

## FELDSPATHS POTASSIQUES AUTHIGENES DANS LES ROCHES VOLCANIQUES DU ROAN AU SHABA (ZAIRE SUD-ORIENTAL)<sup>1</sup>

par

J.J. LEFEBVRE<sup>2</sup>

(2 figures et 3 tableaux)

**RESUME.** - Cette étude porte sur les feldspaths potassiques qui cristallisent en abondance dans des roches d'affinité volcanique, prélevées dans le Roan du Shaba, au Zaïre. Ces roches volcaniques étaient à l'origine acides ou basiques et comptent à présent entre 40 et 70 % de feldspaths potassiques. Ces feldspaths, appartenant à au moins deux types différents, le microcline maximum et l'orthose, ont une composition chimique presque pure. Ils ont cristallisé dans ces roches volcaniques au cours de la diagenèse, dans un bassin hydrologique fermé, riche en saumures alcalines. Il semble que la concentration en sel soit le seul paramètre qui régit la formation de l'un ou l'autre du microcline ou de l'orthose. La substitution de Al par Fe pourrait expliquer la distorsion de la maille observée dans certains de ces feldspaths.

**ABSTRACT.** - This study concerns the K-feldspars which crystallize in great abundance in volcanic-related rocks collected in the Roan of Shaba, Zaire. The volcanic rocks were originally felsic or mafic. They presently contain 40 to 70 % of K-feldspars. At least two different types of K-feldspars are recognised, maximum microcline and orthoclase, both with an almost pure chemical composition. The feldspars in the volcanic rocks are diagenetic, and crystallized in a closed hydrologic basin rich in alkaline brines. It appears as if the degree of salinity is the only parameter responsible for the formation of microcline or orthoclase. The substitution of Fe for Al would appear to explain the distorsion of the unit cell observed in some of the feldspars.

### INTRODUCTION

La cristallisation (et recristallisation) des feldspaths potassiques, souvent liée à de considérables enrichissements en potasse, a été localement intense dans le Roan du Shaba et de Zambie. Cette transformation, associée par endroits à d'importantes cristallisations d'albite, a d'abord été attribuée à l'action de solutions magmatiques ou de métasomatoses granitiques en relation avec les minéralisations cuprifères de la région (Jamotte, 1939; Vaes, *in* Darnley, 1960 et Vaes, 1962; Darnley, 1960). Au cours des discussions qui ont suivi la présentation des travaux de Darnley, Dean (*in* Darnley 1960) suggère, pour la première fois semble-t-il et par analogie au Permo-triassique anglais, une relation possible entre le métasomatisme en potasse (et bore) et l'existence vraisemblable d'un environnement évaporitique dans le Roan de Zambie. Depuis les travaux de Garlick et Fleischer (1972), Annels (1974), Renfro (1974) et Clemmey (1978), l'existence de faciès lagunaires ou lacustres, riches en sels, dans la ceinture cuprifère zambienne est assez bien établie. Au Zaïre, toutefois, l'absence de sélénites dans le Roan du Shaba (le gypse est connu au Shaba, mais dans les couches plus jeunes du Kundelungu) n'a pas permis d'arriver plus rapidement à de semblables conclusions.

Oosterbosch (1962) assimile les roches rouges de la base du Roan à des dépôts lagunaires épicontinentaux, sous climat aride. Un environnement intertidal en climat aride est suggéré par Bartholomé *et al.* (1971) pour le gisement de Kamoto sur la base d'évidences minéralogiques (dolomie et magnésite) et structurales. Une origine diagénétique pour les recristallisations de quartz, dolomite, feldspath potassique et albite, etc . . . est proposée par Cailteux (1973) lors de l'étude du gisement de Musoshi. Des indices caractéristiques de milieux salins, lagunaires et continentaux, sont cités par Cailteux (1977) et Lefebvre (1978). Plus récemment, la découverte de cristallisations diagénétiques de zéolites (analcime, etc . . .) et feldspath potassique dans des roches volcaniques du Roan inférieur et supérieur (Lefebvre, 1982) suggère également l'existence d'un milieu lacustre ou lagunaire, salé et alcalin, par analogie aux descriptions de Hay & Moiola (1963), Hay (1964) et Sheppard & Gude (1968) pour ne citer que les plus importantes. Par l'accentuation du métamorphisme dans les régions plus méridionales du bassin katangien, les zéolites disparaissent; l'albite apparaît

<sup>1</sup> Manuscrit reçu après révision le 30 janvier 1985.

<sup>2</sup> 48, Leafwillow Willowdale ONT, M2J 2B4 Canada.

parfois en compagnie du feldspath potassique qui recristallise avec une maille treillisée, le plus souvent avec destruction de la structure de la roche (Lefebvre & Cailteux, 1975; Lefebvre, 1976).

Si, dans certaines roches effusives des Groupes du Mwashya et des Mines, le feldspath potassique résulte de la recristallisation d'un verre volcanique en milieu à forte salinité, peut-on proposer une origine semblable pour les enrichissements en K des roches contenant la minéralisation dans le Sud-Est du Shaba et en Zambie (Ore Shale) ? Autrement dit, les roches minéralisées à forte charge potassique des gisements de type zambien contiennent-elles une fraction transformée de verre volcanique contemporain de la sédimentation, ou faut-il trouver la source du potassium dans l'altération météorique des argiles arkosiques recouvrant des plaines d'épandage (Garlick, *in* Darnley, 1960; Hay, *in* Mumpton, 1977) ou encore dans des solutions hydrothermales d'origine magmatique (Darnley, 1960) ?

Le problème de la charge potassique dans certains niveaux du Roan et de sa relation possible avec la diagenèse en milieu salin est important. Les remarquables métasomatoses, apparentes au Shaba, et qui font intervenir les éléments K, Na, B, Si (Mg pour le talc, la magnésite et les chloritisations), ont nécessairement mani-

festé, d'une manière ou de l'autre, une certaine interaction avec la minéralisation en Cu et Co, qu'elles aient été liées à son transport, à sa concentration ou à sa fixation, ou qu'elles l'aient simplement remobilisée.

L'étude des propriétés cristallographiques des feldspaths potassiques prélevés dans différents environnements du Shaba pourrait apporter une réponse à ces questions. En effet, les relations entre le microcline, l'orthose et la sanidine peuvent être expliquées par des différences dans l'ordre de distribution des éléments Al et Si sur les sites tétraédriques de la structure cristalline (Laves, 1952). D'autre part, cet état structural est un facteur qui, dans les échantillons naturels, paraît lié aux conditions de l'environnement. Les feldspaths alcalins constituent des séries dépendant surtout de la température (Laves, 1952), mais également des conditions chimiques de l'environnement (Ferguson *et al.*, 1958; Ferguson, 1960).

Enfin, la substitution de l'aluminium des feldspaths potassiques par certains éléments tels B, Fe, etc. . . , peut provoquer une distorsion de la maille (Martin, 1971). C'est ainsi que les feldspaths potassiques, observés dans les tufs et les sédiments lacustres, salins et alcalins, post-secondaires des Etats-Unis, cristallisent "anormalement" à cause de leur forte teneur en bore (Sheppard & Gude, 1973).

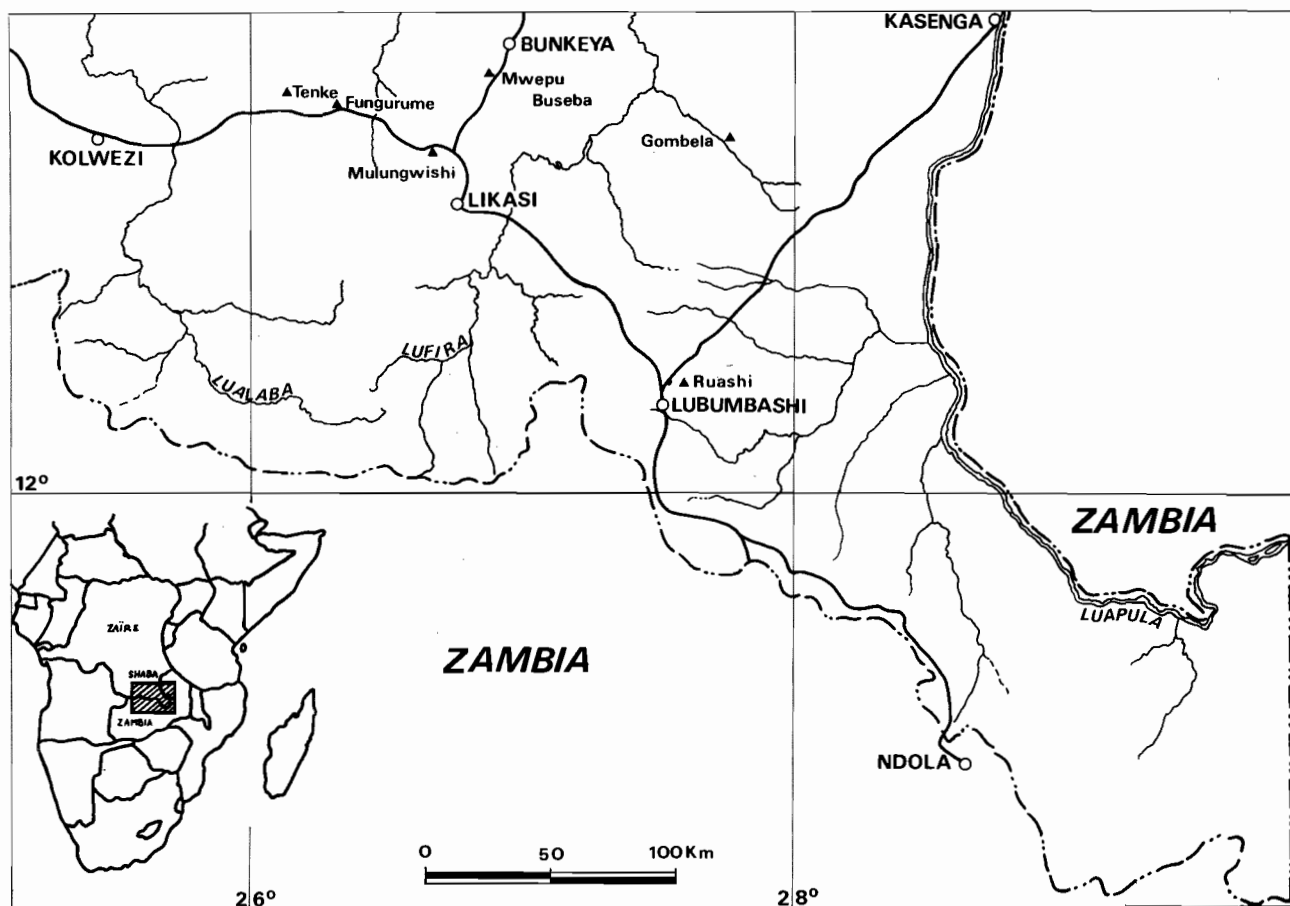


Figure 1. - Localisation des échantillons.

Cette note va donc résumer les résultats des observations effectuées sur un premier groupe d'échantillons. Ceux-ci auront été choisis avec le souci, au cours de cette première approche, d'en simplifier l'étude :

- la richesse et l'apparente homogénéité des feldspaths dans ces échantillons doit faciliter l'obtention d'une phase monominérale pour l'étude diffractométrique;
- ces échantillons appartiennent à des horizons dont l'origine volcanique est parfaitement établie (Groupe de Mwashya) ou probable (Roan moyen et Groupe des Mines de Ruashi).

Des études ultérieures étendront ces recherches aux arkoses, aux talcites microcliniques du Roan et aux granites du soubassement pré-katangien.

### TECHNIQUES D'ETUDE

Les échantillons étudiés proviennent de cinq endroits différents du Shaba. Ce sont des roches effusives felsiques et basiques du Mwashya de Gombela, Mwepu Buseba et Mulungwishi, un sédiment tufacé felsique (?) de la Mofya, au Nord de Tenke-Fungurume, et une dolomie silteuse, extrêmement pyriteuse, du Groupe des Mines dans le gisement de Ruashi (fig. 1).

### EXAMEN MICROSCOPIQUE

Au préalable, chaque échantillon a été examiné au microscope pour étude minéralogique et pétrographique. Seuls ont été retenus pour analyse les échantillons ne contenant pas (ou peu) de feldspaths-K maclés, avec à l'esprit l'hypothèse selon laquelle le microcline à maclé répétée de l'albite et du péricline ne peut pas être authigène (1) (Kastner, 1971; Ribbe, 1975). Quand la dimension des grains de feldspath le permettait, les caractéristiques optiques du minéral ont été déterminées à l'aide de la platine de Fedoroff.

### TRAITEMENT

En vue de l'étude diffractométrique, les échantillons ont été broyés finement et débarrassés des minéraux autres que les feldspaths par attaque à l'acide faible, tamisage, séparation magnétique et par liqueurs denses. L'état de pureté des échantillons ainsi traités a été vérifié par diffraction des rayons X après chaque manipulation. Le problème principal a consisté en l'élimination du quartz.

### DIFFRACTOMETRIE DE RAYONS X

Les poudres de feldspath, mélangées au silicium comme étalon interne, ont été analysées par diffractométrie de rayons X avec une vitesse de balayage du goniomètre de  $1^\circ$  ( $2\theta$ ) par minute. La vitesse de déroulement du diffractogramme a été fixée à 2 cm/min.

Pour la mesure des réflexions dans le domaine des petits angles, la radiation Cu  $K\alpha$  ( $\lambda = 1,5418 \text{ \AA}$ ) a été utilisée. Dans le domaine des grands angles, les longueurs d'onde  $K\alpha_1$  et  $K\alpha_2$  ont été discriminées, les distances calculées avec les valeurs d'onde respectives ( $\lambda = 1,54050$  et  $\lambda = 1,54434 \text{ \AA}$ ) et leur moyenne retenue. Les valeurs  $2\theta$  utilisées dans le calcul des paramètres de la maille sont les moyennes de celles correspondant à la radiation  $CuK\alpha_1$ , mesurées sur trois spectres successifs et couvrant l'intervalle  $65^\circ - 2^\circ$  ( $2\theta$ ). Les paramètres de la maille élémentaire ont été calculés en utilisant un programme d'affinement par moindres carrés (Appelman & Evans, 1973). Les valeurs de  $2\theta$  ont été pondérées et sélectionnées selon les critères définis par Orville (1967). Les paramètres d'initialisation utilisés sont ceux publiés par Stewart & Wright (1974).

Les diffractogrammes obtenus sur les échantillons M60 et F3 indiquaient la présence simultanée de différents types de feldspaths potassiques. Dans l'échantillon F3, les doublets (131), ( $\bar{1}\bar{3}1$ ) et (130), ( $\bar{1}\bar{3}0$ ) du microcline coexistaient avec les réflexions simples (131) et (130) caractéristiques de la structure monoclinique. Les réflexions (201), (060), (204), etc. . . , correspondant aux structures triclinique et monoclinique, ont été discriminées et le calcul de la maille élémentaire a été réalisé pour les deux structures en utilisant les réflexions respectives. Pour l'échantillon M60, le spectre était plus complexe encore; les zones correspondant à l'emplacement des doublets (131) et (130) montraient de larges dômes hérissés de réflexions laissant supposer l'existence d'au moins deux types de feldspaths-K. Comme pour l'échantillon F3, on est parvenu à sélectionner les réflexions permettant de définir une orthose et un microcline maximum. Il est donc possible que la nature minéralogique de M60 soit beaucoup plus complexe que les résultats le laisseront paraître et que cet échantillon puisse contenir plusieurs formes intermédiaires.

### ANALYSES CHIMIQUES

Dans une section mince polie de l'échantillon M10b de Mulungwishi, le feldspath-K a été analysé à la microsonde électronique, utilisant un spectromètre à cristal, et en comparant les intensités des pics avec celles des éléments appartenant à des échantillons témoins de composition connue.

Les résultats bruts ont été reconvertis en pourcent poids des oxydes au moyen du programme infor-

(1) Le terme "authigène" est repris, au cours de cette étude, dans le sens d'un minéral ou d'une cristallisation qui s'est formé en place, à un moment compris entre la phase de dépôt sédimentaire et la transformation des roches par métamorphisme. A priori, cette acception ne fait pas intervenir les cristallisations liées à des fluides hydrothermaux ou magmatiques.

matique EMPADR VII (Rucklidge & Gasparrini, 1969). L'analyse des autres échantillons a été réalisée par spectrométrie de fluorescence X sur les concentrés de feldspath potassique préparés pour l'étude diffractométrique. Sur les mêmes échantillons, le bore a été obtenu par spectrométrie d'émission plasma.

## RESULTATS

### DESCRIPTION DES ECHANTILLONS

#### Section de Mulungwishi (Groupe de Mwashya)

##### M9 et M10b

A 10 m sous le poudingue polygénique de Mulungwishi (Lefebvre, 1976), un banc de près d'un mètre d'épaisseur de roche brunâtre, indurée, à stratifications et laminations extrêmement serrées, marquées par l'alternance de très fins niveaux silteux feldspathiques et de niveaux essentiellement composés de feldspath-K, non maclé, finement cristallisé (10 à 50  $\mu$ ), à texture cherteuse ou en mosaïque. La partie inférieure du banc (éch. M10b), très claire, montre une texture vitroclastique localement préservée et contient plus de 70 % en poids de feldspath-K. Les autres minéraux reconnaissables sont le quartz, en rares grains isolés, la pyrite idiomorphe, en partie transformée en limonite et jarosite, le leucoxène en flocons, la tourmaline incolore et le zircon, en traces, ainsi que quelques cristaux isolés de dolomite idiomorphe. Vers le haut du banc (éch. M9), la roche perd de sa cohérence et s'enrichit en phengite (néogène ?) et d'éléments détritiques de quartz. La roche est recoupée par de très minces fractures à remplissage de quartz et de feldspath potassique idiomorphe.

##### M29a et M30

Douze mètres en dessous de l'échantillon M10b, on observe une nouvelle épaisseur de près de 6 m de siltites lilas plus ou moins massives, assez claires et indurées à la base (éch. M30). La roche contient des esquilles de quartz, quelques grains de feldspath-K et de plagioclase brisés (25 à 100  $\mu$ ), un peu de biotite, chlorite, zircon, une abondante pyrite un peu limonitisée, de nombreux nuages de leucoxène et quelques rares tourmalines brunes. Le tout baigne dans un ciment de feldspath-K finement cristallisé (max. 10  $\mu$ ), non maclé, qui peut constituer jusqu'à 50 % en poids de la roche totale (M30).

##### M60

Vingt-huit mètres sous l'horizon précédent, on repère la Formation pyroclastique et ferrugineuse (RK2) qui, à Mulungwishi, atteint près de 8 m d'épaisseur (Lefebvre, 1982). Elle est composée de bancs d'hématite, massifs et stratifiés, et de fins tufs basiques (Ech. M60) riches en fer. Ce tuf est entièrement

remplacé par une mosaïque de feldspath-K, non maclé (max. 150  $\mu$ ), comptant pour 40 % en poids de la roche, par de l'oligiste et des minéraux argileux divers, riches en Mg. Cette métasomatose s'est développée tout en conservant parfaitement la texture interstale à l'intérieur des pyroclastes.

#### Section de Gombela (Groupe de Mwashya)

##### G1

Tuf cinéritique lilas, massif, composé de près de 50 % en poids de feldspath-K finement cristallisé (5 à 40  $\mu$ ). Les autres constituants de la roche sont des zéolites sphérolitiques, fibreuses ou isométriques (phillipsite et traces de laumontite, chabazite et analcime), une très fine cristallisation d'hématite qui cribble notamment les feldspaths, une tourmaline brune abondante, de la biotite détritique, un peu de quartz néogène, enfin des traces d'apatite, de zircon et des argiles. La structure de la roche est celle d'un tuf volcanique acide, compacté, dont la taille des fragments peut atteindre 6 mm.

##### G7

Tuf lapilli lithique, originellement basique, en grande partie remplacé par un feldspath de type orthose (Ech. G7), ou de type microcline (Lefebvre, 1982), ou par un mélange des deux. Ces roches contiennent de 40 à 60 % de feldspath-K, non maclé, dont la cristallisation a conservé la texture microlitique à l'intérieur des fragments volcaniques. La roche contient également une abondance d'hématite et de leucoxène, et un peu de mica.

#### Section de Mwepu Buseba (Groupe de Mwashya)

##### B3 et B5

Tuf acide à texture ignimbrétique, à recristallisation d'orthose (30 à 80 % en poids) et d'analcime. Le quartz est néogène et abondant, ainsi que la pyrite en partie oxydée (limonite et jarosite). La roche contient également un peu de mica blanc, des traces d'apatite et de la tourmaline brune assez rare (Ech. B5). L'échantillon B3 contient près de 10 % de tourmaline achroïque à fine cristallisation idiomorphe, non orientée. Dans les deux échantillons, l'orthose non maclée a une taille variable. Le plus souvent, elle a un aspect cherteux (env. 5  $\mu$ ); elle recristallise en agrégats isolés de minéraux xénomorphes (jusqu'à 125  $\mu$ ).

#### Coupe de la rivière Mofya (Groupe de Mofya)

##### F3

Siltite massive, brun-rouge, à fragments anguleux de feldspath-K, quartz et rares plagioclases dans un ciment riche en feldspath-K, très finement cristallisé (40 à 50 % en poids de feldspath-K). La roche est également riche en hématite et "rhodusite" (magnésioriébeckite asbestiforme). Les autres composants sont

Tableau 1. - Caractéristiques optiques des feldspaths-K étudiés.

Echantillons	Système	$2\sqrt{\alpha}$ mes.	angl. ext. sur (010)	$n_x$	$n_x$
M 10 b	triclinique	$81.0 \pm 5.0$	5.3	$1.518 \pm 0.002$	$1.525 \pm 0.002$
G 7	monoclinique	$48.0 \pm 5.0$	—	$1.517 \pm 0.002$	$1.524 \pm 0.002$
B 3	monoclinique	$42.0 \pm 5.0$	(5.4)?	$1.518 \pm 0.002$	$1.525 \pm 0.002$

la biotite verte et une amphibole, tous deux détritiques, du rutile et leucoxène, de l'apatite et des traces de zircon. La roche est un sédiment tufacé ou tuf acide épicrostique.

#### Gisement de Ruashi (Groupe des Mines)

##### Ru

Fin silt dolomitique, riche en pyrite, à fantômes de sélénites à présent composés de dolomite et de quartz. En plus du quartz, la roche contient de la phengite, un peu de tourmaline, du rutile, de l'apatite et près de 25 % de feldspath-K néogène, non maclé. L'abondance de feldspaths-K dans le Groupe des Mines de la région est liée à des horizons clairs, aux limites bien tranchées, et parfaitement continus, dont l'origine volcanique a été suggérée par analogie aux bancs cinéritiques du Groupe de Mwashya (Lefebvre & Cailteux, 1975). L'échantillon Ru a été recueilli dans la partie supérieure d'un de ces bancs et était probablement, à l'origine, une boue dolomitique tufacée, déposée en milieu réducteur, confiné et à basse énergie.

#### PROPRIETES OPTIQUE DES FELDSPATHS-K

Vu la petitesse des grains de feldspath dans les échantillons étudiés, seules quelques mesures ont pu être réalisées (tab. 1).

Optiquement, certains feldspaths sont tricliniques (M10b), d'autres sont monocliniques (G7 et B3). Leurs indices de réfraction assez bas reflètent une faible teneur en composants sodiques ou calciques (Baskin, 1956), confirmée par les analyses chimiques. Les mesures d'angle  $2\sqrt{\alpha}$  sont compatibles avec l'existence de deux types de feldspath-K, respectivement à proximité des pôles "orthose" et "microcline maximum" (Stewart, 1974; fig. 1 de la page 48). La rareté des macles a réduit à un très petit nombre les mesures d'angle d'extinction. Les quelques valeurs obtenues sont conformes aux résultats publiés par Stewart (1974) pour les feldspaths-K proches de la composition idéale.

#### DIFFRACTOMETRIE DE RAYONS X

Les résultats reportés dans le tableau 2, et illustrés sur la figure 2, montrent une concentration de points

autour des pôles "microcline maximum" et "orthose". Les résultats obtenus pour les échantillons M9, M10b et Ru sont très satisfaisants. Associés à une marge d'erreur faible, ils sont concentrés sur une surface restreinte autour du pôle "microcline maximum". L'appartenance des feldspaths de l'échantillon G1, et d'une portion des feldspaths de l'échantillon M60, au type "microcline maximum" est raisonnable, bien que l'erreur sur la mesure de G1 soit importante. Le point représentatif de la fraction triclinique de l'échantillon F3 est rejeté hors du diagramme. Nous en proposerons une explication dans la discussion. Malgré cette divergence, ce feldspath semble également appartenir au type "microcline maximum".

Les points autour du pôle "orthose" sont un peu plus dispersés, et même nettement rejetés hors du diagramme pour B3, B5 et G7. L'échantillon M29a, avec un écart-type assez élevé, est éloigné du pôle "orthose", en direction du pôle "sanidine". La fraction monoclinique des feldspaths de l'échantillon F3 est déjà dans le domaine des microclines intermédiaires. M30 et la fraction monoclinique de M60 donnent des valeurs précises, à proximité immédiate du pôle "orthose". Aux erreurs de mesure près, il est raisonnable de les considérer tous comme des orthoses.

#### ANALYSES CHIMIQUES

Le microcline de l'échantillon M10b, analysé à la microsonde (tab. 3), est parfaitement homogène avec une composition remarquablement proche du feldspath-K théorique. La seule anomalie est la teneur en fer, qui pourrait être attribuée à la présence de cet élément dans le réseau des feldspaths.

Les autres résultats, obtenus par spectrométrie de fluorescence X sur concentrés, font apparaître une composante en feldspath-K supérieure à 93 %. Dans ces échantillons, à l'exception de G7, l'excès en SiO<sub>2</sub> peut être expliqué par la présence de quartz en impuretés. Ce fait est confirmé par l'existence d'une réflexion du quartz dans les diffractogrammes de poudre obtenus sur ces concentrés. De la même manière, la teneur assez élevée en Fe obtenue pour l'échantillon G7 pourrait se rapporter à une très faible réflexion de

Tableau 2. - Les valeurs de a, b et c sont exprimées en Å et celle de V en Å<sup>3</sup>. Les valeurs de α, β, ..., α'', ... et de (131-131), (060), ect. ..., sont exprimées en degrés 2θ. Composition en orthose en mole pourcent (Stewart & Wright, 1974). N nombre de réflexions utilisées dans le calcul de la maille élémentaire.

	M9	M10b	M29a	M30	M60 <sub>T</sub>	M60 <sub>H</sub>	Ru	G7	G7	B3	B5	F3 <sub>T</sub>	F3 <sub>H</sub>
a	8.580(4)	8.587(3)	8.575(14)	8.581(3)	8.589(3)	8.582(3)	8.584(4)	8.587(13)	8.580(3)	8.578(2)	8.585(3)	8.588(4)	8.583(8)
b	12.964(5)	12.964(6)	13.007(7)	12.997(4)	12.968(4)	12.999(3)	12.961(5)	12.959(7)	13.019(8)	13.016(7)	13.006(7)	12.977(6)	12.991(16)
c	7.222(3)	7.220(2)	7.187(7)	7.193(3)	7.218(4)	7.194(2)	7.221(3)	7.220(8)	7.200(3)	7.206(3)	7.197(4)	7.230(5)	7.200(7)
α	90.327(41)	90.309(44)	90.000	90.000	90.268(37)	90.000	90.312(40)	90.299(51)	90.000	90.000	90.000	90.268(57)	90.000
β	116.170(28)	116.176(30)	116.046(75)	115.996(34)	116.171(31)	116.003(21)	116.175(27)	116.173(42)	115.852(32)	116.030(20)	116.021(22)	116.234(33)	116.030(71)
γ	88.324(43)	88.351(56)	90.000	90.000	88.328(34)	90.000	88.325(41)	88.372(67)	90.000	90.000	90.000	88.254(46)	90.000
α*	90.293(31)	90.467(34)	90.000	90.000	90.523(34)	90.000	90.342(33)	90.451(39)	90.000	90.000	90.000	90.539(52)	90.000
γ*	91.856(38)	91.686(48)	90.000	90.000	91.731(32)	90.000	91.872(37)	91.653(42)	90.000	90.000	90.000	91.805(40)	90.000
V	720.63(.42)	721.08(.34)	720.05(.95)	721.01(.34)	721.17(.39)	721.30(.31)	720.67(.45)	720.68(.62)	723.79(.45)	722.88(.39)	721.53(.43)	722.37(.49)	721.31(.86)
201	20.989	20.998	21.027	21.024	20.996	21.021	20.997	20.996	21.031	21.022	21.012	20.992	21.036
(131-131)	-0.701	-0.642	0.000	0.000	-0.674	0.000	-0.705	-0.653	0.000	0.000	0.000	-0.638	0.000
060	41.810	41.824	41.685	41.695	41.814	41.688	41.871	41.850	41.694	41.634	41.665	41.868	41.716
204	50.593	50.596	50.829	50.782	50.596	50.777	50.575	50.596	50.695	50.841	50.971	50.626	50.845
(130-130)	-0.622	-0.601	0.000	0.000	-0.617	0.000	-0.771	-0.602	0.000	0.000	0.000	-0.679	0.000
t <sub>10</sub>	0.905	0.835	0.330	0.363	0.828	0.364	0.904	0.834	0.359	0.384	0.366	0.875	0.395
t <sub>18</sub>	0.094	0.155	0.330	0.363	0.136	0.364	0.096	0.164	0.359	0.384	0.366	0.149	0.395
t <sub>20+t<sub>20</sub></sub>	0.001	0.010	0.339	0.274	0.036	0.272	0.000	0.002	0.282	0.232	0.268	-0.024	0.210
Orthoclase	93.28	94.56	91.66	94.36	94.82	95.19	95.22	93.43	100.00	99.93	95.86	98.37	95.22
N	21	9	13	22	22	8	18	17	17	25	27	25	15

l'hématite observée dans le diffractogramme correspondant. A l'origine, l'échantillon G7 était très riche en hématite et B3 contenait près de 30 % de pyrite (à partir des analyses de roche totale, G7 : 14 % FeO<sub>T</sub>, B3 : 15 % FeO<sub>T</sub> et F3 : 7 % FeO<sub>T</sub>). La valeur en CaO obtenue pour le concentré de Ru est attribuable à de fines inclusions de dolomite, que confirme la présence d'un peu de MgO. La teneur en Na de l'échantillon F3 est liée à la présence de fines inclusions de "rhodusite" (magnésioriebeckite) en périphérie des grains de feldspath (observation du concentré au microscope). Si on recalcule la composition minéralogique des concentrés en éliminant l'excès de silice lié à la présence du quartz, F3 contient 98 % de feldspath-K et les quatre autres concentrés, plus de 99 %.

Les teneurs en bore sont très faibles dans les concentrés M29a, G7 et F3, un peu plus élevées dans les concentrés M10b et Ru, et franchement anormales dans le concentré B3 (tab. 3). L'examen au microscope n'a pas permis de discerner la présence d'inclusions ou de fragments de tourmaline. Toutefois, les concentrés qui présentent de fortes teneurs en B ont été préparés à partir d'échantillons contenant de la tourmaline en quantité (jusqu'à 10 % dans B3).

DISCUSSIONS

Une hypothèse de travail, basée sur les premiers résultats d'analyse, s'est avérée incorrecte. Avec l'étude des premiers échantillons M10b et M29a, tous deux de fines cendres volcaniques acides et distantes, dans la

même section, de quelque 10 mètres, nous pensons que le microcline de l'un (M10b) résultait de la recristallisation diagénétique d'une sanidine, d'origine volcanique, déjà en partie ordonnée dans l'échantillon M29a (orthose). La diagenèse aurait été responsable de la redistribution, à basse température des ions Si et Al, dont le désordre initial était imputé à de hautes températures d'origine volcanique. Quant à l'apparition des macles en fins quadrillages, elle marquerait l'effet d'une diagenèse tardive ou de métamorphisme, ou aurait permis de distinguer l'apport détritique à partir du continent. Ce schéma, relativement simple, aurait été d'un usage facile pour l'interprétation de l'origine des roches feldspathiques du Shaba.

La détermination d'une orthose semblable à celle de l'échantillon M29a dans M60 et G7, tous deux des roches volcaniques basiques feldspathisées, se porte en faux contre l'hypothèse précédente. On ne peut concevoir, en effet, la présence d'une telle quantité de feldspath-K d'origine uniquement volcanique (plus de 40 %) dans une roche dont la composition est initialement basaltique. On s'éloigne donc d'une séquence qui rejoindrait la théorie de Laves & Goldsmith (Laves, 1952; Goldsmith & Laves, 1954a et b), selon laquelle l'ordre Si-Al augmente progressivement de la sanidine au "microcline maximum" en passant par l'orthose, par un abaissement lent et progressif de la température. On est donc amené à penser que le microcline, comme l'orthose, sont tous deux diagénétiques et que la cristallisation de l'un plutôt que l'autre tient à des conditions particulières qui ont pu varier au cours de cette diagenèse. Confronté à une situation semblable (orthose authigène),

Tableau 3. - Analyses chimiques des feldspaths potassiques.

	M10b*	M29a	Ru	G7	B3	F3	Composition théorique
<b>Eléments majeurs %</b>							
SiO <sub>2</sub>	64.02	65.90	65.17	64.96	66.65	66.10	64.76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.54	17.74	18.08	17.99	17.42	17.83	18.32
FeO <sub>T</sub> **	0.20	0.00	0.00	0.55	0.25	0.15	-
MgO	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00	-
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-
CaO	0.00	0.00	0.10	0.00	0.01	0.03	-
K <sub>2</sub> O	16.90	16.35	16.55	16.48	15.75	15.78	16.92
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.10	0.00	0.05	0.05	0.20	-
TOTAL	99.66	99.99	100.10	100.03	100.13	100.09	100.00
<b>Teneur en B ppm</b>							
B	200	40	300	20	1200	25	-
Or.	99.88	96.63	97.81	97.40	93.09	93.26	100.00
Ab.	0.00	0.85	0.00	0.42	0.42	1.69 (2)	0.00
An.	0.00	0.00	0.50 (1)	0.00	0.05	0.15	0.00

M10b\* Feldspath analysé à la microsonde; les autres échantillons ont été analysés par spectrométrie de fluorescence X sur concentré de feldspath.

FeO<sub>T</sub>\*\* Fer total exprimé en fer ferreux.

(1) Probablement inclusions de dolomite.

(2) "Rhodosite" en partie.

Baskin (1956) suggère que le feldspath-K cristallise dans le domaine de stabilité du microcline, c'est-à-dire à une température inférieure à celle d'inversion orthose-microcline, mais que le refroidissement, trop rapide, provoque la formation d'orthose métastable au lieu de microcline stable. Cette théorie n'explique pas davantage la présence de feldspath potassique en telle quantité dans des roches basiques.

Si, par contre, on se réfère à la théorie des valences de liaison proposée par Ferguson *et al.* (1958) et Ferguson (1960), selon laquelle ce serait la forme monoclinique de l'orthose qui assure la meilleure liaison valencielle entre les différents éléments du feldspath, l'orthose pourrait également être une forme de basse température. Que l'orthose, comme le microcline, aient tous deux une composante en feldspath-K très élevée est, pour Karstner (1971), une bonne indication du caractère authigène de ces minéraux. La taille relative des ions

Na et K ayant une influence sur la distribution Si-Al, l'apparition d'un système monoclinique, indépendamment de la température, serait favorisée par un milieu riche en ion K et le système triclinique par un milieu riche en Na. Dans un environnement à forte salinité (un milieu lacustre salin et alcalin favorisant la formation de zéolites et feldspath-K à partir d'un verre volcanique), l'abondance relative d'ions Na et K dans les saumures pourrait donc imposer l'apparition de l'un ou l'autre des microcline et orthose.

Si on suppose que les cendres volcaniques, acides ou basiques, refroidissent brutalement au moment du dépôt, sans cristalliser, que des solutions salines puissent circuler au cours de la diagenèse, dans la roche ainsi figée, et que le milieu est assez riche en sels entraînant une précipitation abondante de Na, la saumure, relativement enrichie en K, favorisera la formation d'orthose.

A salinité plus faible, le rapport Na/K est plus élevé et c'est le microcline qui se forme. Dans le cas des assemblages zéolites - feldspath-K (Mwepu Buseba), Mariner & Surdam (1970) ont montré que la solubilité de la silice augmentait avec le pH. Or le pH augmente avec la salinité (Hardie & Eugster, 1970; Goodwin, 1973). La silice des verres volcaniques peut donc s'associer au Na de la solution pour former des zéolites sodiques, avec enrichissement relatif en  $K^+$  de la solution. A plus forte salinité, une augmentation continue du pH et de la solubilité de la silice, la baisse correspondante de l'activité en  $H_2O$  et l'enrichissement relatif en  $K^+$  de la saumure sont des facteurs favorisant la déstabilisation des zéolites et la formation d'orthose. L'apparition de microcline dépendra de l'équilibre sensible entre la quantité de  $Na^+$  resté ou remis en solution et celle du Na emprisonné dans les minéraux. Cet équilibre délicat permet de comprendre les cristallisations successives d'orthose d'abord, de microcline puis d'albite observées dans un niveau cinéritique du Mwashya supérieur à Mwadingusha ensuite (Lefebvre, 1976) et la présence simultanée, ou alternée, d'orthose et de microcline dans les échantillons étudiés dans la note présente.

Une condition à la formation de zéolites et feldspath-K à partir d'un tuf volcanique, dans un bassin à système hydrologique fermé, est que la composition chimique des saumures soit à la fois saline et alcaline (Hay, 1966). Pour obtenir cette composition, il est nécessaire que les eaux d'origine soient riches en  $HCO_3^-$  et pauvres en ions  $Cl^-$  et  $SO_4^{2-}$  (Hardie & Eugster, 1970). Ce type d'eau dérive de l'altération de roches ignées et métamorphiques (Garrels & Mackenzie, 1967). Donc, pour que se développent des saumures et des lacs alcalins, il est nécessaire d'avoir un bassin fermé, entouré de massifs granitiques et métamorphiques, ne contenant pas de formations argileuses et pyriteuses, ni de formations évaporitiques. Ce qui semble s'accorder assez bien avec le bassin katangien qui n'est ouvert à la mer que dans sa partie méridionale et qui est flanqué à l'Ouest, et surtout à l'Est, de massifs répondant aux caractéristiques énoncées.

Si, dans ce bassin, s'opère une abondante précipitation de dolomite, ce qui est définitivement le cas pour le Roan du Shaba, le rapport  $HCO_3^-/2(Ca^{2+} + Mg^{2+})$  dans l'eau d'origine sera supérieur à 1 (Hardie & Eugster, 1970). Il en résultera des saumures alcalines, riches en  $Na^+$ ,  $CO_2$ ,  $SO_4^{2-}$  et  $Cl^-$  qui correspondent à la composition des inclusions fluides étudiées par Pirmolin (1970) dans les dolomies RSC du Groupe des Mines au Shaba.

Les conditions de formation des saumures alcalines dans le bassin katangien sont donc respectées et la feldspathisation des tufs volcaniques qu'on y observe paraît en découler naturellement.

Cette hypothèse se devra toutefois d'être confirmée. D'après Hay (1966), la searlésite ( $NaBSi_2O_6 \cdot H_2O$ ) est le seul silicate authigène commun qui soit véri-

tablement l'indicateur d'un environnement à forte salinité. On aimerait croire que le bore, composant les nombreuses cristallisations authigènes de tourmaline incolore dans la plupart des roches du Roan, provient d'une searlésite originale, rendue instable par le métamorphisme et la compaction des roches. D'autre part, à notre connaissance, aucune roche précambrienne contenant l'assemblage analcime - feldspath potassique n'a encore été décrite. Les roches les plus anciennes, dans lesquelles cet assemblage a été reconnu, sont des sédiments tufacés fluvioglaciers, appartenant au Carbonifère du Sud-Est australien (Wilkinson & Whetten, 1964).

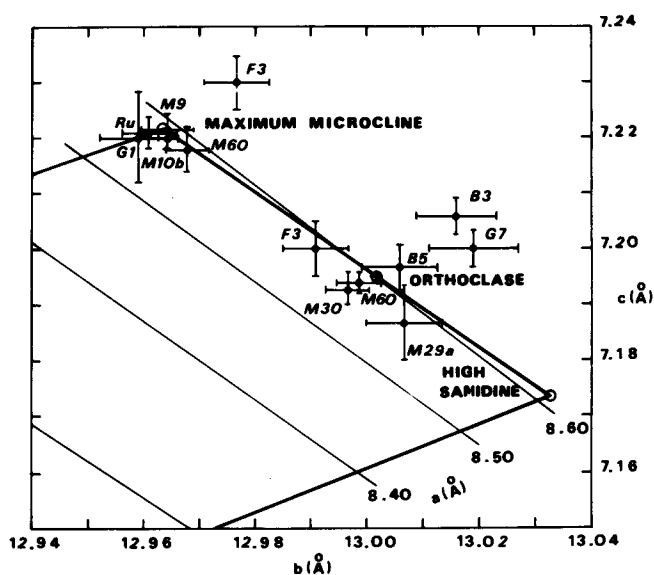


Figure 2  
Section des feldspaths riches en potassium, extrait du diagramme des paramètres b-c de Stewart & Wright (1974). Ce diagramme fait également apparaître les paramètres a. Les données du tableau 2 y sont reportées. Les croix centrées sur les points, représentant les valeurs calculées expriment le double de l'écart-type.

On observe sur la figure 2 que les microclines se concentrent assez bien autour du pôle "microcline maximum", à l'exception de F3. Cet échantillon contient également un feldspath quelque peu excentré par rapport au pôle "orthose". Comme pour le point figuratif du microcline de F3, les points figuratifs de l'orthose de B3, B5 et G7 sont rejetés hors du diagramme, indiquant une sensible distorsion de la maille. Cette distorsion est exprimée par la différence entre les valeurs calculées du paramètre a et celle obtenues par le report des paramètres c et b sur le diagramme de la figure 2. Sur la base de leur composition chimique, confirmée par l'examen optique, ces points devraient se situer à proximité immédiate de la ligne joignant les



pôles microcline et sanidine. Les paramètres *b* de la maille anormale de ces feldspaths ont donc été distendus, vraisemblablement par la présence de cations étrangers. Pour Martin (1971) et Sheppard & Gude (1973), l'élément étranger introduit dans la maille est le bore dont le rayon ionique, plus petit que celui de Al, a pour effet de diminuer la valeur de *b*. Toutefois, dans certains échantillons du Shaba, la valeur de *b* est augmentée. Les analyses du bore dans les concentrés ne présentent de valeur anormale que dans B3 (tab. 3). Il est donc probable qu'au Shaba, Al ait été substitué par l'ion ferrique dont le rayon ionique est sensiblement plus grand. A l'appui de cette hypothèse, on constate à l'examen du tableau 3 que l'analyse des feldspaths de F3, B3 et G7 sont les seuls à présenter des teneurs significatives en Fe. Il reste possible, toutefois, que ce fer soit attribuable, au moins en partie, à des inclusions d'hématite (F3 et G7) ou de pyrite (B3), abondantes dans ces roches.

### CONCLUSIONS

Les résultats de cette première investigation indiquent :

- que les roches volcaniques feldspathisées, reprises dans cette étude, contiennent au moins deux types de feldspath potassique, tous deux authigènes : un microcline maximum et une orthose;
- que les échantillons contiennent l'un ou l'autre, ou un mélange de ces minéraux;
- que les feldspaths-K, localement accompagnés de zéolites, résultent de la transformation de verres volcaniques par des saumures alcalines;
- que les microclines et orthoses sont assez purs avec une composante en feldspath-K proche de 100 %;
- qu'il est possible que le feldspath triclinique se forme dans un milieu relativement plus salin que celui où se forme le feldspath monoclinique;
- que le bassin katangien, pour satisfaire aux conditions de formation de ces feldspaths, serait caractérisé par un système hydrologique fermé, l'eau trouvant sa source sur le continent granitique et métamorphique pré-katangien;
- que la maille de certains de ces feldspaths-K est déformée par l'introduction probable d'un cation étranger, vraisemblablement le fer et peut-être le bore.

### REMERCIEMENTS

Nous remercions Dr. T. Verbeek pour les multiples et fructueux échanges d'idées sur les gisements du type Kupferschiefer et ceux du Shaba en particulier.

Nous remercions également Mr. L. Paterson pour sa collaboration à l'analyse des feldspaths décrits dans cette étude.

### BIBLIOGRAPHIE

- ANNELS, A.E., 1974. Some aspects of the stratiform ore deposits of the Zambian copperbelt and their genetic significance. *Cent. Soc. Géol. Belg., Gisements stratiformes et Provinces Cuprifères*, Bartholomé, P., ed., Liège : 235-254.
- APPLEMAN, D.E. & EVANS, H.T. Jr., 1973. Job. 9214 : indexing and least-squares refinement of powder diffraction data. *U.S. Geol. Surv. Comp. Contr.*, 20.
- BARTHOLOME, P., EVRARD, P., KATEKESHA, F., LOPEZ-RUIZ, J. & NGONGO, M., 1971. Diagenetic ore-forming processes at Kamoto, Katanga, Republic of the Congo, *In : Ore in Sediments*, G.C. Amstutz and A.J. Bernard. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York : 21-41.
- BASKIN, Y., 1956. A study of authigenic feldspars. *J. Geol.*, 64 : 132-155.
- CAILTEUX, J., 1973. Minerais cuprifères et roches encaissantes à Musoshi. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 96 : 495-521.
- CAILTEUX, J., 1977. La succession stratigraphique du C.M.N. (ou R.2.3.) au centre de la Sous-Province cuprifère shabienne. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 100 : 73-85.
- CLEMMY, H., 1978. A Proterozoic lacustrine interlude from the Zambian Copperbelt. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.* 2 : 259-278.
- DARNLEY, A.G., 1960. Petrology of some Rhodesian Copperbelt orebodies and associated rocks. *Trans. of the Inst. of Min. & Met.*, 69 : 137-173. *Discussions* : 371-398, 541-569, 669-719.
- FERGUSON, R.B., 1960. The low-temperature phases of the alkali feldspars and their origin. *Can. Mineral.*, 6 : 415-436.
- FERGUSON, R.B., TRAILL, R.J. & TAYLOR, W.H., 1958. The crystal structures of low-temperature and high-temperature albite. *Acta. Cryst.*, 11 : 331-348.
- GARLICK, W.G. & FLEISCHER, V.D., 1972. Sedimentary environment of Zambia copper deposition. *Geol. Mijnb.* 51 (3) : 277-298.
- GARRELS, R.M. & MACKENZIE, F.T., 1967. Origin of the chemical composition of some springs and lakes. *Advances Chem. Sci. Series 67. Am. Chem. Soc.* : 222-242.
- GOLDSMITH, J.R. & LAVES, F., 1954a. The microcline-sanidine stability relations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 5 : 1-19.
- GOLDSMITH, J.R. & LAVES, F., 1954b. Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 6 : 100-118.
- GOODWIN, J.H., 1973. Analcime and K-feldspar in tuffs of the Green River Formation, Wyoming. *Amer. Mineral.* 58 : 93-105.
- HARDIE, L.A. & EUGSTER, H.P., 1970. The evolution of closed-basin brines. *Mineral. Soc. Am. Spec. Paper*, 3 : 273-290.

- HAY, R.L., 1964. Phillipsite of saline lakes and soils. *Amer. Mineral.* 49 : 1366-1387.
- HAY, R.L., 1966. Zeolite and zeolitic reactions in sedimentary rocks. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 85, 130.
- HAY, R.L. & MOYOLA, R.J., 1963. Authigenic silicate minerals in Searles Lake, California. *Sedimentol.*, 2 : 312-332.
- JAMOTTE, A., 1939. Contribution à l'étude géologique du gisement cuprifère de Musoshi (Katanga méridional). *Publ. Assoc. Ing. Fac. Pol. de Mons*, 74 (5) : 64.
- KASTNER, M., 1971. Authigenic feldspars in carbonate rocks. *Amer. Mineral.*, 56 : 1403-1442.
- LAVES, F., 1952. Phase relations of the alkali feldspars. I. Introductory remarks; II. The stable and pseudostable phase relations in the alkali feldspar system. *Geol.*, 60 : 436-450; 549-574.
- LEFEBVRE, J.J., 1976. Le contact entre le Kundelungu et le Roan à Mulungushi, Shaba, Zaïre. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 99 : 451-466.
- LEFEBVRE, J.J., 1978. Le Groupe de Mwashya, mégacyclothème terminal du Roan (Shaba, Zaïre sud-oriental). I. Approche lithostratigraphique et étude de l'environnement sédimentaire. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 101 : 209-225.
- LEFEBVRE, J.J., 1982. Le Groupe de Mwashya, mégacyclothème terminal du Roan (Shaba, Zaïre sud-oriental). II. Volcanisme et dynamique du bassin sédimentaire. U.L.B. et Musée d'Afrique Centrale, Tervuren, manuscrit non publié, 42.
- LEFEBVRE, J.J. & CAILTEUX, J., 1975. Volcanisme et minéralisations diagénétiques dans le gisement de l'Etoile, Shaba, Zaïre. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 98 : 177-195.
- MARINER, R.H. & SURDAM, R.C., 1970. Alkalinity and formation of zeolites in saline alkaline lakes. *Sciences*, 170, 3961 : 977-980.
- MARTIN, R.F., 1971. Disordered authigenic feldspars of the series  $KAlSi_3O_8$  -  $KBSi_3O_8$  from southern California. *Amer. Mineral.*, 56 (1-2) : 281-291.
- MUMPTON, F.A., 1977. Mineralogy and geology of natural zeolites. *Mineral. Soc. America, Short Course Notes*, 4 : 233.
- OOSTERBOSCH, R., 1962. Les minéralisations dans le Système du Roan au Katanga. *In* : Stratiform Copper deposits in Africa (Lombard, J. & Nicolini, P., eds.). *Congrès géol. intern., A.S.G.A., 1962. Copenhagen (1960)* : 71-136.
- ORVILLE, P.M., 1967. Unit cell parameters of the microcline - low albite and the sanidine - high albite solid solution series. *Amer. Mineral.*, 52 : 55-86.
- PIRMOLIN, J., 1970. Inclusions fluides dans la dolomite du gisement stratiforme de Kamoto (Katanga Occidental). *Ann. Soc. géol. Belg.*, 93 : 397-406.
- RENFRO, A.R., 1974. Genesis of evaporite associated stratiform deposits - a sabkha process. *Econ. Geol.*, 69 : 33-45.
- RIBBE, P.H., 1975. Feldspar mineralogy. *Mineral. Soc. Amer., Short Course Notes*, 2 : 241.
- RUCKLIDGE, J.C. & GASPARRINI, E., 1969. Empadr VII. Specifications of a computer programme for processing electron microprobe analytical data. *Report. Dep. Geol. Univ. Toronto*.
- STEWART, D.B., 1974. Optic axial angle and extinction angles of alkali feldspars related by cell parameters to Al/Si order and composition. *In* : *The Feldspars* (Mackenzie, W.S. & Zussman, J., Eds.). *Manchester Univ. Press* : 145-161.
- STEWART, D.B. & WRIGHT, T.L., 1974. Al/Si order and symmetry of natural alkali feldspars, and the relationship of strained cell parameters to bulk composition. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 97 : 356-377.
- SHEPPARD, R.A. & GUDE, A.J., 1968. Distribution and genesis of authigenic silicate minerals in tuffs of pleistocene Lake Tecopa, Inyo County, California. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 597 : 38.
- SHEPPARD, R.A. & GUDE, A.J., 1973. Boron-bearing potassium feldspar of authigenic origin in closed-basin deposits. *Jour. Research U.S. Geol. Surv.* 1 (4) : 377-382.
- VAES, J.F., 1962. A study of the metamorphism of the sediments at the Musoshi copper deposit and its consequences. *Mus. Roy. Afr. Centr., Tervuren, Belgique. Ann. Sci. Geol.*, 43.
- WILKINSON, J.F.C. & WHETTEN, J.T., 1964. Some analcime-bearing pyroclastic and sedimentary rocks from New South Wales. *Jour. Sedim. Petrology*, 34 : 543-553.