

LITHOSTRATIGRAPHIE DU DOMAINE SEDIMENTAIRE DE LA CHAÎNE KIBARIENNE AU RWANDA¹

par

D. BAUDET, M. HANON, E. LEMONNE, K. THEUNISSEN²

avec la collaboration de

S. BUYAGU³, J. DEHANDSCHUTTER², W. NGIZIMANA³,
P. NSENGIYUMVA³, J.B. RUSANGANWA³ & A. TAHON²

(9 figures, 2 tableaux et 1 planche)

RESUME.- Cette contribution concerne les terrains du domaine sédimentaire de la chaîne kibarienne, d'âge Protérozoïque moyen au Rwanda. Ceci exclut ses parties trop fortement tectonisées ou métamorphosées ainsi que les zones affectées d'intrusions. En introduction, le cadre géologique de la chaîne kibarienne est esquissé dans ses aspects structuraux, métamorphiques et intrusifs, en se basant en partie sur les résultats des études effectuées au Burundi. L'ouest du Rwanda présente une complexité structurale plus importante que les régions orientales. De plus, des stratigraphies différentes ont été distinguées dans les régions occidentale, centrale, et orientale, correspondant chacune à un ensemble structural homogène: l'Ouest, le Centre et l'Est. Les caractères sédimentologiques y témoignent de milieux de sédimentation variables allant des faciès turbiditiques, aux faciès fluviatiles. Ces trois stratigraphies et leurs corrélations proposées fournissent une première définition du «Supergroupe du Rwanda».

ABSTRACT.- The contribution is dealing with the sedimentary domain of the Middle Proterozoic Kibara belt in Rwanda as far as the latter is not excessively tectono-metamorphosed or intruded. The geological outline of the Kibara belt is given in a general introduction and its major structural, metamorphic and intrusive characteristic features are dealt with and compared with their equivalents investigated in Burundi. Structurally western Rwanda evolved more complexly than the eastern part. Moreover, different stratigraphic successions have been distinguished in three regions eastern, central and western region. Each corresponds to a structurally homogeneous unit. Sedimentological characteristics give evidence for variable sedimentation conditions, ranging from turbiditic into fluvial environment. These three stratigraphic successions as well as their proposed correlation provide a first definition of the «Supergroupe du Rwanda».

1. INTRODUCTION

Le Précambrien du Rwanda comprend essentiellement des terrains appartenant à la chaîne kibarienne, d'âge Protérozoïque moyen. Cette chaîne se situe dans l'est de l'Afrique centrale (Fig. 1B). Elle se développe selon deux directions: une branche méridionale à orientation dominante NE-SW (Kivu, Burundi, Tanzanie) et une branche septentrionale à orientation NW-SE (Ouganda) puis W-E (Kivu). Le Rwanda occupe la région où ces deux branches se rencontrent. Au Kivu, Burundi et Rwanda les terrains Précambriens appartenant à l'orogénèse kibarienne étaient

antérieurement mentionnés comme «Système de l'Urundi», puis «Système du Burundi» et enfin Burundien ou Kibarien. En Tanzanie et en Ouganda ces terrains figurent sous le nom «Karagwe-Ankolean». Dans les études récentes, effectuées au Burundi, le terme «Supergroupe du

1. Manuscrit reçu en avril 1989.

2. Département Géologie et Minéralogie, Section Géologie Générale, Musée Royal de l'Afrique Centrale, B-1980 Tervuren, Belgique.

3. Ministère de l'Industrie et de l'Artisanat du Rwanda.

Travaux effectués dans le cadre du projet «Carte géologique du Rwanda» par le MINIMART du Rwanda et le MRAC de Tervuren (Belgique), financé par l'Administration Générale de la Coopération au Développement (AGCD) de Belgique.

Burundi» est utilisé. Nous introduisons de la même manière l'appellation du «Supergroupe du Rwanda». De nombreuses études ont été effectuées au cours des dernières années sur la chaîne kibarienne du Burundi, notamment dans le cadre du projet de cartographie géologique de ce pays. Les résultats ont conduit à l'établissement de modèles d'évolution de la chaîne (Klerx *et al.*, 1987, Theunissen, 1988). Ces études portent sur différents aspects de la chaîne au Burundi, de nature tectonique, métamorphique et magmatique. Dans le but de dégager les grands traits de la chaîne au Rwanda, il est largement fait appel aux résultats de ces études. Le projet de cartographie géologique du Rwanda s'est par contre plus particulièrement intéressé à l'étude des sédiments, conduisant aux résultats préliminaires présentés ici (données essentiellement macroscopiques). Vu les conditions d'approche différentes, il n'a pas été envisagé de corréliser les deux supergroupes.

2.- CADRE GENERAL LA CHAINE KIBARIENNE AU RWANDA

2.1. BREF APERÇU DES TRAVAUX ANTERIEURS

Jusqu'à la fin des années septante l'étude de la géologie du Rwanda fut essentiellement basée sur l'interprétation des photos aériennes, les analyses géochronologiques ayant contribué à dégager les grands traits de la chaîne à l'échelle de l'Afrique orientale. La géologie de l'est du Rwanda a fait l'objet de cartes géologiques éditées à l'échelle de 1/100.000 (Kagitumba, Kigali, Rwinkwavu, Kibungo, Bugesera, Ruhengeri Nord), dont Gérards *et al.* (1970) présentent la compilation sous la forme d'une esquisse géologique pour toute la partie orientale du pays. L'historique des approches lithostratigraphiques est présenté en début des chapitres III et IV.

La complexité structurale que présente la chaîne kibarienne au Rwanda apparaît dans le tracé des cartes lithologiques, publiées à l'échelle du 1/250.000 (1963, 1981) et sur le fond de la carte des gîtes minéraux (1982) du pays. Vers 1980 le levé géologique systématique des terrains occidentaux est entamé et prend fin en 1983. Des tracés préliminaires (non publiés) à l'échelle du 1/100.000 sont proposés pour des portions limitées de ces régions.

En 1986 à l'occasion de la géotraverse de la chaîne kibarienne au Rwanda, une carte géologique, (S. Buyagu, non publié) à l'échelle de 1/250.000 est présentée comme document de base.

Les études géochronologiques effectuées au Rwanda ont aussi mis en évidence l'apparition d'un socle ante-kibarien dans certaines parties du Rwanda. L'historique du «socle Rusizien» a été tracé récemment par Lavreau (1985). L'essentiel des études géochronologiques est repris dans Cahen *et al.* (1984).

2.2. CARACTERISTIQUES DE LA CHAINE KIBARIENNE AU BURUNDI

Les études géologiques effectuées sur la chaîne kibarienne au Burundi, visaient un apport immédiat à la cartographie géologique. A cette occasion un effort particulier fut consacré à l'établissement de critères de terrain pouvant contribuer à

différencier les phénomènes magmatiques, tectoniques et métamorphiques.

Afin de tracer les grands traits de la chaîne au Rwanda il a été fait appel, dans la mesure du possible, aux mêmes critères de différenciation sur le terrain. Il est évident qu'une telle approche nécessiterait une étude plus approfondie.

Le tableau 1 reprend les caractéristiques majeures de la chaîne au Burundi, telle que celle-ci est présentée dans un modèle d'évolution (Klerx *et al.*, 1987). En fonction d'une interprétation différente du phénomène Gr2-D1 (tableau 1) un autre modèle peut être présenté (tableau 2).

2.3. TENTATIVE DE CORRELATION DES PRINCIPAUX TRAITS TECTONO-MAGMATIQUES DE LA CHAINE ENTRE LE RWANDA ET LE BURUNDI. LE DOMAINE A COMPLEXES ET INTRUSIONS.

Sans vouloir entrer dans le détail du problème, la relation directe entre le magmatisme Gr2 et la phase de déformation précoce D1, dont l'interprétation reste controversée (tableaux 1 et 2), est un élément important, pouvant avoir des conséquences sur l'établissement de la succession lithostratigraphique et dans son interprétation.

La phase D1, à la base d'une évolution structurale complexe se manifeste surtout dans et aux alentours immédiats des granitoïdes Gr2. Elle est caractérisée par une déformation «tangentielle».

Des manifestations d'une telle déformation s'observent localement dans le sédiment de manière très sélective, et à échelle réduite, sans qu'il nous ait été possible de leur attribuer un âge certain. Ces indices apparaissent plus nettement dans le domaine sédimentaire du Rwanda sud-occidental. Le phénomène D1-Gr2 est notre principal critère pour distinguer, au sein de la chaîne, un domaine sédimentaire et un domaine à complexes.

2.3.1. Les complexes

Les terrains présentant en général des caractères tectono-métamorphiques plus évolués que ceux observés dans les séquences sédimentaires, sont regroupés dans des complexes. Ces complexes sont très semblables à ceux qui ont été décrits au Burundi (D1-Gr2 dans Theunissen, 1988). Bien que ces complexes comprennent par endroits des lithologies, rappelant celles de l'une ou l'autre formation sédimentaire, aucune position stratigraphique certaine ne leur est attribuée ici.

Deux types de complexes sont distingués : le Complexe de Butare et le Complexe de Muyaga. Le premier est constitué de métasédiments, de granites gneissiques (type Gr2 du Burundi), de pegmatites et d'amphibolites concordants, manifestant un comportement structural semblable et complexe. La lithologie remarquablement constante et le style tectonique de ce complexe sont indicatifs de leur mise en place dans un régime chevauchant (D1(2), Theunissen, 1988). Outre la lithologie propre au Complexe de Butare ces terrains contiennent des roches intrusives granitiques et basiques, dont l'attribution au type Gr2 n'est pas toujours évidente. Dans le Complexe de Butare, une distinction entre les différents faciès granitiques est, par endroits, possible; toutefois cette distinction de faciès n'implique pas obligatoirement une mise en place au cours de phases magmatiques différentes.

Dans le Complexe de Muyaga, il s'agit de terrains aréno-pélicitiques métamorphiques manifestant des caractères tectoniques à tendance D1 et de toutes manières plus complexes que ceux qu'on rencontre dans les terrains sédimentaires. Un redoublement partiel ne peut être exclu. La constitution lithologique globale rappelle en partie celle des séquences

Tableau 1.- Succession chronologique des événements tectoniques et magmatiques dans la chaîne kibarienne (d'après le modèle présenté par Klerkx *et al.*, 1987, légèrement adapté)

Age (Ma)	Événement magmatique	Phase de déformation tectonique
950-1000*	Granite post-tectonique (à Sn) Gr5	
1100	Granites alcalins Gr4 Intrusions basiques et ultrabasiques	Décrochement conjugué (plis non-cylindriques) D2'
1200	Granites Gr3	Plissement D2 (ouverts, redressés, cylindriques)
1250	Intrusions granitiques et basiques Gr2	Déformation D1 : structures d'extension (localement « <i>thin skinned thrust</i> » dans terrains granitiques)
1350-1400	Volcanisme acide	Formation du bassin sédimentaire

* On peut considérer les granites Gr5 comme post-kibariens.

Tableau 2.- Principaux événements et caractéristiques majeures de la chaîne kibarienne (d'après le modèle de Theunissen, 1988)

PHASE BASSIN (1400 Ma - 1250 Ma)

- Volcanisme
- Magmatisme bimodal Gr1 a-b (a: acide, b: basique)

THRUST FOLD BELT D1-2 (1250 Ma - 1200 Ma)

- 1250 Ma considéré comme événement tectono-métamorphique, enregistré par Gr1 (+ intrusions ?)
Gr2a-b = équivalents tectono-métamorphiques de Gr1a-b
Métamorphisme kibarien, syntectonique,
Structures D1(2) chevauchantes,
Structures D(1)2 en plis redressés.
- 1200 Ma Intrusions granitiques Gr3 dans les plis redressés. Pas de métamorphisme de contact.

SHEAR FOLD BELT D2 (1200 Ma - 1100 Ma)

- 1100 Ma Intrusions des granites alcalins Gr4 et des roches basiques et ultrabasiques.
Structures plissées de décrochements complexes, généralement orientées NNW (dans l'W-Burundi) et interprétées comme résultant d'une réactivation du socle Rusizien dans un régime de «left lateral strike-slip», orienté NNW.

sédimentaires observées dans la région S.W. avec toutefois par endroits des intrusions granitiques, ne présentant pas le faciès Gr2. Les deux complexes s'étendent essentiellement dans la partie occidentale du pays.

A proximité et dans les terrains intrudés de la partie orientale, souvent très pauvres en affleurements, des lambeaux d'ensembles métamorphiques sont observés. Etant donné leur allure souvent semblable à celle qui ont été observées dans le Complexe de Butare, ces lambeaux sont assimilés à ce dernier.

2.3.2. Terrains intrusifs

Les terrains intrusifs du Rwanda se présentent dans des contextes différents aussi bien à l'est qu'à l'ouest, selon qu'ils

affectent les complexes ou les formations sédimentaires. Ils sont relativement plus aisés à délimiter dans le dernier cas que dans les complexes (surtout celui de Butare), où il semble s'agir d'intrusions multiples. Les intrusions magmatiques kibarienes, identifiées au Burundi, permettent le tracé des principaux stades orogéniques (Tableau 1).

La distinction, sur le terrain, des types Gr1, Gr2 et Gr3 dans les terrains à intrusions multiples, n'est pas toujours évidente. Toutefois l'association Gr2-D1 est caractéristique. Etant donné sa signification particulière dans l'évolution géodynamique, c'est en premier lieu la présence de ce faciès Gr2 qui a été recherchée.

Le massif du Mutara, (Bukora), Nyabisindu et Butare sont interprétés comme des terrains à intrusions Gr2; une

augmentation du degré de «contamination» par le sédiment (Liégeois *et al.*, 1982) apparaît depuis le Mutara, jusqu'au Complexe de Butare.

Le granite de Kigali (rares affleurements frais) est relativement équi-granulaire, à deux micas et présente une analogie à la fois avec Gr2 et Gr3 (tableau 1). Son appartenance (partielle) au magmatisme Gr2 est déduite des enclaves de métasédiments dans ce terrain, qui rappellent celles du Complexe de Butare. Dans l'ensemble, les âges obtenus sur des granitoïdes du Rwanda se rangent dans la gamme de Gr1, Gr2, et Gr3, au Burundi (1350-1180 Ma).

Le Gr4 du Burundi (Tack *et al.*, sous presse) occupe une position particulière dans la chaîne au Burundi. Les granites Gr4 sont alcalins, apparaissent en relation avec des intrusions basiques et ultrabasiques (Tack *et al.*, sous presse; Klerkx *et al.*, 1987) et leur âge de 1100 Ma (Tableau 1) permet de dater la phase D2' de l'orogène (Klerkx *et al.*, 1987). Un âge du même ordre de grandeur est donné par les «G3» (granite «alcalin» de Kamonyi et Ntongwe) dans le magmatisme kibarien au Rwanda, donné par Gerards *et al.* (1976). Lavreau *et al.* (1982) signale un âge de 1111 ± 38 Ma (Kilimbi-Muzimu, dans le S.W. du Rwanda). Ce même auteur réinterprète l'âge de 1204 ± 130 Ma, proposé par Cahen *et al.* (1979) comme reflétant une déformation à l'origine des structures orientées N.W.-S.E. dans le S.W. du pays.

A la différence de la plupart des manifestations intrusives, affectant la chaîne kibarienne au Burundi, le contexte de la mise en place des Gr5 reste très mal connu. Ce type Gr5 (post-tectonique, tableau 1), mentionné comme G4 par Pohl (1987) selon la classification établie par Cahen *et al.* (1984) à l'échelle de la chaîne entière, est plus répandu au Rwanda, où il est supposé à l'origine de nombreuses minéralisations. A ce type Gr5, non identifié au Burundi, nous attribuons ici les granites de Kirengo, de la rivière Akanyaru et de Bisesero (Lavreau *et al.*, 1982), ainsi que le granite de Kiziguro.

2.4. DOMAINES STRUCTURAUX DE LA CHAÎNE KIBARIENNE AU RWANDA; INTERPRÉTATION PAR ANALOGIE AVEC LA CHAÎNE AU BURUNDI

Les phases de déformation tectonique affectant la chaîne kibarienne au Burundi ont été plus ou moins bien définies en se basant sur des critères de style de déformation en relation avec le magmatisme ainsi qu'avec le métamorphisme principal. La relation tectono-magmatique y est nettement marquée et elle sert le plus souvent pour désigner les phases d'évolution de cette chaîne: D1-Gr2, D2-Gr3 et D2'-Gr4 (tableau 1). Nous allons procéder de la même manière pour la chaîne au Rwanda, en utilisant les jalons posés au Burundi.

2.4.1. Structuration, phase D1(-Gr2).

Une raison majeure pour laquelle aucune position stratigraphique certaine ne peut, selon nous, être attribuée au Complexe de Butare est le style de déformation qui l'affecte. Ce style est caractérisé surtout par une schistosité sub-parallèle au litage, présente tant dans les métasédiments que dans les séquences intrusives intercalées, mais aussi par l'aspect souvent mylonitique des roches (avec étirement minéral) et par des structures plissées typiques du «thin skinned thrusting». Il suggère un régime chevauchant (en écailles), évoqué dans les deux modèles (tableaux 1 et 2) pour cette phase tangentielle D1. C'est d'ailleurs dans ce complexe, où elle est étroitement liée à l'apparition de granitoïdes Gr2 (différents faciès; Liégeois *et al.*, 1982), qu'elle est la plus évidente; cette liaison a conduit Theunissen (1988) à utiliser le terme de «domaines D1-Gr2». Dans ce style tectonique, l'apparition locale de lambeaux de socle (identifiés par radiométrie) peut être expliquée (Theunissen, 1988).

Il est nettement plus difficile d'identifier l'effet d'une telle phase D1 dans les terrains sédimentaires surtout en l'absence de Gr2, bien que des décrochements précoces et sub-parallèles au litage sédimentaire soient observés par endroits (l'attribution d'une origine D1 à ces phénomènes mérite une étude plus approfondie).

D'une manière systématique la pile sédimentaire fait place, à sa base, au Complexe de Butare, ou disparaît dans une lithologie intrusive. Les séquences sédimentaires les plus inférieures se situent dans le Groupe de Bumbogo. La limite supérieure du complexe tectono-métamorphique ne semble donc pas dépasser de beaucoup le niveau de la Formation Gitwe-Ndiza-Nyungwe (voir chapitre III).

On comprend dès lors que certains auteurs (Gerards *et al.*, 1970) tracent une «discordance hypothétique» dans les «noyaux» du Mutara et de Nyabisindu et que dans leur première approche tout le Complexe de Butare soit attribué à un socle anté-kibarien.

Bien que, dans les sédiments du sud-ouest, des discontinuités nettes entre unités structurales soient cartographiées, celles-ci sont interprétées comme étant de nature tectonique et non pas sédimentaire. Une discordance aux environs de ces niveaux stratigraphiques n'a jamais été observée dans les séquences moins perturbées à l'est.

2.4.2. Structuration, phase D2(-Gr3).

Dans la phase de déformation D2 apparaissent, au Burundi, les structures en plis cylindriques, ouverts, allongées suivant une direction N.E.-S.W. (dans l'est du pays). Ce style est largement développé dans la chaîne au Rwanda, mais l'orientation des plis peut varier. Ils se développent dans les séquences sédimentaires surmontant généralement un vaste dôme antiformal occupé par des intrusions et/ou par un domaine de complexe. On retrouve ainsi les dômes de Gisenyi, de Butare, de Nyabisindu, du Bugesera, du Mutara et de manière moins évidente la structure allongée de l'Akagera dans l'extrême est du pays. L'extension de ces dômes, telle qu'elle est définie par leur contact avec «l'encaissant» sédimentaire, varie; Gisenyi, Nyabisindu et probablement Mutara et Akagera sont globalement N-S tandis que Butare est N.W.-S.E.; Bugesera semble (de manière discontinue) plutôt orienté N.E.-S.W.

Les régions orientales, où se situe le domaine sédimentaire le plus étendu, ont fait l'objet d'une synthèse structurale (Gerards *et al.*, 1970) dont un élément important consiste dans l'interprétation des failles longitudinales. Dans l'ensemble, ces failles évoquent effectivement une tectonique chevauchante. Ce régime chevauchant, déduit à l'échelle du pays comme dirigé vers l'est, se trouve toutefois souvent confronté avec des indices mésostructuraux certains d'un transport tectonique en sens opposé. Le style chevauchant, évoqué par Gerards *et al.* (1970), pour les plis redressés, ici attribués à D2, rejoint cependant l'hypothèse de Theunissen (1988), qui distingue une tectonique à effet essentiellement chevauchant D1(2) des domaines D1-Gr2, d'une tectonique à effet compressif donnant les plis D1(2) (tableau 2).

Les grands axes de plis D(1)-2 sont, mises à part quelques structures, selon les termes proposés par Gerards *et al.* (1970). On a donc distingué (Fig. 1), de l'est vers l'ouest: - S. de Kibungo, A. du Mutara, S. de Gatsibo, A. de Karehe, S. de Byumba, A. de Rutongo, S. de Yanza, S. de Miyove, A. de Bumbogo (S. = Synclinal, A = Anticlinal).

L'élaboration de la lithostratigraphie a été effectuée dans les régions sédimentaires (non métamorphiques ou faciès des schistes verts), séparées par des régions où prédominent largement les métasédiments au grade métamorphique plus élevé ou les séquences intrusives.

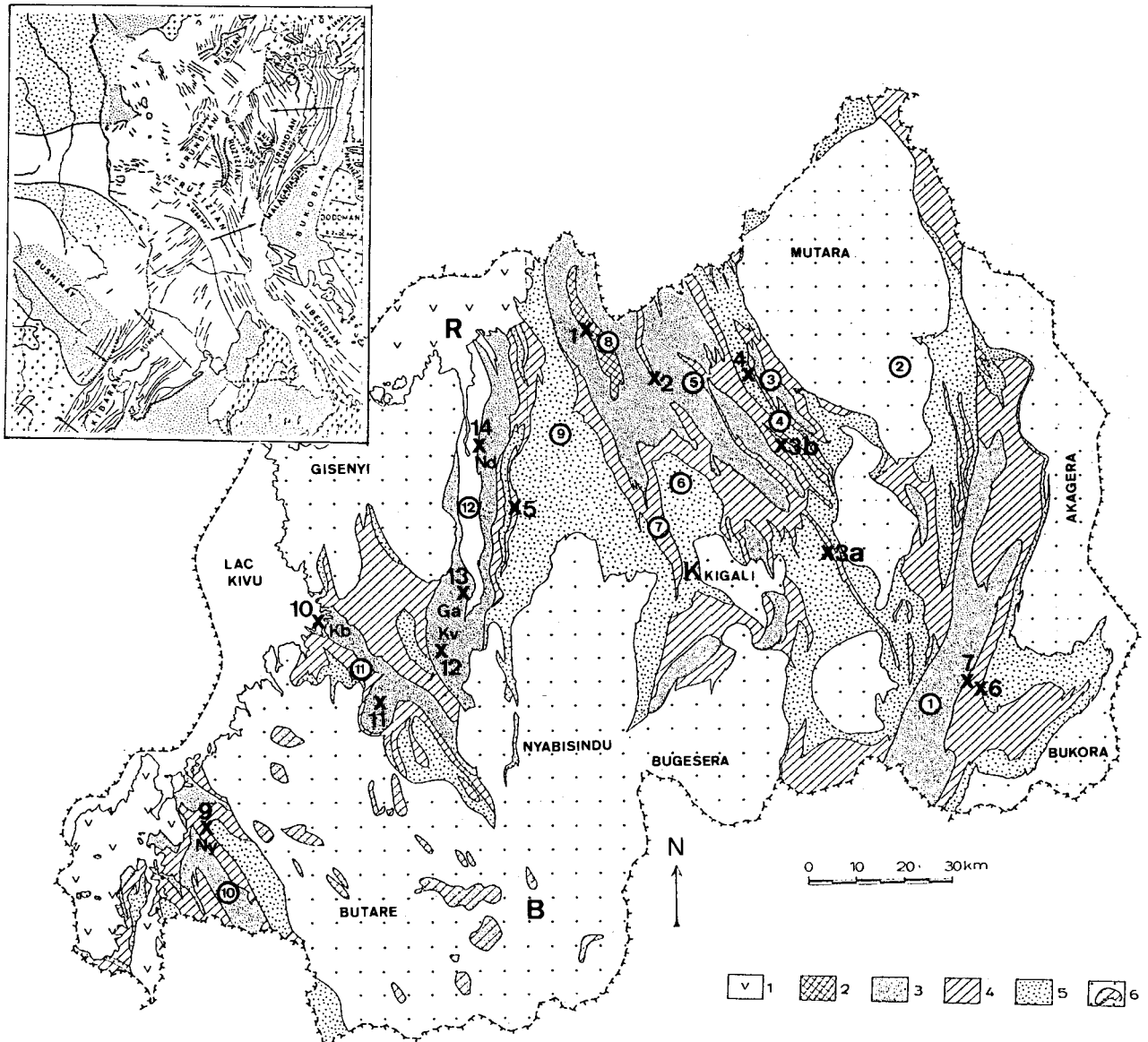


Fig. 1.- Esquisse simplifiée de la carte géologique du Rwanda (domaine sédimentaire). En cartouche : Situation du Rwanda dans la chaîne kibarienne de l'Afrique orientale (d'après Cahen *et al.*, 1967).

Afin d'avoir une lecture plus aisée, les failles n'ont pas été tracées.

Légende de la carte :

1. Volcanisme du rift, 2. Groupe Rugezi, 3. Groupe Cyohoha, 4. Groupe Pindura, 5. Groupe Gikoro, 6. Domaine à complexes et intrusions.

Plis majeurs (chiffres circlés): 1. Synclinal Kibungo, 2. Anticlinal Mutara, 3. Synclinal Gatsibo, 4. Anticlinal Karehe, 5. Synclinal Byumba, 6. Anticlinal Rutongo, 7. Synclinal Yanza, 8. Synclinal Miyove, 9. Anticlinal Bugogo. Synformes complexe de 10. Karengera, 11. Mwogo et 12. Mukungwa.

Localités: R = Ruhengeri, B = Butare, K = Kigali. - Ny = Nyungwe, Ga = Gatumba, Ki = Kibuye, Kv = Kivumu, Nd = Nduzu. Position des logs du texte du I à VII (E) et de IX à XIC (W): Croix de 1 à 14.

2.4.3. Structuration, phase D2'(-Gr4)

Des structures complexes, recoupant les plis D2, sont attribuées, au Burundi, à la phase tardi-kibarienne (D2', tableau 1 ou D2, tableau 2) à laquelle sont associées des intrusions de granite alcalin (Gr4, tableaux 1,2) et probablement aussi les intrusions basiques et ultrabasiques. Cette phase est considérée comme appartenant à un système conjugué de cisaillement (Klerkx *et al.*, 1987), soit comme l'expression d'une réactivation de socle (Theunissen, 1988). Cette dernière hypothèse fait référence à l'apparition locale de structures chevauchantes (et/ou rétrochevauchantes) dans cette phase tardive, de telles structures n'étant donc pas

exclusivement attribuables à la phase précoce D1. Chariages et rétrocharriages se conçoivent aisément dans un régime unique de style chevauchant (D1). Toutefois, dans certaines régions (bordure N.E. du Complexe de Butare et S.E. du complexe granitique de Nyabisindu) un rétrochevauchement constant vers l'ouest est déduit ici des structures déversées mais également de l'allure globale que présente le secteur reliant le dôme de Bugesera au dôme de Butare. Ce rétrochevauchement affecte l'anticlinal de Bumbogo dans sa partie S.W. et S.E.

Dans l'ouest et le sud-ouest du pays, le domaine métasédimentaire se présente en structures plissées compli-

quées: Synforme de Karengera, Synforme de la Mwogo et le Synforme de Mukungwa.

La complexité de ces plis observés est ici interprétée comme résultant en partie de la phase précoce (D1-Gr2) sur lesquelles se superposent des structures plissées attribuées à une déformation tardive (D2, Theunissen, 1988 ou D2' Klerkx *et al.*, 1987) et préférentiellement orientées N-S.

2.4.4. Structurations post-kibariennes

A cette structuration, issue de trois phases successives de déformation de la chaîne Kibarienne au Rwanda, s'ajoutent les manifestations de déformations post-kibariennes, telles que celles affectant les filons minéralisés (âgés de 950 Ma) ou celles apparaissant en relation avec la mise en place du fossé tectonique. Cependant cette mise en place semble souvent largement contrôlée par le phénomène de rajeunissement de structures précambriennes.

2.5.- En résumé, trois phases sont à l'origine de la structuration de la chaîne kibarienne. Au cours de la première (à caractère chevauchant) se différencient deux domaines, l'un cristallin, l'autre sédimentaire. Ceux-ci ont été repris par la phase majeure à plis redressés, qui, dans la phase ultime ont été soumis à une tectonique décrochante.

Les deux premières phases ont été accompagnées de manifestations magmatiques granitiques, caractéristiques. Le métamorphisme régionale (au plus, faciès amphibolite) semble essentiellement lié à la phase précoce.

3.- LITHOSTRATIGRAPHIE DU CENTRE ET DE L'EST

3.1.-INTRODUCTION ET HISTORIQUE DE LA STRATIGRAPHIE

La carte géologique de Delhaye *et al.* (1928) tentait un premier essai de stratigraphie avec les subdivisions du «Système de l'Urundi». Boutakoff (1939), Lhoest (1946) et Lenk-Chevitch (1948) ont détaillé ou modifié ce système, sans améliorer sa validité pour les régions centre et est du Rwanda.

Varlamoff (1952) signale une formation plissée en discordance sur le système de l'Urundi dans la région de Miyove. Indépendamment de cette donnée Cahen (1952) et Peeters (1956) présentent de nouvelles synthèses de la stratigraphie. Les coupes détaillées de Lhoest (1957, 1961), levées de l'anticlinal de Rutongo au synclinal de Miyove, serviront de base à la nouvelle échelle stratigraphique du «Burundien», définie par Gerards *et al.* (1964) pour le centre et l'est du Rwanda. Les corrélations stratigraphiques étaient alors dégagées pour l'essentiel de l'interprétation des photographies aériennes.

Le Supergroupe du Rwanda, défini dans le présent article, propose une nouvelle stratigraphie

pour le centre et l'est du pays, sur base de levés détaillés effectués sur les coupes les moins tectonisées et les plus complètes. L'accent est mis sur des descriptions et des corrélations établies au moyen de critères sédimentologiques.

Les corrélations avec le sud-ouest du pays, discutées en fin d'article, nous ont permis de réunir les formations en quatre groupes.

Les faciès des régions centrale et orientale étant fortement différents, ils ont été décrits séparément. La figure 2 présente l'assemblage des différentes coupes et les corrélations proposées (voir également la figure 10).

3.2.- CENTRE

3.2.1. Groupe de la Rugezi

Formation de la Nyamugendampore (fig. 3)

Ensemble de schistes argileux gris-mauve à gris, devenant beiges à blancs vers le sommet. Dans la vallée de la Nyamugendampore, trois séquences décamétriques positives se marquent à leur base par des niveaux stratiformes à éléments de chert centimétriques à millimétriques, accompagnés ou non de petits bancs gréseux. Les cherts de la première séquence se présentent d'abord massivement sur dix m., ensuite leur disparition progressive s'effectue sur trente m. dans des schistes argileux gris. Dans les séquences suivantes, les niveaux de chert sont de plus en plus accessoires et sont accompagnés de quelques petits bancs de grès beiges.

La formation a une épaisseur maximale de 400 m. dans la vallée de la Nyamugendampore. Sa limite inférieure correspond à la disparition des derniers bancs de grès de la Formation de Miyove.

Formation de Miyove (fig. 3)

Conglomérats à graviers, galets ou blocs et grès grossiers à très grossiers, en bancs décimétriques à métriques. Si les faciès sont variables, aussi bien en nature qu'en épaisseur, la formation est toutefois partout caractérisée par un positionnement des conglomérats les plus grossiers à la base et un affinement général du grain vers le sommet. Cette tendance se précise dans les meilleures coupes par des séquences positives décamétriques de moins en moins marquées vers le haut de la formation. Les conglomérats ont une puissance maximale de quinze m. à la base de la première séquence.

Quatre types principaux de conglomérats ont été reconnus et sont donnés ci-dessous par ordre d'importance:

- conglomérats à graviers ou galets de grès et de quartzites. Leurs éléments sont de couleur variable, subarrondis, assez bien ou mal classés,

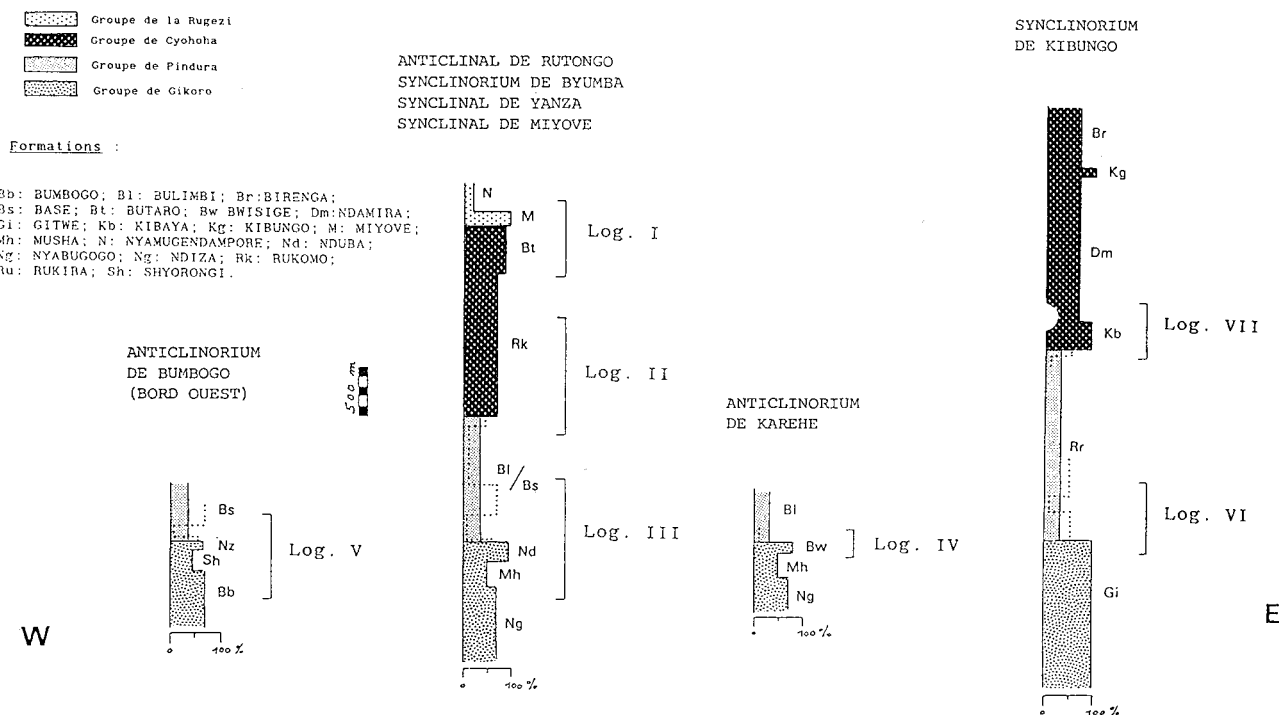


Fig. 2.- Tableau corrélatif des régions Centre et Est. La largeur des colonnes exprime le pourcentage global de grès, en trait continu pour les formations et en pointillé pour les membres particuliers.

jointifs dans une matrice de grès microconglomératique rouge;

- conglomérats à graviers ou galets de grès et de quartzites et à clastes centimétriques de schistes argileux noirs. Leurs éléments sont subarrondis à anguleux, généralement mal classés, jointifs ou empâtés dans une matrice argileuse ou gréseuse gris foncé;

- conglomérats à galets et blocs de quartzites gris clair. Leurs éléments sont très arrondis, mal classés, jointifs dans une matrice de grès gris-bleu;

- conglomérats à galets et blocs de quartzites gris clair et à quelques clastes de schistes argileux noirs. Leurs éléments sont anguleux et jointifs dans une matrice de grès gris-bleu. Les grès associés ou faisant suite à ces conglomérats ont un grain grossier à très grossier, mal classé et anguleux. Ils sont constitués d'éléments de quartzites et de plus rares éléments de quartz filonien et de schistes argileux.

La limite inférieure de la formation est un contact net soit avec la Formation de Butaro, soit avec la Formation de Rukomo. Cette limite correspond le plus souvent à un contact tectonique, mais aussi à une faible discordance angulaire (vers le sud du synclinal de Miyove), ou encore à un dépôt apparemment concordant sur la Formation de Butaro (au nord du synclinal de Miyove). L'épaisseur de la formation varie entre 10 et 150 m.

3.2.2. Groupe de Cyohoha

Formation de Butaro (fig. 3)

La Formation de Butaro est un ensemble quartzitique qui présente des variations d'épaisseur et de faciès du nord au sud du synclinal de Miyove :

- au nord (à Butaro) : ensemble d'épaisseur supérieure à 500 m. à dominante de grès fins à grossiers, quartzitiques, gris clair à gris bleu, avec quelques lits à graviers et petits bancs de schistes argileux gris foncé vers le sommet. La base de la formation présente un granoclassement inverse dans les grès massifs. Au sommet des quarante premiers mètres apparaissent des stratifications obliques à sets d'épaisseur métrique (jusqu'à deux mètres). Celles-ci sont rapidement suivies par des stratifications obliques à sets d'épaisseur décimétrique correspondant presque sans exception à des mégarides de courants (asymétriques, de longueur d'onde supérieure à 60 cm); elles forment des angles de 10° à 35° par rapport à la stratification des bancs. Dans le tiers supérieur de la formation apparaît une fraction graveleuse, qui peut être disséminée dans les grès ou concentrée en lentilles décimétriques avec parfois des petits clastes anguleux de schistes argileux noirs;

- au sud : environ 200 m de quartzites fins, beige clair, à laminations millimétriques, très homogènes. Les rides de vagues sont les structures sédimentaires les plus fréquentes. La

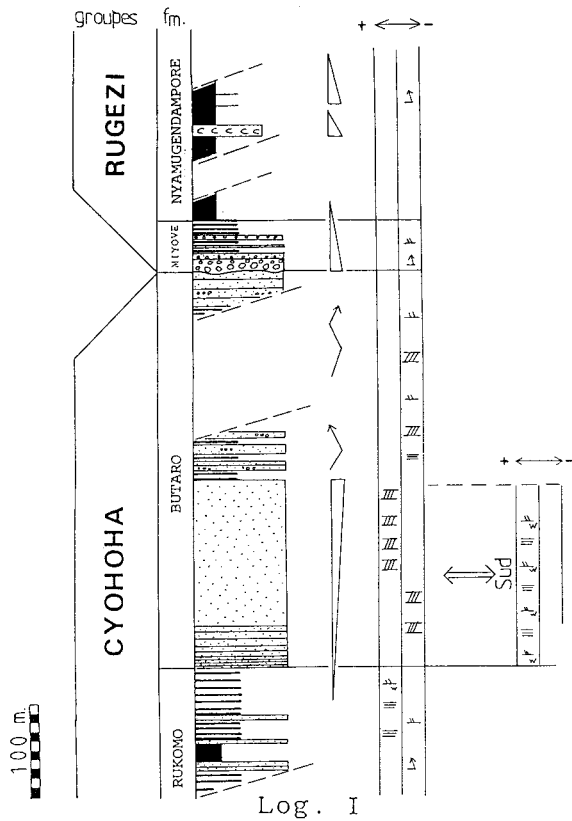


Fig. 3a.- Stratigraphie du synclinal de MIYOVE. Les Formations de RUKOMO, de BUTARO et de la NYAMUGENDAMPFORE ne sont que partiellement représentées. Schématisé d'après les levés détaillés de Baudet D., Lemoine E. et Ngizimana J. (1987).

limite inférieure de la Formation de Butaro est définie par la disparition des derniers schistes argileux de la Formation de Rukomo.

Formation de Rukomo (figs. 3 et 4)

Grès fins à conglomérats à graviers, gris clair à beiges, argileux ou quartzitiques, en bancs décimétriques à plurimétriques; schistes argileux gris et grès fins à siltstones beiges en lits centimétriques; schistes argileux gris foncé à gris vert.

Ces ensembles décamétriques sont généralement des séquences négatives allant des schistes argileux gris aux quartzites en gros bancs (jusque trois mètres d'épaisseur), en passant par des faciès de transition à agencement très régulier de lits de grès et de lits de schistes argileux. De très nombreuses séquences de Bouma (Bouma, 1962) ont été reconnues; elles sont le plus souvent incomplètes. Les structures sédimentaires sont les grandécroissances, rides de courant, petits slumps, rip-up clasts, load casts, flute casts.

La Formation de Rukomo a une épaisseur approximative de 1500 m. Sa limite inférieure est définie par l'apparition d'une séquence quartziti-

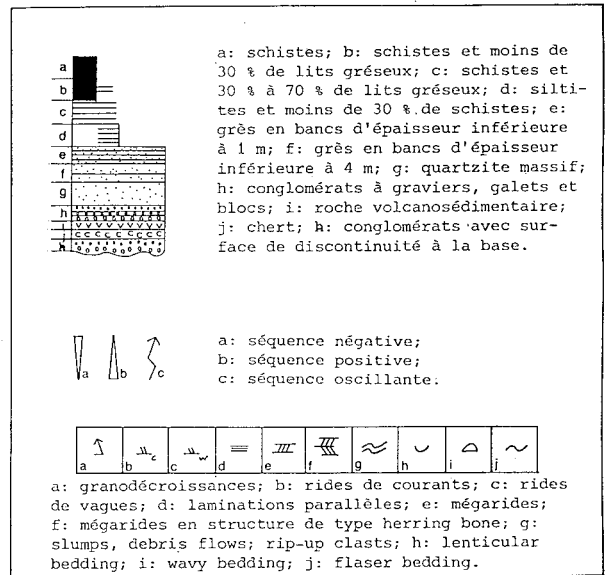


Fig. 3b.- Légende des logs I. à VII.

que décamétrique au-dessus des schistes argileux du Groupe de Pindura.

3.2.3. Groupe de Pindura

Formation de Bulimbi (figs. 4 et 5)

La formation, à dominante pélitique, présente des variations de lithologie entre deux faciès extrêmes :

- des schistes argileux noirs graphiteux (parfois pyriteux), homogènes avec rares laminations millimétriques isolées de silt. Ce faciès peut être observé sur une épaisseur supérieure à 100 m. dans les zones peu tectonisées. Il constitue un membre remarquable, situé au quart inférieur de la formation;

- des schistes argileux gris foncé et grès fins beiges; faciès présentant une alternance très monotone de lits centimétriques de grès et de schistes argileux, avec un pourcentage de grès avoisinant 60 %. Les structures sédimentaires sont des rides de courants, laminations parallèles, petits slumps occasionnels, load-casts (parfois pseudo-nodules et flume structures). Les séquences de Bouma de types C-E sont presque omniprésentes, les autres types sont plus rares. Plus de 300 m. de ce faciès, localement accompagnées de couches à caractère volcano-sédimentaire acide (roche dont une détermination plus précise est en cours), constituent un membre caractéristique du milieu de la formation. Dans le synclinorium de Byumba et l'anticlinal de Rutongo, la formation a une épaisseur approximative de 1300 m. et sa limite inférieure se marque par la disparition nette de bancs métriques de quartzites de la Formation de Nduba.

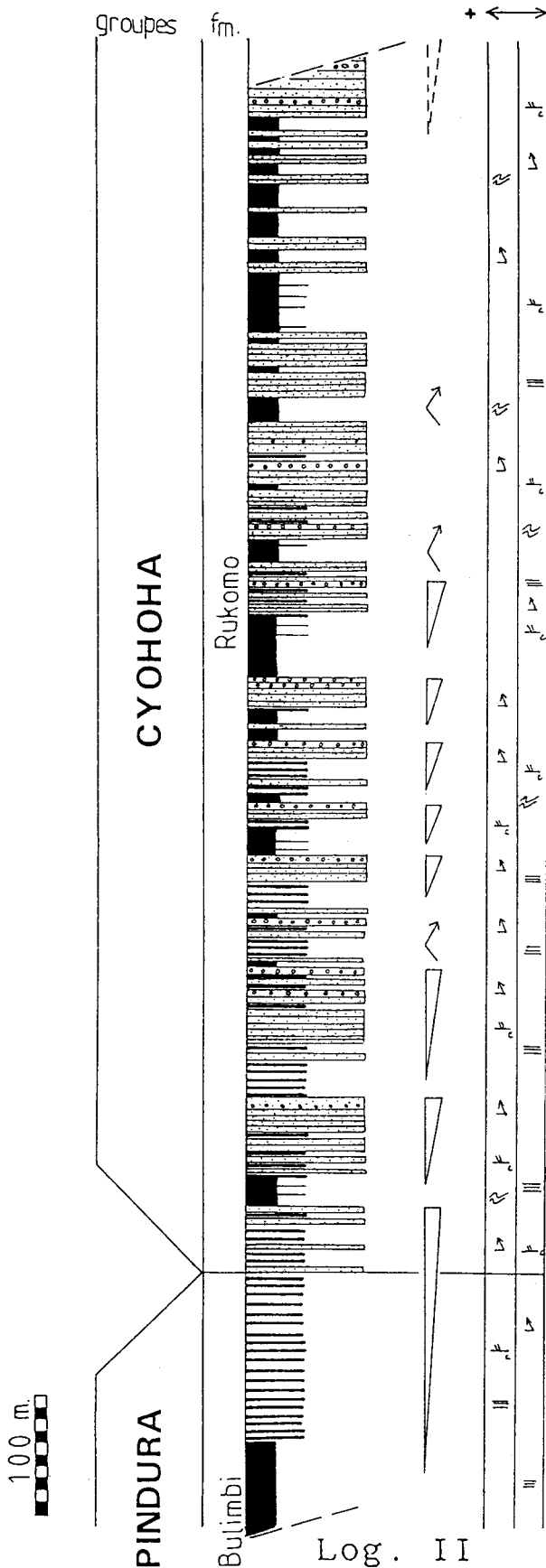


Fig. 4.- Stratigraphie du passage du Groupe de PINDURA au Groupe de CYOHOHA dans le synclinorium de BYUMBA (coupe type à RUKOMO). Les Formations de Rukomo et de Bulimbi ne sont que partiellement représentées. Schématisé d'après les levés détaillés de Lemoine E. et Ngizimana J. (1988).

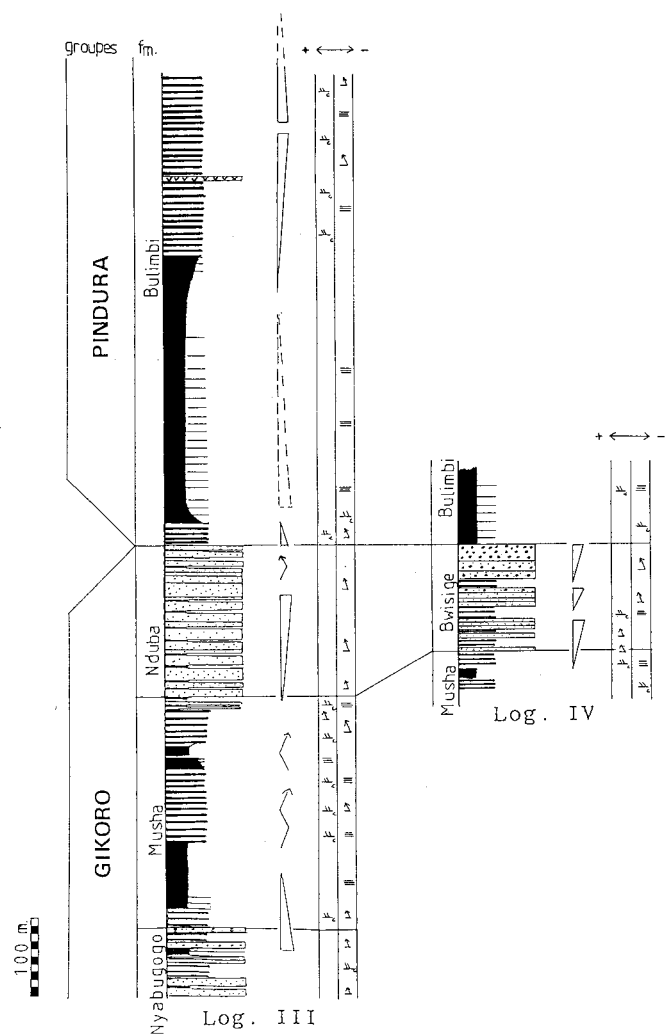


Fig. 5.- Stratigraphie du passage du Groupe de GIKORO au Groupe de PINDURA dans le synclinorium de BYUMBA et dans l'anticlinorium de KAREHE. Le log III est le résultat de coupes effectuées vers le sud du synclinorium de BYUMBA (vallée de la BULIMBI et commune de MUSA). Le log IV est le résultat de coupes effectuées dans l'anticlinorium de KAREHE (commune de BWISIGE). Schématisé d'après les levés détaillés de Lemoine E. et Ngizimana J. (1988).

Formation de Base (fig. 6)

La Formation de Base est un équivalent latéral de la Formation de Bulimbi, mais elle est définie aux abords de l'anticlinorium de Bumbogo. La formation, à dominante pélitique, ne diffère que très légèrement de la Formation de Bulimbi et présente des variations de lithologie entre deux faciès extrêmes :

- des schistes noirs graphiteux et parfois pyriteux très bien représentés dans un membre remarquable situé au quart inférieur de la formation;

- des bancs de grès métriques isolés et des alternances régulières de lits centimétriques à décimétriques de grès beiges et de schistes argileux gris foncé. Les structures sédimentaires sont des rides de courant, laminations parallèles,

load casts, pseudo-nodules. Les séquences de Bouma sont fréquentes, surtout de type C-E. Ce faciès est surtout représenté dans la partie centrale de la formation. La formation a une épaisseur approximative de 1.000 m.; sa limite inférieure est définie par la disparition brutale des bancs de quartzite métriques des Formations de Nduba ou de Ndiza.

3.2.4. Groupe de Gikoro

Formation de Nduba (fig. 5)

Quartzites et grès fins à moyens, blancs en bancs d'épaisseur moyenne demi-métrique à métrique (max. 4 m); lits centimétriques à décimétriques de schistes argileux gris foncé. Vers le haut de la formation, les gros bancs de quartzite sont souvent en contact les uns avec les autres, séparés seulement par un joint de stratification. La proportion globale de grès varie de 70 à 90 %. Les structures sédimentaires sont rares : quelques granodécroissances et load casts.

La Formation de Nduba, décrite dans l'anticlinal de Rutongo et le synclinorium de Byumba, a une épaisseur qui varie de 150 à 200 m. Sa limite inférieure est définie par l'apparition de bancs métriques de quartzite massif avec load cast ou granodécroissance, mais sans rides de courant (terme C de la séquence de Bouma), au-dessus des Formations de Musha ou de Shyorongi.

Formation de Ndiza (fig. 6)

Quartzites et grès fins à moyens, blancs, en bancs d'épaisseur moyenne demi-métrique (max. 4 m); schistes argileux gris et grès moyens à siltstones en alternance de lits centimétriques à décimétriques; schistes argileux noirs.

Les quartzites prédominent à concurrence de 60 à 90% dans l'ensemble de la formation. Toutefois des schistes argileux noirs, à quelques lits centimétriques isolés de grès, peuvent atteindre une puissance de 10 m. Les bancs métriques de quartzites sont plus nombreux vers le sommet de la formation. Les structures sédimentaires des grès sont les load casts, granodécroissances, rides de courants et laminations parallèles. Les séquences de Bouma sont fréquentes et de tous types.

La Formation de Ndiza, définie sur la crête de Ndiza et interprétée comme un équivalent stratigraphique de la Formation de Nduba, a une épaisseur approximative de 120 m. Sa limite inférieure est définie par l'apparition de bancs de quartzites métriques au-dessus de la Formation de Shyorongi.

Formation de Bwisige (fig. 5)

Quartzites, grès argileux et conglomérats, gris clair à gris-mauve, en bancs décimétriques à métriques; schistes argileux gris et grès fins à siltstones beiges, en alternance régulière de lits centimétriques; schistes argileux gris foncé.

Le caractère arénacé est dominant, positionné au sommet de séquences décamétriques (toujours négatives), surtout vers le haut de la formation. La proportion globale de grès est en augmentation de la base (50 %) au sommet (100 %).

Les structures sédimentaires sont par ordre d'importance les granodécroissances, debris-flows, load casts et flute casts. La Formation de Bwisige est en continuité cartographique avec la Formation de Nduba. Son épaisseur approximative est de 140 m. Sa limite inférieure est définie par l'apparition de bancs métriques de grès au-dessus de la Formation de Musha.

Formation de Musha (fig. 5)

La Formation de Musha, essentiellement péliitique, présente des faciès contrastés entre 5 et 60 % de grès.

Ses membres sont constitués de schistes argileux gris foncé homogènes, ou de schistes argileux gris et grès beiges en alternance très régulière de lits centimétriques. Quelques bancs de grès décimétriques sont isolés dans des schistes du sommet de la formation. Les structures sédimentaires sont omniprésentes dans les grès sous forme de rides de courants, laminations parallèles, granodécroissances et flute casts.

La Formation de Musha a une épaisseur de 300 m. et sa limite inférieure est définie par la disparition des bancs de grès décimétriques de la Formation de la Nyabugogo.

Formation de Shyorongi (fig. 6)

La Formation de Shyorongi est un équivalent stratigraphique de la Formation de Musha, mais elle n'a pas été observée en continuité latérale avec cette dernière et n'a pas pu être définie avec autant de précision. La Formation de Shyorongi, essentiellement péliitique, est constituée d'ensembles contrastés et homogènes comprennent de 5 à 60 % de grès.

Ce sont des schistes argileux gris foncé, alternés ou non avec des grès fins beiges en lits centimétriques. Les structures sédimentaires sont nombreuses: rides de courants, laminations parallèles, granodécroissances, load casts. Son épaisseur approximative est de 200 m. et sa limite inférieure est définie par la disparition des bancs

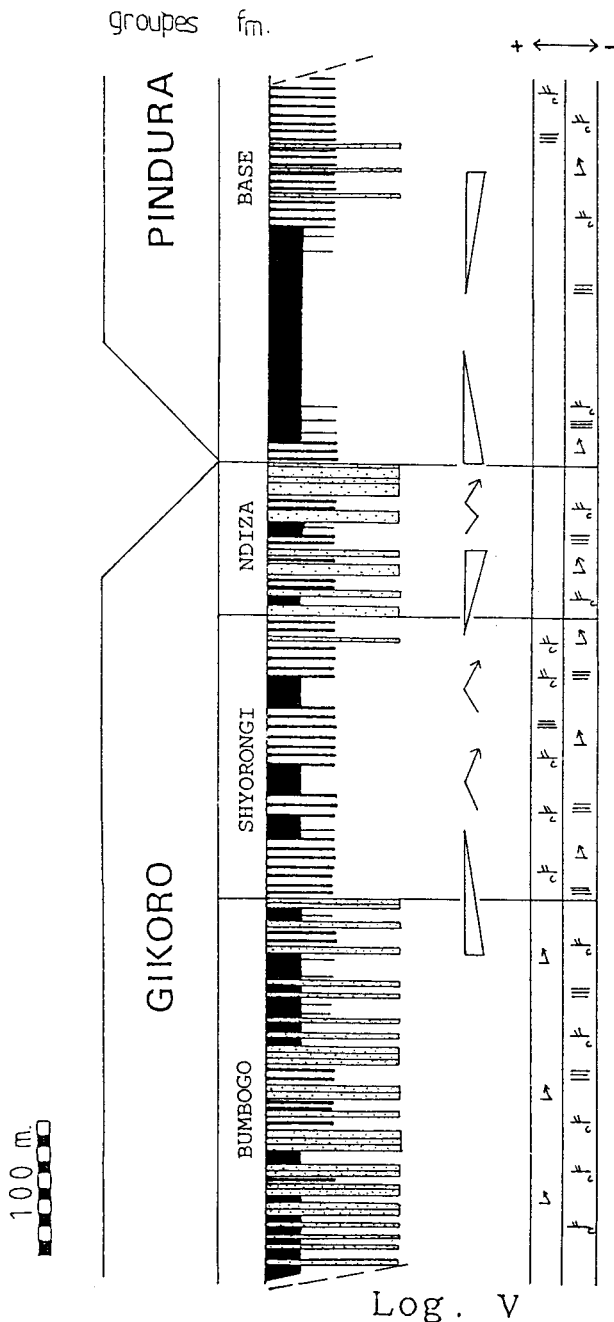


Fig. 6.- Stratigraphie du bord ouest de l'anticlinorium de BUMGOGO (coupe type à l'est de NYAKABANDA). Les Formations de BASE et de BUMBOGO ne sont que partiellement représentées. Schématisé d'après les levés de Lemoine E. (1988).

de grès décimétriques de la Formation de Bumbogo.

Formation de la Nyabugogo (fig. 5)

Quartzites fins à très grossiers, blancs ou beiges, en bancs décimétriques à métriques; schistes argileux gris et grès fins à siltstones beiges en lits centimétriques; schistes argileux gris foncé.

Les structures sédimentaires sont assez nombreuses : rides de courants, granodécroissances et

laminations parallèles. Définie dans l'anticlinal de Rutongo, la Formation de la Nyabugogo présente une proportion globale de grès de 70%.

Son épaisseur est supérieure à 700 m. et sa limite inférieure n'a pas été observée à cause de la présence de granites ou de pegmatites dans le cœur des anticlinaux.

Formation de Bumbogo (fig. 6)

Quartzites et grès fins, blancs, beiges, en bancs d'épaisseur régulière décimétrique; schistes argileux gris et grès fins beiges, alternés en lits centimétriques; quartzophyllades laminés blancs et gris foncé.

La formation présente dans sa partie supérieure une dominante du faciès gréseux, avec dans presque chaque banc une granodécroissance et des rides de courant ou des laminations parallèles au sommet (séquences de Bouma A-C ou A-B-C).

La Formation de Bumbogo, définie sur la feuille Ruhengeri, est un équivalent stratigraphique de la Formation de Nyabugogo. Son épaisseur minimale est très difficile à estimer (tectonique complexe du cœur des anticlinaux). Sa limite inférieure n'a pas été observée.

3.3.- EST

3.3.1. Groupe de Cyohoha

Formation de Birenga (fig. 2)

Formation à dominante pélitique, affleurant mal, mais caractérisée par une alternance d'ensembles hectométriques argilo-silteux et d'ensembles décimétriques de schistes et de grès ou de quartzites :

- schistes argileux gris très finement zonés, schistes argileux gris et siltstones blancs, beiges, alternés en lits centimétriques, localement en lenticular bedding;

- grès fins à grossiers, conglomératiques, gris clair, schistes et grès fins gris en bancs métriques alternés. Les ensembles gréseux ont rarement plusieurs mètres d'épaisseur. La Formation de Birenga a une épaisseur approximative de 500 m. et sa limite inférieure n'a pas été observée.

Formation de Kibungu (fig. 2)

Quartzites ou grès gris clair, blancs, grain moyen à grossier; lentilles de conglomérats à graviers fins. Laminations parallèles, localement stratifications obliques de mégarides en sets plans parallèles de 20 à 50 cm. d'épaisseur; rares rides de vagues ou de courants. L'épaisseur de la formation est d'environ 100 m., sa limite inférieure n'a pas été observée.

Formation de Ndamira (fig. 7)

La Formation de Ndamira est essentiellement pélitique :

- schistes argileux gris clair, gris-bleu, parfois à zonations de teintes centimétriques ou à laminations parallèles de silts blancs; - schistes argileux brunâtres et grès fins, grossiers, graveleux, agencés en lenticular bedding;

- bancs décimétriques isolés ou groupes métriques de bancs de quartzites ou grès fins à grossiers, massifs ou en sets plans de mégarides. L'épaisseur de la formation est de 1500 m. et sa limite inférieure est définie par la disparition de la dernière séquence décamétrique de bancs de quartzite de la Formation de Kibaya.

Formation de Kibaya (fig. 7)

Alternances d'ensemble décamétriques gréseux et schisteux présentant les faciès suivants :

- quartzites gris clair, rose pâle, à grain fin; laminations parallèles ou à très faible angularité; petits bancs de 10 à 50 cm d'épaisseur; 90 à 100% de quartzites purs;

- quartzites ou grès fins à grossiers, blancs, gris-bleu, massifs, laminés parallèles ou à stratifications obliques en auges incorporant de petits clastes anguleux de schistes argileux noirs. Bancs métriques à limite souvent mal marquée. 70 à 90% de quartzites;

- schistes argileux gris sombre et grès fins alternés en lits centimétriques; lenticular bedding, rides de courants;

- siltstones et sandstones fins agencés en lenticular bedding avec rides de courants ou de vagues. Ces ensembles décamétriques sont assemblés en séquences négatives, terminées à leur sommet par du quartzite massif. L'épaisseur de la formation est de 300 m. et sa limite inférieure est définie par l'apparition de bancs décimétriques de grès à laminations parallèles au-dessus de la Formation des schistes de Rukira.

3.3.2. Groupe de Pindura

Formation de Rukira (fig. 7)

Schistes argileux gris ou noirs; schistes argileux et grès fins à siltstones alternés, soit en lamines, soit en lits centimétriques à décimétriques. Les structures sédimentaires dans les grès sont essentiellement des laminations parallèles et exceptionnellement des laminations obliques. L'ensemble à dominante pélitique présente de faibles variations entre 10 et 30% de grès, toutefois :

- dans le tiers inférieur de la formation apparaissent des niveaux à caractère volcano-sédimentaire acide, intercalés dans des alternances

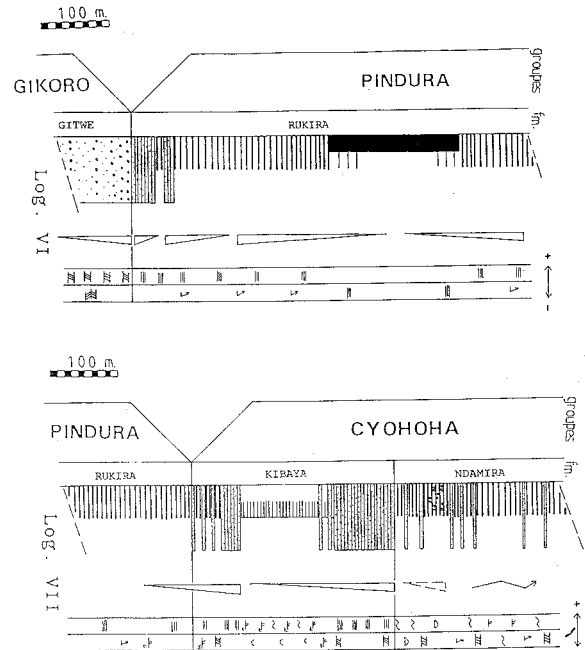


Fig. 7.- Stratigraphie de la région de RUKIRA (Est de KIBUNGO). Les Formations de NDMIRA, RUKIRA et GITWE ne sont que partiellement représentées. Schématisé d'après les levés détaillés de Lemonne E. et Ngizimana J. (1988).

centimétriques à décimétriques régulières de grès et de schiste;

- au quart inférieur de la formation se situe un membre remarquable de schistes argileux noirs graphiteux (d'épaisseur supérieure à 100 m.);

- un faciès plus quartzitique est présent dans les premiers mètres de la formation avec des petits bancs de grès fins à très fins laminés parallèles. L'épaisseur de la formation est estimée à 2000 m. et sa limite inférieure est définie par la disparition du quartzite massif de la Formation de Gitwe.

3.3.3. Groupe de Gikoro

Formation de Gitwe (fig. 7)

Ensemble quartzitique massif de grès gris clair, blanc à grain généralement moyen; apparition de graviers fins (jusqu'à 1 cm) assez bien classés vers le sommet de la formation. Ubiquité de mégarides en sets plans parallèles ou en auges de 10 à 50 cm; localement «herring-bone stratifications», rares rides de courants ou de vagues. L'épaisseur de la formation est supérieure à 200 m., sa limite inférieure n'est pas connue (passage à des complexes granito-sédimentaires).

3.4. PREMIERES INTERPRETATIONS DES FACIES SEDIMENTAIRES

3.4.1. Au Centre :

- les Groupes de Gikoro, Pindura et la Formation de Rukomo: environnements d'un bassin turbiditique à différents stades d'évolution;

- la Formation de Butaro : milieux côtiers et fluviaux;
- la Formation de Miyove : fanglomérats déposés en milieu fluvial ou côtier;
- la Formation de la Nyamugendampore : environnement restreint, soit lagunaire, soit lacustre.

3.4.2. A l'Est :

- le Groupe de Gikoro : milieux deltaïques, avec localement des fanglomérats;
- le Groupe de Pindura : plate-forme argileuse (mud shelf);
- le Groupe de Cyohoha : milieux intertidaux à supratidaux.

3.5.- DISCUSSION DES CORRELATIONS

Les corrélations peuvent être approchées par l'estimation de la proportion globale de grès pour chaque formation.

En effet, la figure 2 montre que pour le centre et l'est un ensemble à dominante pélitique épais de 1300 à 2000 m. (Formations de Base, Bulimbi et Rukira) sépare des ensembles à dominante arénacée.

Ce parallélisme émet des relations lithostratigraphiques non liées à des faciès et ne peut constituer à lui seul un argument de corrélation. C'est surtout l'évolution parallèle des séquences positives (granodécroissantes) ou négatives (granocroissantes) qui conforte les corrélations proposées :

- les Formations de Musha et Shyorongi montrent de fortes oscillations séquentielles dans des roches surtout pélitiques (logs III, IV et V, fig. 5 et 6; fig. 10);

- les Formations de Nduba, Ndiza, Bwisige et Gitwe, sont dominées par une tendance séquentielle négative, dont la terminaison est de plus en plus nette vers l'Est. (logs III, IV, V, VI, figs. 5, 6 et 7; fig. 10);

- les Formations de Base, Bulimbi et Rukira, montrent à leur base une séquence positive rapide terminée généralement par un ensemble d'au moins 100 m. de schistes argileux noirs (logs III, IV, V, VI figs. 5, 6 et 7; fig. 10). La partie centrale traduit une grande biséquence positive (log III fig. 5; fig. 10);

- l'apparition de l'ensemble quartzitique situé au-dessus du Groupe de Pindura se traduit toujours par des séquences décamétriques négatives (logs II et VII figs. 4 et 7; fig. 10);

- les Formations de Miyove et de la Nyamugendampore suivent une tendance nettement positive.

4.- LITHOSTRATIGRAPHIE DU SUD-OUEST

4.1.- INTRODUCTION

Ce chapitre concerne les terrains du domaine sédimentaire situés à l'ouest de la ligne Ruhengeri-Butare. Des stratigraphies locales avaient été décrites pour Nyungwe (Fontaine, 1964), pour Gatumba (Gerards, 1965) et pour Kibuye (Lamens, 1981), mais ce n'est qu'en 1986 que Buyagu (dans Rusanganwa, 1988) propose une stratigraphie générale pour cette région.

De par l'aspect tectonique que présente cette région, les épaisseurs proposées pour les membres et les formations ne sont que très estimatives.

Des niveaux de roches très altérées, présents surtout dans les Formations de Cyurugeyo et de Nyungwe (description principalement dans Cyurugeyo) sont en cours d'étude; certains de ces niveaux ont été interprétés, de prime abord, comme des métavolcanites et/ou des sédiments à héritage volcanique suite à divers recoupements (données, matière de référence, communications: L.Tack, G.Francesci, PNUD Rwanda).

4.2.- LITHOSTRATIGRAPHIE (fig.8)

4.2.1. Groupe de la Rugezi

Il ne comprend qu'une partie de formation, conglomératique.

Formation de Karamba

Conglomérat à graviers et galets. Les éléments de quartzite brun, jaune-clair, gris-foncé et, dans une moindre mesure, de quartzophyllite gris-foncé sont subanguleux à subarrondis; le classement est mauvais. La texture est empatée à, localement, jointive. La matrice est une quartzophyllite grise. Le contact avec la formation sous-jacente semble concordant; il est marqué par l'apparition des éléments de type galet.

4.2.2. Groupe de Cyohoha (1000 à 1600 m.)

Il comprend deux formations arénacées, séparées par une formation à fines alternances pélito-arénacées.

Formation de Sakinyaga

Cette formation, à caractère gréseux dominant, peut être divisée en trois membres. Le membre supérieur est formé d'alternances d'ordre décamétrique de quartzite laminé, blanc à verdâtre ou grisâtre et de conglomérat graveleux (en bancs localement lenticulaires). Les éléments de quartz, de quartzite divers et moins communément de quartzophyllite grise, sont subanguleux à subarrondis et mal classés; ils sont empatés ou parsemés dans une matrice de quartzophyllite

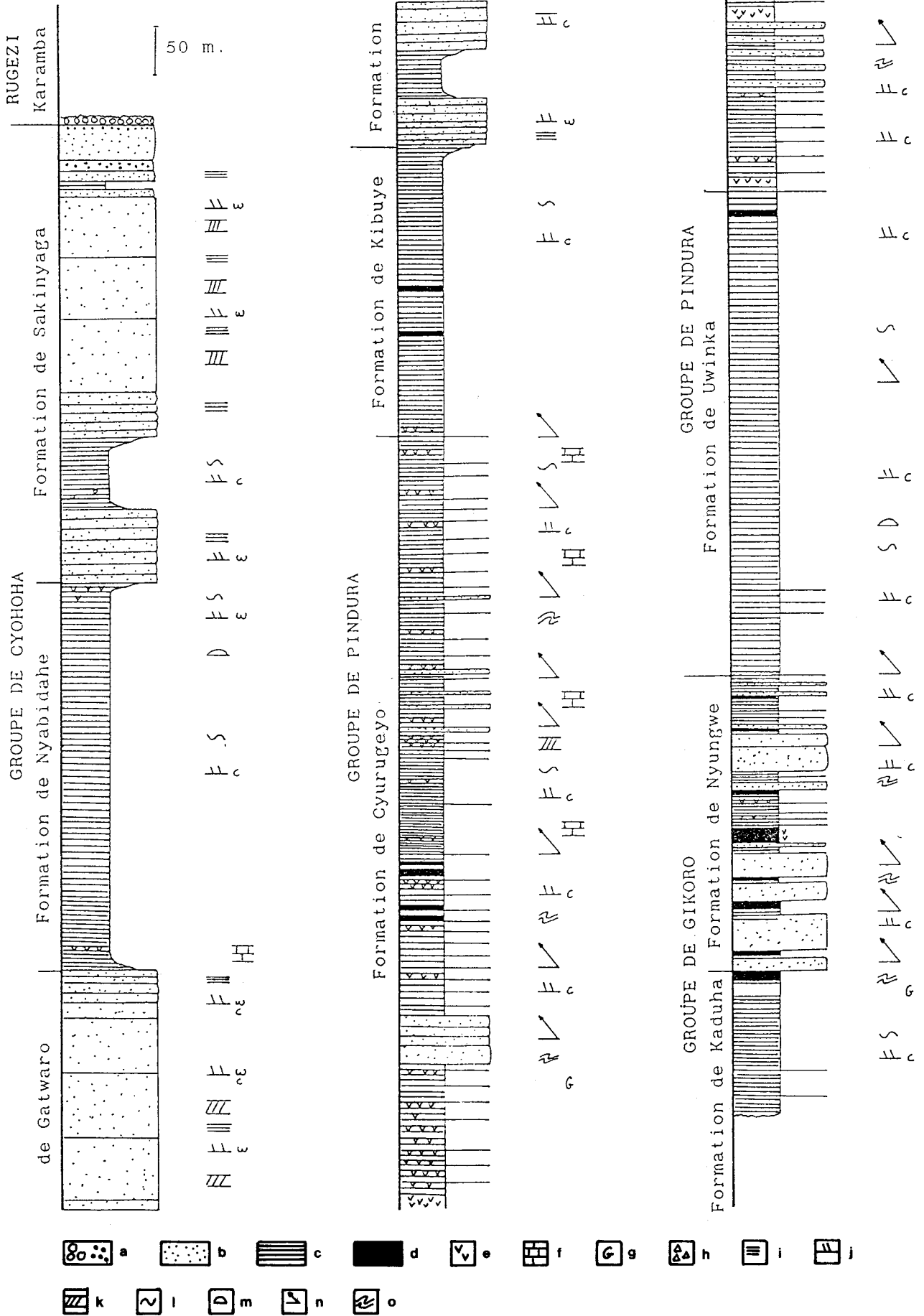


Fig. 8.- Lithostratigraphie de la région occidentale.(Synthèse: Log. VIII.).

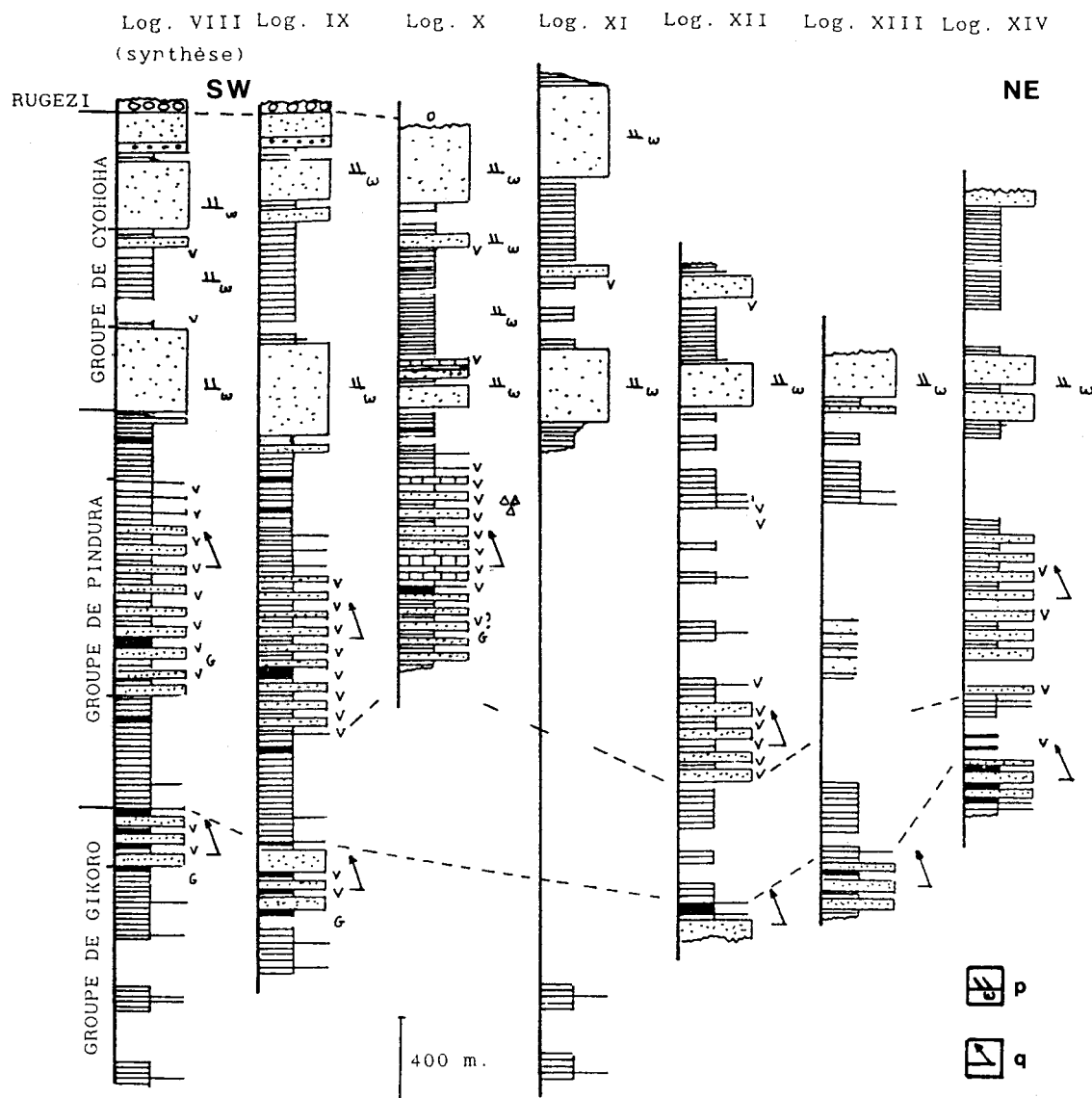


Fig. 9.- Tableau de comparaison des colonnes lithostratigraphiques schématiques dans la région occidentale (voir légende fig. 8).

Légende pour les Figures 8 et 9

a) conglomérats (galets et graviers); b) quartzites; c) quartzophyllites (alternances); d) phyllites; e) métavolcanites et/ou sédiments à héritage volcanique; f) présence de dolomie, g) présence de grenatite; h) brèche sédimentaire ou faille synsédimentaire; i) laminations parallèles; j) rides de vague () de courant (); k) mégarides; l) wavy-bedding; m) lenticular bedding; n) granodécroissance; o) slump; p) caractère général côtier; q) caractère général turbiditique.

grise homogène ou finement laminée. Une tectonique intense oblitère presque totalement les structures sédimentaires.

Le membre moyen est essentiellement quartzitique, laminé ou non, de couleur blanche, verdâtre au grisâtre. On y rencontre régulièrement des mégarides, rides de vague et quelques rides de courant.

Le membre inférieur présente deux pôles distincts. L'un au sommet est plus argileux; il est composé d'alternances d'ordre millimétrique à centimétrique de quartzite blanc et de quartzophyllite grise à verte avec quelques stratifications obliques dans les parties gréseuses. L'autre pôle, dans la partie inférieure, est à dominance

gréseuse; il est composé de quartzite blanc verdâtre ou grisâtre, laminé avec localement quelques intercalations de quartzophyllite laminée grise à verte. De rares rides de vague y ont été trouvées. Dans la forêt de Nyungwe, quelques minces lits (environ 1 cm) d'une roche très altérée, brun-noir, très riche en mica noir sont présents (matériel volcanique ?). Localement des passées d'ordre métrique parsemées de graviers (quartzite gris et quartz blanc) arrondis sont observées.

L'épaisseur de la formation peut être estimée entre 350 et 700 m avec 200 m (?) pour le membre supérieur, 200 à 300 m pour le membre moyen et 100 à 200 m pour le membre inférieur; bien qu'il soit difficile de séparer l'effet de la tectonique de la

cause sédimentaire proprement dite, il semblerait que le dernier membre accuse un épaississement surtout de la partie pélitique du sud-ouest vers le nord-est.

Formation de Nyabidahé

Cette formation présente un caractère nettement plus argileux et peut être subdivisée en deux membres. Le membre supérieur est composé d'alternances rubano-lenticulaires d'ordre centimétrique de quartzite blanchâtre, jaunâtre à brunâtre et de quartzophyllite gris-foncé à vert clair. On y rencontre fréquemment du wavy-bedding, du lenticular-bedding, de petites stratifications obliques et localement un peu de flaser-bedding. Dans ce membre, au nord, des niveaux à matériel volcanique (?) ou des métavolcanites (?) ont été trouvés («quartzophyllite» foncées à alvéoles millimétriques blanches, passées de roches très altérées brun-noir à brun-verdâtre).

Le membre inférieur est représenté par une alternance d'ordre millimétrique à inframillimétrique de quartzite blanchâtre à brunâtre et de quartzophyllite gris-foncé à violette; les lits argileux sont toutefois prédominants sur les lits gréseux. Des stratifications obliques, rares, ont été trouvées dans les lits gréseux. Vers la base du membre, on peut rencontrer, dans la région de Kibuye, de la dolomie et quelques niveaux centimétriques très altérés brun-noir, très riches en mica noir (volcanites ou volcanosédiments?)

Au nord, dans la région de Nduzu, la tectonisation de la formation est telle qu'elle apparaît sous la forme d'une quartzophyllite presque homogène, gris-vert (interprétation). L'épaisseur de la formation peut être estimée entre 300 et 500 m., les deux membres ayant des épaisseurs très variables suivant les régions.

Formation de Gatwaro

Cette formation à caractère essentiellement gréseux peut être divisée en trois membres.

Le membre supérieur est composé de bancs décimétriques de quartzite laminé ou non, localement un peu quartzophylliteux, de couleur blanche, jaune, orange, rougeâtre. Quelques rares lits phylliteux noirs à verts centimétriques peuvent être localement intercalés surtout vers la base du membre. On y rencontre fréquemment des mégarides, des rides de vague et de courant et plus rarement du wavy-bedding et lenticular-bedding entre les niveaux quartzitiques à composant argileux différent; les phyllites peuvent se présenter en flaser-bedding dans les quartzites.

Le membre moyen affleurant généralement mal est composé de quartzophyllite homogène à laminée, verdâtre à grise.

Le membre inférieur est constitué de quartzite laminé, blanc, jaune, orangé en bancs décimétriques avec de rares intercalations centimétriques de quartzophyllite laminée gris-foncé à gris-clair. Des rides de vague y ont été trouvées dans la région de Kibuye et des mégarides dans celle de Gatumba.

L'épaisseur de la formation peut être estimée à environ 400 m avec 300 m pour le membre supérieur, 50 m pour chacun des deux autres membres. Si des variations peuvent intervenir dans les épaisseurs relatives des membres, le membre supérieur reste toujours beaucoup plus épais que les autres.

4.2.3. Groupe de Pindura (1600 à 2000 m.)

Il comprend deux formations à fines alternances périto-arenacées, séparées par une formation à alternances moyennes aréno-pélitiques.

Formation de Kibuye

Cette formation montre un caractère plus argileux que la précédente.

Elle est composée d'une alternance grésopélitique de deux ordres. L'ordre de base est une alternance millimétrique à plus généralement infra-millimétrique de lamines gréseuses (claires) et de lamines pélitiques (gris foncé - noires - violettes); l'ordre supérieur est déterminé par une alternance centimétrique de bandes laminées à densité de lamines gréseuses plus ou moins forte. Avec l'altération, l'alternance de second ordre disparaît aisément mais celle de premier ordre reste décelable même de façon sporadique jusqu'à un degré élevé d'altération. Très localement on peut rencontrer un peu de lenticular-bedding avec des stratifications obliques dans la partie gréseuse. Cette lithologie est similaire à celle du membre inférieur de la Formation de Nyabidahé. Occasionnellement quelques niveaux de phyllite noire graphiteuse peuvent être intercalés.

Vers la base on rencontre quelques niveaux centimétriques d'une roche à matériau volcanique très altérée, brun noir riche en mica noir.

L'épaisseur de la formation peut être estimée très approximativement à quelques centaines de mètres (100 à 500 m).

Formation de Cyurugeyo

Cette formation est caractérisée par des alternances grésopélitiques et par l'importance des volcanites et/ou des roches à héritage volcanique (?).

Elle est composée d'alternances d'ordre centimétrique à plurimétrique voire décimétrique

de quartzite gris-foncé ou gris-clair, jaune, vert, brun ou rouge, de quartzophyllite homogène ou laminée gris-foncé, verte, brun-violacé et de phyllite noire, gris-foncé à vert-foncé.

Les quartzophyllites peuvent être tachetées de petites lentilles rouilles. Une organisation séquentielle d'ordre centimétrique à hectométrique est la macro-texture qui régit ces alternances; le nombre des séquences majeures et leur importance relative varient suivant les régions. En plus de cette organisation, on y trouve systématiquement une augmentation du composant argileux vers le sommet des bancs et les structures liées (séquences de Bouma, circonvolutions, laminites slumps), des rides de courant, du climbing ripple-drift, du wavy et du lenticular bedding ainsi que quelques mégarides.

Des niveaux particulièrement altérés s'intercallent fréquemment dans les séquences. Ils sont de plusieurs faciès :

- faciès I, roche brun-noir, «boueuse», très riche en biotite (niveaux d'échelle décimétrique à millimétrique, localement en très fines alternances avec la quartzo- phyllite)

- faciès II, roche gris-bleuâtre à gris-blanchâtre, sans schistosité apparente tachetée ou non de lentilles millimétriques rouilles (niveaux centimétriques à décimétriques);

- faciès III, roche terreuse, jaune, ocre, brun clair, sans schistosité apparente (niveaux décimétriques à métriques Nyungwe);

- faciès IV, roche grenue, verte, sans schistosité apparente (niveaux millimétriques à centimétriques, métriques);

- faciès V, roche «gréseuse» brune ou grisâtre, peu ou fortement altérée, réagissant localement à l'acide, avec ou sans éléments subarrondis (millimétriques ou centimétriques) d'un matériau verdâtre ou du type I (Kibuye).

D'autres lithotypes particuliers sont présents dans cette formation :

- dolomie bleue, massive en passées plus ou moins lenticulaires décimétriques à métriques, diffuse dans la quartzophyllite ou en fines alternances soit avec la quartzophyllite, soit avec la roche à héritage volcanique (?) de faciès I (Kibuye);

- grenatite (spessartine, Pohl, 1986) en lits centimétriques situés généralement dans l'intervalle E des séquences de Bouma (Kibuye);

- des phyllites noires, graphiteuses, plus ou moins homogènes en lits centimétriques ou décimétriques voire métriques. (Kibuye, Nyungwe);

- deux niveaux décimétriques de brèche sédimentaire ont été rencontrés dans la région de

Kibuye : l'un est à éléments carbonatés centimétriques, gris et à matrice «gréseuse» brune, l'autre à lithoclastes et matrice grésio-argileuse.

Son épaisseur peut être estimée à environ 1.000 m.

Formation d'Uwinka

Cette formation est caractérisée par son caractère argileux et par la monotonie de sa lithologie.

Elle est composée d'une alternance de lits centimétriques de phyllite homogène noire, violette, vert-pâle, rouge et de lits millimétriques à localement centimétriques de quartzite gris, rouge, brun (le terme gréseux étant presque toujours inférieur, en épaisseur, au terme pélique); par la régularité des alternances, la roche prend un aspect rubané typique. Un niveau décimétrique de schistes argileux noirs graphiteux a été noté à Nyungwe. On y trouve des rides de courant dans les parties gréseuses localement lenticulaires et quelques lits à granodécroissance.

L'épaisseur est d'environ 500 m.

4.2.5. Le Groupe de Gikoro (500 m.)

Il comprend deux formations : l'une, sommitale, à dominance arénacée, l'autre généralement très tectonisée est pélico-arénacée.

Formation de Nyungwe

Elle est caractérisée par sa dominance gréseuse et la présence de nombreux niveaux importants de phyllites noires graphiteuses.

Il s'agit d'alternances centimétriques à métriques de quartzite rouge, rose, de quartzophyllite litée centimétriquement noir, gris-foncé/brunâtre et de phyllite noire. Les alternances sont organisées de façon séquentielle depuis l'échelle centimétrique jusqu'à l'échelle hectométrique. Dans les quartzites on rencontre fréquemment granodécroissances et rides de courant (séquences de Bouma). Certains niveaux de quartzophyllite ou de phyllite noire présentent de petites taches blanches millimétriques à centimétriques rondes ou allongées laissant, par altération, des cavités. (Nyungwe, rapport PNUD).

A Nyungwe, l'épaisseur peut être estimée comprise entre 200 et 400 m.

«Formation» de Kaduha

Cette formation, qui se trouve à la base de la stratigraphie n'apparaît qu'à l'état très tectonisé (mylonitisé ou presque) ou très métamorphique; des lors, son étude détaillée s'est avérée peu utilisable d'un point de vue sédimentaire puisque la presque totalité des caractères sédimentaires ont disparus.

Elle est composée, au sommet, d'une roche jaune ocre très altérée contenant des niveaux bruns de grenatite. Vers le bas la roche jaune passe à des alternances centimétriques à décimétriques de quartzite gris-clair et de quartzophyllite à phyllite gris-foncé à noires. Si son faciès est proche de celui de la Formation de Uwinka, le caractère gréseux et l'hétérogénéité semblent toutefois plus prononcés. Epaisseur inconnue, probablement quelques centaines de mètres.

4.3.- COMMENTAIRES

Devant la complexité structurale de la région et en particulier les indices d'une tectonique tangentielle, on peut se demander si cette succession est l'image d'un processus uniquement sédimentaire.

L'étude détaillée de la géométrie (polarités sédimentaires jointes, quand c'est possible, aux polarités structurales), des évolutions lithologiques et sédimentologiques des passages entre les «formations» ne permettent pas de lever l'indétermination de manière définitive. Cependant la constance dans la tendance générale de l'évolution des faciès sédimentologiques régionaux, la répétition de l'empilement et la conservation assez bonne des caractéristiques des formations à travers toute la région nous amènent plutôt à penser, en tenant compte de l'aspect structural de la région, à un empilement d'origine sédimentaire que tectonique (figure 9). On peut définir les grandes lignes de cette stratigraphie occidentale comme étant une alternance de formations tantôt à dominance arénacée, tantôt à dominance pélitique, le tout coiffé par un conglomérat. La tendance générale de la succession des faciès paraît être régressive avec, toutefois, quelques récurrences secondaires. Le volcanisme (à étudier) semble un fait important puisqu'il serait présent dans toute la stratigraphie avec un pôle dominant se situerait au milieu de celle-ci (Groupe de Pindura, Formation de Cyurugeyo).

La présence quasiment anecdotique du conglomérat dans cette région, est à signaler.

Les formations arénacées peuvent être séparées en deux faciès :

- dans les deux entités supérieures (Groupe de Cyohoha), elles contiennent relativement peu d'intercalations pélitiques et sont de couleur blanc-vert à bigarrée mais toujours claire; les structures sédimentaires rencontrées y définissent un milieu très côtier (shoreface, d'après Reading, 1978);

- dans les deux entités inférieures (Groupe de Pindura et de Gikoro), elles contiennent des intercalations pélitiques relativement importantes

(en nombre et en épaisseur) et sont de couleur souvent foncée, rouge à gris-vert; les structures sédimentaires y définissent un caractère turbiditique.

Les formations à dominante pélitique sont composées d'alternances fines (laminations ou rubannements) de lits arénacés et pélitiques, de couleur bigarrée claire/foncée de caractère généralement très monotone. Si les faciès lithologiques des différentes entités sont proches, quelques différences apparaissent toutefois dans le contenu arénacé (présence de graviers au sommet du Groupe de Cyohoha, réduction notable du composant arénacé à la base du Groupe de Pindura) et dans l'homogénéité du faciès lithologique qui paraît moins marquée dans la partie inférieure du Groupe de Gikoro. Des structures de type subcôtier (subtidal; offshore) ont été rencontrées dans le Groupe de Cyohoha.

Les passages progressifs au sein des entités pélitiques entre leurs différents faciès lithologiques indiquent la proximité des milieux de dépôt de ces faciès. Dans Cyohoha, les passages continus entre les unités gréseuses et argileuses confirment la liaison des milieux de dépôts et l'on peut proposer un battement entre le milieu côtier et le milieu subcôtier pour ce Groupe.

Dans Pindura, la continuité du passage des termes pélitiques (Formation de Kibuye et de Uwinka) au terme grèso-pélitique (Formation de Cyurugeyo) indique de la même façon une proximité des environnements de dépôt. Si le milieu est plus profond et un peu éloigné du régime côtier, il ne s'agit toutefois pas de grandes profondeurs. Un raisonnement comparable peut être tenu pour les milieux concernant le Groupe de Gikoro.

En résumé, il apparaît un changement du régime sédimentaire entre le Groupe de Cyohoha (côtier) et le Groupe de Gikoro (plateforme, plus profond). Ce changement de sédimentation qui reflète un changement géodynamique dans le bassin pour la région occidentale, s'est réalisé durant le dépôt du Groupe de Pindura. Il est à remarquer que c'est aussi dans ce Groupe que se situerait le pôle dominant du volcanisme(?). Bien que carbonates et brèches sédimentaires soient également présents dans la formation gréseuse de ce Groupe de Pindura, leur interprétation doit attendre elle aussi une étude détaillée; cependant, à priori, l'un semble souligner le caractère peu profond de l'environnement à Kibuye et l'autre, l'instabilité tectonique de cette région du bassin durant ce dépôt.

Changement de lithologie, changement de milieu de sédimentation, dominance du volcanisme et événement tectonique semblent liés et ce phénomène marque toute la région occidentale.

Il apparaît donc que les groupes dans la région occidentale semblent acquérir un complément de caractéristique: le Groupe de Cyohoha de caractère très côtier, le Groupe de Pindura, dans lequel se marquent les changements et le Groupe de Gikoro à sédimentation en eau plus profonde.

5.- DISCUSSION DES CORRELATIONS ENTRE L'OUEST ET LE RESTE DU PAYS

Etant données les similitudes qui apparaissent entre les colonnes lithostratigraphiques de l'ouest et du reste du pays, des corrélations ont été proposées entre ces deux régions; elles ont été utilisées pour le tracé de la carte géologique du Rwanda. Elles se situent au niveau des groupes, sur base de la reconnaissance à l'échelle du pays d'un ensemble épais à dominance pélitique (Groupe de Pindura) encadré de deux ensembles à dominance arénacée (Groupe de Gikoro et de Cyohoha), le tout coiffé par du fanglomérat (Groupe de la Rugezi).

La limite entre les Groupes de Pindura et de Gikoro semble pouvoir être précisée, dans sa corrélation entre l'ouest et le reste du pays, dans l'équivalence cartographique probable des quartzites de Nyungwe et de Ndiza.

Ces corrélations étant envisagées, on peut également constater un parallélisme d'évolution des milieux sédimentaires dans des paléoenvironnements soit semblables soit différents.

L'un de nous (D. Baudet) fait remarquer que: «les méthodes utilisées pour rechercher les correspondances stratigraphiques entre les coupes au sein même des régions étant différentes (faciès lithologique et sédimentologique à l'ouest, analyses des séquences sédimentaires au centre et à l'est), les entités ainsi définies n'auront pas nécessairement les mêmes limites». Il ajoute que: «dans le premier cas les entités sont des corps sédimentaires et dans le deuxième, il s'agit d'un ensemble de sédiments déposés entre deux événements tectoniques différents» et poursuit: «dans cette optique la limite Rugezi/Cyohoha est de type faciétologique, celle entre Gikoro et Pindura est faciétologique et séquentielle», et si, d'un point de vue séquentiel, la limite Cyohoha/Pindura de l'ouest apparaît passer à la base de la Formation de Rukomo, au centre, la limite faciétologique semble se situer au sommet de cette même formation (voir figure 10).

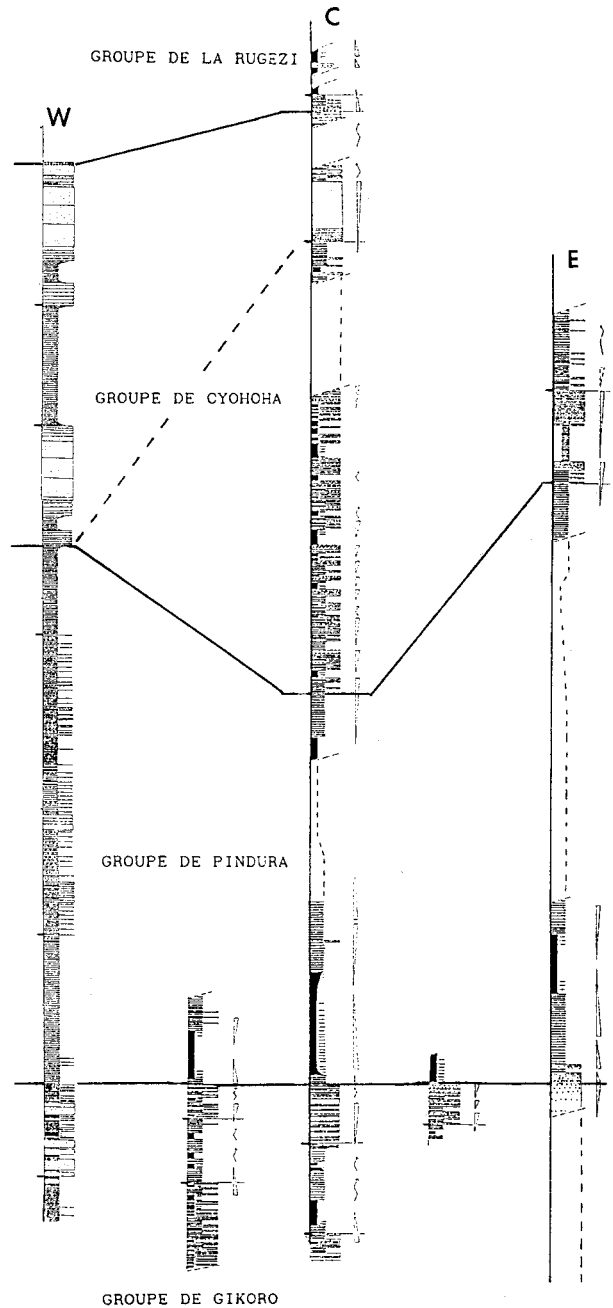


Fig. 10.- Comparaison des colonnes lithostratigraphiques entre la région occidentale et les régions du Centre et de l'Est du Rwanda. lignes continues: correspondances des groupes tels que repris dans la carte géologique; ligne discontinue: commentaire D. Baudet p.

6.- CONCLUSIONS

De manière systématique, la partie inférieure de la pile sédimentaire fait place à une lithologie attribuée au Complexe de Butare au coeur de structures anticlinales ou disparaît au contact d'intrusions granitiques. Si au cours de l'élaboration de la succession lithostratigraphique on n'a nulle part rencontré d'indices de la proximité d'un socle, il faut toutefois rappeler sa présence sporadique dans le Complexe de Butare (études géochronologiques).

Des manifestations d'une tectonique tangentielle sont observées dans les complexes et dans la partie inférieure de la pile sédimentaire. Ce phénomène pouvant conduire à des surépaississements, ne pose pas de problème immédiat pour le Complexe de Butare. Par contre, dans la Formation de Bumbogo, la structuration complexe du cœur de l'anticlinal de Rutongo est ici, au moins en partie, attribuée à ce style tectonique. La formation a ultérieurement été affectée par un style en plis plus redressés.

Dans les régions centre et est, de fortes variations de faciès sédimentaires sont constatées au sein d'une même entité lithologique. Les corrélations ont donc été établies sur base du repérage de coupures importantes au sein d'une évolution séquentielle parallèle. Ce style séquentiel, présentant des contrastes marqués dans l'apport détritique quel que soit le milieu de dépôt, suggère une sédimentation dans un bassin évoluant sous forte influence tectonique. En conséquence, les corrélations entre le Centre et l'Est ne s'établissent plus au même niveau que dans les interprétations émises antérieurement.

Dans l'Ouest, les correspondances entre les lithostratigraphies locales sont établies sur base des faciès lithologiques et sédimentologiques. Cette lithostratigraphie généralisée à toute la région et les critères sédimentologiques constituent un outil pour aider à débrouiller la structure (exemple: constat du déversement fréquent des plis dans toute la région).

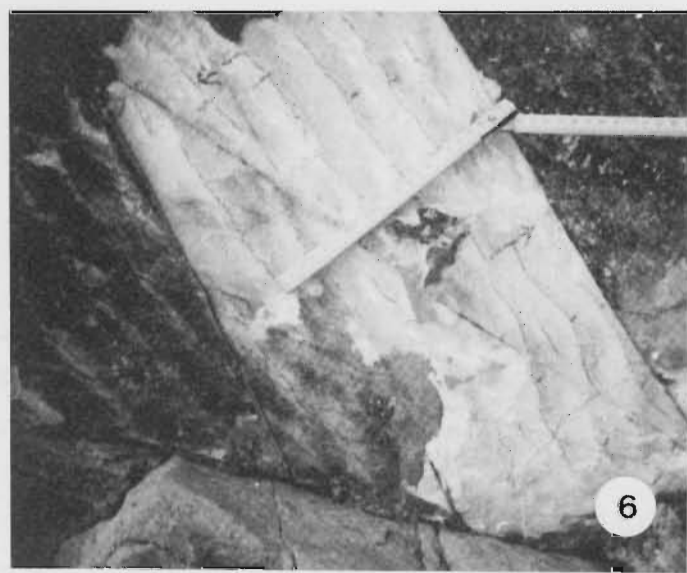
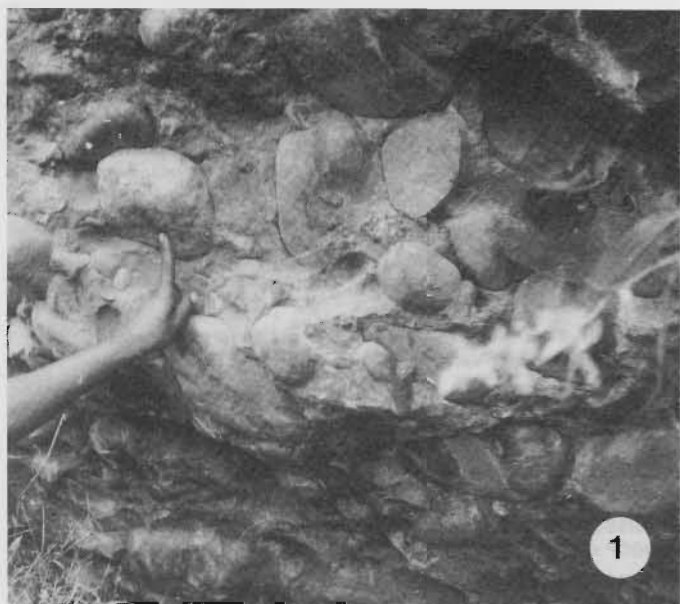
Ce travail préliminaire avait essentiellement pour but de poser les bases de la cartographie géologique du pays. Un grand nombre de données récoltées reste à traiter; elles font l'objet d'études plus détaillées entamées dans le cadre de l'évolution globale de la chaîne kibarienne.

BIBLIOGRAPHIE

- BOUMA, A.H., 1962. Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to faciès interprétation: Amsterdam Elsevier Pub. Co., 168 p.
- BOUTAKOFF, N., 1939. Géologie des territoires situés à l'Ouest et au Nord-Ouest du fossé tectonique au Kivu. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, IX/1: 7-207.
- CAHEN, L., 1952. Les groupes de l'Urundi, du Kibali et de Rugizi au Congo oriental et nord-oriental. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 75: M1-64.
- CAHEN, L. & LEPERSONNE, J., 1967. The Precambrian of the Congo, Rwanda, And Burundi. *In: The Precambrian Vol. 3*, Edit. Kalervo Rankama.
- CAHEN L., SNELLING, N.J., DELHAL, J. & VAIL, J.P., 1984. The Geochronology and Evolution of Africa, *Oxford Science Publ. Clarendon Press*, Oxford. 512 pp.
- Carte lithologique du Rwanda 1/250.000 - 1963.
- Carte lithologique du Rwanda 1/250.000 - 1981.
- Carte des Gîtes Minéraux du Rwanda - 1982, Ministère des Ressources Naturelles du Rwanda.
- Cartes Géologiques 1/100.000 Publiées : Kagitumba (1964), Kigali (1967), Rwinkwavu (1967), Kibungo (1967), Bugesera (1970), Ruhengeri Nord (1971).
- DELHAYE, F. & SALEE, A., 1928. Carte géologique de l'Urundi et de Rwanda au 200.000e Bruxelles.
- FONTAINE, C., 1964. Contribution à l'étude géologique de la région de Nyungwe (Rwanda). *Mus. roy. Afr. Centr., Tervuren (Belg) Dépt. Géol. Min. Rapp. ann.* 1963: 36-38.
- GERARDS, J., 1965. Géologie de la région de Gatumba. *Bull. Serv. Géol. Rwanda*, 2: 31-43.
- GERARDS, J. & LEPERSONNE, J. 1964. Géologie du Nord-Est du Rwanda et stratigraphie du Burundien. *Mus. roy. Afr. centr.*, Rapp. ann. 1963, Sect. géol.: 58-62.
- GERARDS, J. & LEPERSONNE, J., 1964. La stratigraphie du Burundien dans le Nord-Est du Rwanda et les régions avoisinantes. *Bull. Serv. Géol. du Rwanda*, 1: 13.
- GERARDS, J. & LEDENT, D., 1970. Grands traits de la géologie du Rwanda, différents types de roches granitiques et premières données sur les âges de ces roches. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 93 (III): 477-489.
- GERARDS, J. & LEDENT, D., 1976. Les réhomogénéisations isotopiques d'âge lufilien dans les granites du Rwanda. *Mus. roy. Afr. centr., Tervuren (Belg.), Dépt. Géol. Min.*, Rapp. ann; 1975: 91-103.
- KLERKX J., LIEGEOIS, J.P., LAVREAU, J. & CLAESSENS, W., 1987. Crustal evolution of the northern Kibaran belt, eastern and central Africa. *In: Proterozoic Lithospheric Evolution*, A. Kröner (Ed.); Geodynamics Series, vol. 17, Am. Geoph. Union: 217-233.

PLANCHE I

1. Conglomérat à galets; Formation de Miyove (Log. I); Gako (synclinal de Miyove).
2. Grès grossier à mégarides de courant; Formation de Gitwe (Log. VI); Gituku.
3. Grès et schistes à turbidites (A-C-E; D-E; C-E ...); Formation de Ndiza (Log. V); Entre Nyarutovu et Nduzu (crête de Ndiza).
4. Formation de Gatwaro (Foret de Nyungwe) -intersection de rides; (échelle: largeur du carnet 17 cm).
5. Formation de Cyurugeyo (région de Kibuye) - Climbing-ripple drift.
6. Formation de Gatwaro (région de Kibuye) - Rides de vague.



- LAMENS, J., 1981. Structure et stratigraphie de la région de Kibuye, Rwanda. *Mus. roy. Afr. Centr., Tervuren (Belg) Dépt. Géol. Min.* Rapp. ann.1980: 131-145.
- LAVREAU, J., 1985. Le Groupe de la Rusizi (Rusizien du Zaïre, Rwanda et Burundi) à la lumière des connaissances actuelles. *Mus. roy. Afr. centr., Tervuren (Belg.), Dépt. Géol. Min.*, Rapp. ann. 1983-1984: 111-119.
- LAVREAU, J., LIEGEOIS, J.P., 1982. Granites à étain et granito-gneiss Burundiens au Rwanda (Région de Kibuye): Age et signification. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 105: 289-294.
- LENK-CHEVITCH, P., 1948. Sur la stratigraphie du Système de l'Urundi au Kivu et au Rwanda-Urundi, *Bull. Soc. Belg. Géol.*, 57: 554-563.
- LIEGEOIS, J.P., THEUNISSEN, K., NZOJIBWAMI, E. & KLERKX, J., 1982. Granitoïds syncinématiques kibariens au Burundi: étude pétrographique, géochimique et géochronologique préliminaires. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 105: 345-356.
- LHOEST, A., 1957. Note préliminaire sur la géologie de la région Kigali-Rutongodans le Rwanda. *Bull. Soc. belg. Géol.*, 66: 190-198.
- LHOEST, A., 1961. A propos des couches de Miovi (Rwanda), assise supérieure de l'Urundi. *Ann. Soc. géol. Belg.*
- PEETERS, L., 1956. Contribution à la géologie des terrains anciens du Rwanda - Urundi et du Kivu. *Ann. Mus. roy. Congo belge*, in 8°, Sc. géol., vol.16.
- POHL, W., 1986. Geotraverse Rwanda 1986: Preliminary results of metallogenic studies. UNESCO, Geology for Economic Development, *Newsletter*, 5: 93-100.
- POHL, W., 1987. Metallogeny of the northeastern Kibaran belt, Central Africa. *Geol. J.*, 22, Them. Issue: 103-119.
- READING, H.G., 1978. Sedimentary Environments and Facies. *Blackwell. Sc. Publ.*, 557 p.
- REINECK, H.-E. & SINGH, I.B., 1973. Depositional Sedimentary Environments. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1973, p. 439.
- RUSANGANWA, J.B., 1988. Stratigraphie du Burundien au Rwanda. *IGCP n° 255 Newsletter Bull.* 1: 51-53.
- TACK L., DE PAEPE, P., LIEGEOIS, J.P., NIMPAGARITSE, G., NTUNGICIMPAYE A. & MIDENDE, G. (in press). Late Kibaran Magmatism in Burundi. *J. Afr. Earth Sc.*
- THEUNISSEN, K., 1988. Kibaran Thrust Fold Belt (D1-2) and Shear Belt (D2). *IGCP n° 255 Newsletter Bull.* 1: 55-64.
- VARLAMOFF, N., 1952. Note préliminaire sur l'existence à Miovi (Territoire de Biumba, Rwanda) de formations non métamorphiques reposant en discordance sur le «système de l'Urundi». *Ann. Soc. géol. Belg.*, 76: B39-43.