

SÉANCE MENSUELLE DU 19 DÉCEMBRE 1950.

Présidence de M. M.-E. DENAEYER, président.

Sont admis en qualité de membres effectifs de la Société :

MM. GEORGES BONDROIT, Ingénieur-technicien géologue à Regideso, Usumbura (Ruanda-Urundi, Congo belge); présenté par MM. F. Racheneur et R. Cambier.

VALÈRE MUSTIN, Ingénieur, 75, rue Wauters, à Leval (Hainaut); présenté par MM. Sluys et R. Cambier.

Dons et envois reçus :

1° De la part des auteurs :

10294 ... Carte du Limbourg Hollandais publiée par les Établissements F. Desterbecq, à Bruxelles, vers 1850. Échelle : 1/150.000^e.

10295 ... III^e Congrès National des Sciences. Volume I. Historique du Congrès et Histoire des Sciences. Liège, 1950.

10296 ... 4th International Congress of Soil Science. Amsterdam, 1950, 138 pages et figures.

10297 *Anciaux, F. O. S. B.* Cavernes. Dinant, 1950, 315 pages, 3 planches et 1 carte.

10298 *Buttgenbach, H.* Les variétés naturelles de la silice. Bruxelles, 1946, 13 pages.

10299 *Comité belge pour l'étude des argiles.* 5^e et 6^e rapports annuels. Bruxelles, 1950, 258 pages et figures.

10300 *De Bakker, G.* De bodemkarkering van Nederland. Deel VI. De Bodemgesteldheid van enkele zuidbevelandse polders en hun geschiktheid voor de fruitteelt. La Haye, 1950, 182 pages, 33 figures, 16 cartes hors texte.

10301 *Dartevelle, E.* Les premiers restes de mammifères du Tertiaire du Congo : la faune miocène de Malembe (première note sur les mammifères fossiles du Congo). Bruxelles, 1935, 6 pages.

10302 *Feys, R. et Greber, Ch.* Sur l'association dans le terrain houiller du Briançonnais (Hautes-Alpes) des roches éruptives d'intrusion et des niveaux charbonneux. Paris, 1949, 4 pages et 1 planche.

- 10303 *Feys, R. et Greber, Ch.* Le sondage de Sanvignes (Saône-et-Loire) et la structure du Bassin de Blanzly. Paris, 1950, 3 pages.
- 10304 *Calvez, Y.* Revision des foraminifères lutétiens du Bassin de Paris. III. *Polymorphinidae, Buliminidae, Nonionidae*. Paris, 1950, 64 pages et 4 planches.
- 10305 *Meurice, R.* Les tufs. Gembloux (sans date), 2 pages.
- 10306 *Stevens, C.* Géomorphologie tectonique de la vallée de la Haine. Carte au 1/100.000^e. Bruxelles, 1950. 1 feuille.
- 10307 *Stockmayer, S.* Biologie und naturschutz der mineralquellen. Berlin, 1928, 5 pages.
- 10308 *Stose, G. W.* Geologic map of South America. Échelle : 1/5.000.000^e, avec texte explicatif. Washington, 1950, 2 feuilles.
- 10309 *Swinton, W. E.* (Laboratoire de géologie et de paléontologie de l'Université de Bruxelles.) The Fossil Reptilia and Amphibia (21-24 novembre 1950). Bruxelles, 1950, 12 pages.
- 10310 *Terwagne, Dr.* Le captage d'une source. Anvers, 1907, 11 pages et 21 figures.
- 10311 *Vna den Broeck, E.* Quelques mots à propos de nouvelles fouilles exécutées dans la grotte de Remouchamps et de la découverte d'un collier préhistorique en coquilles d'origine étrangère. Bruxelles, 1902, 9 pages et 5 figures.
- 10312 *Wittfeld, F.* Carte de la région traversée par le chemin de fer de Maestricht-Aix-la-Chapelle, publiée vers 1950 par les Établissements F. Desterbecq. Échelle : 1/75.000^e.

Communications des membres :

E. ASSELBERGHS. — *La Faille de Xhoris sur les territoires de Werbomont et de Chevron.* (Texte ci-après.)

E. ASSELBERGHS. — *Note sur la base du Givétien au Nord-Est du bassin de Dinant.* (Texte ci-après.)

R. MARLIÈRE. — *Pteria (Oxytoma) tenuicosta* ROEMER, espèce stratigraphique du CAMPANIEN INFÉRIEUR dans le Hainaut. (Texte ci-après.)

G. MORTELMANS. — *Stratigraphie et tectonique des monts Kibara dans la région Mitwaba-Kina.* (Texte ci-après.)

G. MORTELMANS. — *Observation sur la morphologie de la région Mitwaba-Haute-Kalumengongo (monts Kibara, Katanga).* (Texte ci-après.)

La faille de Xhoris
sur les territoires de Werbomont et de Chevron (*),

par E. ASSELBERGHS.

On remarque sur la planchette Harzé-La-Gleize de la carte géologique de la Belgique au 40.000^e, levée par G. Dewalque et publiée en 1899, que la faille de Xhoris, faille importante qui découpe le bord oriental du bassin de Dinant, a un tracé rectiligne sur les territoires de Werbomont et de Chevron. Sur 1,200 m elle y met en contact deux bandes gedinniennes : une occidentale qui passe par Werbomont et une orientale que nous appellerons bande de Bru. Tandis que sur la lèvre Ouest de la faille, le Gedinnien est remplacé vers le Sud, d'abord par le Salmien supérieur, puis par le Salmien inférieur, à l'Est de la faille, le Gedinnien continue jusqu'à la disparition de celle-ci; d'après G. Dewalque, elle se perd dans le Cambrien, à environ 1.000 m au Sud de la grand'route de Werbomont à Trois-Ponts.

En 1931, M. F. Blaise ⁽¹⁾ a préconisé un autre tracé pour la faille de Xhoris à l'Est de Regnier, lieu-dit de la commune de Werbomont. A partir du bois de Regnier, il lui a fait décrire une courbe à concavité vers l'Ouest, de façon à englober les couches cambriennes qu'il venait de découvrir sur la crête 475, située à 1.000 m à l'E.-S.-E. de Regnier. De plus, M. F. Blaise prolonge la faille vers le Sud jusqu'au ruisseau de Fauy (extrémité Sud de la planchette de Harzé), la fait se recourber vers le Sud-Est et décrire ensuite une courbe vers le Nord-Est, où elle va longer le flanc Sud-Est du bassin salmien de la Lienne.

En 1936, M. A. Lhoest ⁽²⁾ a repris la question du tracé de la faille de Xhoris dans la région de Werbomont. Le tracé

(*) Manuscrit remis en séance.

(1) F. BLAISE, Recherches sur le prolongement oriental de la faille de Xhoris (*Ann. Soc. géol. Belgique*, t. LIV, 1931, pp. B. 71-82).

(2) A. LHOEST, Le tracé de la faille de Xhoris dans la région de Werbomont (*Ann. Soc. géol. Belgique*, t. LIX, 1936, pp. B. 180-184).

de l'accident se rapproche plutôt de celui de Dewalque; des roches cambriennes de la crête 475 et de quelques autres couches qui forment, d'après l'auteur, un petit massif le long de la grand'route de Werbomont à Trois-Ponts, il fait deux lambeaux de recouvrement, isolés au milieu de la bande gedinnienne de Bru.

Nos levés en vue de la réédition de la planchette de Harzé nous amènent à proposer d'autres tracés pour cette partie de la feuille. Ceux-ci sont basés principalement sur l'extension que nous donnons au Salmien inférieur au détriment du Gedinnien, immédiatement à l'Est de Regnier.

*
**

D'une façon générale, on peut établir le tracé de la limite inférieure du Gedinnien de la lèvre occidentale en se basant sur des affleurements ou sur des blocs de poudingue pisaire (1) qui constitue la base de cet étage. Cette limite correspond à la faille de Xhoris depuis Harzé au Nord jusque dans le bois royal de Regnier.

A partir d'ici la bande gedinnienne après avoir décrit une courbe synclinale à l'Est de Regnier, se dirige vers Werbomont suivant une direction S. 15° O.; la faille, par contre, tourne franchement vers l'Est et l'on voit apparaître sur sa lèvre Sud, soit entre les deux bandes de Gedinnien, une zone large de 700 à 1.000 m, formée de Salmien inférieur.

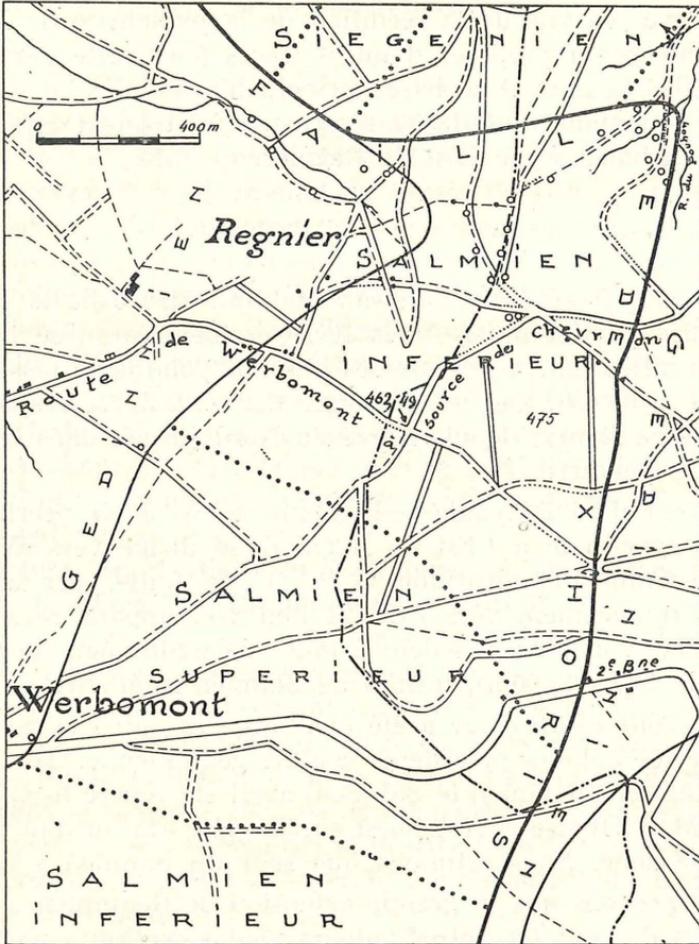
Cette zone cambrienne a été méconnue jusqu'ici et est teintée par les auteurs précédents comme gedinnienne. Toutefois, du Cambrien (Revinien et Salmien) avait été repéré localement par MM. F. Blaise et A. Lhoest sur la crête 475 qui fait partie de cette zone. Nous estimons que seul du Salmien y existe.

Nous pensons que la grande extension de Gedinnien admise par Dewalque et les autres auteurs peut s'expliquer partiellement par la rareté des affleurements cambriens et par les nombreux blocs de poudingue pisaire qui gisent en surface au Nord de la crête 475.

(3) Sur le croquis annexé à cette note, le poudingue pisaire est indiqué au moyen de petits cercles, les affleurements et débris d'autres roches au moyen de points noirs isolés et de pointillés fins.

Au point de vue de l'extension de ces débris il y a lieu de faire les remarques suivantes :

1. Nous avons dit que la base du Gedinnien, et donc la faille de Xhoris, est jalonnée par des débris plus ou moins en



place de poudingue pisaire depuis Harzé jusqu'à l'E.-N.-E. de Regnier, où apparaît le Cambrien et où le Gedinnien décrit une courbe synclinale.

A l'Est de la courbe, des blocs se rencontrent sur et aux abords de deux chemins forestiers qui y ont une direction *grosso modo* Nord-Sud avant de se réunir en un seul, à une

centaine de mètres de la route de Werbomont à la source de Chevron. Le long du chemin oriental qui longe la limite entre les deux communes Werbomont et Chevron, les débris de poudingue pisaire sont mêlés à du quartzite lardé de quartz du Salmien. Le long du sentier à direction Est-Ouest qui les croise, on voit des quartzophyllades en place du Salmien; ceux-ci constituent aussi les talus du chemin unique au Nord de la route.

On peut conclure que le sous-sol de ce secteur est formé de Salmien inférieur, bien que le sol soit couvert de débris de poudingue pisaire; ceux-ci proviennent de l'érosion des bancs de la base du Gedinnien qui ont existé un peu vers l'Ouest dans la courbe synclinale.

2. Le chemin oriental dont il est question ci-dessus longe sur quelques centaines de mètres le bord supérieur d'un abrupt au pied duquel s'étend une plaine qui descend rapidement vers le fond où coule le ruisseau du Pouhon. On rencontre par-ci par-là un débris de poudingue pisaire et puis, en approchant du fond, on observe en plusieurs endroits relativement voisins des blocs nombreux et volumineux de poudingue pisaire, partiellement enterrés; le plus grand que nous ayons observé a 1^m40 sur 0^m80. Ces blocs sont réunis sur une surface présentant un diamètre d'environ 200 m. Ils sont traversés par un chemin qui longe la rive gauche du ruisseau et qui montre des débris en place de quartzophyllades et de phyllades salmiens.

Il est difficile d'admettre que cet amoncellement nettement localisé de gros blocs provienne, comme les autres, dont il a été question ci-dessus, de la bande gedinnienne qui passe au sommet. Il faut y voir plutôt un reste du manteau local de Gedinnien qui recouvrait le Salmien de la région et serait descendu plus ou moins sur place par érosion.

3. Si l'on peut admettre l'existence du poudingue de base dans la courbure synclinale, par suite de la présence de blocs aux environs, il n'en est plus de même immédiatement au Sud, où, sur quelques centaines de mètres on ne trouve trace de ces bancs.

D'un côté, nous avons noté des schistes lie de vin, des psammites et des quartzites gris et gris verdâtre psammitiques à

joints irréguliers, et, à quelques dizaines de mètres de là, des roches salmiennes. Aux environs aucune trace de poudingue pisaire. Celui-ci reparait plus au Sud, de sorte que la distance sur laquelle la base du Gedinnien n'est pas décelable serait de l'ordre de 500 à 700 m.

On pourrait admettre que le poudingue pisaire y ait disparu par faille; mais ce serait là un accident sans importance.

Il résulte de ce qui précède que l'extrémité Nord de la région salmienne qui s'étend entre le Gedinnien et la faille de Xhoris est parsemée de blocs de poudingue pisaire de la base du Gedinnien. Au Sud de la latitude du lieu-dit Regnier, on n'en trouve plus.

*
* *

Plus au Sud, le Salmien inférieur est bien caractérisé par quelques affleurements dans les talus ravivés de la route de Werbomont à la source de Chevron et surtout par les débris en place de quartzophyllades gris et bleus et subsidiairement de quartzites qui s'observent sur les sentiers et les chemins du bois situé au Sud-Est de Regnier.

A l'O.-S.-O. de la crête 475, soit au S.-S.-O. de la cote 462.49 de la carte topographique, le captage d'une source et l'établissement d'une canalisation ainsi que des tranchées individuelles creusées par l'armée américaine en 1944, montrent que les roches quartzoschisteuses grises et jaunes du Salmien inférieur sont bordées vers le Sud par des phyllades lie de vin du Salmien supérieur. Cette succession de couches est aussi visible 200 m plus à l'Ouest; le long de la lisière d'un bois, on voit, dans les champs vers le Sud, des débris de phyllades lie de vin du Salmien supérieur, vers le Nord des débris de quartzites verdâtres du sommet du Salmien inférieur.

Ce massif de Salmien supérieur figure déjà sur la carte de Dewalque.

Les couches salmiennes ont une direction vers le Sud-Est de telle sorte que la limite entre les deux assises vient recouper la grand'route de Werbomont à Trois-Ponts à quelque 200 m à l'Ouest de la 2^e borne. Dans une excavation très ancienne située en ce point, nous avons observé, en effet, en 1912, des phyllades verts et lie de vin et des quartzites quartzo-phylladeux vert pâle indiquant la limite entre les deux assises;

immédiatement à l'Est une petite excavation montrait la même année des quartzophyllades très durs, quartziteux, qui appartiennent au sommet du Salmien inférieur.

*
**

Le tracé de la faille de Xhoris dans les bois à l'Est de Regnier est basé sur des observations plutôt éloignées les unes des autres, mais dont le réseau est néanmoins suffisamment dense, comme on le verra ci-après.

A 200 m au Nord du Salmien inférieur que nous avons relevé sur le sentier de direction Est-Ouest existant dans le bois à l'Est de Regnier, on rencontre, sous forme de débris nombreux de quartzites gris clair, des indices de l'existence de la bande de Siegenien inférieur de la lèvre Nord de la faille. Plus à l'Est, des psammites verts et bleuâtres et des schistes verts de la partie supérieure du Gedinnien affleurent de part et d'autre d'un petit affluent du ruisseau du Pouhon, le long du chemin qui longe la rive gauche de celui-ci. Les couches ont une direction N. 40° E. et une inclinaison vers l'Ouest de 25°. L'allure montre bien qu'on a affaire à la bande gedinnienne de Bru; d'ailleurs, en descendant le vallon, on trouve de nombreux schistes lie de vin, verts et bigarrés de cet étage jusqu'au Heid du Pouhon.

Par contre, en continuant le long du chemin vers le Sud à partir de l'affleurement des psammites et des schistes gedinniens, on remarque d'abord sur 50 m des débris des mêmes roches, puis, à moins de 100 m, des débris nombreux de poudingue pisaire et sur le chemin même des débris en place de quartzophyllades salmiens. Nous venons de traverser la faille de Xhoris. Celle-ci se recourbe ensuite vers le Sud et acquiert une direction *grosso modo* Nord-Sud.

Ces débris salmiens nous les avons suivis sur le chemin jusqu'à 60 m au Sud d'un petit affluent du ruisseau du Pouhon. On traverse en même temps l'amoncellement de gros blocs de poudingue dont il a été question plus haut. Lorsque, abandonnant le chemin là où il s'éloigne du ruisseau, on remonte celui-ci vers ses sources, on constate que les blocs de poudingue deviennent moins volumineux et moins nombreux; ils se mélangent à des blocs de quartzite dévonien de la lèvre Est de la faille, puis font place à ceux-ci. Aux sources on ne trouve plus que des blocs de quartzite dévonien.

Par contre, lorsqu'on rejoint le chemin à quelque 150 m à l'Ouest, on se retrouve dans les quartzophyllades du Salmien inférieur.

Parmi les blocs de poudingue, il y en a un à éléments plus gros, presque ovaire, et, d'autre part, près du ruisseau, un bloc de brèche à ciment quartziteux vert foncé et à éléments anguleux de quartz blanc de filon. Ce bloc souligne le passage de la faille de Xhoris. Nous en trouverons quelques autres plus au Sud.

De ces observations on peut déduire que la faille de Xhoris suit à peu près dans ce secteur le ruisseau du Pouhon.

La faille traverse ensuite la route de Werbomont à la source de Chevron, à 250 m à l'Est du carrefour des cinq chemins qui se trouve à 200 m au Nord de la cote 475. En effet, à l'Ouest de ce point, deux talus ravivés montrent des quartzophyllades salmiens; immédiatement à l'Est on a affaire à des débris dévoniens.

A 150 m plus au Sud, le chemin qui longe à distance la crête 475, suivant une direction N.-O. — S.-E., montre successivement d'Ouest en Est des débris de quartzophyllades verts, salmiens; à 70 m deux débris d'une brèche quartzitique vert foncé à éléments anguleux de quartz blanc laiteux; puis à 75 m des morceaux de schiste rouge au milieu d'un sol rouge, ce qui montre qu'on a traversé la faille et qu'on est entré dans la bande gedinnienne de Bru. La brèche, tout comme plus au Nord, souligne le passage de l'accident.

La crête 475 est formée de roches salmiennes semblables; nous y avons trouvé également un débris bréchiforme.

Sur le flanc Sud de la crête, le passage de la faille est souligné par le fait qu'on trouve sur 200 m des débris de quartzophyllades quartzeux du Salmien, tandis qu'à une faible distance vers l'Est le sol est rouge, dénotant la présence en sous-sol du Gedinnien.

La faille se dirige ensuite vers la route de Werbomont à Trois-Ponts, qu'elle traverse à la borne 2. On pouvait voir en 1912, à l'Ouest de la borne, un affleurement de quartzophyllades quartzeux du Salmien inférieur et à l'Est des schistes rouges et bigarrés du Gedinnien ⁽¹⁾ de la bande de Bru.

(1) Ces couches ont été prises pour du Salmien supérieur par M. Lhoest, qui en a fait un petit lambeau de recouvrement.

Conclusions. — La faille de Xhoris, de direction N. 20° Ouest au Sud de Harzé, se recourbe vers l'Est entre le bois royal de Regnier et le lieu-dit Regnier, puis prend une direction approximativement Nord-Sud jusqu'à la route de Werbomont à Trois-Ponts.

Sur ce dernier parcours sa lèvre occidentale est formée en majeure partie de couches salmiennes, qui prennent ainsi dans la région une extension beaucoup plus grande qu'on ne le pensait. A l'extrémité Nord de la région salmienne, le Cambrien est recouvert par de nombreux débris et blocs de poudingue pisaire du Gedinnien qui, localement, sont le résidu d'érosion d'un manteau gedinnien. Le massif de Salmien inférieur, découvert sur la lèvre occidentale de la faille de Xhoris, constitue le bord Nord d'un synclinal dont le noyau est occupé par les phyllades lie de vin et manganésifères du Salmien supérieur que traverse la route de Werbomont à Trois-Ponts, à l'Est de la première localité.

**Note sur la base du Givetien
au Nord-Est du bassin de Dinant (*),**

par E. ASSELBERGHS.

La base du Givetien est caractérisée sur le bord Nord du bassin de Dinant, depuis Marchin vers l'Est ainsi que dans la bande de la Vesdre, par du poudingue formé essentiellement de cailloux de quartz blanc laiteux. Cette roche est accompagnée généralement de bancs de quartzites de teinte claire dont elle constitue la base ou auxquels elle passe.

Ce niveau de base du Givetien essentiellement quartzeux, sous forme de poudingue et de quartzite, découvert il y a longtemps par Dewalque, a très bien été mis en évidence ces dernières années par M. F. Geukens ⁽¹⁾ dans la région du Ry de

(*) Manuscrit remis en séance.

(1) F. GEUKENS, Bijdrage tot de geologie van de antikline van Fraipont in de omgeving van Ry de Mosbeux (*Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. XVI, 1948, pp. 45-75).

Mosbeux et de la vallée de Targnon sur la planchette de Fléron (coin Sud-Ouest); il y affleure d'une façon constante sur les flancs des plis qui traversent les plateaux drainés par ces ruisseaux (pp. 53, 60, 62, 63).

L'auteur y a distingué à la base du Givetien un niveau continu de 10 m de puissance de quartzite blanc tacheté localement de rose; il renferme de minces lentilles de schiste rouge. Les quartzites reposent sur un poudingue de base ou passent parfois à ce conglomérat; celui-ci a 1^m50 de puissance en moyenne et est formé surtout d'éléments roulés de quartz blanc et rose de dimensions variées (p. 66).

En 1920, nous avons relevé dans cette région la coupe suivante le long de la route qui suit le Ry de Mosbeux, au Sud de la première borne. Une tranchée y avait été creusée à côté et à l'Est de la route pour l'établissement d'une ligne de chemin de fer vicinal qui fut abandonnée par la suite. Nous y avons relevé à la base du Givetien, de haut en bas :

5 à 6 m de quartzite blanc, localement à grains pisaires avec un peu de schiste lie de vin; 2^m50 d'une roche lie de vin poudingiforme comprenant un mètre de schiste; 3^m50 de poudingue quartzeux rose avec du schiste lie de vin.

Plus à l'Est, nous connaissons ce niveau à la base du Givetien sous forme de blocs de quartzite, de quartzite graveleux et d'arkose blanche sur le flanc Sud-Est du synclinal d'Heusy.

Sur les planchettes de Limbourg et d'Eupen, le niveau quartzitique est devenu poudingiforme dans sa totalité et la base du Givetien y est formée de 6 à 7 m de grès graveleux, de poudingue très quartzeux pisaire et plus rarement à gros éléments. Au Sud de Membach, dans le lit de la Vesdre, le niveau est essentiellement pisaire et renferme deux passées de schistes rouges. Enfin, en territoire allemand, ce poudingue disparaîtrait rapidement pour faire place à un banc graveleux ou à des grès blancs localement poudingiformes (2).

Le niveau quartzeux de la base du Givetien est aussi connu à l'Ouest de la région du Ry de Mosbeux.

Ainsi, J. Gosselet a observé que du poudingue accompagné de grès blanc se trouve au-dessus de la grauwacke rouge ama-

(2) E. ASSELBERGHS, Le Dévonien moyen et inférieur entre la Gileppe et le Graben de la Ruhr (*Bull. Soc. belge Géol.*, 1929, pp. 123-124).

rante du Couvinien, sur les deux flancs de l'anticlinal dévonien qui se présente entre Tilff et Esneux et dans les environs.

Il signale sous le calcaire givetien, sur le flanc Sud : 6^m70 de grès gris, jaune, brun, rose et blanc, et 2 m de poudingue pisaire à ciment de silice; sur le flanc Nord : 2 m de grès blanc quartzeux et 2 m de poudingue pisaire (3).

Ch. de la Vallée Poussin a décrit également le même niveau aux environs d'Esneux, sous forme de plusieurs mètres de grès blanchâtre passant à du poudingue quartzeux, et en un autre endroit sous forme de 2^m50 de grès verdâtre pâle ou blanc, très poudingiforme (4).

Tout récemment, notre savant collègue M. P. Fourmarier a retrouvé le même niveau dans la fenêtre de Theux, sous forme de grès plus ou moins grossier et de poudingue pisaire ou avellanaire à éléments de quartz blanc prédominants (5).

Enfin le même savant a montré en 1949 que le poudingue disparaît au Sud de la région de Mosbeux et qu'on a affaire sur la planchette Louveigné à un niveau gréseux clair sans poudingue. Ainsi à Remouchamps, M. P. Fourmarier a décrit ce niveau comme suit (6) :

En mètres

10. Niveau de grès, comprenant au sommet un banc flammé; vers le bas, la roche est claire, de teinte rosée, parfois blanchâtre ou verdâtre; certains bancs à grain plus grossier sont localement très altérés en surface, devenant même pulvérulents	7,00
11. Schiste rouge brique	0,20
12. Niveau de grès, de teinte rouge sur 1 m au sommet, de teinte blanc rosé à la base (7)	2,50

(3) *L'Ardenne*, pp. 387-388.

(4) CH. DE LA VALLÉE POUSSIN, Observations sur la série de Bure aux environs d'Esneux (*Ann. Soc. géol. Belgique*, t. XXV, 1897-1898, pp. 21 et 30).

(5) M. P. FOURMARIER, Le Dévonien moyen dans la fenêtre de Theux (*Ibid.*, t. LXXIII, 1950, pp. 171-182).

(6) Note sur la limite entre le Givetien et le Couvinien à Remouchamps (vallée de l'Amblève) (*Ibid.*, t. LXXII, 1949, pp. 177-182).

(7) Plusieurs affleurements du niveau quartzitique de la base du Givetien ont été visités, sous la conduite de M. Fourmarier, lors de la session extraordinaire des deux sociétés de Géologie en septembre 1950 (voir le compte rendu dans *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. LXXIII, 1950, pp. 173-176, 178, 184 et 212).

Nous venons de découvrir le même niveau plus au Sud encore, au cours de levés exécutés en vue de la nouvelle édition de la planchette Harzé de la carte géologique de la Belgique au 40.000^e; cette planchette est située au Sud de celle de Louveigné. Nous avons suivi ce niveau sur une distance NS à vol d'oiseau d'environ 5 km ⁽⁸⁾.

Un premier affleurement existe sous le mur du château de Harzé, le long de la route qui coupe la boucle que décrit la grand'route à l'Ouest du château. On y voit à 40 m au Nord de la grand'route 80 cm, en deux bancs, de quartzite et de quartzite grossier sériciteux gris clair qui forment la base d'une assise de roches schisteuses à nodules calcaires, cariées par altération, lie de vin, verdâtres, jaunâtres ou bigarrées (partie inférieure du Givetien).

Plus au Sud le même quartzite affleure à 60 m à l'Est de l'église de Harzé, dans le talus Ouest de la route vers Have-lange; nous y avons vu aussi un bloc de quartzite graveleux gris, parsemé de cailloux isolés de quartz blanc de 4 à 6 mm et plus rarement d'éléments un peu plus grands, mais ne dépassant pas 12 mm suivant leur plus grande dimension.

Le même quartzite se rencontre encore à 1.000 m environ au Sud du château le long du chemin de terre qui suit la crête située à l'Ouest du ruisseau du Fond de Harzé. Ce chemin, de direction N.-N.-O. — S.-S.-E., rejoint vers le Sud la grand'route d'Aywaille à Werbomont, au lieu-dit Warmonfosse, vers le km 24.300. Lorsqu'on suit ce chemin, on voit successivement, du Nord au Sud : du calcaire bleu compact du Givetien; des couches schisto-calcaires vertes, jaunes et bigarrées de la partie inférieure du Givetien; elles sont suivies immédiatement de 2 m (puissance) de quartzite blanc, gris clair, avec des zones verdâtres, et de quartzite blanc graveleux qui constituent la base de l'étage.

Enfin des pointements de quartzite gris clair et verdâtre s'observent à même le bord oriental de la route de Housson-loge à Paradis, à l'entrée de ce dernier village.

En dehors de ces quatre affleurements, des débris ont été observés à une certaine distance sous le calcaire givetien, sur

(8) Il a été fait allusion à ces observations dans le compte rendu de la session extraordinaire de la Société géologique de Belgique, t. LXXIII, 1950, p. 184.

les deux flancs de l'anticlinal du Laid Trou, au Nord de Harzé; au tournant de la route de Harzé, vers le lieu-dit Priestet, ainsi qu'en contre-bas du point où nous avons découvert en 1913 *Stringocephalus burtini* dans des schistes verts et lie de vin entre Warmonfosse et Houssonloge (9).

On remarquera que le niveau de quartzite blanc de la base du Givetien est beaucoup plus réduit aux environs de Harzé que dans la région de Remouchamps. Il n'est même plus continu. En effet, à hauteur de la 21^e borne de la grand'route d'Aywaille à Harzé, nous avons remarqué que la base du Givetien est représentée par 2^m50 de grès rouge micacé et psammitique, à stratification croisée, à joints chargés de macules petites et nombreuses de schistes rouges; d'autre part, à moins de 150 m à l'Est de l'affleurement des quartzites clairs que nous avons signalés ci-dessus sous le château, ce quartzite est remplacé par 2^m60 de quartzite rouge avec un banc flammé et gris.

Au Sud de Paradis, les couches givetiennes et couviniennes disparaissent sous la faille de Xhoris. Sur l'autre lèvre de la faille, le facies quartzite blanc de la base du Givetien n'existe pas à notre connaissance.

Il résulte de ce qui précède, que la base du Givetien est caractérisée au Nord de la faille de Xhoris, dans le coin Nord-Est du bassin de Dinant ainsi que dans la bande de la Vesdre et la fenêtre de Theux, par un niveau quartzueux de teinte claire.

Ce facies débute dans la région de Harzé sous la forme de deux à trois bancs discontinus de quartzite, qui peut être grossier, voire graveleux, et qui s'épaissit rapidement vers le Nord jusqu'à former un niveau de 10 m de puissance. Ensuite celui-ci devient franchement littoral par la présence de poudingue blanc et rose clair, qui apparaît à la base, puis envahit le niveau tout entier. Le maximum de puissance se rencontre à Marchin, dans la vallée du Hoyoux, où le poudingue atteint environ 20 m d'épaisseur.

(9) *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. XL, 1913, p. M. 16.

Pteria (Oxytoma) tenuicostata ROEMER
Espèce stratigraphique du Campanien inférieur
dans le Hainaut (*),

par RENÉ MARLIÈRE.

RÉSUMÉ. — Il paraît intéressant de souligner l'existence et de montrer la position stratigraphique de *Pteria tenuicostata* dans la Craie de Trivières (Campanien) particulièrement puissante et pauvre en fossiles caractéristiques.

Le lamellibranche aviculidé *Pteria (Oxytoma) tenuicostata* ROEMER, 1841, dont le type provient de la craie de Hanovre, est encore cité par WOODS en plusieurs localités d'Angleterre ⁽¹⁾, par LERICHE à la base de la craie phosphatée de Picardie ⁽²⁾. Dans tous ces gîtes l'espèce caractérise le Campanien inférieur à *Actinocamax quadratus*, ce que Maurice Leriche remarquait dès 1912 (*op. cit.*).

En 1933, Leriche fait mention de *Pteria tenuicostata* dans la Craie de Trivières du bassin de Mons ⁽³⁾, sans attacher d'importance à la présence de ce fossile, associé à des espèces banales du Crétacé supérieur.

Parallèlement, je notai l'existence de *Pteria tenuicostata* en maints sondages, dans la Craie de Trivières, et l'idée que l'espèce était répandue dans le Hainaut me fut lentement imposée par les faits, ce qui m'a déterminé à rechercher quelle position elle y occupe dans la série sénonienne.

Le diagramme rapproche et compare les coupes des sondages récents en prenant pour ligne de référence le sommet de la Craie de Maisières (Turonien supérieur). On y situe encore les

(*) Manuscrit remis en séance.

(1) H. WOODS, A monograph of the Cretaceous Lamellibranchiata of England (*Palaeontological Society*, 1905).

(2) M. LERICHE, Deuxième note sur les fossiles de la craie phosphatée de la Picardie (*Bull. Soc. belge Géol., Pal. et Hydr.*, t. XXV, pp. 297-310, spéc. p. 305; 1912).

(3) IDEM, Sur le Crétacé supérieur du Hainaut et du Brabant (*Ann. Soc. géol. Belgique*, t. LVIII, pp. B. 118-140, spéc. p. 130; 1933).

Par voie de conséquence, il faut admettre l'existence de l'assise à *Actinocamax quadratus*, c'est-à-dire du CAMPANIEN INFÉRIEUR dans le bassin de Mons. L'absence de la zone à *Actinocamax quadratus* à laquelle Maurice Leriche concluait en 1929 (voir son tableau en regard de la p. 201) (4), puis qu'en 1933 il transformait en une lacune réduite à la partie inférieure de l'assise à *Actinocamax quadratus* (5), a bien des chances de tendre vers zéro (6).

Quoi qu'il en soit, *Pteria tenuicostata* s'affirme être une espèce stratigraphique du Campanien inférieur, bien précieuse dans le Hainaut, où les craies campaniennes sont particulièrement pauvres en fossiles.

On la connaît actuellement :

1. A divers sondages : sondage du Jardiné, à Thulin [*Quiévrain 09*]; sondage du Grand-Vivier, à Tertre [*Baudour 013*]; sondage de Tertre [*Baudour 08*]; sondage n° 7 d'Hautrage [*Saint-Ghislain 138*]; sondage n° 11 de Bray [*Binche 010*].

2. Dans les carrières : à Thieu (carrière des cimenteries). D'après Leriche, à Frameries et Trivières (ou l'une seulement de ces localités).

(4) M. LERICHE, Les poissons du Crétacé marin de la Belgique et du Limbourg hollandais (note préliminaire). Les résultats stratigraphiques de leur étude (*Bull. Soc. belge Géol., Pal. et Hydr.*, t. XXXVII, pp. 199-299; 1929).

(5) IDEM, *Op cit.*, 1933, p. 131.

(6) Voir ce qu'il en est écrit in R. MARLIÈRE, *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. LX, pp. 87-89; 1936.

Stratigraphie et Tectonique des monts Kibara dans la région Mitwaba-Kina,

par G. MORTELMANS.

I. — AVANT-PROPOS. — HISTORIQUE.

La chaîne kibarienne a, dans le territoire de la feuille Mitwaba, été traversée par quelques-uns des pionniers de la géologie katangaise : F. Behrend (3), F. F. Mathieu (11) et M. Robert (15).

Ce ne sera pourtant pas avant 1935 qu'un premier essai de stratigraphie de ces formations sera publié, lorsque I. de Magnée fera connaître ses observations le long de la piste Kapia-Tambo-Mitwaba. Cet essai concluait à une division ternaire des couches affleurant entre Tambo et Mitwaba : I. de Magnée y reconnaissait en effet un étage supérieur phylladeux, un étage moyen à prédominance quartzitique, un étage inférieur, surtout phylladeux, coupé en son milieu par un poudingue interstratifié à pâte phylladeuse. Ces couches formaient un ensemble de plis déversés vers le Nord-Ouest, les plus récentes se rencontrant à partir de Tambo, au pied Nord-Ouest des monts Kibara, les plus anciennes affleurant autour de Mitwaba, dans la région de la Haute Kalumengongo (8, 9).

Avec la mise en exploitation de la Mine des Kibara et l'ouverture de la route automobile Sampwe-Mitwaba-Tambo-Kapia-Manono, débute une période de recherches et d'études plus poussées.

P. Grosemans opère le levé détaillé du tronçon de cette route courant entre Kapia et Mitwaba, de tracé peu différent de celui du sentier suivi par I. de Magnée. En même temps il fait diverses observations dans les polygones miniers de la région. Ses observations sont consignées dans des rapports au Comité Spécial du Katanga.

Ce ne sera toutefois pas avant 1947 qu'il fera connaître, dans une publication scientifique, sa conception stratigraphique et tectonique des monts Kibara. Ne trouvant pas d'arguments suffisants pour séparer les phyllades de la Basse Kalumengongo (étage III de I. de Magnée) de ceux de la région de

Mitwaba (étage I de I. de Magnée), il parallélise ces deux formations en un étage inférieur du Kibara que surmonte un puissant étage quartzitique. L'allure tectonique qui découle de cette conception stratigraphique est celle d'un vaste synclinal à noyau quartzitique, déversé vers le Nord-Est (10).

De 1937 à 1939, L. Cahen et moi-même, au cours de notre levé géologique des feuilles Sampwe et Mokabe-Kasari, sommes amenés, indépendamment, à établir pour le Kibara de ces régions des échelles stratigraphiques ternaires voisines de celle de I. de Magnée (4,12). A la fin de ces travaux, nous nous rendons à Mitwaba, où nous constatons l'identité générale des formations que nous venons d'étudier plus au Sud-Ouest avec celles qui affleurent le long de la route Mitwaba-Kapia. L. Cahen en effectue le levé entre Mitwaba et la Haute Manda : la succession qu'il publie alors comporte, ainsi qu'on le verra plus loin, une légère erreur d'interprétation : par suite d'une apparence tectonique, des couches rouges qui appartiennent en fait au sommet de *K1* sont placées au-dessus des quartzites *K2*, en une subdivision *K3*. P. Grosemans a fait la même erreur.

Le levé de L. Cahen reste en deçà des assises phylladeuses de la Basse Kalumengongo.

Cet auteur effectue ensuite, grâce à une série d'itinéraires de reconnaissance, la liaison entre la région de Mitwaba et celle des gorges de la Lufira, où il avait travaillé précédemment. Ceci lui permet d'esquisser déjà certaines variations latérales de facies (4, 5).

De leur côté les ingénieurs de la Sermikat ne restent pas inactifs. B. Aderca, notamment, effectue de belles études de détail autour du massif granitique de Kipata; ces recherches mettent en évidence une tectonique périgranitique très particulière et précisent la stratigraphie de la partie la plus inférieure du Kibara (1).

En 1945, il m'est donné de séjourner dans les monts Kibara. Devant les contradictions existant entre les diverses échelles stratigraphiques proposées par I. de Magnée, P. Grosemans et L. Cahen, je décide de reprendre complètement le levé de la route d'auto entre Mitwaba et Tambo, en m'aidant cette fois des critères de micro-sédimentation (graded bedding, channeling, current bedding et cross bedding) et de micro-tectonique (allure des plis secondaires, drag folds et fracture

cleavage). Ce levé, en permettant l'établissement d'une stratigraphie précise jusque dans le détail, démontre l'exactitude générale des conceptions de I. de Magnée. Le résultat de ces nouvelles observations est intégré à deux notes de synthèse publiées en 1946 (6, 7).

En 1948, B. Aderca signale, dans une courte note, qu'il a reparcouru, avec J. Raynaud, la coupe de la route Mitwaba-Kapia et qu'il a pu constater, à son tour, l'exactitude de la légende stratigraphique et de l'allure tectonique établies par I. de Magnée. Il termine en soulignant l'intérêt de l'étude de la coupe des monts Kibara pour tous ceux qui sont appelés à travailler dans ces formations (2).

Ceci m'incite à publier le détail des observations que j'ai faites le long — et au voisinage — de la route Mitwaba-Tambo, afin de prouver, d'une part, l'exactitude des conceptions stratigraphiques et tectoniques proposées par I. de Magnée et moi-même, de fournir, d'autre part, un guide aux géologues qui seraient désireux de refaire cette belle coupe, désormais classique.

II. — DÉTAIL DES OBSERVATIONS.

Orientées sensiblement E.-N.-E. près de Mitwaba, fait dû manifestement à la présence de massifs granitiques, les couches kibariennes reprennent rapidement, au Nord de la Kalumengongo, des directions Nord-Est à N.-N.-E. plus conformes à l'allure générale de la chaîne kibarienne.

La route automobile de Mitwaba à Kapia court suivant une direction générale N.-N.-O., recoupant ainsi obliquement les plis kibariens. Cette obliquité n'étant toutefois pas très forte et plusieurs tronçons importants étant perpendiculaires à la direction des couches, les conditions sont excellentes pour l'établissement d'une bonne échelle stratigraphique.

Mon levé s'arrête au pont-route sur la Basse Kalumengongo, au pied de la falaise de Tambo. Il est complété jusqu'au confluent Lubumbu-Kalumengongo par des observations de P. Grosemans et, de ce point à la Mission de Kina, par divers documents partiellement inédits.

Pour des raisons pratiques, j'ai divisé ce profil en une série de tronçons.

1. Tronçon Kipata à pont Haute Kalumengongo (km 3.500).

Ce tronçon, compris entre le signal Kipata (1.599 m) et le point de traversée de la Haute Kalumengongo par la route de Kapia (km 3.500, 1.346 m), est situé dans la partie la plus inférieure du Kibara de la région. Les couches qui y affleurent ont été affectées par la mise en place du massif granitique de Kipata, qui les a métamorphosées par contact et y a développé une tectonique très particulière. Ultérieurement, une tension résiduelle de métamorphisme a superposé à ces phénomènes périgranitiques un métamorphisme dynamique assez marqué. La superposition de ces deux tectoniques rend le déchiffrement du détail de la stratigraphie très délicat, et il a fallu les patients levés de détail de B. Aderca pour le mener à bien.

Cet auteur a reconnu à partir du granite les assises suivantes, dont la définition, combinant ses observations et les miennes, s'établit comme suit :

<i>K.1d</i> : Quartzites clairs, à grain fin, souvent zonaires, en bancs assez minces	80 à 100 m
<i>K.1c</i> : Quartzophyllades finement zonaires, plissotés, passant à des micaschistes quartzitiques, souvent fortement tourmalinisés	30 m
<i>K.1b</i> : Micaschistes rougeâtres, finement straticulés, en bancs minces; souvent finement plissotés	200 m
<i>K.1a</i> : Micaschistes massifs, peu fissiles, à petits amas porphyroblastiques de biotite verdie, souvent rubéfiée	30 m

Le contact avec le granite du massif de Kipata s'établit tantôt avec l'assise *K1a*, tantôt avec *K1b*.

Cet ensemble, plissoté et disloqué, se poursuit jusque un peu en amont du signal Kili (1.518 m), vers le km 0.800.

L'allure concordante de ces couches par rapport au granite a été établie dans la rivière Kala, à l'Est de la route. Là ont été observés dans le quartzite *K1d* des ravinements (channeling) et du « fracture cleavage » qui ne laissent aucun doute sur l'ordre de succession de ces assises.

Entre les km 0.800 et 1.700 succède aux quartzites *K1d* un complexe de phyllades quartzeux, de quartzophyllades et de grès gris-bleu sombre ou gris clair, sériciteux, parfois à chiastolite. Ces couches sont affectées de replis nombreux qui rendent difficile la mesure exacte de leur puissance. On peut cependant estimer à 100 m environ l'épaisseur de cette assise *K1e*.

Du km 1.700 au pont sur la Kalumengongo (km 3.500), les allures deviennent très régulières, les couches inclinant d'abord de 45° (jusqu'au km 2), puis de 60° en moyenne vers le Nord. Il s'agit à présent de phyllades tendres lustrés, de teinte gris-bleu, plissotés. La régularité des allures permet d'estimer à quelque 1.500 m la puissance de cette nouvelle assise *K1f*.

La plaine alluviale de la Kalumengongo cache pendant 200 m environ la suite des couches. Heureusement, des travaux d'exploitation, un peu plus en amont, et des affleurements, plus à l'aval, montrent qu'au-dessus de ces phyllades tendres *K1f* repose une assise *K1g* de quartzites clairs, très finement zonaires, à grain très fin, en bancs minces. La vérification de l'ordre de succession des couches a été rendue possible par la découverte dans ces quartzites d'un mince niveau de « ripple marks » d'oscillation. Plus à l'Est, les observations de P. Grosemans et les miennes indiquent le passage de ces roches à un horizon partiellement carbonaté.

2. Tronçon pont Haute Kalumengongo (km 3.500) à bifurcation vers Mubale (km 8.800).

Après avoir traversé la Haute Kalumengongo, la route s'infléchit très fort vers l'E.-N.-E., pour gravir l'abrupt qui borde le flanc gauche de la vallée. Elle atteint le bord supérieur de cet abrupt vers le km 5.750 (1.476 m) et s'infléchit alors vers le Nord-Ouest, puis le Nord.

Le flanc gauche de la vallée de la Kalumengongo comporte, entre celle-ci et le sommet de l'abrupt, deux portions aux pentes différentes, correspondant à deux nouvelles assises de résistance inégale à l'érosion. La pente inférieure, relativement douce, correspond à l'affleurement d'une nouvelle assise *K1h* de phyllades tendres, lustrés et plissotés, de teinte gris-bleu, ne différant guère de ceux de l'assise *K1f*. Les pentes, extrêmement régulières, toujours de 60° vers le Nord, permettent d'attribuer à cette assise *K1h* une puissance de l'ordre de 370 m.

La pente supérieure, plus raide, correspond à l'affleurement continu, suivant la tranche des couches, de quartzophyllades et de phyllades gris-bleu sombre, en bancs minces, beaucoup plus résistants. De minces intercalations de grès sombres s'y remarquent, de même que la présence de fins lits pyriteux. Les pentes se redressent progressivement de 60° à 70° vers le Nord. La puissance de cette assise *K1i* est de l'ordre de 340 m.

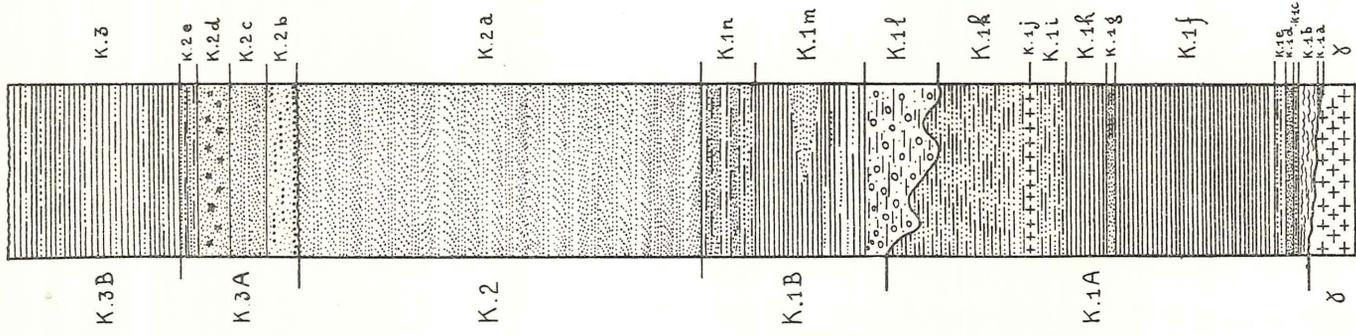
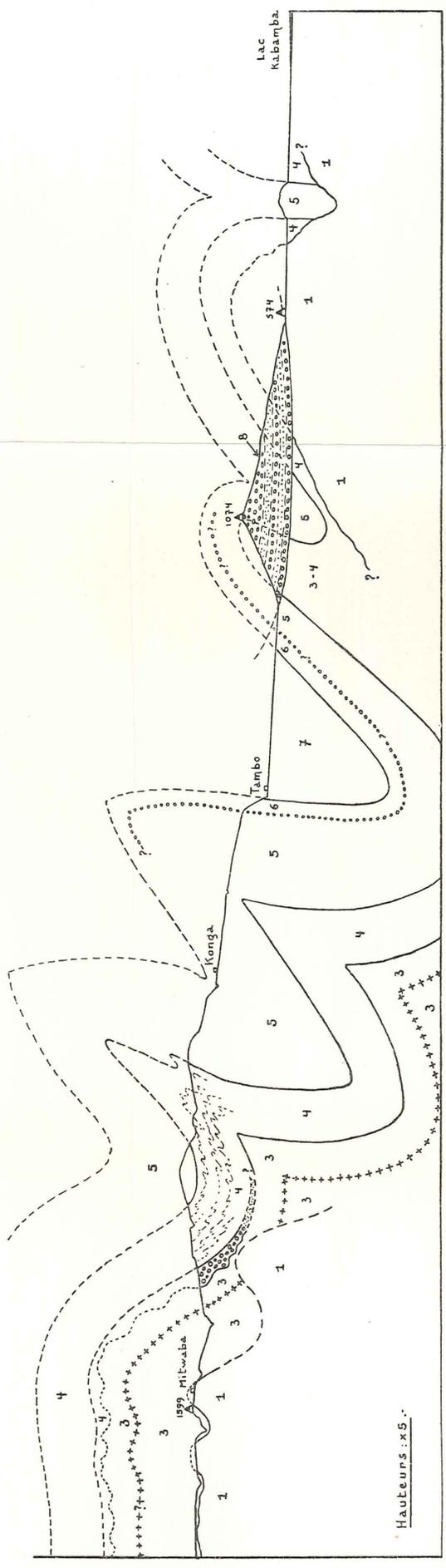
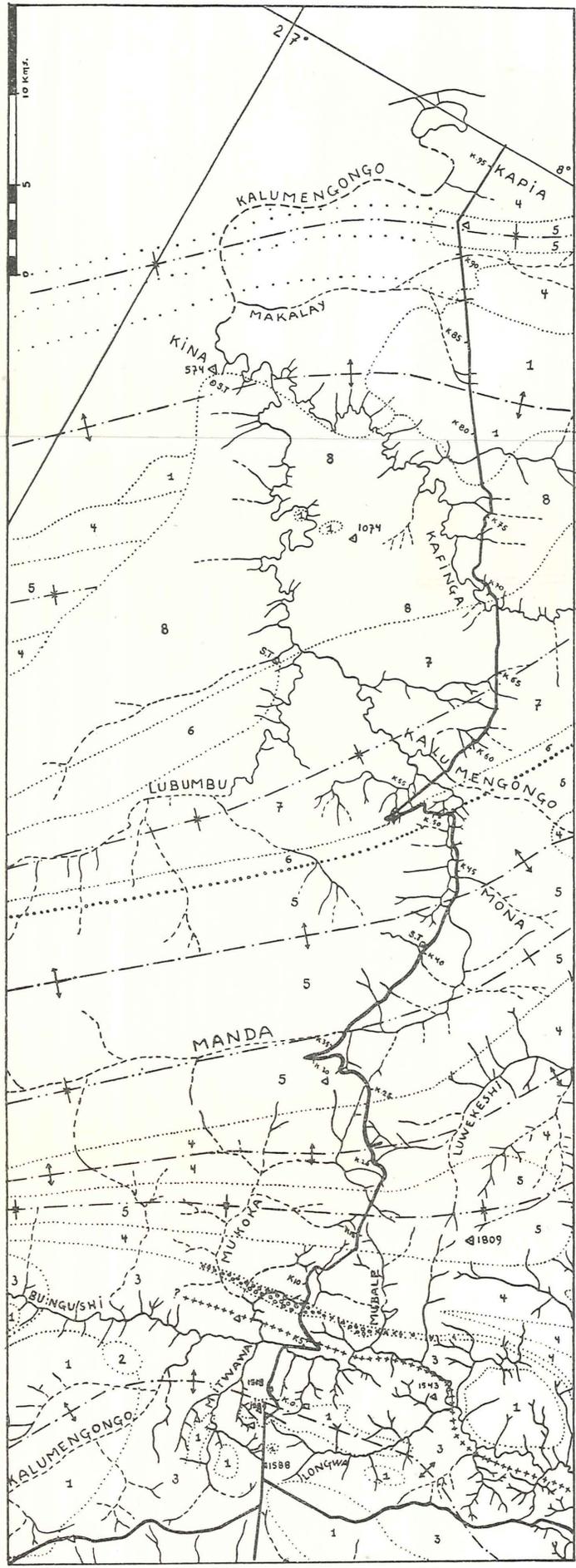
Le changement de pente qui s'établit au sommet de l'abrupt est marqué par l'affleurement d'un horizon *K1j*, très mince mais très continu et très caractéristique, de grès phylladeux et de phyllades riches en otréélite dont les cristaux peuvent, localement, atteindre plusieurs centimètres. La puissance de cet horizon *K1j* est comprise entre 0,50 et 3 m. Il traverse la route d'auto immédiatement au Nord de la courbe qu'elle décrit en atteignant le rebord de l'abrupt, pour se diriger vers le Nord-Ouest (km 5.750).

La route court à présent sur un plateau inclinant faiblement vers le Sud et s'élevant de la cote 1465 à son bord Sud jusqu'à l'altitude 1580 à la bifurcation vers Mubale. Au Nord de l'horizon otrélitifère se développe une nouvelle assise de quartzophyllades et de phyllades durs en minces bancs, de teinte généralement gris-bleu sombre, analogues à ceux de *K1i*. Cette assise *K1k* montre de minces intercalations quartzitiques sombres réparties sur toute la hauteur. Vers la base se rencontrent quelques bancs de quartzite gris clair et, à quelque 300 m au-dessus de l'horizon otrélitifère, un mince niveau de phyllade à petits nodules de quartz, fort caractéristique. Le long de la route d'auto, l'assise *K1k* est puissante de quelque 850 m. Sa puissance, toutefois, peut varier assez largement, par suite de l'allure ravinante de l'assise suivante.

Au km 7.600 (1.530 m) de la route, on entre brusquement dans une formation nouvelle, très différente de celles qui précèdent. Il s'agit d'un conglomérat métamorphique à pâte généralement phyllado-gréseuse rougeâtre ou mauve; les galets, parfois volumineux, sont formés de quartzite et de quartz filonien, plus rarement de micaschistes, étrangers à la région,

EXPLICATION DE LA FIGURE.

- 8 : Conglomérats Kundelungu.
- 7 : Phyllades K.3B.
- 6 : Quartzites K.3A.
- 5 : Quartzites K.2.
- 4 : Poudingue, grès et schistes K.1B.
- 3 : Phyllades et quartzophyllades K.1A.
- ++++ : Niveau à otréélite.
- 2 : Roches basiques.
- 1 : Granites.



Esquisse topographique et géologique du coin Nord-Ouest de la feuille Mitwaba.

(D'après L. CAHEN et G. MORTELMANS, Esquisse géologique du degré carré Mitwaba, 1/200.000; C.S.K., 1947.)

ainsi que de cailloux plus ou moins bien roulés de phyllades sombres empruntés aux assises sous-jacentes. Ces galets sont en général bien roulés, quoique un certain nombre offrent des faces rabotées; ils sont tantôt abondants, tantôt rares, mais toujours disséminés sans ordre dans la pâte. Les actions tectoniques ont souvent déformé à l'extrême ces galets, dont les formes primitives peuvent être complètement effacées. Ce complexe conglomératique offre des niveaux subordonnés de grès phylladeux et de phyllades arkosiques rougeâtres. Dans l'ensemble, ces formations sont verticales.

A sa traversée par la route, cette assise *K1l* a une puissance de l'ordre de 700 m. Elle présente de grandes variations d'épaisseur qui tiennent à son caractère ravinant bien mis en évidence par la cartographie générale et les observations de détail. A l'Est de la route, J. Raynaud a récemment observé le recouplement des bancs phylladeux *K1k* par ces conglomérats par un chenal comblé ⁽¹⁾ : il s'agit donc d'une véritable discordance, ce que laissaient prévoir les conditions de sédimentation totalement différentes de part et d'autre de cette limite. Cette observation confirme l'ordre normal de la succession observée jusqu'ici.

A l'Ouest de la route, cette assise a été suivie par L. Cahen sur une cinquantaine de kilomètres dans le bassin de la Haute Kalumengongo. A l'Est de la route les levés détaillés de J. Raynaud ⁽¹⁾ montrent qu'au delà de la Lupopo ces conglomérats passent à des quartzites clairs qui, contournant au Nord et à l'Est le granite de Chombio, viennent traverser la Kalumengongo et rejoindre le signal Luia, où P. Grosemans avait observé précédemment des affleurements de conglomérat.

Entre le km 8.300 (1.560 m) et la bifurcation vers Mubale, ces conglomérats sont surmontés par un complexe de schistes phylladeux argileux ou gréseux avec bancs subordonnés de grès argileux mal lités (« mudstones »), de teinte rougeâtre ou olivâtre. Cette assise *K1m* comporte encore, surtout bien développés vers la base, des horizons de roches grésoschisteuses finement zonaires, à caractère rythmique (varves). A l'Est du barrage sur la Mubale se développe, vers la mi-hauteur de l'assise, un puissant horizon de quartzites gris clair à grain

(1) Renseignement verbal.

fin, à stratifications obliques. H. Tazieff, puis J. Raynaud ont pu suivre cet horizon jusque vers Mandwe-Kilungu (2).

Les stratifications obliques relevées dans cet horizon ainsi que dans les roches zonaires sus- et sous-jacentes confirment l'ordre normal des successions observées jusqu'ici : flanc Nord d'un anticlinal à noyau granitique. Dans le détail les allures tectoniques qui étaient, jusqu'au conglomérat *K1l*, d'une grande simplicité, deviennent plus complexes; d'assez nombreux plis secondaires apparaissent dans cette assise : leurs surfaces axiales inclinant au Nord montrent qu'ils ont la signification de plis d'entraînement entre les deux masses plus compétentes du conglomérat *K1l* et des quartzites *K2* situés plus au Nord. Cette allure des plis secondaires confirme l'ordre normal des successions.

3. Tronçon bifurcation vers Mubale à km 16.

Immédiatement au Nord de la bifurcation vers Mubale (km 8.800, 1.576 m) la route s'élève sur un lambeau à surface latéritisée de la pénéplaine fin tertiaire, d'altitude voisine de 1.620 m.

Jusqu'au km 10, les observations faites de part et d'autre de la route sur les flancs de cette butte témoin indiquent la persistance de ces plis d'entraînement dont les flancs inclinent de 60 à 80° vers le Nord ou le Sud.

Après le km 10, la route s'abaisse vers un col qu'elle passe à la cote 1574, pour atteindre un point bien connu des géologues locaux, « La Roche qui suinte » (km 11.000, 1.580 m). La route a traversé jusqu'ici le prolongement des schistes phylla-
deux et grès argileux tendres de l'assise *K1m*. Un peu avant le col, des filons de quartz y développent un métamorphisme hydrothermal relativement intense. Au Nord du km 10, la pente des couches vers le Nord n'est plus que de 45° en moyenne. Immédiatement après le passage du col, la route s'infléchit vers l'Est, pour gravir un petit abrupt qui constitue la base d'une assise nouvelle *K1n*.

Cette assise est essentiellement constituée d'une alternance de bancs de quartzites gris clair avec un complexe de grès argileux et de schistes gréseux rouges. Les stratifications obliques y sont communes. Jusqu'au km 13.800, la route s'élève

(2) Renseignement verbal.

sur ces couches qui forment le soubassement d'un plateau plus ou moins latéritique. Les bancs inclinent de 25° à 40° vers le Nord-Ouest. La puissance de l'assise est de l'ordre de 500 m.

Du km 13.800 (1.702 m) au km 17.700 (1.655 m) on traverse un vaste synclinal plat se relevant vers le Nord-Est et constitué de quartzites de teinte générale gris clair. La plus grande partie de ces quartzites est à grain fin, souvent à stratification oblique; des bancs de quartzite à gros grain (quartz améthyste), de quartzites zonaires et de quartzophyllades leur sont subordonnés. Ces roches arénacées constituent la base d'un nouvel étage *K2*; elles sont exposées ici sur une puissance de l'ordre de 500 m.

L'axe du synclinal passe au km 15.800, un peu en contre-bas de la ligne de faite (cote 1715). A l'Est, cette ligne de faite porte le signal Mulubwe (1.809 m), témoin isolé de la Grande Pénéplaine Miocène.

4. Tronçon km 16 à km 21 (bifurcation vers Mandwe-Kilungu).

Entre le km 16 et le km 17.700, les couches inclinent à présent fort régulièrement de 28 à 32° vers le Sud.

Au km 17.700, la route redescendant dans la succession stratigraphique pénètre à nouveau dans le complexe de quartzites gris clair, de quartzites rouges et de schistes rouges de l'assise *K1n*. Un peu plus loin elle décrit une courbe vers l'Est, pour venir passer au km 18.400 à la tête d'un ravin (altitude 1.622). En ce point, les couches rouges décrivent un petit synclinal plat: c'est ici que L. Cahen faisait passer, erronément, la charnière de ses couches rouges supérieures aux quartzites *K2* (4); en s'écartant de la route on voit que ces couches décrivent d'autres plis secondaires qui tous viennent s'enfoncer sous les quartzites *K2*. Les surfaces axiales de ces plis secondaires inclinent à présent vers le Sud-Est; il s'agit donc de la réapparition au flanc Nord du synclinal de Mulubwe des couches de l'assise *K1*. L'examen de l'esquisse géologique publiée par P. Grosemans montre que cet auteur a commis la même erreur (10). I. de Magnée, qui était passé plus à l'Ouest, en roches plus profondément érodées, a correctement interprété l'allure de ces couches (9).

La partie Nord de la boucle décrite par la route expose des bancs beaucoup plus réguliers dont l'inclinaison passe progressivement de 20° à 40° vers le Sud. Ces couches se suivent

jusqu'au point le plus bas du profil (altitude 1544). Ce point forme sensiblement la limite entre les assises *K1n* et *K1m*.

Au delà de ce col, la route s'élève rapidement vers une butte témoin à sommet latéritisé d'une pénélaine partielle du Pléistocène inférieur (niveau de 1580). Cette butte porte un gîte d'étape (km 18.900). Dans la montée vers celui-ci, le flanc gauche de la route expose des schistes phylladeux rouges inclinant à présent de 70° vers le Sud-Est.

Après cette butte témoin, la route s'abaisse jusqu'au km 21, altitude 1539, où s'amorce la bifurcation conduisant vers Mandwe-Kilungu. C'est sensiblement en ce point — on le verra plus loin — que vient passer l'axe d'un anticlinal fortement déversé au Nord-Ouest, dont les couches rencontrées depuis le km 21 forment le flanc Sud-Est à succession normale.

5. Tronçon km 21 (bifurcation vers Mandwe-Kilungu) à km 33.150 (pont Haute Manda).

Du km 21 au km 22, la route remonte vers un nouveau lambeau de la pénélaine partielle de 1580; il n'y a aucun affleurement et les sols argileux rougeâtres indiquent qu'on se trouve toujours dans l'assise des schistes et grès tendres *K1m*.

Au km 22 réapparaissent de mauvais affleurements de quartzites rougeâtres établissant la limite entre les assises *K1m* et *K1n* renversées : ce point est l'équivalent exact de la « Roche qui suinte ». La route continue à s'élever lentement sur ces formations qui, dans les fossés, présentent plusieurs affleurements de grès rouges et de schistes altérés en petits bancs inclinant au Sud-Est.

Au km 22.900, un affleurement de ces grès rouges incline de 57° au Sud-Est; il montre des stratifications obliques tronquées surmontées par un chenal d'érosion, lui-même rempli de grès à stratifications obliques tronquées : ces figures indiquent la base des bancs au Sud, le sommet au Nord, et par conséquent le renversement de toute la série à partir de la bifurcation vers Mandwe-Kilungu. On se trouve donc à présent, dans le flanc Sud-Est d'un synclinal déversé au Nord-Ouest. Le détail des observations y indique quelques plis secondaires déversés dans le même sens.

Un peu après le km 23, les sols deviennent ocre pâle, sableux, tandis qu'apparaissent les affleurements de quartzite blanc. On est entré dans l'étage quartzitique *K2*. Des variations loca-

les d'inclinaison (20 à 60°) ainsi que la présence de stratifications obliques à sommet tronqué indiquent que dans cette série renversée existent cependant des synclinaux secondaires à flanc Nord-Est en succession normale. Ceci se poursuit jusqu'au km 24.800 (1.650 m).

Du km 25 au pont-route sur la Haute Manda, la route va, à présent, se trouver constamment dans une série renversée, constituée dans son entièreté de quartzites *K2*, où paraissent faire défaut les plis secondaires.

Après le km 25, la route descend rapidement sur le flanc Ouest du cirque de tête de la Kisona, affluent de droite de la Manda (« cirque de Konga »), puis longe cette rivière jusqu'au village Kanyungu (km 28, altitude 1488). Tout au long de cette descente, les stratifications obliques tronquées indiquent le renversement des bancs, qui inclinent fort régulièrement vers le Sud-Est, avec des pentes de l'ordre de 50° à 60° en moyenne. Quelques bancs plus grossiers, à grains de quartz améthyste, et quelques intercalations de phyllades et de quartzophyllades gris-vert rompent la monotonie de cet ensemble.

Après le km 28, la route file au Sud-Ouest, parallèle aux couches, et au km 30.500 (1.445 m) décrit une épingle à cheveux vers le Nord-Est, pour amorcer la descente de la falaise de la Manda. Cette descente se fait toute entière dans la partie supérieure des quartzites *K2*, toujours renversés, avec des inclinaisons de 65 à 70° au Sud-Est. Le fauchage des têtes de bancs peut faire tomber cette valeur à 20°. Le renversement des bancs est particulièrement bien exposé aux chutes d'un petit ravin que franchit la route vers le km 31.500 (1.385 m) ⁽³⁾. De rares intercalations plus grossières ou quartzophylladeuses se rencontrent dans cette descente.

A partir du km 31.850 (1.362 m), la route court sur la plaine de piedmont de la Haute Manda, qui est franchie au km 33.150 (1.305 m). Sur tout ce trajet, aucun affleurement n'est visible, mais la rivière coule sur du sable fin.

(3) Une photographie de cet affleurement, prise par L. Cahen, a été publiée dans le mémoire de M. Robert sur le Système des Kibaras (16). Elle y a été erronément inversée afin de replacer les couches dans leur ordre primitif.

6. Tronçon pont Haute Manda (km 33.150) à pont chutes Manda (km 48.350).

Du pont sur la Haute Manda au village Konga (km 36.400, 1.324 m), la route court sur l'autre flanc de la plaine sableuse de piedmont; aussi les affleurements sont-ils très rares; au km 35.800, un trou de cantonnier montre des quartzophyllades latéritisés constituant probablement une intercalation dans *K2*.

Au km 36.700, un autre trou de cantonnier montre des quartzites arkosiques altérés.

De ce point jusqu'au km 40, la route court en direction des couches et les rares affleurements observés inclinent tous de 40° en moyenne au Sud-Est; une observation de stratifications obliques tronquées montre que les couches sont à présent en succession normale et que l'on se trouve par conséquent sur le flanc Nord d'un synclinal déversé au Nord-Ouest, synclinal dont la vallée de la Haute Manda vient occuper l'axe; ce synclinal s'ouvre au Sud-Ouest, où son noyau est formé de phyllades *K3* susjacentes aux quartzites, ainsi que l'indiquent de vieux documents de prospection.

Les rares affleurements observés exposent des quartzites à tendance arkosique, des quartzites à magnétite, des quartzites clairs et des quartzophyllades violacés, sans que les proportions relatives de ces différents types lithologiques puissent être déterminées. Il est probable cependant que les types ferrifères, phylladeux ou quartzitiques, sont relativement abondants, car les sols ont une teinte ocre prédominante.

Immédiatement après le km 40, un petit marais situé à l'Ouest de la route correspond à la sortie d'une source thermique de température modérée (35-40° environ). Cette source sourd de quartzites blancs à grain fin, inclinant de 70° environ au Sud-Est; elle paraît correspondre au rejeu d'une cassure ancienne, car un puissant filon de quartz court entre la route et la source, en direction des couches, et vient traverser la route vers le km 40.300. A partir de ce filon les sols deviennent clairs.

La route recoupe à présent très obliquement la direction des couches.

Jusqu'au deuxième passage de la Manda (km 42.900, 1.223 m), tous les affleurements montrent des inclinaisons régulières de 40° vers le Sud-Est; ce sont généralement des quartzites à grain fin, de teinte variable, avec quelques épisodes quartzo-

phylladeux subordonnés. Les bancs affleurant dans le lit de la Manda sont à stratification oblique, indiquant l'ordre normal de succession de toutes ces couches.

De la Manda au ravin suivant (km 43.900), les affleurements ont des inclinaisons variables; dans le lit du ravin les couches inclinent de 85° au Sud-Est, mais sont à présent renversées. Immédiatement au Nord du pont-route, elles sont à nouveau en succession normale, pour devenir, à partir du km 44.400, définitivement renversées.

Il en découle que vers le km 43.500 passe la charnière, accidentée par des plis secondaires, d'un grand anticlinal faisant suite au synclinal de la Haute Manda et, comme lui, déversé au Nord-Ouest.

Dans le lit de la Mona (km 44.600, altitude 1.178 m), les couches renversées inclinent de 65° vers le Sud-Est. De ce point jusqu'au troisième pont sur la Manda (km 48.350, 1.120 m), immédiatement en amont des chutes de cette rivière, se rencontrent de nombreux affleurements de quartzites clairs avec quelques passées quartzophylladeuses, arkosiques ou conglomératiques très subordonnées.

7. Tronçon chutes Manda (km 48.350) à pont Basse Kalumengongo (km 58.100).

Ce tronçon est certainement celui où s'opère le mieux la démonstration du renversement de la puissante série quartzitique constituant la falaise de Tambo et son arrière-pays (monts Mulumbi). Les affleurements y sont à peu près continus et permettent l'établissement d'une stratigraphie détaillée de ces formations du *K2* supérieur.

A l'aval du pont-route (km 48.350, 1.120 m), le lit de la Manda montre des bancs de quartzites gris clair à grain fin, de moyenne épaisseur, inclinant de 80° à 85° au Sud-Est; les stratifications obliques tronquées y abondent: leur sommet est au Nord-Ouest et ces couches sont par conséquent renversées.

Ce renversement est encore magnifiquement exposé, avec tous les arguments souhaitables, entre le km 48.700 et le km 49.300, où la route entaille le cirque de tête de deux petits ravins. Ce tronçon expose des stratifications obliques ou entrecroisées tronquées, des chenaux d'érosion, des « ripple marks » symétriques, etc. Des intercalations phylladeuses incompétentes prises entre des bancs de quartzite plus compétents sont

recoupées par un « fracture cleavage » typique inclinant de 55 à 60° au Sud-Est, alors que l'inclinaison de la stratification est toujours de 85° dans le même sens; cette observation implique l'existence d'un axe anticlinal au Sud-Est (celui du km 43.500), d'un axe synclinal au Nord-Ouest.

Au km 49.300, la route recoupe un petit éperon orienté vers le Nord. Ce point montre, stratigraphiquement au-dessus des quartzites si réguliers exposés jusqu'ici (*K2a*), un ensemble de bancs contournés, plus grossiers, à « graded bedding »; la première hypothèse est qu'il s'agit d'une faille, la seconde qu'on a affaire à une discontinuité stratigraphique soulignée par un changement marqué dans le caractère de la sédimentation, les contournements représentant alors des déformations sous-aquatiques du type des « slumpings ». C'est à cette hypothèse que je me suis arrêté.

Jusqu'au km 49.700, ces roches à « graded bedding » sont suivies par un complexe de quartzites feldspathiques, d'arkoses et de quartzophyllades feldspathiques laminés et complètement kaolinisés, avec nombreux épisodes conglomératiques contenant parfois des galets de phyllades clairs. Cette assise *K2b* est puissante de 325 m.

Jusqu'au km 50.300, se rencontre une nouvelle assise *K2c* formée de quartzites gris clair, en bancs peu épais, à stratifications obliques confirmant le renversement observé; on observe quelques intercalations phylladeuses et quelques lits conglomératiques. Ces couches ont une épaisseur d'environ 350 m.

Dé ce point jusqu'à la première grande épingle à cheveux du sommet de l'escarpement (km 50.850, 1.009 m), la route traverse des quartzites gris-bleu, massifs, parfois en gros bancs, montrant des taches ou des nids de cristaux de magnétite. Cet horizon *K2d* a quelque 250 m de puissance.

Dans la descente de l'escarpement, de petits ravins permettent d'étudier en détail la suite des couches : jusqu'au km 52.650 (900 m) est exposée une assise *K2e* de quartzites gris clair, à stratification oblique, parfois à « ripple marks », en bancs peu épais, alternant avec des lits de quartzophyllades bigarrés et de phyllades gris-vert clair devenant plus abondants vers le sommet; cette assise est épaisse de 175 m environ. La pente est toujours de 85° au Sud-Est, le sommet des bancs toujours au Nord-Ouest; ces couches sont donc faiblement renversées.

Il en résulte que les phyllades exposés au bas de l'escarpement paraissent s'enfoncer sous ces quartzites, alors qu'ils leur sont en réalité supérieurs et appartiennent à un nouvel étage *K3*.

Ce tronçon de la route montre encore que le passage des quartzites *K2* aux roches argileuses *K3* se fait assez rapidement, quelques petits balancements sédimentaires opérant la transition.

De ce point jusqu'à l'épingle à cheveux suivante, puis le long du pied de l'escarpement jusqu'aux ponts sur la Basse Manda (746 m) et la Basse Kalumengongo (km 58.100, 722 m), la route est dans les couches de base de ce nouvel étage *K3*, dont on peut donner la définition suivante : phyllades et quartzophyllades gris-vert ou gris-bleu foncé, parfois ardoisiers, avec horizons de schistes phylladeux noirs, de schistes phylladeux gris pyriteux et de minces bancs de grès psammitiques. Ces couches sont très puissantes, plusieurs milliers de mètres probablement.

8. Compléments dans la région de la Basse Kalumengongo, entre le pont-route (km 58.100) et la Mission de Kina.

En poursuivant la route d'auto jusqu'à la Kafinga, près du km 69, on reste constamment dans les phyllades et quartzophyllades *K3*; au delà de la Kafinga on pénètre dans les conglomérats, les grès et les schistes au moins périglaciaires du complexe conglomératique du Grand Conglomérat. La partie du trajet effectuée dans les roches *K3* a montré à I. de Magnée des variations d'inclinaison qui permettent de supposer dans ces couches une série de plis secondaires déversés au Nord-Ouest (9).

Les observations faites par P. Grosemans (10) dans les polygones miniers qui s'échelonnent le long de la Basse Kalumengongo jusqu'à la Mission de Kina, ainsi que le long de son affluent de gauche, la Lubumbu, rivières dont le tracé est, dans la partie considérée, sensiblement perpendiculaire à la direction des couches, permettent de compléter les données tectoniques et stratigraphiques sur cette partie des monts Kibara, surtout si l'on y adjoint les anciennes observations de F.-F. Mathieu (11) et quelques autres documents de prospection.

Jusqu'à son confluent avec la Lubumbu, la Kalumengongo s'est creusé une gorge dans les phyllades et quartzophyllades

K3; de ce confluent à la Mission de Kina elle coule au travers des formations conglomératiques du Grand Conglomérat. A l'Ouest du signal Kabumbwa, deux boutonnières entaillées dans ces conglomérats laissent voir des granites kibariens; ceux-ci se retrouvent largement développés sur la route de Kapia au delà du km 77.

Au Sud-Ouest du tronçon de la Basse Kalumengongo compris entre Kina et le confluent de la Lubumbu, la bande de Grand Conglomérat se retrécit considérablement, de sorte que le substratum kibarien affleure largement.

Immédiatement au Sud du confluent Lubumbu-Kalumengongo, P. Grosemans a observé des affleurements de quartzites *K2*. D'anciennes observations montrent qu'il s'agit d'une crête continue se poursuivant au Sud-Ouest dans la feuille Kikonja. Ces quartzites inclinent de 45° environ au Sud-Est; ils constituent donc le flanc Nord-Ouest du synclinal *K3* dont les quartzites de Tambo formaient le flanc Sud-Est; comme les plis précédents, celui-ci est déversé au Nord-Ouest. La Lubumbu en occupe la dépression axiale.

Au delà de la bande des conglomérats, le long du 27° méridien, affleurent successivement, du Sud-Est au Nord-Ouest, une bande de phyllades *K1*, noyau d'un nouvel anticlinal, une bande de quartzites *K2* d'allure synclinale, puisque bordée à son tour par des phyllades et micaschistes *K1* limités au Nord-Ouest par des affleurements de granite. Toutes ces couches disparaissent au Nord-Est sous les conglomérats de la Basse Kalumengongo.

Au delà de Kina on ne rencontre plus, semble-t-il, que les sols de la dépression de l'Upemba.

Cependant, si l'on prolonge par la pensée les affleurements relevés le long de la route d'auto entre le km 80 et Kapia, on constate que tous les affleurements de granite signalés jusqu'ici appartiennent à un grand massif minéralisé bordé au Nord-Ouest par des amphibolites et des micaschistes *K1*, suivis eux-mêmes d'une bande de quartzites *K2*; le granite occupe donc, comme à Mitwaba, le noyau d'une grande allure anticlinale.

III. — SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE.

Les observations qui précèdent permettent de ranger les affleurements rencontrés dans les monts Kibara en trois étages lithologiques *K1* (phyllades inférieurs), *K2* (quartzites) et *K3* (phyllades supérieurs).

Comme toutes les subdivisions en étages établies par L. Cahen et moi-même dans le Kibara, au cours de nos levés sur le terrain, il s'agit là de subdivisions purement lithologiques, aisément cartographiables, et non de subdivisions stratigraphiques établies sur l'existence de cycles de sédimentation, de discontinuités ou de discordances. Leur intérêt et leur valeur sont donc purement pratiques.

En reprenant l'ensemble des observations faites par nous ou par d'autres, j'ai été amené à proposer une subdivision nouvelle en systèmes, séries et étages (13, 14). Réduite à l'essentiel, cette subdivision est la suivante ⁽⁴⁾ :

GROUPE DES KIBARA.

B. — SYSTÈME DU LUBUDI.

3. Série supérieure :

Schistes sombres avec quartzites et conglomérats (ancien *K.6B*).

2. Série moyenne :

Quartzites avec conglomérats (ancien *K.6A*).

Dolomies et calcaires à stromatolithes, souvent silicifiés (ancien *K.5*).

Schistes noirs (ancien *K.4C*).

————— Lacune ou discordance —————

1. Série inférieure :

Quartzites sombres avec conglomérats (ancien *K.4B*).

Schistes noirs ou foncés (ancien *K.4A*).

Schistes avec grès, de teintes variées; localement conglomérats ou quartzites à la base (ancien *K.3*).

————— Discordance ou discontinuité —————

(4) Les termes *K.1* à *K.5* font partie de successions continues relevées par L. Cahen et moi-même. Les termes *K.6a* et *K.6b* résultent, par contre, de l'interprétation de travaux de prospection effectués dans des régions que nous n'avons pas parcourues.

A. — SYSTÈME DE NZILO.

3. *Série supérieure :*

Diabases amygdaloïdes (ancien *K.v*).

2. *Série moyenne :*

Quartzites clairs (ancien *K.2*).

Phyllades et grès rouges ou verts; localement conglomérats à la base (ancien *K.1B*).

————— Discontinuité ou discordance —————

1. *Série inférieure :*

Phyllades sombres; base inconnue (ancien *K.1A*).

On trouvera dans mes publications antérieures la justification de cette légende et celle de ces subdivisions et coupures nouvelles.

Voyons comment elles s'appliquent à la coupe des monts Kibara.

1. *Étage K1.* — On a vu que l'ensemble des couches rangées dans la partie descriptive de cette note en un étage *K1* était en réalité complexe et pouvait se subdiviser en deux parties bien distinctes.

La première va du contact avec le granite de Kipata jusqu'au conglomérat à pâte phylladeuse *K1l*. Elle est entièrement formée de roches de teinte sombre, en prédominance phylladeuses ou quartzophylladeuses, avec quelques horizons subordonnés de quartzites clairs à grain fin. Cet ensemble, dont la base est inconnue, suggère des conditions de sédimentation très calmes, à peine troublées par la tectonique, par enfoncement lent d'un sillon où se formaient, en milieu réducteur, des épaisseurs considérables de vases marines.

La seconde va du conglomérat *K1l* aux quartzites clairs *K2*. Elle comporte en ordre principal des roches de teinte rouge, à classement imparfait (grès argileux et « mudstones »), ou à caractère rythmique (varves), à récurrences de facies rapides et nombreuses.

La manière d'être du fer indique que ces sédiments se sont formés en milieu oxydant. Ce fait est général presque partout où le Kibara a été étudié avec un détail suffisant; il suffirait déjà à lui seul pour tracer une limite importante entre ces deux parties.

Cette limite est, d'autre part, souvent soulignée par la présence de sédiments grossiers (conglomérat de base du « Système de Lubudi » de J. Cornet, conglomérat *K1l* à Mitwaba).

On a vu qu'à Mitwaba ce conglomérat était particulièrement puissant et ravinait profondément les formations phylladeuses sous-jacentes qui lui fournissent une partie de ses éléments, tandis qu'il faut faire appel à l'érosion d'un socle encore inconnu pour les autres (micaschistes, quartz, quartzites); il revêt des caractères qui suggèrent un milieu continental : formation de piedmont où des influences au moins périglaciaires semblent évidentes.

Ces faits indiquent l'existence d'une phase précoce des plissements kibariens se traduisant par l'exondaison du sillon où s'accumulaient les sédiments vaseux *K1A* et l'érosion d'une portion peut-être importante de ces sédiments; à cette phase érosive succède une nouvelle phase de sédimentation de caractère continental ou subcontinental contrôlée par de petits balancements tectoniques. Ils justifient de donner à la limite entre ces deux ensembles la valeur d'une coupure entre séries; peut-être faudra-t-il un jour augmenter cette valeur et en faire une coupure entre systèmes ⁽⁵⁾.

2. *Etage K2*. — La limite supérieure de l'ensemble *K1B* est, par contre, moins tranchée; on voit partout ces couches rouges passer par transition ménagée à la puissante série des quartzites clairs *K2*. Cette absence très générale de coupure entre ces deux ensembles *K1B* et *K2* indique qu'ils font partie d'un même cycle de sédimentation continu, ce qui m'a conduit à les grouper en une « série moyenne de Nzilo »; la partie inférieure de cette série serait, au moins partiellement, de caractère continental, tandis que la partie supérieure, avec ses couches très régulières, riches en stratifications obliques, représenterait surtout des dépôts marins de plate-forme, formés sous une faible tranche d'eau.

Limite supérieure de la série moyenne de Nzilo dans les monts Kibara. — Dans la région de Bukama et des monts Hakanson, les quartzites *K2* sont surmontés, au moins localement, par des laves amygdaloïdes conservées dans quelques synclinaux; l'absence de textures en coussins suggère que ces laves représentent des épanchements à l'air libre. J'en ai fait

(5). Depuis la présentation de cette note, J. Raynaud m'a fait connaître la présence, dans ces conglomérats, de galets de tourmalinites, accentuant encore la valeur de cette coupure.

le type d'une série supérieure par laquelle se termine mon « Système de Nzilo ». Tout un ensemble de considérations m'ont conduit à admettre l'existence, pendant l'épanchement de ces laves et après leur formation, d'une nouvelle phase de déformations tectoniques suivie d'une érosion généralisée (13, 14). Il m'a en conséquence paru qu'une discordance ou au moins une forte discontinuité, rarement observée sur le terrain mais découlant de la construction des coupes, devait exister entre le sommet érodé des quartzites *K2* ou de ces laves et les premières formations qui les surmontent (*K3*); je lui ai donné la valeur d'une coupure entre systèmes. Cette coupure est localement soulignée par la présence de dépôts grossiers ou mal classés, peu puissants.

Si l'on se reporte à la coupe des monts Kibara, dans l'escarpement de Tambo, on observe un passage progressif quoique rapide, par petites oscillations entre le sommet des quartzites de Tambo (*K2e*) et les phyllades et quartzophyllades *K3* du synclinal de la Lubumbu. Il semblerait donc à première vue y avoir ici continuité de sédimentation. J'ai montré plus haut, toutefois, que la puissante masse des quartzites *K2* pouvait aisément se subdiviser en un ensemble inférieur *K2a*, à sédimentation très régulière du type plate-forme, et un ensemble supérieur groupant les assises *K2b*, *K2c*, *K2d* et *K2e*, de types sédimentaires plus variés. Cet ensemble supérieur débute par une assise de quartzites et de quartzophyllades feldspathiques, parfois conglomératiques, toujours kaolinisés, reposant par l'intermédiaire de roches grossières affectées de déformations sous-aquatiques sur l'ensemble *K2a*. Le contact a ici les caractères d'une pseudo-concordance. Je considère qu'il correspond à la coupure entre les Systèmes de Nzilo et du Lubudi, et que la partie supérieure des quartzites représente un facies grossier de la base de *K3*, formé pour une part aux dépens des quartzites sous-jacents, pour l'autre, aux dépens d'un socle anté-kibarien lui apportant notamment le feldspath.

D'après cette conception, l'échelle stratigraphique des formations kibariennes des monts Kibara, simplifiée au maximum, s'établit comme suit :

B. — SYSTÈME DU LUBUDI.

1. Série inférieure (base seule) :

Phyllades et quartzophyllades généralement sombres, avec grès psammitiques subordonnés plus de 3.000 m ?

Quartzites variés, feldspathiques et conglomératiques vers la base (K.2b à K.2e)	1.100 m
————— Discontinuité —————	

A. — SYSTÈME DE NZILO.

3. Série supérieure :

Lacune.

2. Série moyenne :

Quartzites clairs à grain fin, à stratifications obliques (K.2a)

3.800 m

Schistes phylladeux rouges, souvent zonaires, s'enrichissant vers le haut en grès rouges et quartzites clairs (K.1m et n)

1.500 m

Conglomérat rougeâtre à pâte généralement phylladeuse (K.1l)

0-700 m

————— Discontinuité —————

1. Série inférieure :

Phylladès et quartzophyllades gris-bleu sombre; horizons quartzitiques intercalés; niveau repère à ottrélites (K.1a à K.1k); base inconnue

minimum 3.800 m

Comme on le voit, cette échelle ne diffère guère que par sa subdivision de celle proposée en 1937 par I. de Magnée (9); sous sa forme présente elle met mieux en évidence l'histoire sédimentaire et tectonique de ces formations.

Origine des éléments. — Le développement vers la Haute Kalumengongo du conglomérat à pâte phylladeuse de la base de la série moyenne de Nzilo, son passage au Nord-Est de Mitwaba à des roches arénacées indiquent que c'est vers le Sud-Est que doit être cherchée la source de ses éléments constitutifs. De même l'examen des stratifications obliques relevées dans les séries moyenne de Nzilo et inférieure du Lubudi indique, pour le plus grand nombre de celles-ci, une origine sud-orientale de ces éléments.

Ces observations montrent que depuis au moins le dépôt du conglomérat à pâte phylladeuse il a existé au Sud-Est des futurs monts Kibara une région surélevée à relief variable dont l'érosion alimentait en matériaux détritiques le géosynclinal kibarien. Ce socle courait parallèlement aux lignes isopiques et aux futures directions de plissement. Il est à présent enfoui sous les dépôts du Groupe du Katanga.

IV. — SYNTHÈSE TECTONIQUE.

Dans sa note de 1935, I. de Magnée faisait remarquer, au chapitre de la tectonique, que « les plans axiaux des plis secondaires, comme ceux des plis de premier ordre, ont toujours une forte inclinaison vers le Sud-Est, indice de ce que l'allure générale est celle du flanc Nord d'un anticlinorium dont l'axe est jalonné par les massifs granitiques de la partie axiale des monts Kibara. Ce flanc Nord de l'anticlinorium des Kibara accuse un déversement net des plis vers le Nord-Ouest, c'est-à-dire vers la dépression de l'Upemba » (9).

Ce sont là des conclusions auxquelles le levé de détail que j'ai effectué en 1945 apporte une entière confirmation : en effet, l'observation systématique des critères de sommet et base des bancs a permis de reconnaître avec certitude les portions de la coupe qui étaient soit en ordre normal, soit en ordre renversé et même de tracer les points de passage des charnières, difficiles à observer autrement. La comparaison de la coupe que je donne avec celle de I. de Magnée montre que les différences sont minimes et ne portent guère que sur le tronçon Haute Manda-Chutes Manda, où n'existe qu'une seule charnière anticlinale au lieu des deux imaginées par cet auteur.

L'interprétation des observations faites entre la falaise de Tambo et les régions de Kina et de Kapia permet de préciser les conceptions précédentes. On a ainsi du Sud-Est au Nord-Ouest :

1° Une large zone anticlinoriale granitisée et minéralisée, formant l'ossature des monts Kibara, à enveloppe sédimentaire très modérément plissée, sans déversements marqués : l'anticlinal de la Haute Kalumengongo et le synclinal de Mulubwe en forment les plis bordiers extrêmes;

2° Un large synclinorium à plis uniformément déversés vers le Nord-Ouest, comprenant l'anticlinal de la Haute Mukoka, le synclinal de la Haute Manda, l'anticlinal de la Mona, le synclinal de la Lubumbu qui en forme la partie axiale, l'anticlinal de la Lubilwe et le synclinal qui le suit;

3° Ces derniers plis viennent s'adosser à un nouvel anticlinorium granitisé et minéralisé dont seul le bord sud-oriental affleure en bordure de la dépression de l'Upemba (massif de Kina).

Cette structure en anticlinoria granitisés à plis peu serrés et synclinoria à plis serrés et déversés vers le Nord-Ouest est générale dans tout le feston katangais de la grande chaîne kibarienne-urundienne, de sorte qu'on peut suivre aisément, dans les régions suffisamment explorées, le prolongement des trois grandes unités définies ci-dessus : l'anticlinorium granitisé des monts Kibara disparaît au Sud-Ouest sous les terrains du Groupe du Katanga, mais se prolonge au Nord-Est dans la vallée de la Luvua; le synclinorium de la Lubumbu se suit fort bien dans cette même direction, et son tracé vers le Sud-Ouest atteint la région de Nzilo; enfin l'anticlinorium granitisé de Kina se continue par les monts Bia jusque dans la région des mines d'étain de Busanga (Haut Lualaba); il est à son tour suivi au Nord-Ouest par le synclinorium du Lubudi, l'anticlinorium de la Lovoy et le synclinorium de la feuille Mwanza.

Remerciements. — En terminant cette note, je tiens à remercier très chaleureusement MM. A. Rollet et B. Aderca, Directeurs successifs de la Mine des Kibara, pour l'intérêt qu'ils n'ont cessé de témoigner à mes travaux et l'aide matérielle qu'ils m'ont généreusement accordée sur le terrain. Mes remerciements très cordiaux vont aussi à J. Raynaud, qui m'a fait connaître certains résultats encore inédits de ses levés.

Université Libre de Bruxelles.
Laboratoire de Géologie.

BIBLIOGRAPHIE.

1. ADERCA, B., Note préliminaire sur la Géologie de la Mine des Kibara (Congo belge) (*A.S.G.B.*, t. LXIX, 1945, pp. B. 27-34).
2. — Coupe géologique des monts Kibara (*Ibid.*, t. LXXII, 1948-1942, pp. B. 39-40).
3. BEHREND, F., Zur Geologie und oberflächengestaltung von Nordost-Katanga (Belgisch-Congo), Berlin, 1914.
4. CAHEN, L., Observations géologiques dans les monts Kibara (*B.S.B.G.P.H.*, t. XLIX, n° 1-2, 1939, pp. 171-181).
5. CAHEN, L. et MORTELMANS, G., La Géologie des degrés carrés Mokabe et Sampwe (*Ibid.*, t. L, 1940-1941, pp. 6-47).
6. — — Acquisitions nouvelles concernant la Géologie du Katanga central (*B.S.G.C.B.*, n° 2, 1946, fasc. 1, pp. 3-71).

7. CAHEN, L., JAMOTTE, A., LEPERSONNE, J. et MORTELMANS, G., Résumé des acquisitions nouvelles relatives à la Géologie du Congo belge pour la période 1939-1945 (*B.S.B.G.P.H.*, t. LV, 1946, fasc. 1, pp. 154-192).
8. I. DE MAGNÉE, Un poudingue interstratifié dans la série inférieure du Système des Kibara (*A.S.G.B.*, publ. rel. au Congo belge, t. LVIII, 1934-1935, fasc. 1, pp. 34-35).
9. — Coupe géologique des monts Kibara (*Ibid.*, publ. rel. au Congo belge, t. LVIII, 1934-1935, pp. 70-82).
10. GROSEMANS, P., Études géologiques dans les monts Kibara (*A.S.M. C.S.K.*, t. XII-XIII, 1947-1948, pp. 3-84).
11. MATHIEU, F.-F., Coupe géologique du lac Moero au Lualaba (*A.S.G.B.*, publ. rel. au Congo belge, t. XXIX, 1911-1912, fasc. 3, pp. 129-192).
12. MORTELMANS, G., Les formations du Kibara dans le coin Nord-Ouest de la feuille Mokabe-Kasari (*B.S.B.G.P.H.*, t. XLIX, n° 1-2, 1939, pp. 159-170).
13. — Etudes géologiques et pétrographiques au Katanga central, 1947.
14. — Considérations sur la stratigraphie des terrains pré-Karoo du Nord-Ouest du Katanga (*C. R. III^e Congrès Nat. Sciences*, 1950).
15. ROBERT, M., Le Système du Kundelungu au Katanga (*A.S.G.B.*, publ. rel. au Congo belge, t. XL, 1912-1913, pp. 213-273).
16. — Le Système des Kibaras et le Complexe de base (*Mém.I.R.C.B.*, in-4°, 1944, 92 p.).

DISCUSSION.

M. L. Cahen signale que feu F. Delhaye a consigné dans ses carnets de notes de 1911-1912, l'existence d'un niveau de « schistes à chloritoïde » dans le coin Sud-Est de la feuille Kikondja de la carte du Katanga. L'échantillon, actuellement conservé au Musée du Congo belge, est identique au niveau à otrérites de Mitwaba. Il est situé, comme celui-ci, dans les schistes du Kibara inférieur.

M. R. Cambier s'étonne du mode de gisement donné par l'auteur aux diabases amygdaloïdes de Bukama : près de Luena ces roches forment un dyke dans les schistes de Nzilo.

M. G. Mortelmans répond qu'effectivement de Luena à Busanga ces roches forment un ou deux dykes; il voit dans cette disposition les fissures par où ces laves se sont épanchées pour venir recouvrir, plus au Nord, les quartzites K2.

M. I. de Magnée demande si ces laves sont bien kibariennes, car elles ne montrent pas de traces d'écrasement, et si elles

ne sont pas au contraire l'équivalent des diabases amygdaloïdes du Système de la Bushimaïe.

M. G. Mortelmans répond qu'elles sont bien kibariennes. A Bukama et dans les monts Hakansson elles remplissent trois synclinaux de quartzites K2, et dans l'un d'eux, celui de Kilenge Wanika, elles sont fortement laminées et schistifiées. De plus, tant au point de vue minéralogique que chimique, elles se distinguent des diabases du Système de la Bushimaïe.

**Observations sur la morphologie
de la région Mitwaba-Haute Kalumengongo
(monts Kibara; Katanga),**

par G. MORTELMANS.

I. — INTRODUCTION. — SITUATION GÉNÉRALE.

Le poste administratif et minier de Mitwaba est situé sur un plateau dominant de quelque 220 m les vallées de la Haute Kalumengongo et de son affluent la Mitwawa.

Dans tout son bassin supérieur, situé en amont de Mitwaba, ainsi que dans un tronçon de 6 km environ à l'aval du confluent de la Mitwawa, la Kalumengongo a tous les caractères d'une rivière mûre. Il en est de même de ses affluents principaux. Plus à l'aval elle s'encaisse dans une gorge profonde et montre de nombreux indices d'un rajeunissement récent. A l'entrée de ces gorges un ressaut cyclique assez peu marqué sépare ces deux tronçons de la rivière.

Le bassin de la Haute Kalumengongo est situé tout entier dans les formations kibariennes et se superpose à un anticlinal quartzitique *K.2* à noyau phylladeux *K.1* compliqué d'intrusions basiques et granitiques. Il présente des adaptations souvent remarquables à cette structure sédimentaire, tectonique et magmatique.

Des itinéraires de reconnaissance effectués par L. Cahen dans la Haute-Kalumengongo, de ceux levés par L. Cahen et moi-même dans la région de Mitwaba, de ceux enfin que j'ai effec-

tués entre Mitwaba et Lusinga, poste central du Parc National de l'Upemba, peuvent se dégager les traits essentiels du relief de cette partie des monts Kibara. Ceux-ci consistent en témoins plus ou moins bien conservés de plusieurs cycles successifs d'érosion ayant atteint des degrés variables d'évolution : pénéplaines, pénéplaines partielles, niveaux d'aplanissement partiel, terrasses. Des documents archéologiques permettent de déterminer l'âge approché des plus récentes de ces terrasses. Il en découle que, depuis une époque relativement peu reculée, cette portion des monts Kibara est affectée d'un considérable mouvement de surélévation.

II. — LES PÉNÉPLAINES ANTÉQUATERNAIRES.

1. Les Pénéplaines antéquaternaires du Katanga.

Les recherches effectuées en Afrique centrale ont mis en évidence l'existence de toute une série de surfaces morphologiques façonnées entre la fin des temps Karroo (début du Jurassique) et l'époque Quaternaire. Ces diverses surfaces ont toutes été retrouvées au Katanga (3, 8, 9). Elles comportent :

a) Une *pénéplaine jurassique*, conservée seulement au sommet de quelques monadnocks (région de Kamina et crête Congo-Zambèze);

b) Une *surface infra-crétacée* non pénéplanée correspondant, semble-t-il, au creusement de vallées mûres en contre-bas de la pénéplaine jurassique (région de Kamina); encore mal connue, cette surface est enfouie sous les dépôts infra-crétacés du Kalahari inférieur;

c) Une *pénéplaine parfaite* tronquant indifféremment ces dépôts et le socle pré-Kalahari; elle est, selon toute vraisemblance, d'âge Crétacé moyen. Cette pénéplaine est recouverte par les dépôts continentaux du Kalahari moyen, d'âge Crétacé moyen à Oligocène, dont seule la base silicifiée (« grès polymorphes ») est conservée au Katanga;

d) Une nouvelle *pénéplaine*, également très parfaite, a souvent arrêté son évolution au niveau de la carapace résistante des « grès polymorphes »; elle peut cependant biseauter ceux-ci et recouper n'importe quelle formation plus ancienne. Cette surface est la « *Grande Pénéplaine Miocène* » qui forme un des

éléments morphologiques les plus caractéristiques de l'Afrique centrale et orientale;

e) La Grande Pénéplaine Miocène est à son tour enfouie sous les sables fins et les limons jaunâtres mio-pliocènes du Kalahari supérieur, dont la surface constitue un *nouveau niveau morphologique d'âge pliocène*.

Jusqu'ici l'histoire tectonique, sédimentaire et morphologique de l'Afrique centrale paraît avoir consisté essentiellement en une succession de déformations en dorsales et bassins, suivies chacune du remplissage de ces bassins aux dépens des dorsales érodées. Chaque terme de cette succession s'achève en une pénéplaine dont le niveau correspond sensiblement à celui de la pénéplaine antérieure avant déformation. Il s'ensuit que sur des surfaces considérables, ces pénéplaines successives sont étroitement superposées et peu distantes en verticale l'une de l'autre : quelques dizaines de mètres au maximum.

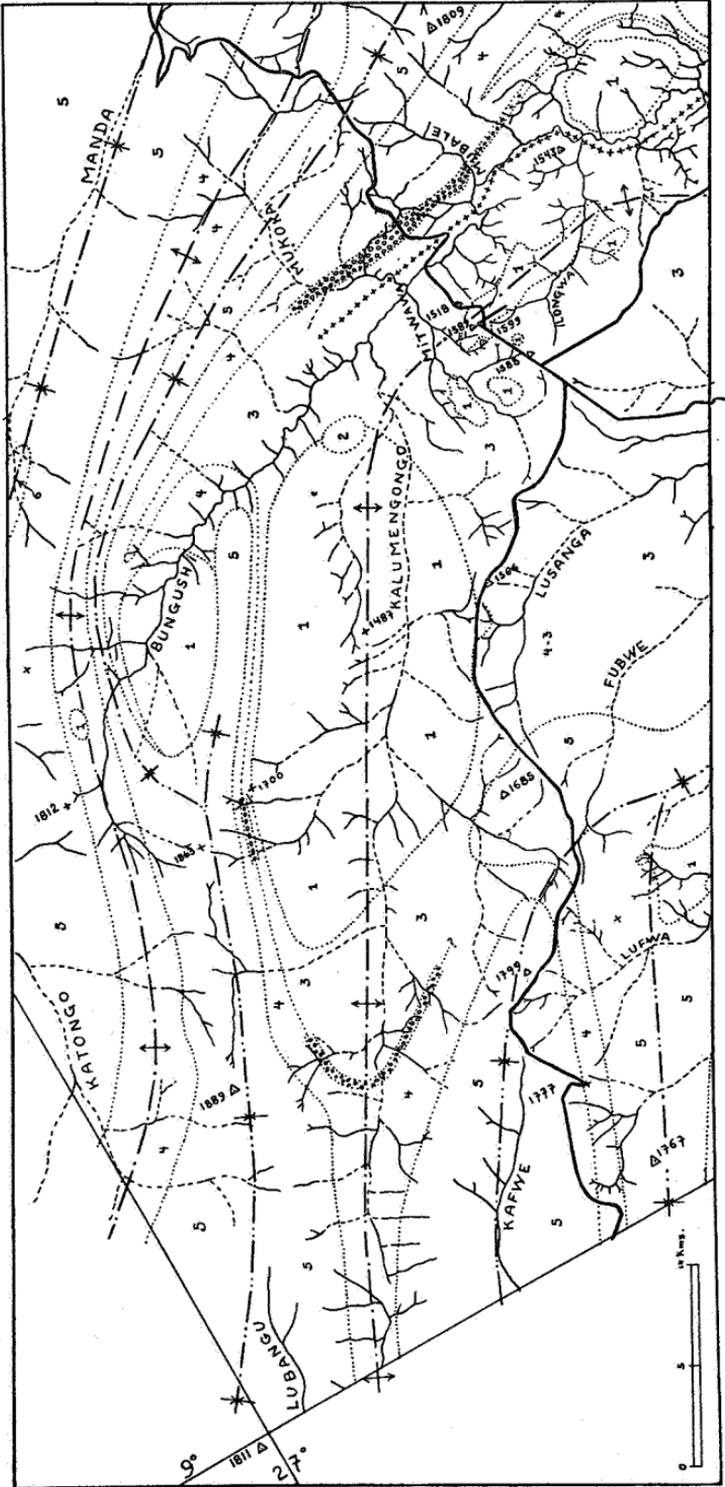
Vers le Pliocène moyen commence une histoire différente : le continent africain subit une surélévation d'ensemble compliquée de déformations à grand rayon de courbure qui initie un nouveau cycle sédimentaire.

f) Celui-ci s'achève en une surface plus ou moins bien pénéplanée, souvent latéritisée, la « *Pénéplaine fin-tertiaire* ». Au contraire des surfaces précédentes, celle-ci se développe à un niveau topographique très différent, inférieur en moyenne de 150 à 300 m à la Grande Pénéplaine Miocène.

g) Dans les parties occidentales de la Colonie, des déformations, des remblaiements et des érosions, encore pré-quaternaires, donnent naissance à des niveaux d'aplanissement partiel correspondant chacun à un cycle incomplet. Ces cycles ne semblent pas avoir duré assez longtemps pour atteindre les régions katangaises où se poursuivait probablement le façonnement de la Pénéplaine fin-tertiaire. Ce façonnement n'y sera interrompu que par les importants mouvements tectoniques de déformation et de faillage immédiatement antérieurs au Pléistocène.

2. Les Pénéplaines antéquaternaires du bassin de la Haute Kalumengongo.

Presque toutes les surfaces morphologiques définies ci-dessus se retrouvent, sinon dans le bassin de la Haute Kalumengongo, du moins dans les monts Kibara.



A. — Esquisse topographique et géologique du coin Sud-Ouest de la feuille Mitwaba.

(D'après L. CAHEN et G. MORTELMANS, *Esquisse géologique du degré carré Mitwaba, 1/200.000*; C.S.K., 1947.)

a) *Surfaces antérieures à la Grande Pénéplaine Miocène.* — On n'a pas, jusqu'ici, observé dans ces régions de traces des surfaces jurassique et infra-crétacée. Quand à la Pénéplaine mi-crétacée, elle a pratiquement disparu du bassin de la Haute Kalumengongo; seuls les monadnocks portant les points géodésiques Lumbele (1.889 m) et Kilongwe (1.863 m), sur la crête de partage Kalumengongo-Lovoy, pourraient en être des témoins résiduels. Plus au Sud quelques témoins fort réduits (roches silicifiées) s'en rencontrent sur le plateau situé entre la Senze et la Lufira. Pour retrouver cette surface bien caractérisée, il faut franchir la profonde coupure de la Lufira et gagner le plateau de la Manika-Biano, où cette pénéplaine s'établit aux environs de la cote 1.600. Quelques témoins en sont également conservés sur le plateau des Kundelungu.

Tous ces faits sont en accord avec une phase de déformation aux directions kundelunguiennes ⁽¹⁾ ayant surélevé la région de la Haute Kalumengongo et abaissé celle du Biano. Cette phase doit se placer quelque part entre le Crétacé supérieur-Oligocène et le Miocène.

b) *Grande Pénéplaine Miocène.* — On a vu plus haut que la Grande Pénéplaine Miocène avait tantôt le caractère d'une surface structurale, tantôt celui d'une surface sculpturale.

Au Sud de la coupure de la Lufira elle est du premier type et a arrêté son évolution au niveau de la carapace des « grès polymorphes ». Par contre, au Nord de cette coupure elle nivelait le socle pré-Kalahari.

Dans tout le bassin de la Haute Kalumengongo elle est, en

(1) L'évolution subséquente de ces régions confirme l'existence de rejeux suivant ces directions kundelunguiennes : synclinal des gorges de la Lovoy, par exemple.

EXPLICATION DE LA FIGURE.

- 6 : Phyllades K.3B.
- 5 : Quartzites K.3A et K.2.
- 4 : Poudingues, grès et schistes K.1B.
- 3 : Phyllades et quartzophyllades K.1A.
- ++++ : Niveau à ottrélite.
- 2 : Roches basiques.
- 1 : Granites.

général, fort bien conservée sous forme d'un replat couronnant les crêtes synclinales de quartzite *K.2*. Son altitude est voisine de 1.790-1.800 m, avec quelques points dépassant faiblement les 1.800 m (signaux géodésiques Mukana : 1.799 m; Kilambo B : 1.811 m).

Dans la région immédiatement au Nord de Mitwaba, ces crêtes quartzitiques ont subi une érosion plus poussée et la Grande Pénéplaine Miocène en a été plus ou moins complètement effacée. Un témoin en est cependant conservé au Nord-Est de Mitwaba, au point géodésique Mulubwe (altitude : 1.809 m). Ailleurs, l'axe de ces crêtes, voisin de 1.700 m, se rattache à la Pénéplaine fin-tertiaire par une plate-forme rocheuse en pente douce qui pourrait avoir la signification d'un pédiment; les données actuelles sont encore trop insuffisantes pour pouvoir l'affirmer.

c) *Pénéplaine fin-tertiaire*. — La surface morphologique par laquelle se termine l'évolution pré-quadernaire de la région de la Haute Kalumengongo est nettement moins achevée que celle des pénéplaines précédentes. Elle ne se développe guère que sur les roches phylladeuses du *K.1*, qu'elle nivelle toutefois de façon parfaite. Elle s'établit fort régulièrement vers l'altitude de 1.620 m, soit à quelque 180 m en contre-bas de la Grande Pénéplaine Miocène, entre les témoins de laquelle elle s'insinue. Cette Pénéplaine fin-tertiaire revêt donc ici les caractères d'une pénéplaine partielle. Elle s'étend presque jusqu'aux têtes de la Kalumengongo, dont elle forme, à l'aval immédiat de l'alignement des signaux Lumbele et Mukana, le large fond plat. Au Nord-Est de Mitwaba, cette surface est, dans le bassin de la Mubale, réduite à l'état de buttes témoins.

Comme partout ailleurs au Katanga, la Pénéplaine fin-tertiaire est caractérisée par une intense altération des roches sous-jacentes et leur forte latéritisation superficielle.

III. — LES SURFACES QUATERNAIRES.

1. Description.

L'étude de ces surfaces n'a été entamée que dans la région de Mitwaba et, grâce aux exploitations stannifères de la Sermikat, surtout dans la vallée de la Mitwawa. Ailleurs les itinéraires sont trop éloignés pour permettre le raccord certain des observations.

Toutes les cotes ont été calculées par rapport au niveau de la plaine alluviale (altitude 1.364 m) au chantier principal de la Mitwawa, à 2 km environ du confluent de cette rivière avec la Kalumengongo.

Les deux surfaces antéquaternaires observées au Nord de Mitwaba s'établissent de la sorte au niveau ± 430 pour la Grande Pénéplaine Miocène et ± 250 pour la Pénéplaine fin-tertiaire.

Les surfaces quaternaires comportent, des plus anciennes aux plus récentes, une pénégplaine partielle de 1.580, deux niveaux d'aplanissement partiel A₁ et A₂, enfin un complexe de terrasses.

a) *Pénéplaine partielle de 1.580 (± 215)*. — En contre-bas de la Pénéplaine fin-tertiaire se rencontrent les témoins d'une nouvelle surface pénégplanée d'altitude voisine de 1.580 m.

Au Nord de la Kalumengongo, cette surface n'est plus guère représentée que par quelques buttes témoins de schistes profondément altérés; ces buttes sont, comme la Pénéplaine fin-tertiaire, couronnées de sols ou d'une carapace latéritiques. Bien exposés à la bifurcation de la route vers la centrale de Mubale, ainsi que le long de cette route, ces témoins se situent, par rapport au rebord du plateau, en avant de ceux de la Pénéplaine fin-tertiaire.

Au Nord de la crête du signal Mulubwe, cette pénégplaine s'établit vers la cote 1.570 (km 20 et km 22 de la route vers Kapia).

Au Sud et au Sud-Ouest de Mitwaba, cette surface se développe largement et constitue notamment le plateau portant l'aérodrome et l'hôtel local (point géodésique Plateau : 1.588 m).

Aux abords immédiats des bureaux de la mine des Kibara, le massif granitique de Kipata forme un relief plus résistant émergeant de cette surface (point Kipata : 1.599 m; point Hermans : 1.589 m). Son altitude, inférieure à celle de la Pénéplaine fin-tertiaire, indique que c'est à l'évolution de la surface de 1.590 m qu'il convient de rattacher ce relief.

Au Sud de la Kalumengongo, cette pénégplaine partielle nivelle indifféremment le granite et sa couverture sédimentaire métamorphique; sa surface n'est plus qu'exceptionnellement latéritisée et généralement couverte d'un mince manteau de limons clairs subéoliens d'âge beaucoup plus récent.

b) *Niveaux d'aplanissement partiel A.1 et A.2.* — Ces niveaux sont particulièrement bien exposés sur la rive gauche de la Kalumengongo, en face de Mitwaba. La question de savoir s'il s'agit là de véritables niveaux d'aplanissement partiel, formes morphologiques du cycle normal d'érosion, ou d'amorces de pédiments (incipient pediments), formées en régions semi-arides, ne peut actuellement être résolue.

Niveau A.1 : Un premier replat *A.1*, inclinant doucement au Sud vers la rivière, se situe entre les cotes 1.490 et 1.570, soit à des altitudes de +125 m à +205 m par rapport à la plaine alluviale actuelle. Vers le Nord ce replat est séparé de la péninsule partielle de 1.580 par un abrupt bien marqué. Sa pente vers l'axe de la vallée est de l'ordre de 4°.

Ce niveau d'aplanissement partiel paraît correspondre au stade le plus avancé atteint par un cycle complexe dont la complexité est prouvée par l'existence à la surface de ce replat *A.1* de buttes témoins de replats intermédiaires situés aux altitudes de 1.530 m (+ 165) et de 1.550 m (+ 185).

Au Sud de la rivière le niveau *A.1* est fortement délabré et n'est plus guère représenté que par des témoins s'étagant vers les cotes 1.550 (+ 185; signal Mulemfwe : 1.547 m), 1.510-1.520 (\pm 150; signal Kili : 1.518 m) et 1.500 (+ 135).

La combinaison des lambeaux du niveau d'aplanissement partiel *A.1* sur les rives Nord et Sud de la Kalumengongo montre que sa formation doit être mise en relation avec un stade de maturité avancé de cette rivière, alors que le niveau de sa plaine alluviale s'établissait vers l'altitude probable de 1.450 m, soit à 90 m environ au-dessus de la plaine alluviale actuelle.

Niveau A.2 : Un second niveau d'aplanissement partiel *A.2*, bien moins large que le précédent, borde la rive Nord de la Kalumengongo entre les altitudes de 1.465 m (+ 100) et de 1.480 m (+ 115). Il est séparé du précédent par un abrupt constant d'une dizaine de mètres de haut. On peut, comme pour le niveau *A.1*, établir une relation entre cette forme morphologique et un stade de maturité de la rivière; celui-ci s'établirait à un niveau dominant de 80 m environ la plaine alluviale actuelle. Ce niveau se retrouve au flanc Sud du massif de Kipata, dans la vallée de la Musundu.

c) *Terrasses.* — Au-dessous de la cote 1.465 qui limite, sur la rive Nord, le niveau d'aplanissement *A.2*, les deux flancs

de la vallée de la Kalumengongo revêtent des aspects très différents, en étroite relation avec la structure du sous-sol.

Sur la rive Nord, la plaine alluviale se prolonge jusqu'à la cote 1.380 (± 16) par une surface peu inclinée; à la cote + 16 une pente régulière plus raide s'étend entre ce replat inférieur et le bord du niveau d'aplanissement inférieur A.2 (altitude 1.465 m). Ces surfaces sont l'une et l'autre entaillées dans des phyllades inclinant de 60° vers le Nord, l'inférieure dans des roches très tendres, la seconde dans des phyllades et des quartzophyllades beaucoup plus résistants; la rupture de pente de ± 16 m correspond à la limite entre les deux types de phyllades; la pente supérieure entre ± 16 m et ± 100 m forme ce que L. Cahen a appelé la cuesta des phyllades (1).

La rive Sud de la Kalumengongo, de même que celles de la Mitwawa, est généralement entaillée dans des phyllades tendres modérément inclinés vers le Nord. La grande facilité avec laquelle s'érodent ces roches a donné au flanc Sud de la Kalumengongo une pente bien plus douce que celle du flanc Nord; ce versant Sud est en outre parcouru par un plus grand nombre de petits affluents. La vallée de la Kalumengongo revêt donc, à hauteur de Mitwaba, un caractère monoclinale dont l'origine se trouve à la fois dans l'allure tectonique des couches et dans leur dureté relative. L'attaque plus facile du flanc Sud a, d'autre part, facilité la formation de toute une série de terrasses plus ou moins bien conservées. Dans la vallée de la Mitwawa, ces terrasses s'établissent aux niveaux suivants :

T.6 : $\pm 60-65$ m.	Replat vers 1.425-1.430 m.
T.5 : $\pm 35-45$ m.	Sommet vers 1.410 m; base vers 1.400 m.
T.4 : $\pm 21-23$ m.	Replat vers 1.385 m.
T.3 : $\pm 11-8,50$ m.	Sommet à 1.375 ^m 50; base à 1.373 ^m 90.
T.2 : $\pm 3,80-1,80$ m.	Sommet à 1.368 m; base à 1.366 ^m 05.
T.1 : — 0 ^m 25.	Base à 1.360 m.
T.0 : + 0 à — 4 m.	Sommet à 1.364 ^m 25 (plaine alluviale); base à 1.360 ^m 25 (thalweg).

Les niveaux T.3 à T.0 constituent un groupe de terrasses limité au fond de la vallée; la largeur de celle-ci au niveau de T.3 est de l'ordre de 250 à 300 m.

Le niveau T.5 paraît former la plus grande partie du replat séparant la Mitwawa de la Kalumengongo.

Toutes ces terrasses peuvent être affectées à des degrés divers par la latéritisation. Elles peuvent de plus être enfouies sous

des dépôts de ruissellement, d'origine subéolienne, dont deux nappes successives ont été mises en évidence grâce à leur contenu archéologique.

2. Essai de chronologie des données quaternaires.

En possession de l'ensemble des documents morphologiques, stratigraphiques et archéologiques concernant l'évolution quaternaire de la région Mitwaba-Kalumengongo, on peut chercher à établir l'âge de chacune des surfaces observées et tenter de définir ce qui dans cette évolution est déterminé soit par la tectonique, soit par les oscillations climatiques.

a) La limite Pliocène-Pléistocène est partout, en Afrique centrale, marquée par d'intenses phénomènes tectoniques, phase majeure des failles des graben notamment. Ces déformations engendrent le premier cycle d'érosion quaternaire. Il est en conséquence logique de faire débiter la dégradation de la Pénéplaine fin-tertiaire des Kibara à ce moment, suite à une surélévation modérée de la région. Ce cycle a duré un temps suffisamment long pour conduire à la formation d'une pénéplaine partielle déjà fort étendue, celle de ± 1.580 . On peut estimer cette durée égale à celle de la première grande période pluviale quaternaire, le pluvial Kagérien. La latéritisation de cette surface correspondrait alors à la phase plus sèche post-kagérienne, caractérisée dans tout le Katanga par un intense développement des phénomènes de latéritisation. Toute l'évolution de cette pénéplaine partielle serait donc kagérienne au sens large et correspondrait au Villafranchien d'autres régions. Pour en être certain, il faudrait pouvoir retrouver dans ces latérites des restes des cultures à galets kafuennes propres à cette époque.

b) Une nouvelle surélévation tectonique permet la reprise du creusement pendant une période suffisamment poussée pour engendrer les deux niveaux d'aplanissement partiel A.1 et A.2 correspondant à des plaines alluviales situées respectivement à ± 90 m et ± 80 m par rapport à la plaine alluviale actuelle. On peut supposer que la formation de ces surfaces, dont la supérieure est complexe, couvre toute la période occupée par les pluviaux kamasien et kanjérien et qu'elle s'interrompt au moment de l'intense dessiccation par laquelle débute le Pléistocène supérieur. Malheureusement, aucun document archéologique ne vient jusqu'ici confirmer ou infirmer cette hypothèse.

c) Dans la région des graben Centre et Est-africains, cette période de dessiccation est également une période d'intenses rejeux tectoniques. Il est par conséquent logique de placer ici l'introduction du nouveau cycle complexe pendant lequel se forment les terrasses qui s'étagent dans les vallées désormais beaucoup plus étroites.

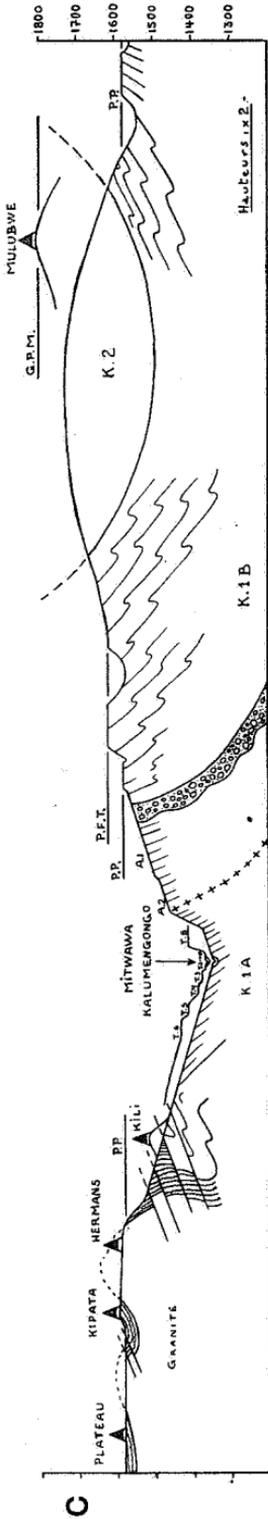
De ± 80 à $\pm 60-65$ (niveau de la terrasse *T.6*), on a une phase de creusement puis de remblaiement qu'il convient de placer pendant le dernier pluvial pléistocène, le pluvial gamblien. Celui-ci se termine en effet par un épisode plus sec contemporain d'industries moustéro-levalloisiennes évoluées (Paléolithique supérieur africain). Cet épisode se retrouve à Mitwaba, où il est caractérisé par la formation d'une nappe de limons jaunâtres d'origine éolienne, remaniés par ruissellement sur les pentes; ces limons recouvrent le niveau de 60 m et remblaient les cirques de tête des cours d'eau affluents (vallée de la Longwa, par exemple). Ils renferment une industrie moustéro-solutroïde affine du Stillbay Sud et Est-africains (8).

d) Une découverte récente de B. Aderca (1) indique qu'il faut placer toute l'évolution subséquente du réseau hydrographique dans le Post-Pléistocène; il a en effet trouvé *in situ*, dans les graviers de la terrasse de 35-45 m, des pierres percées, roulées ou non, donc à la fois antérieures et contemporaines de la formation de ces graviers. Ces pierres percées sont l'élément le plus caractéristique d'une culture de type mésolithique dont j'ai antérieurement défini les affinités avec le Smithfield de l'Afrique australe (10).

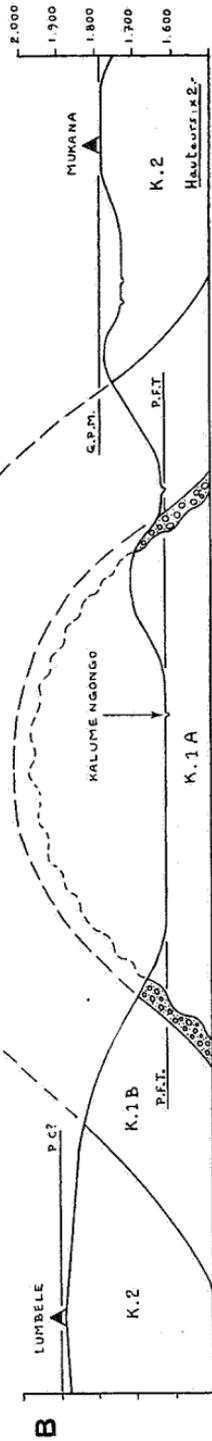
Ce Post-Pléistocène a, en Afrique orientale, été subdivisé en deux phases pluviales makalienne et nakurienne séparées par un épisode plus sec. Les témoins de ces deux phases se retrouvent au Katanga.

A Mitwaba, une nouvelle nappe de limons subéoliens s'étend jusque sur la terrasse de $\pm 3^m80$ (*T.2*); ces limons renferment de rares quartz de type mésolithique ainsi que des éléments remaniés de l'industrie à affinité stillbayenne; on peut les ratta-

(2) B. Aderca m'a fort généreusement fait don de sa trouvaille et autorisé à en faire usage dans cette note. Qu'il trouve ici l'expression de ma reconnaissance.



C



B

B. — Coupe géologique et morphologique Ouest-Est dans la Haute Kalumengongo, entre les signaux Lumbele (1.889 m) et Mukana (1.799 m).
 C. — Coupe géologique et morphologique Sud-Nord dans la région de Mitwawa (la vallée de la Mitwawa a été projetée dans le plan de la coupe pour montrer les terrasses).

cher à l'épisode sec intermakalo-nakurien. Il en découle que la formation des terrasses *T.5* à *T.2* doit se placer pendant la phase makalienne.

e) Au Nakurien correspond, en conséquence, la formation de la terrasse enfouie de — 0^m25 (*T.1*), le creusement des thalwegs et le remblaiement de ceux-ci au niveau actuel (*T.0*).

L'histoire détaillée de ce remblaiement a été élucidée grâce aux observations faites par les exploitants : les graviers et les sables qui les surmontent contiennent encore, roulée ou fraîche, l'industrie de type mésolithique à pierres percées; à la surface du sable et dans les alluvions susjacentes se rencontrent les objets bantous. Il n'y a donc dans cette succession aucune trace d'un Néolithique intrusif, fait dont j'ai ailleurs discuté la signification (10). Partout en Afrique le passage du Nakurien à l'époque actuelle correspond à une lente dessiccation se poursuivant actuellement. La découverte de copal, usé ou non, au-dessus des graviers de thalweg et à la base des sables vient confirmer cette vue; le copalier réclame en effet des conditions climatiques très différentes de celles, semi-arides, régnant actuellement dans la région. L'abondance de souches de bois subfossile, en place dans la partie supérieure des alluvions, témoigne également d'un couvert forestier beaucoup plus dense que l'actuel, de même que la présence dans ces alluvions d'objets bantous faisant partie des pièges à éléphants utilisés en forêt, au Maniema, par exemple.

*
**

Les observations et les interprétations qui précèdent mettent en évidence deux grandes phases tectoniques, la première immédiatement anté-pléistocène, la seconde fin-pléistocène

EXPLICATION DES FIGURES B ET C.

- P.C ? : Pénéplaine Crétacée ?
- G.P.M. : Grande Pénéplaine Miocène.
- P.F.T. : Pénéplaine Fin-Tertiaire.
- P.P. : Pénéplaine partielle de 1580.
- A.1-A.2 : Niveaux d'aplanissement.
- T.6-T.0 : Terrasses.

moyen; elles semblent mettre également en évidence un nombre assez élevé de surélévations plus modérées. Il peut paraître curieux et, dans une certaine mesure, inquiétant pour la validité des hypothèses et des théories en vigueur concernant le Quaternaire africain, de voir la plupart de ces phases tectoniques correspondre à des épisodes secs. Il n'y a là, je pense, qu'une apparence. Si les deux paroxysmes tectoniques sont en effet bien définis, je suis porté à croire que les périodes intermédiaire et postérieure ont au contraire été les témoins d'une surélévation constante et plus ou moins régulière. Pendant les pluviaux les rivières normalement alimentées gardaient un pouvoir érosif suffisant pour contrebalancer efficacement la surrection tectonique. Pendant les périodes plus sèches, par contre, ces rivières, incapables d'encore éroder, voyaient leurs lits s'encombrer d'alluvions, et l'équilibre entre le creusement et la surélévation être rompu au profit de cette dernière. Avec la réapparition de précipitations normales, les rivières se remettaient à creuser, et ce d'autant plus fort que le retard sur la surélévation était plus grand. Cette hypothèse suffit, je pense, à expliquer cet aspect faussement spasmodique de la surélévation. Elle trouve une confirmation dans le fait que là où le phénomène tectonique n'est pas intervenu, l'histoire des cours d'eau se résume à une alternance de déblaiement et de remblaiement climatiques. On peut alors supposer que l'origine des terrasses des régions en surélévation continue est, de même, surtout climatique et que celles-ci correspondent aux épisodes plus secs des pluviaux, tandis que les thalwegs successifs correspondent aux maxima de précipitations de ceux-ci.

IV. — IMPORTANCE DE LA SURRECTION RÉCENTE DANS LES MONTS KIBARA.

On a vu que la découverte de pierres percées, roulées ou non, dans les graviers de la terrasse de 35-45 m indique que la période de formation de cette terrasse et le creusement qui la précède sont d'âge post-pléistocène. La présence d'une nappe de limons subéoliens à industrie de type paléolithique supérieur évolué recouvrant la terrasse de 60 m fournit, d'autre part, la preuve que le début du Post-Pléistocène est postérieur à ceux-ci. On peut en conséquence estimer que le creusement post-pléistocène dans le bassin de la Haute Kalumengongo atteint de 50 à 60 m d'amplitude.

Les études géoarchéologiques et paléométéorologiques effectuées en Afrique orientale et en Égypte font débiter vers 9.000 A.C. la phase pluviale makalienne. Les analogies existant entre les cultures à caractère mésolithique d'Afrique centre-orientale et du Katanga sont telles qu'on peut considérer ces cultures comme sensiblement contemporaines et faire débiter vers cette même date le creusement post-pléistocène des Kibara. On aurait donc ainsi une période d'environ 10.000 ans où placer ces 50 à 60 m d'érosion verticale, ce qui correspondrait à un creusement moyen de l'ordre de 5 mm par an. Ce chiffre n'a rien d'excessif et est tout à fait comparable à celui que le dernier nivellement de précision de la Belgique a fait connaître pour la montée actuelle du grand axe tectonique de l'Ardenne (6). Cette forte surrection du bassin de la Haute Kalumengongo est en accord avec toute l'histoire post-jurassique de cette région qui constitue un des points du Katanga où les déformations en dôme des diverses pénéplaines sont le plus marquées; l'exemple de la Pénéplaine fin-tertiaire illustre bien cette notion : cette surface culmine vers 1.620 m près de Mitwaba, alors qu'elle est à des cotes voisines de 1.300-1.400 m au Bianco et au Kundelungu, vers 900 m dans les monts Hakanson et aux environs de 650-700 m dans la partie Sud du graben de l'Upemba. Il y a là une permanence remarquable de quelques grands axes tectoniques depuis des temps extrêmement reculés, puisque cette montée s'effectue le long d'un axe kibarien présentant lui-même des ensellements et des surélévations secondaires de direction kundelunguienne, tel le synclinal de la Moyenne Lovoy.

V. — CONSIDÉRATIONS SUR LE DÉCAPAGE ET L'ÉROSION DU MASSIF GRANITIQUE DE KIPATA.

L'étude des structures de flux et d'écrasement périphérique du massif de Kipata permet de reconstituer l'allure primitive de la coupole granitique et d'établir approximativement ce que chaque cycle morphologique lui a enlevé. Le toit de l'intrusion peut de la sorte être placé vers la cote 1.850.

Son décapage et son érosion ont dû en conséquence débiter pendant le cycle qui voit la destruction de la pénéplaine crétacée et l'achèvement de la grande pénéplaine miocène; il est vraisemblable que le massif de Kipata formait une bosse légère à la surface de celle-ci.

Sa destruction a repris pendant la phase de dénudation que clôture la formation de la Pénéplaine fin-tertiaire.

Au moment où va commencer le premier cycle quaternaire, quelque 230 m de granite ont donc déjà disparu, avec leurs filons bordiers et leur auréole métamorphisée et minéralisée.

Au Pléistocène inférieur, l'attaque du massif se poursuit, plus réduite; la pénéplaine partielle de 1.580 entoure une colline granitique fortement surbaissée.

Le Pléistocène moyen voit le niveau d'aplanissement partiel A.1 mordre les flancs du massif jusqu'à la cote 1.500 et les décaper au-dessus de ce niveau.

Le Pléistocène supérieur et le Post-Pléistocène constituent une période pendant laquelle le granite de Kipata ne subit pratiquement plus les atteintes de l'érosion; cette période correspond au creusement de ravins qui remanient les alluvions et les éluvions plus anciennes et en concentrent les résidus denses dans les terrasses en formation dans les vallées principales.

Ces considérations sur l'évolution morphologique du massif minéralisé de Kipata dès avant le Miocène montrent qu'il pourrait y avoir intérêt à rechercher si les témoins d'alluvions anciennes ne sont pas conservés sur les pénéplaines miocène, fin-tertiaire et pléistocène inférieur, ainsi que sur les niveaux d'aplanissement partiel, c'est-à-dire d'une façon générale à partir d'une centaine de mètres au-dessus des plaines alluviales actuelles. Peut-être existe-t-il là encore quelques concentrations intéressantes pour l'industrie minière.

Université Libre de Bruxelles,
Laboratoire de Géologie.

BIBLIOGRAPHIE.

1. CAHEN, L., Observations géologiques dans les monts Kibara (*B.S.B.G.P.H.*, t. XLIX, 1939, fasc. 1-2, pp. 171-181).
2. CAHEN, L. et MORTELMANS, G., Contribution à la Carte géologique du Katanga. La Géologie des degrés carrés Makabe et Sampwe (*Ibid.*, t. L, 1940, pp. 6-47, 1 carte).
3. — — Acquisitions nouvelles concernant la Géologie du Katanga central après les travaux des missions 1937-1939 et 1940-1941 du Service géographique et géologique du Comité Spécial du Katanga (*B.S.G.C.B.*, n° 2, 1946, fasc. 1, pp. 3-71).

4. CAHEN, L., JAMOTTE, A., LEPERSONNE, J. et MORTELMANS, G., État actuel des connaissances relatives à la stratigraphie des Systèmes du Kalahari et du Karroo au Congo belge (*Ibid.*, n° 2, 1946, fasc. 2, pp. 237-289).
5. DIXEY, F., The Morphology of the Congo-Zambezi Watershed (*The South African Geographical Journal*, XXV, 1943).
6. JONES, L., Les premiers résultats de la comparaison du deuxième nivellement général (1948) du Royaume avec les nivellements anciens (*B.S.B.G.P.H.*, t. LIX, 1950, fasc. 1-2, pp. 155-162, 1 carte).
7. MORTELMANS, G. et CAHEN, L., Les formations Kalahari dans la zone située au Katanga entre les 9^e et 10^e parallèles sud (*B.S.B.G.P.H.*, t. XLIX, 1939, fasc. 1-2, pp. 149-158).
8. MORTELMANS, G., Préhistoire et Quaternaire du Sud du bassin du Congo. Session extraordinaire des Sociétés belges de Géologie (19-26 septembre 1946).
9. — A propos de la présence, au Katanga central, de cailloux éolisés dans le Conglomérat de base des « grès polymorphes » (*B.S.B.G.P.H.*, t. LV, 1946, fasc. 2-3, pp. 220-228).
10. — A propos de quelques pierres percées remarquables du Katanga central. Caractères et systématique de l'industrie à pierres percées de Mitwaba (*B.S.R.B.A.P.*, t. LVIII, 1947, pp. 151-171).
11. — La période Quaternaire en Afrique sud-équatoriale (*III^e Congrès Nat. Sc.*, mai 1950).
12. — Vue d'ensemble sur le Quaternaire du bassin du Congo (*III^e Congrès Int. Sc. préh. et protoh.*, Zürich, août 1950).

DISCUSSION.

M. R. Cambier demande si, concurremment avec la surélévation récente dont a parlé M. Mortelmans, il n'y a pas lieu d'envisager un abaissement du niveau de base, représenté ici par le graben de l'Upemba et le Lualaba, par l'intermédiaire de la Kalumengongo. M. G. Mortelmans répond que le secteur de Mitwaba n'a pas encore été atteint par l'érosion régressive qui, venant du Lualaba, n'a pas encore dépassé la région des gorges de la Kalumengongo.

**Le sondage de la Brasserie (Montroëul-sur-Haine)
et les allures du Comble Nord dans l'extrémité Ouest
du Couchant de Mons (*)**,

par ANDRÉ DELMER.

De novembre 1948 à septembre 1949, la firme Foraky a exécuté, pour compte des Charbonnages Unis de l'Ouest de Mons, un sondage de recherche à Montroëul-sur-Haine. Ce travail apporte une nouvelle contribution à la connaissance de la structure profonde de cette région que récemment le sondage du Jardiné avait déjà éclairée [1].

La tour du sondage fut installée dans les dépendances de l'ancienne brasserie Le Tellier, à Montroëul-sur-Haine, soit à quelque 2.600 m à l'Est du puits du siège Louis-Lambert des Charbonnages Hensies-Pommerœul et à 800 m à l'Ouest du sondage de Thulin (1920-1921) [2]. Les coordonnées du sondage de la Brasserie, mesurées par rapport à la tour de Mons, sont : 16.781^m89 long. Ouest; 1.460^m70 lat. Sud; la cote par rapport à laquelle sont mesurées les profondeurs est = +21.90.

Les terrains postpaléozoïques, épais de 105^m65 ± 1^m05 au sondage de la Brasserie, ont été décrits par M. R. Marlière [3]. Le major Ch. Stevens a interprété la cote du socle paléozoïque, moins basse qu'on se le figurait, et a fourni, à cette occasion, une nouvelle représentation, par courbes de niveau, des allures du socle paléozoïque de la planchette Quiévrain [4, 5 et 6].

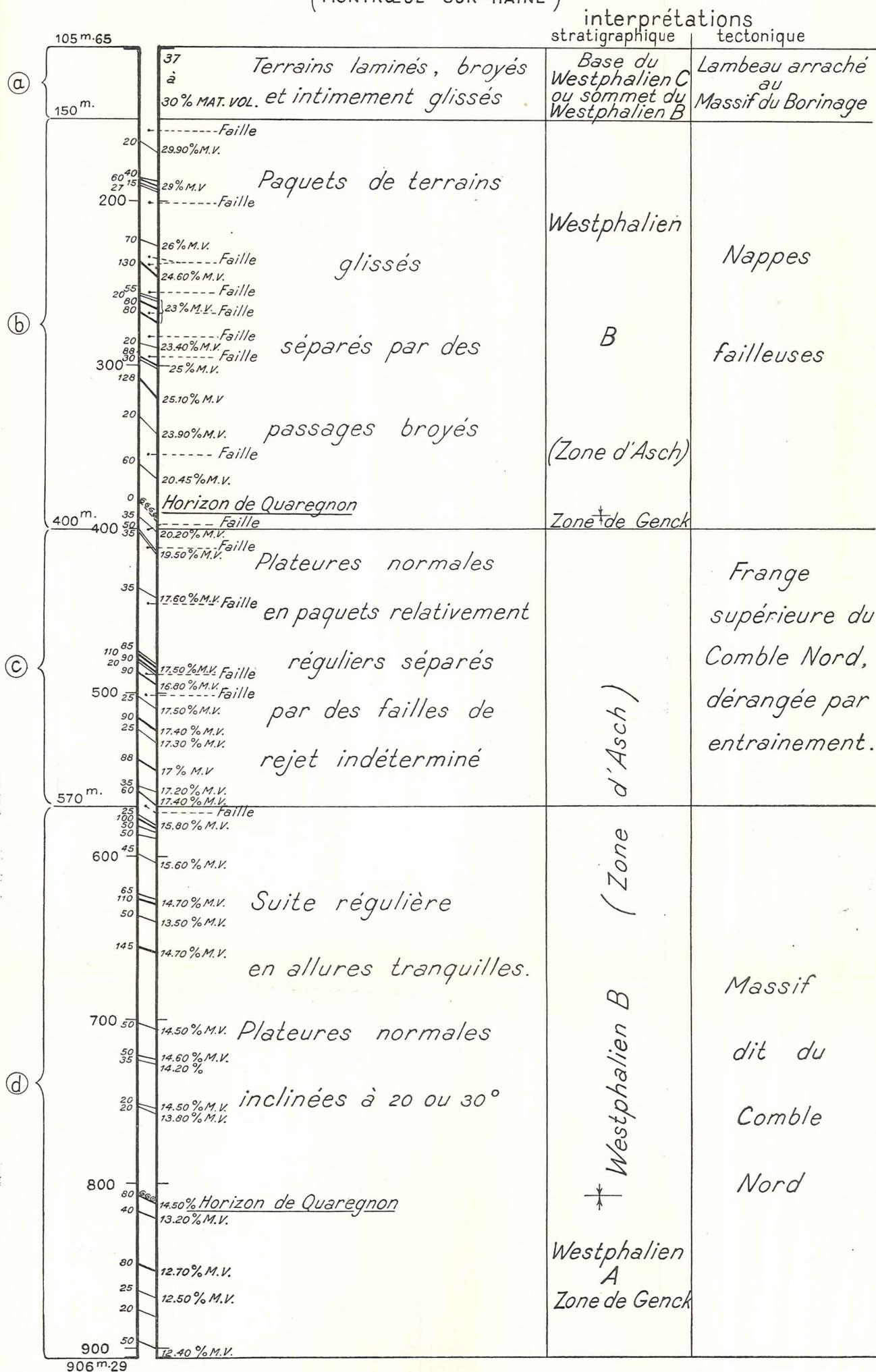
Sous une faible épaisseur de meule cénomaniennne, la sonde a pénétré en terrain houiller d'âge westphalien, dans lequel elle a été enfoncée, jusqu'à la profondeur de 906^m29. Une division de ces quelque 800 m en quatre tronçons facilitera la description succincte de la coupe (voir fig. 1). On peut, en effet, trouver une certaine individualité aux quatre massifs définis par les coupures suivantes :

a) De 105 à 150 m, soit 45 m	Tronçon a.
b) De 150 à 400 m, soit 250 m	Tronçon b.
c) De 400 à 570 m, soit 170 m	Tronçon c.
d) De 570 à 906 m, soit 336 m	Tronçon d.

(*) Communication faite à la séance du 17 janvier 1950; texte remis le 20 janvier 1951.

Fig. 1

COUPE SCHEMATIQUE DU TERRAIN HOUILLER AU SONDAGE DE LA BRASSERIE
(MONTRŒUL - SUR - HAINE)



Tronçon a (105-150 m).

Sur les 45 m de ce premier tronçon, les terrains se présentent en plateaux d'allure normale mais d'inclinaisons irrégulières variant de 5 à 40 degrés. Les carottes consistent en roches fracassées, broyées, gaufrées et bréchiques. A plusieurs reprises, la sonde a ramené des masses terreuses de consistance argileuse enveloppant des noyaux plus durs, et s'écrasant sous la moindre pression. C'est notamment le cas à 109, 114, 120, 127 et 136 m. Cette circonstance explique la rareté des échantillons paléontologiques déterminables. Notons parmi les plus significatifs :

Sphenopteris striata (111 m).

Neuropteris tenuifolia (nombreuses pinnules à 111 m).

Mariopteris sauveuri (111 m).

Annularia sphenophylloides (dans une rechute à 147 m).

Sphenophyllum myriophyllum (149 m).

Cette florule caractérise la base du Westphalien C ou le sommet du Westphalien B. La teneur des houilles en matières volatiles oscille entre 34 et 30 %. Il ne peut être question de construire, à l'aide de ces 45 m, un tronçon d'échelle stratigraphique, aussi court soit-il, ni, par conséquent, d'y retrouver une série géologique connue.

Tronçon b (150-400 m).

L'allure des terrains traversés sur ces 250 m est encore normale, inclinée de 10 à 40 degrés. Sans être aussi intensément dérangées que celles du tronçon de tête, les roches sont encore broyées et laminées en de nombreux endroits. Si nous distinguons ces 250 m de ce qui précède, c'est qu'assez brusquement, à partir de la profondeur de 150 m, on note une flore caractéristique d'un niveau stratigraphique nettement inférieur, soit la moitié inférieure du Westphalien B.

Lonchopteris rugosa (156 et 191 m).

Corynepteris coralloides (156, 191 et 205 m).

Neuropteris hollandica (160, 188 et 190 m).

Neuropteris cf. *obliqua* (210 m).

Au-dessous de 210 m, plusieurs niveaux ont livré de nombreuses pinnules de *Linopteris neuropteroides*, d'autres, une faune limnique. A partir de 150 m, la teneur des houilles en matières volatiles passe de 30 à 28, 26, 24 et 20 %, à 365 m. La

faune marine du toit de la passée de veine à 388^m60 achève de définir la position stratigraphique de l'ensemble. Ce toit renferme : *Productus piscariæ* et *Lingula mytilloides*; il représente l'horizon de Quaregnon. Le tronçon *b* appartient donc au Westphalien B. On ne peut cependant le représenter sous forme d'échelle stratigraphique; la coupe est affectée de trop de dérangements dont l'importance reste inconnue.

La stampé, haute de 35 m, immédiatement supérieure au niveau marin, est seule suffisamment régulière.

Tronçon c (400-570 m).

A partir de 400 m, les terrains se régularisent progressivement. Comme plus haut, les allures sont normales avec inclinaison variant de 25 à 50 degrés. La faune et surtout la flore sont bien représentées et typiques de la zone d'Asch. Les couches de houille sont abondantes et épaisses, malheureusement encore assez dérangées. La teneur des houilles en matières volatiles varie de 19.50 % à 409 m à 17 % vers 560 m.

Tronçon d (570-906 m).

Ce dernier tronçon prolonge le précédent, mais s'en distingue par une régularité beaucoup plus grande. Toute cette suite est compréhensive et régulière, surtout à partir de 600 m. Les inclinaisons sont comprises entre 15 et 20 degrés. La teneur des houilles en matières volatiles diminue régulièrement de 16 à 13 %.

A 808^m80, le toit d'une couche de houille de 80 cm de puissance renferme une faune marine représentée par *Lingula mytilloides*. Cet horizon représente un second passage de l'horizon de Quaregnon, situé à 149 m sous le premier. Les 237 m supérieurs de ce tronçon *d* font donc partie de la zone d'Asch, tandis que c'est à la zone de Genck qu'appartiennent les 98 m inférieurs.

Interprétation tectonique. — Les trois premiers tronçons font partie de ce qu'on a appelé dans la région « les nappes failleuses ». De très nombreux sondages, dont certains sont situés au Nord du canal de Mons à Condé, ont pénétré plus ou moins profondément dans des terrains dérangés. Au sondage de la Brasserie, ces nappes failleuses ont été traversées de part en part et des coupures stratigraphiques importantes permettent

d'y distinguer trois unités principales. Déjà en 1928, X. Stainier [7] faisait remarquer que plusieurs vieux sondages de la région avaient touché, immédiatement au toit du terrain houiller, des horizons stratigraphiques relativement élevés caractérisés par la nature grasse des houilles. Nous serions volontiers tenté de faire de ces paquets supérieurs, donc du tronçon *a* au sondage de la Brasserie, des lambeaux arrachés au Massif du Borinage. Le flanc septentrional du synclinal du Flénu aurait donc été dissocié en lames qu'on retrouverait plus au Nord dans un état de complet écrasement.

Le tronçon *b* serait la « zone failleuse » proprement dite, c'est-à-dire l'émergence vers le Nord des « massifs intermédiaires ».

Quant aux tronçons *c* et *d*, ils appartiennent au « Comble Nord »; le tronçon *c* en serait la frange supérieure encore affectée de dérangements dus à l'entraînement, tandis que le tronçon *d* en est la partie profonde, régulière. Si tel est le cas, une comparaison stratigraphique doit pouvoir s'établir entre la partie inférieure du sondage et la suite découverte par les travaux souterrains du siège Louis Lambert, qui, indubitablement, appartient au massif du Comble Nord. Effectivement, cette confrontation s'avère satisfaisante, compte tenu des 2.500 m qui séparent les deux suites à comparer.

Les raccords s'établissent sur la base de l'horizon de Quaregnon découvert de part et d'autre et d'une couche épaisse de 1^m45 traversée entre 655^m99 et 657^m40 dans le sondage, et que nous assimilons à *Léopold* du siège Louis Lambert. On peut essayer de déduire les allures du Comble Nord dans cette région d'après les cotes de l'horizon de Quaregnon aux sondages récents et d'après les allures réelles observées aux sièges d'Hautrage, d'Harchies, des Sartis et Louis Lambert (1). Ces allures dessinent un grand pli et sont compliquées par faille. Une de ces failles est connue depuis longtemps au siège Louis Lambert, où le faisceau des couches exploitées se répète deux fois au même niveau. Ces failles d'allure inverse commencent à être connues également dans la région de Quaregnon; elles décou-

(1) Une planche d'échelles stratigraphiques et une carte indiquant les isohypses de l'horizon de Quaregnon ont été présentées en séance (17 janvier 1950). Ces documents seront repris dans un travail d'ensemble consacré au Comble Nord du Couchant de Mons.

pent le massif du Comble Nord en « sous-massif », de la même façon que les failles du Placard, du Centre, du Carabinier, etc. découpent le Comble Nord (*lato sensu*) dans le district minier du Centre ou dans celui de Charleroi. C'est donc bien à tort qu'on a donné le nom de faille du Placard dans le Couchant de Mons à la surface de charriage qui sépare les massifs dits intermédiaires du Comble Nord. Non seulement cette faille n'est certainement pas le prolongement de la faille du Placard définie au puits du même nom à Mariemont, mais elle ne peut aucunement lui être comparée. Tant que la structure profonde des plateaux du Comble Nord dans le Couchant de Mons n'aura pas été reconnue plus complètement, le terme « Comble Nord » aura un sens plus large ici que dans l'Est, puisque nous y réunissons tous les massifs d'entraînement que cache le groupe des massifs de chevauchement [8, p. 8].

En définitive, l'étude du sondage de la Brasserie permet les déductions suivantes :

1. Le massif de Boussu n'existe pas sous Montrœul, alors qu'il a été traversé sur 252^m50 au sondage de Thulin, situé 800 m à l'Est. La trace, aux morts-terrains, de la faille de Boussu passe au Nord du sondage de Thulin, puis entre ce dernier sondage et celui de la Brasserie.

2. S'il existe au sondage de la Brasserie, le Massif du Boriage est réduit à fort peu de chose, ce qui implique, depuis l'ennoyage transversal important de Boussu, un relèvement tout aussi énergique.

3. Les nappes failleuses recouvrent toute cette région d'un épais manteau de houiller inexploitable, mais, loin de prendre une allure listrique, comme dans le méridien de Quaregnon, ces nappes failleuses se couchent ici et s'étendent loin vers le Nord. Leur nature de faille inverse est démontrée par la répétition d'un même horizon à 419 m d'intervalle, sur une même verticale.

4. Les allures de la partie profonde du Comble Nord de cette région sont plissées et sans doute faillées.

BIBLIOGRAPHIE

1. DELMER, A., 1949, Le terrain houiller au sondage du Jardiné à Thulin (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, t. LVIII, pp. 173-193).
2. STAINIER, X., 1940, Charbonnages Unis Ouest de Mons. Coupe des sondages d'Elouges et de Thulin (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. LXIII, pp. B. 268-336).
3. MARLIÈRE, R., 1949, Les terrains post-primaires au sondage de la Brasserie à Montrœul-sur-Haine (1948) (*Ibid.*, t. LXXII, pp. B. 327-334).
4. STEVENS, CH., 1949, Le socle paléozoïque au sondage de la Brasserie (Montrœul-sur-Haine, bassin houiller de Mons) (*Bull. Soc. belge de Géol., etc.*, t. LVIII, pp. 2-5).
5. — 1949, Interprétation du relief du socle paléozoïque de la planchette de Quiévrain (*Ibid.*, t. LVIII, pp. 126-136).
6. — 1950, L'anticlinal de Montrœul et le synclinal d'Elouges (*Ibid.*, t. LIX, pp. 12-14).
7. STAINIER, X., 1928, Matériaux pour l'étude du bassin de Namur (quatrième partie). L'extrémité Ouest du bassin de Mons (*Ann. des Mines de Belgique*, t. XXIX, pp. 81-193).
8. KAISIN, F., 1950, Les bassins houillers de Charleroi et de la Basse-Sambre (*Ibid.*, t. XLIX, pp. 6-11).

**Un sondage intérieur profond
au siège Crachet (Frameries) des Charbonnages Belges (*),**

par JULES BOLLEN et ANDRÉ DELMER.

La modernisation du siège Crachet-Picquery des Charbonnages Belges à Frameries a comporté : 1° la mise à grande section du vieux puits abandonné, Saint-Ferdinand, ou n° 11, depuis la surface jusqu'à 812^m50, et son approfondissement jusqu'à 1.031 m; 2° le forage d'un sondage intérieur de reconnaissance, profond de 520^m80, à partir d'un point situé à proximité immédiate du puits n° 11, au niveau d'exploitation de 976 m.

Grâce à ces deux travaux, nous disposons d'une coupe continue de près de 1.500 m de longueur sous la surface du sol.

(*) Communication faite à la séance du 21 mars 1950; texte remis le 29 janvier 1951.

Le siège Crachet déhouille le Massif du Borinage à des niveaux relativement peu profonds et le massif de Grisceil à l'étage de 976 m.

PUITS N° 11.

Bien que creusé à travers un gisement connu de longue date, le puits n° 11 a été soigneusement échantillonné et étudié. Ci-dessous nous signalons brièvement les horizons remarquables qu'il a traversés.

Coordonnées du puits n° 11, mesurées par rapport à la tour Mons : 3.482^m53 longitude Ouest; 4.148^m63 latitude Sud; altitude de l'orifice : +80^m10.

A. — Morts-terrains.

Remblais	de 0 ^m 00 à 2 ^m 40
Limon	de 2 ^m 40 à 6 ^m 30
Craie de Maisières	de 6 ^m 30 à 9 ^m 20
Rabots	de 9 ^m 20 à 10 ^m 00
Fortes-Toises	de 10 ^m 00 à 19 ^m 00

B. — Terrain houiller.

a) *Massif du Borinage. Westphalien B.* — On retrouvera la position stratigraphique des couches citées dans divers ouvrages [1, 2].

1. De 19 à 325 m. Dressants renversés de 19 à 85 m, puis, sous un crochon, plateures d'inclinaison faible vers le Nord. Les couches traversées, souvent en remblais, sont : PIERRAIN (113 m), TORIOIRE (143 m), GRAND CORPS (160 m), PETIT CORPS (165 m), TANT DE LAIES (200 m), FRAITE (253 m), VACHE (276 m), GRANDE GARDE DE DIEU (288 m), PETITE GARDE DE DIEU (300 m), PETITE DÉSIRÉE (312 m).

2. Sous la faille de crochon dite faille de Crachet, traversée à 325 m, le puits a pénétré, de 325 à 615 m, dans des dressants renversés et courtes plateures, dans lesquels on a identifié les couches suivantes : MARTOT (droit, 409 m), ANGLEUSE (droit, 418 m), GRANDE DÉSIRÉE (plat, 455 m), ANGLEUSE (plat, 475 m), MARTOT (en crochon, 485 m), ANGLEUSE (droit, 496 m), ANGLEUSE (plat, 503 m), GRANDE DÉSIRÉE (droit, 535 m), PETITE DÉSIRÉE (droit, 550 m), PETITE GARDE DE DIEU (droit, 563 m), GRANDE GARDE DE DIEU (en crochon, 575 m) et PETITE GARDE DE DIEU (plat, 600 m).

Quelques toits de couches ont livré une florule intéressante. Notons :

PETITE GARDE DE DIEU, 563 m : *Lepidodendron obovatum*, très nombreuses feuilles aciculaires, *Calamites* sp., *Calamostachys germanica*, *Asterophyllites equisetiformis*, *Aulacopteris*, *Neuropteris hollandica*, *Radicites*, *Sphenopteris* (*Zeilleria*) *delicatula*.

GRANDE GARDE DE DIEU, 575 m : *Calamites* sp., *Asterophyllites charæformis*, *A. longifolius*, *Palæostachya pedunculata*, *Sphenophyllum cuneifolium*, *Neuropteris hollandica*, *N. pseudogigantea*, *N. cf. obliqua*, cf. *Potonia*, *Cyclopteris orbicularis*, *Mariopteris muricata*.

3. Entre 605 et 635 m, des terrains brouillés et failleux soulignent le passage de la faille inverse dénommée dans la région : faille du Grand Transport. Sous cette faille et jusqu'à 765 m, le puits a traversé des plateaux Nord dans lesquelles on reconnaît les couches : GRANDE DÉsirÉE (712 m), PETITE DÉsirÉE (740 m), PETITE GARDE DE DIEU (746 m), GRANDE GARDE DE DIEU (756 m).

Le toit de GRANDE DÉsirÉE, à 712 m, a livré une flore bien conservée et caractéristique : *Syringodendron*, *Sigillariostrobus tieghemi*, *Sigillariophyllum triangulare*, *Cordaites principalis*, *Calamites varians insignis*, *C. undulatus*, *Neuropteris hollandica*, *Pecopteris miltoni*, *Mariopteris muricata*, *Sphenopteris striata*, *S. baümleri* (très abondant et bien conservé).

La découverte de cette dernière forme rare de Sphénoptéridée à un niveau stratigraphique analogue à celui où elle a déjà été signalée dans le district du Centre est peut-être significative [2, p. 301].

Une PASSÉE DE VEINE à 723 m est surmontée d'un toit où se trouvaient : *Bothrodendron punctatum*, *Syringodendron*, *Lepidodendron obovatum*, *Lepidostrobus variabilis*, feuilles de *Cordaites* sp. (très nombreuses), *Cordaitanthus pitcairniæ*, *Samaropsis fluitans*. A la base, un débris de coquille : *Anthraco-myia* sp.

Le haut-toit de PETITE DÉsirÉE renferme, dans un schiste bitumineux : *Anthraconauta minima*, Ostracodes, *Spirorbis*, os de Poisson, *Planolites montanus*.

b) *Massif de Grisœuil. Westphalien B.* — A partir de 757 m, le puits pénètre dans une zone très dérangée correspondant à la limite inférieure du Massif du Borinage. Cette zone dérangée est connue dans la région sous le nom de faille de Masse. Sous cette dernière s'étendent des massifs dits intermédiaires. A Crachet, le sous-jacent au massif du Borinage, mieux individualisé et surtout mieux connu par les exploitations, est désigné sous le nom de Massif de Grisœuil. Les stratifications y sont en plateaux faiblement inclinées vers le Sud. Le niveau stratigraphique atteint par le puits n° 11 immédiatement sous la faille de Masse appartient encore au Westphalien B, mais est nettement inférieur à celui des couches PETITE GARDE et GRANDE GARDE du Massif du Borinage. C'est ce qu'indiquent déjà l'abondance de : *Neuropteris obliqua*, *Alethopteris davreuxi*, *Lonchopteris* sp., *Linopteris neuropteroides*, *Mariopteris daviesi* et l'apparition de plusieurs niveaux fauniques. L'ensemble est relativement dérangé, mais se régularise à partir de 950 m. Sous une veine de 0^m65 d'ouverture à 977 m s'étend une stampe stérile épaisse de 37 m. Entre un banc de grès, épais de 16 m, et la veine sous-jacente (0^m59 à 1.014 m), un schiste gris clair rubané, très finement micacé, a livré une faune marine : cf. *Sanguinolites immaturus*, *Euphemus* sp., *Lingula mytilloides*, *Orbiculoidea missouriensis*, *Productus (Pustula) piscariae*, *Planolites ophthalmoides*.

Sous l'horizon à faune marine, le puits a été poursuivi sur une quinzaine de mètres en traversant une veine dont le toit renferme une faune limnique mal conservée, et le mur, de très nombreuses pinnules de *Linopteris neuropteroides*.

La faune marine découverte dans le puits vers 1.013 m représente le passage de l'horizon de Quaregnon; elle situe stratigraphiquement l'ensemble de la coupe à travers le massif de Grisœuil. A vrai dire, la conclusion n'est pas nouvelle, puisque, dès 1933, M. A. Renier avait dépisté cet important repère dans le même gisement. En 1943, M. le chanoine F. Demanet faisait connaître la faune marine de ce gîte [3]. La découverte actuelle permet cependant de débrouiller un point de tectonique locale resté obscur.

LE SONDAGE INTÉRIEUR.

Foré à partir du niveau de 976 m, à 50 m environ en amont-pendage par rapport au puits n° 11, le sondage intérieur a tout

naturellement traversé l'horizon marin de Quaregnon à 27 m de profondeur. Sous celui-ci, le sondage a reconnu la zone de Genck, dans laquelle il se trouvait encore lors de son abandon à 520^m80. La suite est trop dérangée pour qu'on puisse en extraire une échelle stratigraphique, mais rendra néanmoins service dans l'avenir, puisque c'est la première fois qu'on traverse la zone de Genck dans le massif de Grisœuil. Rien ne permet de croire qu'à la base du sondage on a atteint le massif profond dit du Comble Nord. Le sommet de celui-ci se situe donc en ce point à une cote inférieure à — 1.416. La figure 1 résume ce que nous connaissons déjà de la structure du massif du Comble Nord dans la région. On y voit le massif découpé par plusieurs failles inverses, à l'instar de ce qui se passe à l'Est, là où le Massif du Borinage ne cache plus les massifs profonds.

BIBLIOGRAPHIE.

1. RACHENEUR, F., 1922, Contribution à l'étude de la stratigraphie du massif westphalien du Borinage (*Publ. Assoc. Ing. Ecole des Mines Mons*, nouv. série, fasc. 2, pp. 304-422).
2. RENIER, A., dans RENIER, A., STOCKMANS, F., DEMANET, F. et VAN STRAELEN, V., 1938, Flore et Faune houillères de la Belgique, Bruxelles.
3. DEMANET, F., 1943, Les horizons marins du Westphalien de la Belgique et leurs faunes (*Mém. Mus. roy. Hist. nat. Belgique*, Bruxelles, n° 101).

Un diagramme plan à 4 ... N coordonnées pour la représentation pétrographique (*),

par P. LENK-CHEVITCH.

RÉSUMÉ. — *Le diagramme décrit dans cette note permet une représentation très simple de systèmes quaternaires. Il rend possible aussi la figuration graphique de systèmes à 5, 6 ... N coordonnées.*

Des exemples d'application sont donnés pour les systèmes quaternaire et quinaire.

Appliqué à l'analyse d'un phénomène chimico-physique, il permet de suivre la variation des composants individuels dans une phase.

(*) Communication faite à la séance du 21 février 1950; manuscrit remis le 15 mars 1950.

1. AVANT-PROPOS.

En chimie physique on recourt généralement, pour la représentation des systèmes quaternaires, au tétraèdre. Les quatre coordonnées d'un point sont représentées par ses distances aux quatre faces du tétraèdre. La forme pyramidale du tétraèdre se prête mal à une claire représentation des points de l'espace. Pour faire apparaître la position réelle d'un point à l'intérieur de ce solide, il est nécessaire de le rapporter à de nombreux plans de référence. Les difficultés de construction et d'interprétation entravent l'emploi général de ce genre de diagramme.

Les systèmes quaternaires, malgré leur importance, ont été peu étudiés. Le nombre de systèmes quaternaires décrits jusqu'à présent est inférieur à 30, tandis que celui des systèmes binaires et ternaires atteint ou dépasse le chiffre de 1.000.

Quant aux systèmes à 5, 6 et N coordonnées, on ne leur a pas trouvé jusqu'ici de représentation graphique. L'importance de ces systèmes, tant en pétrographie (roches éruptives) qu'en métallurgie, est considérable. Notre but est de tâcher de combler cette lacune.

Nous commencerons la description du nouveau diagramme par le cas particulier du diagramme à quatre coordonnées, pour passer ensuite aux diagrammes à 5 et à N coordonnées ⁽¹⁾.

2. LE DIAGRAMME QUATERNAIRE.

Les systèmes à quatre coordonnées, dont trois sont des variables indépendantes, sont représentés *dans un seul plan*. Ce diagramme constitue le pendant, pour les systèmes à quatre coordonnées, du diagramme triangulaire de Gibbs à trois coordonnées.

Nous avons adopté pour les diagrammes à 4... N coordonnées un cadre triangulaire, parce que cette forme est la seule qui permette de représenter graphiquement les courbes de cristallisation de mélanges hétérogènes à plus de deux composants par une addition de leurs coordonnées.

(1) Nous avons, dans une étude antérieure, présenté le principe du graphique nouveau (*Bull. techn. de l'Union des Ingénieurs sortis des Ecoles spéciales de l'Université de Louvain*, n° 2, 1948). Nous reprendrons ici l'essentiel de cet exposé, qui avait été limité aux systèmes quaternaires. Nous l'étendrons aux systèmes plus complexes.

a) Principe général du diagramme quaternaire.

L'élément fondamental du diagramme est constitué par un parallélogramme (fig. 1) dans lequel deux des côtés, non parallèles, L et S, représentent respectivement la somme $a+b$ et $c+d$; a, b, c, d étant les coordonnées du point, de somme égale à 100.

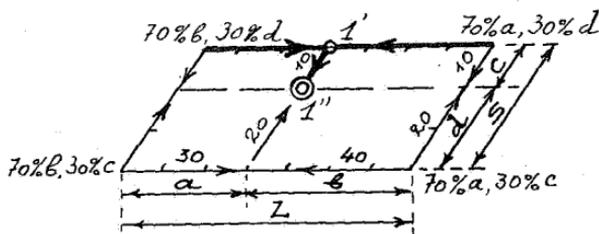


FIG. 1.

Dans la figure 1, les coordonnées du composé donné sont $a=30, b=40, c=10, d=20$. Par les coordonnées a et b se trouve définie la position du point I' , que nous appellerons « point de base ». En rapportant à ce point la coordonnée c , nous fixons la situation du « point figuratif » I'' du composé. Tout composé à quatre coordonnées est déterminé par la position d'un point figuratif et d'un point de base.

Pour figurer des points de coordonnées quelconques, on devra disposer d'un nombre infini de parallélogrammes parallèles les uns aux autres. L'échelle des longueurs, constante pour les côtés de même espèce, pourra être différente pour les côtés L et pour les côtés S; mais la somme $L+S$ devra représenter la somme 100 des quatre coordonnées. Tous ces parallélogrammes pourront s'inscrire dans un triangle rectangle ou dans un triangle équilatéral, lequel formera le cadre du diagramme à quatre coordonnées ⁽²⁾. Nous l'appellerons le triangle quaternaire; il sera désigné aussi comme « triangle-limite » (fig. 2).

⁽²⁾ Robert Cayron, ingénieur à Elisabethville (Congo belge), nous a communiqué une démonstration élégante, qui permet de considérer le diagramme triangulaire à quatre coordonnées comme l'ensemble de deux projections obliques du tétraèdre sur le plan d'un de ses triangles-faces pris comme base, les deux familles de projetantes étant parallèles à deux des arêtes issues du sommet opposé à la base. Cette démonstration permet de relier notre diagramme à la représentation tétraédrique.

b) Construction du diagramme.

Dans le cas du triangle quaternaire rectangle (fig. 2), le parallélogramme à utiliser est PQBR, où QP représente la somme $a + b = 70$, et PR la somme $c + d = 30$.

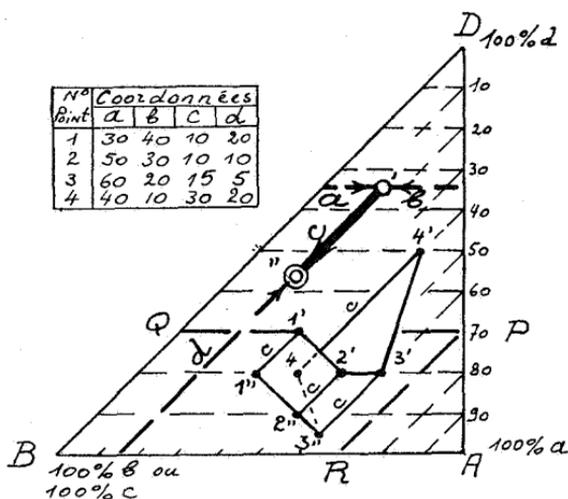


FIG. 2.

La position du point figuratif à l'intérieur de ce parallélogramme est fixée comme il a été indiqué à la figure 1. Les autres points 2, 3, 4 de la figure ont été déterminés de la même façon. Il est évidemment superflu de tracer les parallélogrammes pour chaque point, les graduations des côtés du triangle permettant de faire directement le report des coordonnées.

Les quatre coordonnées sont reportées suivant des directions et dans un sens déterminés, qui sont indiqués au moyen de flèches dans les figures 1 et 2.

Le sommet A du triangle représente une composition de 100 % a; dans la même figure le sommet B représente une composition de 100 % b, si le point de base et le point figuratif se trouvent en B. Ce même sommet B représentera 100 % c, si le point de base se trouve en D, tandis que le point figuratif se trouve en B. Le sommet D représente 100 % d.

L'ensemble des points de base 1', 2', 3', 4' (à partir desquels sont mesurées les coordonnées c) forme une *ligne de base*. Les points figuratifs 1'', 2'', 3'', 4'' forment une *ligne figurative*. Ces deux lignes sont séparées entre elles par les valeurs de

la coordonnée c . Le diagramme décrit est entièrement situé dans un plan, mais pour lui donner un caractère plus expressif, on peut imaginer que la ligne figurative 1'', 2'', 3'', 4'' est située à une distance c au-dessus de la ligne de base 1', 2', 3', 4', et du plan du triangle ABD. Dans ce cas la ligne de base peut être considérée comme une projection de la ligne figurative sur le plan du triangle.

Ce diagramme permet de mesurer directement avec une règle la longueur de chacune des quatre coordonnées d'un point. Dans un triangle quaternaire équilatéral, l'échelle est la même pour les deux directions de report.

Remarque. — On peut utiliser comme élément fondamental un rectangle au lieu du parallélogramme. Les rectangles se construisent sur les deux côtés de l'angle droit du triangle rectangle limite. Si le triangle est isocèle, l'échelle devient identique pour les deux côtés L et S. L'emploi du papier millimétrique facilite le report dans un tel diagramme.

Il peut être utile parfois de mettre en évidence dans le graphique l'importance d'une paire de coordonnées, par exemple a et b relativement à c et d . Il suffira en ce cas d'utiliser des triangles-limites non isocèles.

c) Propriétés du diagramme.

1. Une ligne de base parallèle à AD (fig. 2) correspond à des points de même coordonnée b , une ligne parallèle à BD, à des points de même coordonnée a . Une ligne figurative parallèle à AB est le lieu de points de même coordonnée d . Si une ligne figurative est parallèle à sa ligne de base, tous les points ont même coordonnée c .

2. La médiane comprise dans l'angle D représente, comme ligne de base, des points pour lesquels $a = b$; celle de l'angle A répond à la condition $b = c + d$; celle de l'angle B à $a = c + d$.

d) Exemples d'applications.

La représentation graphique de la composition des roches a toujours été malaisée, parce que le nombre des composants dépasse trois. Notre diagramme permet de surmonter ces difficultés. On trouvera dans l'étude publiée dans le *Bulletin des Ingénieurs de Louvain* deux diagrammes représentant la composition, l'un, d'une série de roches éruptives, l'autre, d'une

série de roches sédimentaires en fonction des quatre paramètres de Niggli (*al*, *fm*, *c*, *alk*) de somme égale à 100.

L'application la plus intéressante de notre type de diagramme se trouve dans la représentation des équilibres des systèmes physico-chimiques dépendant de quatre variables. Nous montrerons ci-dessous la construction d'un diagramme quaternaire, se rapportant au système Si O_2 , Al_2O_3 , Na_2O , Ca O . Pour représenter les phénomènes, on a eu recours jusqu'ici à la figuration de systèmes ternaires, correspondant à des sections triangulaires à travers le tétraèdre construit sur les quatre oxydes précités. Ainsi pour le système wollastonite-néphéline-métasilicate sodique formant un triangle dans le tétraèdre $\text{Ca O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} - \text{Si O}_2$. Ce système a été étudié par Spivak ⁽³⁾.

Le diagramme ternaire de la figure 3 représente le système en question. Nous nous proposons de le mettre sous une forme

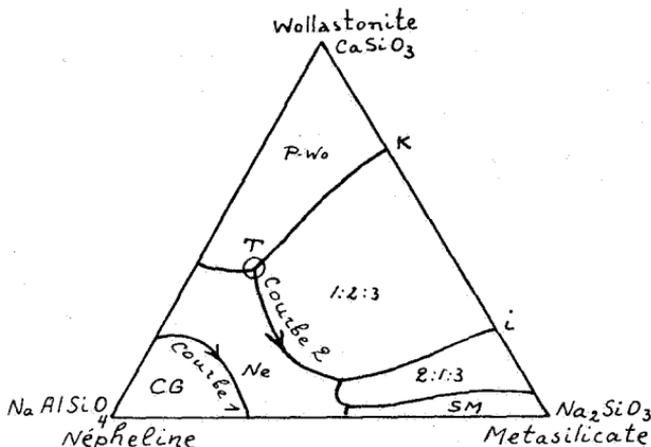


FIG. 3.

où il s'exprimera directement en fonction des quatre oxydes Ca O , Al_2O_3 , Na_2O , Si O_2 . Nous commencerons par recalculer, en fonction des quatre oxydes, les constituants, soit la néphéline, la wollastonite, le métasilicate de soude, ainsi que plusieurs points de chaque courbe de cristallisation (composition pondérale).

⁽³⁾ J. SPIVAK, The System $\text{Na Al Si O}_4 - \text{Ca Si O}_3 - \text{Na}_2\text{Si O}_3$ (*The Journal of Geology*, 1944, vol. 52, pp. 24-52).

	Si O ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	Ca O
Wollastonite	52 %	—	—	48 %
Néphéline	42 %	36 %	22 %	—
Métasilicate de soude ...	49 %	—	51 %	—
Etc.				

La composition des phases recalculées de cette façon est reportée dans le nouveau diagramme (fig. 4) en suivant les

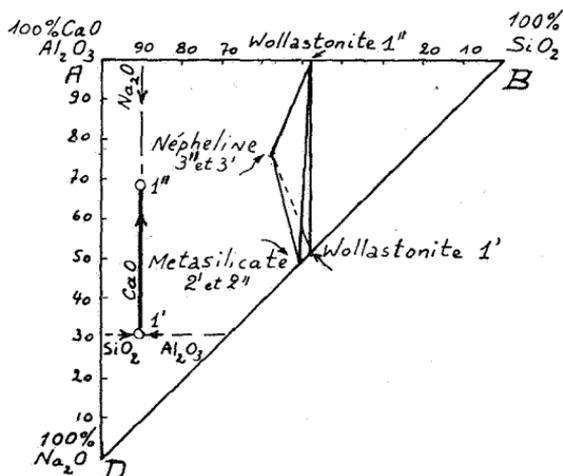


FIG. 4.

règles exposées au début de cette note. On y a adopté le triangle-limite rectangle et l'inscription des coordonnées dans des rectangles.

La néphéline et le métasilicate sodique ne contenant pas de chaux, point de base et point figuratif coïncident pour ces éléments.

L'aire du triangle ABD peut représenter tous les points compris à l'intérieur du tétraèdre de la figuration tétraédrique des quatre oxydes. Mais le système particulier de la figure 3 se trouve localisé dans le double petit triangle dessiné à l'intérieur du triangle ABD. Pour éviter cette forte contraction de l'espace intéressant, on pourrait adopter pour sommets du triangle-limite Ca O/Si O₂, Al₂O₃, Na₂O, au lieu de Al₂O₃/Ca O, Si O₂, Na₂O. Mais cette modification n'est pas nécessaire; il nous suffira, pour étaler le diagramme de la figure 4, d'adopter une échelle différente pour les deux paires de coordonnées

$a+b$ et $c+d$. C'est ce qui a été réalisé dans la figure 5, où l'échelle horizontale est beaucoup plus grande que l'échelle verticale. Ce diagramme contient les deux courbes de cristallisation 1 et 2, qui sont dédoublées en 1' et 1'', 2' et 2''.

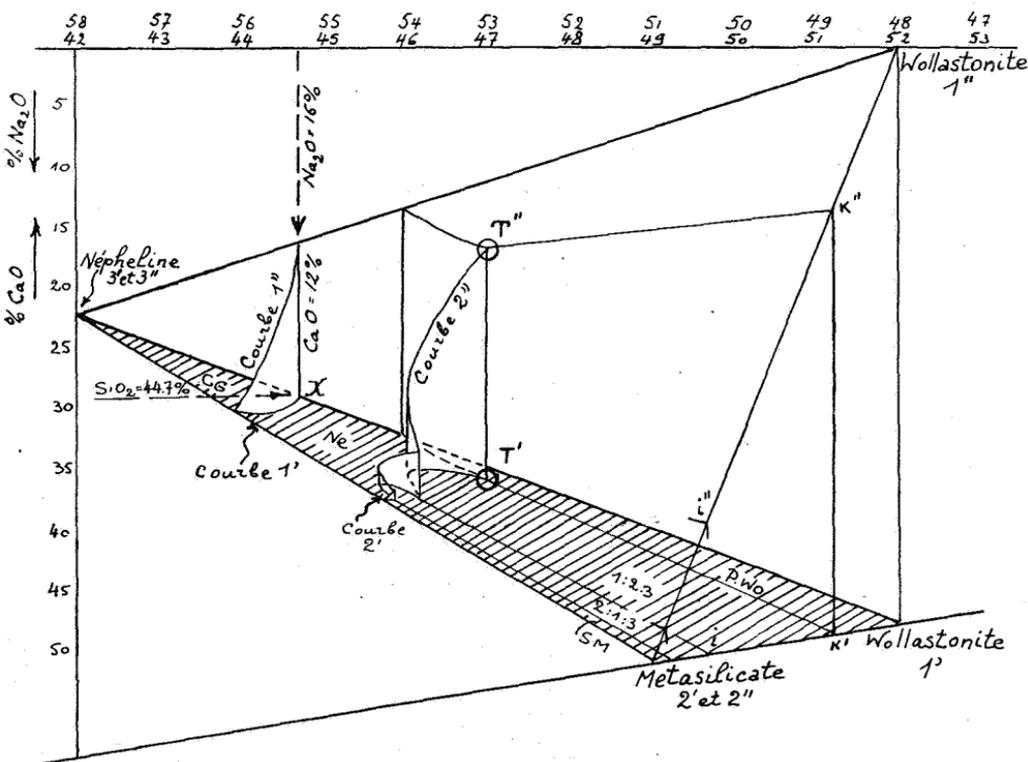


FIG. 5.

La comparaison de la figure 5 avec la figure 4 montre que le diagramme construit suivant les principes énoncés dans cette note donne un relief permettant de juger à simple vue les valeurs des coordonnées des divers points constituant le système. Ces valeurs peuvent se mesurer avec une règle. Par exemple : le point X a la composition suivante :

Si $O_2=44,7\%$, $CaO=12\%$, $Na_2O=16\%$.

La valeur de la quatrième coordonnée Al_2O_3 aurait pu être lue également, si l'ensemble du triangle ABD avait été tracé

dans la figure 5. Comme ce n'est pas le cas, nous obtiendrons cette valeur par différence :

$$\text{Al}_2\text{O}_3 = 100 - (\text{Si O}_2 + \text{Ca O} + \text{Na}_2\text{O}) = 23,7 \text{ \%}.$$

La comparaison du diagramme ternaire usuel avec notre diagramme montre que ce dernier accuse beaucoup mieux la composition chimique correspondant à chaque point et traduit plus clairement les phénomènes.

3. LE DIAGRAMME QUINAIRE.

Le principe sur lequel est basé le diagramme à quatre coordonnées peut être étendu aux systèmes à nombre plus élevé de coordonnées.

a) Principe général du diagramme à 5 coordonnées.

Comme pour le diagramme à quatre coordonnées, l'élément fondamental est un parallélogramme ou un rectangle dont les côtés S et L mesurent respectivement (mais éventuellement à des échelles différentes) les sommes $a + b$ et $c + d + e$.

Le point de base 1' (fig. 6) est défini par les coordonnées a et b , le point 1'' jouant ici le rôle de second point de base,

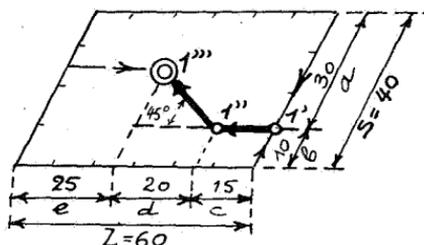


FIG. 6.

par la coordonnée c , comme dans le cas précédent. Pour définir les deux coordonnées restantes d et e , on eût pu prolonger simplement la droite $1'-1''$ d'une longueur mesurant la coordonnée d ; il a paru préférable de tracer obliquement, sous un angle quelconque (on a adopté l'angle de 45°), la droite $1'-1'''$, comme le montre la figure 6. Le point $1'''$ est le point figuratif correspondant à un système donné de coordonnées a , b , c , d , e . Le système est déterminé par l'ensemble de trois points $1'$, $1''$, $1'''$.

gramme soit construit entièrement dans un plan, on peut imaginer, pour en rendre l'aspect plus expressif, que les deux lignes de base et la ligne figurative définissent une surface à trois dimensions s'élevant au-dessus du triangle-limite ABE.

Dans la figure 8 on a adopté comme élément géométrique de base, le parallélogramme.

b) Propriétés du diagramme.

Lorsque la première ligne de base 1', 2', 3', 4' est parallèle à la droite AB (fig. 7), elle est le lieu de points ayant la même coordonnée a . Lorsqu'elle est parallèle au côté AE, elle est le lieu de points ayant la même coordonnée b . Si la deuxième ligne de base 1'', 2'', 3'', 4'' est parallèle à la première ligne de base, tous les points ont la même coordonnée c et quand la ligne figurative 1'', 2'', 3'', 4'' est parallèle à la deuxième ligne de base 1'''... 4''', tous les points ont la même coordonnée d . Enfin, si la ligne figurative 1'''... 4''' est parallèle au côté EB, tous les points ont la même coordonnée e .

La médiane de l'angle A, comme première ligne de base, est le lieu des points pour lesquels $a=b$.

Trois droites tirées du sommet B vers le côté opposé et représentant respectivement la ligne figurative, la première ligne de base et la deuxième ligne de base correspondent à des points dont les coordonnées e , d , c sont entre elles dans un rapport constant.

c) Exemples d'application.

Nous reprendrons le système ternaire wollastonite-néphéline-métasilicate de soude, que nous avons transformé plus haut en un système quaternaire, dépendant de ses quatre oxydes Ca O, Si O₂, Al₂O₃, Na₂O. Considérons-le à présent en fonction de ses cinq éléments chimiques : Si, Al, Na, Ca et O.

Comme on l'a fait pour le diagramme quaternaire, nous recalculerons les constituants minéraux et les points des courbes d'équilibre du diagramme ternaire, mais cette fois en fonction de leurs éléments Si, O, Na, Al, Ca. Les valeurs de ces coordonnées sont reportées dans le diagramme quinaire (fig. 9).

Le tableau ci-dessous donne les proportions pondérales des cinq éléments dans quelques phases du diagramme.

oxygène, suivant cette même courbe, à mesure que progressent les cristallisations; l'aluminium varie peu, mais il y a une diminution constante du calcium et accroissement parallèle du sodium.

4. LE DIAGRAMME A n COORDONNÉES.

Le principe qui se trouve à la base des diagrammes à quatre et cinq coordonnées peut être étendu aux diagrammes dépendant de n coordonnées, dont $n-1$ sont des coordonnées indépendantes.

Dans le parallélogramme fondamental correspondant à un point à n coordonnées, on aura

$$S = a + b, L = c + d + e + f + \dots + n, \text{ et } a + b + c + \dots + n = 100.$$

Les coordonnées sont portées dans le parallélogramme fondamental de la même manière que pour le diagramme quinaire. Les 3^e, 4^e, ... (n-2)^e coordonnées sont toutes portées suivant la même droite parallèle à un des côtés du parallélogramme; pour la (n-1)^e, on adoptera, comme précédemment, une déviation de 45° pour aboutir au point figuratif. On aura, au total, pour un ensemble de points, $n-3$ lignes de base et une ligne figurative.

5. COORDONNÉES INDÉPENDANTES.

Il est possible d'adjoindre à tous les diagrammes à 4... n coordonnées, une $n+1^{\text{me}}$ coordonnée, qui serait de nature différente. Par exemple, on peut ajouter au diagramme à quatre coordonnées, représentant les compositions centésimales des phases, une cinquième coordonnée indépendante, qui représenterait les températures. Rappelons qu'il est pratiquement impossible d'ajouter une cinquième coordonnée indépendante dans la représentation tétraédrique habituelle.

Pour représenter la coordonnée indépendante dans notre diagramme, il suffit de mener, par chaque point de la ligne figurative, des droites parallèles entre elles, dans une direction quelconque. La valeur de la $n+1^{\text{me}}$ coordonnée est portée le long de cette droite à partir du point figuratif correspondant. Pour ne pas surcharger le dessin à l'intérieur du triangle, on adoptera pour ces reports une échelle telle que les droites dépassent les limites du triangle.

Il est possible de reporter de cette façon plusieurs coordonnées sans que le diagramme en devienne difficile à lire. Il suffit de choisir convenablement les directions des droites et les échelles de façon à étaler suffisamment dans le plan du dessin les diverses courbes.

6. CONCLUSIONS.

Le diagramme quaternaire décrit dans cette note permet la représentation *dans un plan* de systèmes à quatre coordonnées. Le report de ces dernières dans le diagramme se fait sans modification de leurs valeurs numériques.

Le diagramme à $5... n$ coordonnées permet de représenter et d'étudier des systèmes pour lesquels il n'existe aucun autre moyen de représentation graphique. Cette représentation se fait toujours dans un plan unique, sans modification des valeurs des coordonnées reportées.

Le diagramme permet une décomposition des courbes d'équilibre en leurs éléments constituants. L'influence de la variation individuelle de chaque élément sur la variation globale des courbes d'équilibre y est aisément observable et mesurable.

Des coordonnées indépendantes peuvent être ajoutées dans le diagramme.

Le diagramme triangulaire de Gibbs (à trois coordonnées) apparaît comme un cas particulier de notre solution graphique. Il suffit dans celle-ci de supprimer $n-3$ coordonnées pour retrouver le diagramme de Gibbs.

Je dois exprimer, avant de terminer cette note, ma plus vive reconnaissance à M. le Professeur Jacques Thoreau, qui a bien voulu se charger de la révision du manuscrit et de sa préparation pour l'impression.

3 décembre 1949
