

SÉANCE MENSUELLE DU 17 NOVEMBRE 1953.

*Présidence de M. A. GROSJEAN, président, puis de
M. A. LOMBARD, vice-président.*

Devant l'assemblée debout, le président annonce le décès de M. MAURICE LUGEON, membre honoraire de la Société depuis 1921. Il évoque rapidement la haute figure de cet éminent géologue suisse. Il passe ensuite la parole à M. P. DE BÉTHUNE, vice-président, qui montre éloquemment quelles étaient les grandes qualités de l'homme et du savant qui vient de disparaître. Il s'attache particulièrement, en prenant comme exemple le Chablais, à définir le rôle considérable joué par M. LUGEON comme tectonicien des Alpes. L'éloge funèbre est prononcé par M. DE BÉTHUNE.

Trois candidatures de membres effectifs sont annoncées par le président et admises par l'assemblée. Ce sont celles de :

MM. HUBERT MARCHANDISE, Ingénieur, Assistant à l'Université Libre de Bruxelles, 19, avenue Claeys, à Schaerbeek; présenté par MM. G. Mortelmans et I. de Magnée.

WILLIAM KIRKPATRICK, Ingénieur, Assistant à l'Université Libre de Bruxelles, 9, rue de l'Autruche, à Boitsfort; présenté par MM. G. Mortelmans et I. de Magnée.

PIERRE PIERART, Professeur d'Athénée, Licencié en Sciences, 47, boulevard Charlemagne, à Bruxelles; présenté par MM. H. Chaudoir et W. Van Leekwyck.

Dons et envois reçus :

De la part des auteurs :

10870 Chaudoir, H. Un nouveau niveau marin reconnu à la base du Westphalien dans le massif de Herve (Bassin houiller de Liège). Bruxelles, 1953, 3 pages.

- 10871 *Chaudoir, H.* avec la collaboration de *L. Lambrecht* et de *A. Pasiels* et *Y. Willière*. Les concessions Cheratte et Argenteau-Trembleur. Bruxelles, 1953, 109 pages et 8 planches.
- 10872 *Couper, R. A.* Plant microfossil dating of some New Zealand upper tertiary volcanic rocks. Wellington, 1953, 5 pages.
- 10873 *Hornibrook, H. de B.* History of the living marine ostracode fauna of New Zealand. Wellington, 1952, 3 pages.
- 10874 *Feugueur, L.* Présence de caillasses à *Potamides tricarinatus* au sommet des calcaires de Saint-Ouen, à Herblay (Seine-et-Oise). Réflexions sur la valeur stratigraphique et la synchronisation de certains termes bartoniens. Paris, 1952, 6 pages.
- 10875 *Feugueur, L.* Sur l'horizon de Mont-Saint-Martin à Chavonçon (Oise). Paris, 1953, 3 pages.
- 10876 *Feugueur, L.* et *Marie, P.* Observations sur les niveaux de sables glauconieux albiens au Sud du lac d'Annecy (Haute-Savoie). Paris, 1952, 3 pages.
- 10877 *Fleming, C. A.* Notes on the Genus *Haliotis* (Mollusca). A New Subgenus from New Zealand and a new species from the late Cenozoic of Ohope, Bay of Plenty. Wellington, 1951, 4 pages et 1 planche.
- 10878 *Fleming, C. A.* New evidence for World correlation of marine pliocene. Wellington, 1953, 2 pages.
- 10879 *Freire de Andrade, C.* Subsídios para o conhecimento da geologia da Lunda. — Diamond deposits in Lunda. Part I : A Geological Survey made in 1945-1946, 149 pages et figures. Part II : A study made in 1945-1948 of the diamondiferous gravels and concentrates, 224 pages et figures. Lisbonne, 1953.
- 10880 *Marwick, J.* Faunal migrations in New Zealand seas during the Triassic and Jurassic. Wellington, 1953, 5 pages.
- 10881 *Pasiels, A.* Étude biométrique des *Anthracosiidæ* du Westphalien A de la Belgique. Les *Carbonicola* du toit de la Couche « Huit Paumes », Bassin de Charleroi. Bruxelles, 1953, 56 pages et 2 planches.
- 10882 *Reed, J. J.* Sediments from the Chaltham Rise. Part I : Petrology. Wellington, 1952, 10 pages et 6 figures.
- 10883 *Reed, J. J.* A note on the occurrence of mercury in the Wairarapa. Wellington, 1952, 4 pages et 3 figures.
- 10884 *Sellier de Civrieux, J. M.* Estudio de la microfauna de la seccion-tipo del miembro socuy de la formacion colon distrito Mara, estado Zulia. Caracas, 1952, 80 pages et 6 planches.

- 10885 *van der Straeten, J.* Les travaux cartographiques au Katanga. Bruxelles, 1953, 53 pages et 3 cartes.
- 10886 *Vella, P.* The genus *Pellicaria* in the tertiary of East Wairarapa. Wellington, 1953, 13 pages, 2 planches et 2 figures.
- 10887 *Weliman, H. W.* Note on Maitai and the Anau rocks in Matakitaki valley, Nelson (S 32). Wellington, 1953, 2 pages.
- 10888 *Weliman, H. W.* Data for the study of recent and late pleistocene faulting in the South Island of New Zealand. Wellington, 1953, 18 pages.
- 10889 *Weliman, H. W., Grindley, G. W. et Munden, F. W.* The Alpine schiste and the Upper Triassic of Harpers Pass (sheet S 52), South Island, New Zealand. Wellington, 1952, 15 pages et 7 planches.
- 10890 *Wilson, D. D.* Geology of the catchment of Waimate stream, South Canterbury, New Zealand. Wellington, 1953, 7 pages.

Le président fait une mention spéciale de l'ouvrage que notre collègue E. DARTEVELLE vient de faire paraître dans les *Annales du Musée Royal du Congo Belge* et qui a pour titre : « Échinides fossiles du Congo et de l'Angola ».

Communications des membres :

C. STEVENS. — *Géomorphologie des Hautes Fagnes et des régions voisines.* (Texte ci-après.)

C. STEVENS. — *Présentation des minutes des documents cartographiques déposés à la bibliothèque du Service Géologique de Belgique.* Ces documents consistent en feuilles au 1/40.000 de la carte de l'État-Major, où les altitudes sont mises en relief au moyen de bandes colorées.

LÉO PEETERS. — *La tectonique du flanc oriental du Synclinorium de l'Itombwe.* (Texte ci-après.) La communication est présentée au nom de l'auteur, absent, par M. L. Cahen.

M.-E. DENAEYER. — *Érosion alvéolaire et « taffoni » du cap de Creus* (Province de Gerone, Catalogne). Projections lumineuses. (Texte ci-après.)

A. MEYER. — *Un gisement de Collenia dans la région de Niangara (Uele, Congo Belge).* (Texte ci-après.) La communication, en l'absence de l'auteur, a été présentée par le Secrétaire général.

A. MEYER. — *Note sur un sondage à l'Ouest de Stanleyville.* (Texte ci-après.) La communication, en l'absence de l'auteur, a été présentée par le Secrétaire général.

La géomorphologie des Hautes Fagnes et des régions voisines,

par CH. STEVENS.

Avec la vallée de la Haine, la région des Hautes Fagnes est, au point de vue géomorphologique, l'une des plus intéressantes de notre Pays. Elle le doit tant à ses altitudes, à l'accentuation de son relief, qu'aux problèmes qu'elle pose et qu'aux déterminations d'âge, qu'elle enferme dans des limites assez étroites.

Elle correspond à la zone nord-occidentale de la *surélévation de l'Eifel*, épirogénie anticlinale et transversale d'une grande ampleur, orientée vers le Nord-Ouest et parallèle au Rhin. Rappelons quelques notions maintes fois exprimées :

1° La surélévation renferme un jeu assez serré de plis varisques. L'un de ces plis est le *synclinal de Basse-Bodeux-Malmédy*. Si l'on se rapporte aux études d'Arm. Renier, il indique qu'au Permien supérieur la pénéplaine ardennaise n'était pas réalisée et que la remise en jeu des plis se manifestait déjà.

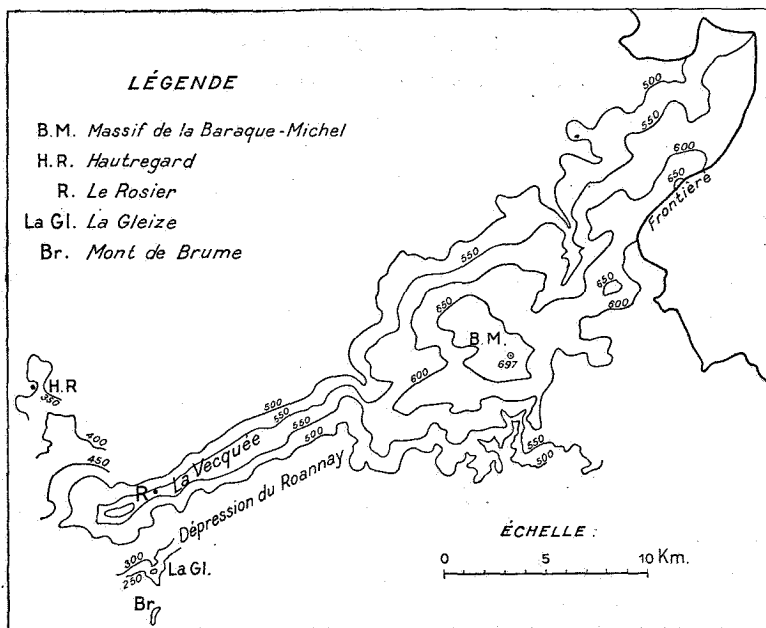
2° Il semble qu'avant toute pénéplanation, la transgression oligocène ait envahi l'Ardenne; elle était représentée par son étage stratigraphique le plus élevé, l'étage chattien, et elle a rempli les creux qui subsistaient.

3° Après la régression oligocène, la pénéplaine a enfin été réalisée. Commencée pendant la longue période continentale du Miocène, son achèvement complet peut être d'un âge plus récent.

4° La pénéplaine s'est déformée et a créé la surélévation de l'Eifel. Descendant de la zone axiale, des rivières conséquentes en sont nées. Parmi celles-ci se trouvait l'Amblève, qui, au travers du recouvrement oligocène ou à partir de la pénéplaine, s'est surimposée à une géomorphologie plus ancienne.

L'intersection de la vallée de l'Amblève avec le relief ancien est d'une fraîcheur remarquable; elle ne peut être antérieure

au Pléistocène. Les contacts ne se lisent pas aisément sur la carte, mais on les observe admirablement sur le terrain : à l'aval du barrage de Robertville, à Malmédy et, surtout, à La Gleize-Stoumont.



Le sommet des Hautes Fagnes.

5° La surélévation prend sa place naturelle entre la Meuse et le Rhin.

*
**

On ne répétera jamais assez que la géomorphologie poursuit un double objet :

- 1° Décrire le relief du sol;
- 2° Interpréter la formation de ce relief.

En outre, une géomorphologie locale doit trouver sa place harmonieuse dans une géomorphologie plus vaste.

Il est évident que les interprétations, que les hypothèses, trouveront une base d'autant plus solide qu'elles s'appuieront

sur une connaissance plus rigoureuse des faits. Or, en Belgique, nous possédons, sur ce point, un document d'une incontestable valeur : c'est la carte topographique, levée jadis par le Dépôt de la Guerre et dotée d'une représentation du relief par courbes de niveau. Au Nord de la Sambre-Meuse, l'équidistance est réduite à un mètre; elle est encore de 5 m au Sud. On peut affirmer que les interprétations morphologiques seront d'autant plus incertaines qu'elles s'écarteront davantage de ce document fondamental.

*
**

Les faits.

Le territoire étudié concerne les 8 planchettes au 1/20.000 de Louveigné, de Spa, de Sart-lez-Spa, de Xhoffrais, d'Harzé, de La Gleize, de Stavelot et de Malmédy, ce qui représente un rectangle de 20 km de hauteur sur 32 km de large. Pour rendre le relief plus apparent, j'ai colorié ces cartes en zones hypsométriques de 25 m. Une équidistance plus large risquerait de voiler des choses essentielles; une équidistance plus étroite noierait ces choses essentielles dans de nombreux détails.

Néanmoins, la règle n'est pas rigoureuse. En Ardenne, si l'on consulte la carte au 1/100.000, l'équidistance de 50 m suffit pour représenter les traits généraux du relief. D'autre part, si l'on désire étudier certains phénomènes d'érosion, il est utile de recourir à l'échelle du 1/10.000 et de descendre l'équidistance à 10 ou à 5 m, voire de procéder à quelques revisions sur le terrain.

*
**

L'interprétation des faits.

1° *La surélévation de l'Eifel.* — Le contour occidental de la surélévation apparaît avec une grande netteté près de la bordure E de la planchette de Louveigné. Cette netteté est due à son contour périclinal, formé par les roches gréseuses du Dévonien inférieur. On sait qu'elles résistent énergiquement à l'érosion.

2° *La Fenêtre de Theux.* — Quand, de la planchette de Louveigné, on passe à celle de Spa, on observe que la surélévation de l'Eifel est creusée brusquement par une importante dépression topographique. Elle intéresse presque toute la planchette de Spa et elle correspond à la Fenêtre de Theux.

3° *Les plis varisques.* — L'influence morphologique des orientations varisques se rencontre dans toute l'étendue du territoire étudié. Signalons :

la Haute Amblève, en amont de Ligneuville;
 en amont de Trois-Ponts, l'Amblève prolongée par la Warche;
 entre Stavelot et le Roannay, la pénéplaine surélevée de la Haute-Ardenne;

au Sud de l'Amblève, le prolongement de la pénéplaine précédente qui renferme le mont de Brume;

la dépression du Roannay;

La pénéplaine surélevée de la Haute-Ardenne, formant les hauteurs des Hautes Fagnes (ou des Hautes Fanges ou de la Vecquée);

au Nord de Spa, les crêtes de la Fenêtre de Theux. De crête en crête, les altitudes s'abaissent et conduisent à la dépression de la Vesdre, située hors du périmètre étudié.

4° *Les hauteurs des Hautes Fagnes.* — Les hauteurs les plus importantes sont formées par les Hautes Fagnes. Pas plus que la plupart des hauteurs belges, ce ne sont des « crêtes », au sens propre du mot. Ce terme que l'usage a consacré est pourtant inexact, puisque les pentes s'adoucissent vers les sommets. Presque toujours, ce sont des fragments de pénéplaines déformées, incurvées sur les bords. L'exemple le plus net réside dans la surélévation d'Anderlues.

Dans les Hautes Fagnes, il s'agit encore d'une pénéplaine surélevée et incurvée. D'une altitude dépassant 525 m, elle s'allonge, avec une constance remarquable, sur 12 km, depuis la *cluse de Quarreux* jusque dans la zone axiale de la Baraque Michel. Elle y atteint près de 700 m d'altitude (693,95 m au Signal de Botrange). Une surélévation de cette importance est affectée par des surélévations transversales. Il faut citer le *massif de la Baraque Michel* et la *surélévation de La Gleize*. Nous les examinerons successivement.

5° *Le massif de la Baraque Michel.* — Les hauteurs de la Baraque Michel répondent bien à la notion d'un « massif »; car, s'il est en Belgique des formes massives, ce sont bien celles-là ! On y trouve l'exemple le plus net d'une pénéplaine surélevée et déformée en bombement. A l'Ouest, vers les altitudes de 575, de 600 et de 625 m, elle se rattache sans interrup-

tion aux hauteurs des Fagnes. Les déformations s'orientent vers le Nord-Ouest, conformément à la zone axiale de la surélévation de l'Eifel.

Sans doute, comme presque partout en Belgique, la structure du massif avait-elle été réalisée dès l'orogénie hercynienne. Aussi, au sein du socle paléozoïque et en surélévation, possède-t-elle le même caractère de permanence que la vallée de la Haine possède en subsidence. Mais, à partir du Miocène, elle a participé, comme les hauteurs des Fagnes, à la formation d'une pénéplaine. *Dans son état actuel*, la surélévation ne peut être antérieure au Miocène et elle est probablement beaucoup plus jeune.

L'importante glaciation rissienne ne paraît guère l'avoir sérieusement affectée et la glaciation würmienne, plus récente, ne lui a imposé que des phénomènes accessoires, témoignant d'une période froide.

L'âge relativement récent du bombement se traduit dans l'évolution des vallées qui l'entourent. Leurs reprises d'érosion et leurs rajeunissements, variables selon les endroits, ne dépassent guère l'altitude de 525 m, inférieure d'environ 175 m au sommet de la pénéplaine.

6° *La surélévation de La Gleize*. — Vers le Sud-Ouest, avant d'atteindre la cluse de Quarreux, les hauteurs des Fagnes subissent un épanouissement sensible. Les surfaces dépassant 525 m s'élargissent d'une façon remarquable; elles atteignent plus du double de leur largeur au Rosier. Comme à la Baraque Michel, l'axe de l'épanouissement est orienté vers le Nord-Ouest. Dans cette direction et vers 350 m d'altitude, il est encore sensible au carrefour de Hautregard (planchette de Louveigné). Au sommet, la pénéplaine est déformée et atteint la cote 563. Observable en surface et en hauteur, la surélévation est peu contestable. Elle l'est encore moins quand on descend vers le Sud-Est, vers le village de La Gleize et vers la dépression du Roannay.

On sait que cette dépression correspond au synclinal de Francorchamps, au sein duquel affleurent le Revinien et le Salmien. Vers l'altitude de 300 m, le village de La Gleize semble perché sur un palier et barrer la dépression. La carte géologique montre que le palier correspond à un anticlinal transversal qui fait affleurer le Revinien. On peut supposer que le Revinien étant plus résistant que le Salmien, le palier de La Gleize est dû à l'inégale résistance des roches; mais on peut supposer

aussi que le palier est dû à une remise en jeu de la structure tectonique; il serait dû surtout à une accentuation tardive de la surélévation transversale, les deux causes pouvant d'ailleurs se combiner.

Remarquons d'abord que la première hypothèse néglige complètement les indications fournies par les hauteurs des Fagnes, ce que l'on ne peut pas faire. D'ailleurs, est-on certain de ce que le Revinien soit beaucoup plus résistant que le Salmien, en dehors, bien entendu, de quelques bancs de quartzite et de quartzophyllades ? Au sein du massif cambrien de Stavelot on rencontre d'autres contacts Revinien/Salmien; ils sont très éloignés d'avoir atteint les conséquences morphologiques qu'on rencontre à La Gleize. Enfin, près du Moulin du Ruy, au sein de la dépression du Roanne, on passe du Salmien au Revinien sans influence morphologique sensible. On peut procéder à d'autres observations et elles forment un des aspects les plus curieux de la région de La Gleize.

7° *Une dépression « surélevée »*. — Le relief du palier lui-même doit être examiné sur place et dans le détail. Au Sud de l'Ecole et de l'Eglise, par « la coulée », on descend dans un profond sillon, orienté comme la dépression du Roannay et qui, de part en part, traverse le palier de La Gleize. Cela se passe en plein Revinien, ce qui montre que l'influence des roches n'a pas été déterminante. Le sillon est bordé au Sud par des surfaces qui descendent vers le Nord et, au Nord, par des surfaces descendant vers le Sud. On se trouve donc en présence de la surélévation du Roanne, mais d'une dépression « surélevée ».

L'opération s'est produite en deux phases : au début, le Roannay a eu raison de la surélévation. Le tout s'est borné à un rajeunissement du relief; tel est le sillon que nous observons en descendant par « la coulée ». Plus tard, la surélévation a été plus puissante que l'érosion et le tout a été surélevé.

Au Sud de l'Amblève, la surélévation a formé le mont de Brume.

La surélévation de La Gleize aurait complètement barré la dépression du Roannay si elle n'avait pas été cisailée par la jeune vallée de l'Amblève. De fait, il est peu d'endroits où les formes emboîtées s'observent mieux que dans les régions de La Gleize et de Stoumont. Une simple promenade sur le terrain suffit à la conviction.

On notera que la surélévation est mieux marquée dans la dépression du Roannay qu'au sommet des Fagnes. C'est qu'à

La Gleize, on se trouve en présence de formes exhumées; l'accentuation des formes remonte à des temps beaucoup plus anciens. Au sommet de la Fagne, on ne peut plus observer que des déformations postérieures à la pénéplanation.

8° *Déformations récentes.* — Comme toute la surélévation de l'Eifel, la région de La Gleize est une des plus séismiques du territoire belge. Comme dans la vallée de la Haine, on doit y rencontrer des indices morphologiques de déformations très récentes. Bornons-nous à signaler les cascates de la promenade Meyerbeer (Spa) et du Ninglinspo (Nonceveux). Signalons encore l'élargissement de la plaine alluviale de l'Amblève à la traversée de la dépression du Roannay (Ferme de Lavaux-Renard).

Post-scriptum.

Les planchettes hypsométriques qui ont servi de base à ce travail ont été déposées au Service Géologique de Belgique.

Second post-scriptum. — Le dépôt du présent travail a précédé de quelques jours la communication faite à Liège, à la Société géologique de Belgique, par M. P. BOURGUIGNON et intitulée : *Associations minéralogiques des limons et argiles des Hautes Fagnes*. Il s'agit d'une étude scrupuleuse de faits. Elle appelle l'attention et la réflexion de tous ceux qui s'intéressent aux problèmes de la Fagne.

BIBLIOGRAPHIE.

INSTITUT GÉOGRAPHIQUE MILITAIRE, Les planchettes de Louveigné, Spa, Sart-lez-Spa, Xhoffrais, Harzé, La Gleize, Stavelot, Malmédy. — LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA BELGIQUE. — Les dossiers du SERVICE GÉOLOGIQUE DE BELGIQUE.

1. CH. STEVENS, L'âge de la pénéplaine de la Haute-Ardenne (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. LXI, 1952, pp. 254-260, 2 fig.).
2. — Les surfaces topographiques emboîtées (*Bull. Soc. roy. belge de Géographie*, 1948, pp. 63-87, 6 fig.).

DISCUSSION.

A propos de la « Crête de la Vecquée » que M. C. Stevens a montrée comme très aplatie, M. P. de Béthune rappelle les crêtes appalachiennes qui se présentent de la même façon.

La tectonique
du flanc oriental du synclinorium de l'Itombwe (*),

par LEO PEETERS.

(Note préliminaire.)

C'est A. LHOEST ⁽¹⁾ qui attira l'attention sur l'existence dans l'Itombwe d'un synclinorium dont le conglomérat de base reposerait en discordance sur des formations plus anciennes. Cet auteur rangea le conglomérat de base et les couches qui le surmontent dans le U₁ du Système de l'Urundi; les formations sous-jacentes étaient classées dans le Système de la Ruzizi ⁽²⁾.

Plus tard, A. SAFIANNIKOFF ⁽³⁾ publia une carte géologique générale de la concession minière de la M.G.L.-Sud, sur laquelle figure ce synclinorium tel qu'il affleure dans cette concession.

Dans le cadre d'une étude de la stratigraphie des groupes de l'Urundi et de la Ruzizi au Kivu et au Ruanda-Urundi ⁽⁴⁾ nous avons établi plusieurs coupes à travers le synclinorium de l'Itombwe et vérifié la discordance qui existe entre les deux groupes.

La présente note décrit une coupe à travers le flanc oriental du synclinorium de l'Itombwe, sensiblement au Nord de l'itinéraire qui a servi de base à l'étude de A. LHOEST.

Elle fut tracée aux environs de Nya-Kasiba et suit la rivière Luzinzi jusqu'à l'escarpement de Kamaniola. Il apparaît que le

(*) Texte remis à la séance.

(1) LHOEST, A., Une coupe remarquable des couches de base de l'Urundi dans l'Itombwe (Congo belge) (*Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXIX, pp. B. 250-256, Liège, 1946).

(2) D'après la terminologie de la récente légende de la carte géologique (voir COMMISSION DE GÉOLOGIE DU MINISTÈRE DES COLONIES, *Carte géologique du Congo belge et du Ruanda-Urundi*, légende générale, 4^e édit., 1951) ces formations sont désignées par le mot « groupe » : groupe de la Ruzizi et groupe de l'Urundi.

(3) SAFIANNIKOFF, A., Les Systèmes de l'Urundi et de la Ruzizi, au Kivu, et les Intrusions granitiques (*Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXXIII, fasc. 2, pp. M. 87-97, Liège, 1950).

(4) Les résultats complets de cette étude en cours seront publiés en détail ultérieurement.

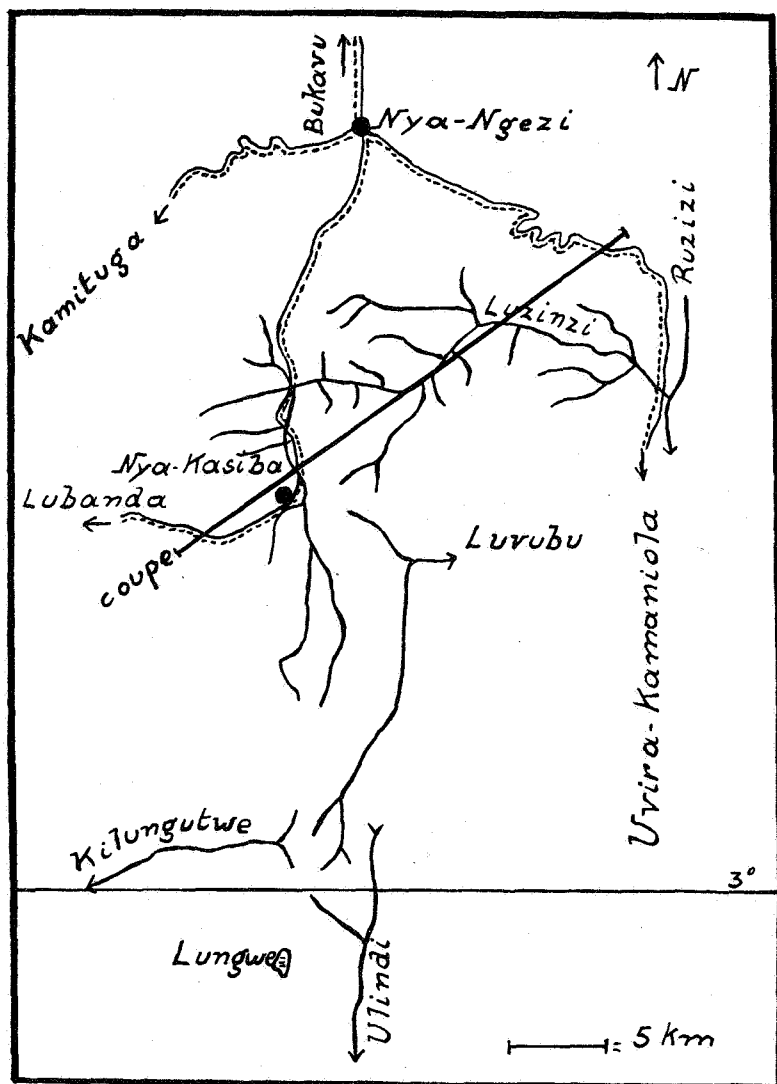


FIG. 1.

conglomérat de base, affleurant à l'Est de Nya-Kasiba, a un pendage vers l'Est, et en général il en est de même pour les couches qui surmontent le conglomérat. Immédiatement à l'Ouest de Nya-Kasiba on trouve le conglomérat supérieur

mylonitisé du groupe de l'Urundi ⁽⁵⁾ avec un pendage vers l'Ouest.

L'allure et la position relative de ces deux conglomérats ne peuvent s'expliquer que par une faille qui a fait disparaître en

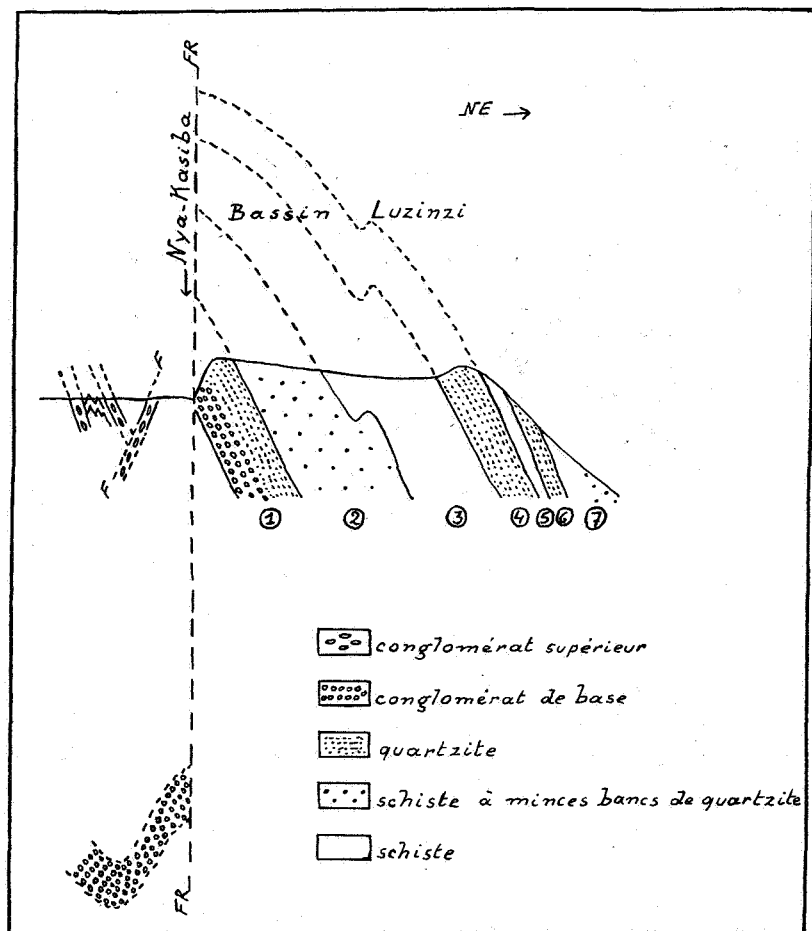


FIG. 2.

surface la plus grande partie du flanc oriental du synclinorium de l'Itombwe, y compris son conglomérat de base à pendage vers l'Ouest.

(5) PEETERS, L., Observations géomorphologiques et géologiques au Sud-Ouest de Costermansville (Kivu) (*Ann. Musée Roy. Congo Belge*, série in-8°, Sciences géol., vol. X, p. 56, Tervuren, 1952).

Ce contact anormal est schématisé à la figure 2.

A l'Ouest de la faille, le conglomérat supérieur mylonitisé dessine un synclinal, faillé lui aussi, puis se répète à cause d'une structure tectonique en écaillés. Ce synclinal est probablement le noyau central du synclinorium de l'Itombwe et l'on peut supposer que le style tectonique en écaillés résulte des mouvements du flanc oriental du synclinorium le long de la grande faille. Ce style diffère d'ailleurs totalement de l'allure relativement régulière des couches à l'Est de la faille.

Les couches à l'Est de la faille ont été soulevées par rapport à celles affleurant à l'Ouest. Le conglomérat de base à pendage vers l'Est représente — par rapport à celui décrit par A. LHOEST dans la région de l'Elila-Mudoko — le flanc oriental d'un anticlinal. Il en résulte que les couches à pendage vers l'Est du bassin de la Luzinzi inférieure — dont une partie affleure sur la route Nya-Ngezi-Uvira, au Nord de Kamaniola — appartiennent au Groupe de l'Urundi, puisque stratigraphiquement elles se trouvent au-dessus du conglomérat de base.

On y distingue la succession suivante :

7. Schistes passant à des quartzophyllades et à des schistes à nombreux bancs de quartzite de faible épaisseur.
6. Quartzites interrompus par un mince banc de schiste.
5. Schistes.
4. Quartzites.
3. Schistes.
2. Schistes, quartzophyllades et minces bancs irréguliers de quartzite.
1. Conglomérat de base passant à un quartzite.

Le degré de métamorphisme augmente progressivement vers l'Est (donc en même temps vers les régions les moins élevées de la coupe), et à partir de 5) la biotite devient fréquente.

La faille apparaît dans le relief, immédiatement au Nord de Nya-Kasiba, sur le versant droit de la Luzinzi. Nous avons retrouvé sa trace jusqu'au Sud du lac Lungwe, mais dans cette région elle ne semble pas avoir affecté le relief et son effet se borne à un contact anormal.

La direction de la faille est NNW. Comme d'après la carte de A. SAFIANIKOFF ainsi que d'après nos propres observations le conglomérat de base sur le flanc oriental du synclinorium est plutôt orienté NNE, au Nord du 3^e parallèle, ce conglomérat

est recoupé au Sud de Nya-Kasiba par cette faille et il disparaît à son tour. Dans ce cas les couches du synclinorium de l'Itombwe peuvent être mises en contact par faille avec les couches du Groupe de la Ruzizi, ces dernières représentant alors le noyau de l'anticlinal dont fait partie le banc de conglomérat de base à Nya-Kasiba. Dans la région de Luemba, où A. LHOEST a tracé sa coupe, la faille passerait sensiblement à l'Est de cette coupe dans les couches du Groupe de la Ruzizi.

Ce n'est donc que dans la partie méridionale de son flanc oriental que le synclinorium de l'Itombwe repose en discordance par un conglomérat de base sur le Groupe de la Ruzizi. Plus au Nord le contact est un contact anormal par faille.

Lwiro, août 1953.

Institut pour la Recherche Scientifique en Afrique Centrale
(I.R.S.A.C.),

Centre de Recherches du Kivu, Lwiro, Bukavu.

Érosion alvéolaire et « taffoni » du cap de Creus (Province de Gerona, Pyrénées orientales catalanes) et autres lieux (*),

par MARCEL-E. DENAEYER.

RÉSUMÉ. — *Après un exposé des principaux caractères de ces formes particulières d'érosion et des hypothèses émises à leur sujet, l'auteur relate les observations qu'il a faites sur la côte nord de la presqu'île du cap de Creus et, accessoirement, dans l'île d'Ibiza et en Angleterre. Il attire l'attention sur certaines analogies des caractères de l'érosion alvéolaire et des cupules d'érosion marine ainsi que sur leurs caractères distinctifs, à l'aide d'exemples pris en Écosse. En ce qui concerne l'érosion alvéolaire et les « taffoni » du cap de Creus, il conclut provisoirement qu'il s'agit d'une désagrégation mécanique des roches qui se poursuit actuellement et qui serait provoquée par la force de cristallisation du sel marin transporté par les embruns qui les ont imprégnées.*

ABSTRACT. — *After a survey of the chief features of these particular forms of erosion and of the hypothesis about their origin, the author*

(*) Texte remis au Secrétariat le 19 novembre 1953.

describes the facts he has noticed at the northern coast of the peninsula of Cape Creus and, accessorily, in the Island of Ibiza and in England. He lays stress on the analogy of some characteristics of the alveolar erosion and of the cupulas produced by marine erosion and, moreover, on their distinctive features, by means of some observations taken in Scotland. So far as the alveolar erosion and the « *taffoni* » of Cape Creus are concerned, he concludes temporarily that they are the results of the mechanical desagregation of rocks which is still noticed and which might be produced by the force of cristallisation of the marine salt carried by the mists which have soaked them.

RESUMEN. — Despues de haber expuesto los caracteres más salientes de estas formas especiales de la erosión y las opiniones de los geólogos sobre su origen, el autor da cuenta de sus propias observaciones en el sector marítimo norte de la península del cabo de Creus y, — accessoriamente —, en la isla de Ibiza y en Inglaterra. Llama la atención sobre ciertas analogías morfológicas de la erosión alveolar y de las cupulas debidas a la erosión marina así como también sobre los rasgos que las distinguen, tomando ejemplos en Escocia. En cuanto a la erosión alveolar y a los « *taffoni* » del cabo de Creus, concluye provisionalmente que se trata de una desagregación mecánica de las rocas que se verifica todavía en la actualidad y que parece debida a la fuerza de cristalización de la sal marina transportada con la niebla del mar que les empapa.

Lors de récentes séances de notre Société ⁽¹⁾, il a été incidemment question de *taffoni* et d'*érosion alvéolaire*. Ces objets étant rarement cités dans les traités et mal connus, il m'a semblé intéressant de résumer ce qu'on en sait et de faire part de quelques observations personnelles effectuées au cours d'excursions accomplies en 1936, 1952 et 1953 sur la côte septentrionale de la petite péninsule du cap de Creus (ultime chaînon des Pyrénées orientales catalanes) et — accessoirement — dans l'île d'Ibiza (Baléares) et le Dorset, en 1951, puis dans les Northern Highlands d'Écosse, en 1953.

Et cependant, le nombre et la qualité des mémoires consacrés à ces formes de l'érosion ne sont nullement négligeables. Il résulte de la lecture de ces mémoires qu'elles sont répandues un peu partout dans le monde, mais avec une prédominance marquée de l'érosion alvéolaire. On les rencontre sur les parois abruptes des rochers et des falaises, sous des climats variés, allant du semi-aride au froid. A peu près toute la gamme des roches peut en être affectée.

(1) Séance du 20 janvier 1953, *Bull.*, fasc. 1, pp. 31-33; séance du 2 juin 1953, *Bull.* fasc. 2 (conférence de l'abbé Bordet).

I. — CARACTÈRES GÉNÉRAUX DES ALVÉOLES ET DES TAFFONI.

En ce qui concerne leur taille, il existe tous les passages entre alvéoles et taffoni. On réserve le nom d'alvéoles à de petites cavités de quelques centimètres de diamètre et celui de taffoni aux grandes cavités de l'ordre de quelques décimètres à plusieurs mètres de diamètre.

Leur caractère commun est de présenter une surface interne courbe, rugueuse ou écailleuse, et des bords non débrutis.

1. Morphologie des alvéoles.

Les alvéoles sont généralement aussi larges que profonds; leur ouverture est arrondie à elliptique, voire allongée ou rectangulaire, suivant la nature ou la texture de la roche où ils sont creusés. Leur profil est, en plus réduit, le même que celui des taffoni dont il est question ci-après. Leurs bords sont toujours à angles vifs et *jamaïs émoussés*, sauf dans les cas possibles d'actions secondaires, aquatiques ou éoliennes.

La coalescence des alvéoles produit des cavités à contours irréguliers qui, en s'élargissant et en se creusant davantage, évoluent en taffoni. Par contre, elle découpe de fines dentelles de pierre dans les crêtes des roches stratifiées.

2. Morphologie des taffoni.

La forme la plus simple du taffone est celle d'une caverne ellipsoïdale ouverte, à plancher incliné vers l'aval et dont le toit se prolonge à l'avant par une crête dirigée vers le bas. La surface interne porte fréquemment une alvéolisation de second ordre (fig. 1, p. 202).

Très souvent, de la coalescence de deux ou plusieurs taffoni résultent des formes fantastiques à apparence de monstres et d'oiseaux et des pendeloques évoquant des gargouilles médiévales.

3. Influence de la nature des roches sur la forme et la distribution des alvéoles.

Dans les roches massives, — roches éruptives grenues, quartzites ou grès en gros bancs, — les alvéoles sont circulaires et distribués irrégulièrement. Quand ils existent en grand nombre,

ils donnent à ces roches un aspect d'éponge. C'est de préférence dans les roches massives que se creusent les grands taffoni.

Dans les roches finement litées ou stratifiées, les alvéoles s'alignent, tantôt suivant les strates, tantôt suivant le réseau des diaclases, selon que la première ou la seconde direction offre le moindre degré de résistance au creusement. Dans les schistes cristallins, gneiss ou micaschistes, les alvéoles sont franchement elliptiques.

Dans les schistes phylladeux, ils s'allongent en aréoles étroites. Enfin, dans les calcaires, ils donnent naissance à des espèces de vermiculures.

4. Localisation et orientation de l'érosion alvéolaire et des taffoni.

D'après les observations fragmentaires concernant leur distribution, les alvéoles et les taffoni semblent se localiser de préférence dans les zones littorales ou soumises à l'influence maritime, dans des zones qui sont ou qui furent périglaciaires et, enfin, — ce qui paraît contradictoire, — dans des zones actuellement semi-arides, mais qui auraient joui, dans le passé, d'un climat plus humide.

Deuxièmement, alvéoles et taffoni sont assez strictement localisés sur les parois abruptes des rochers, des falaises et des gorges, mais ils s'ouvrent aussi dans de grosses boules isolées de granite.

En revanche, ils n'offrent aucune orientation privilégiée par rapport aux vents dominants. On en connaît même dans des endroits complètement abrités.

5. Caractères négatifs.

Les roches alvéolaires ou creusées de taffoni n'offrent aucun symptôme d'altération chimique (B. POPOFF, 1937), d'origine atmosphérique ou due à la végétation, qui pourrait préparer leur modelé. Leur surface est parfaitement indemne d'algues, de lichens, etc. La déflation et l'action du vent en général comme agents d'érosion semblent également à exclure.

6. Dépôts.

Les seuls dépôts constatés dans les cavités sont des cristaux de sel ou des pellicules de carbonate de chaux.

Remarquons, en terminant ce paragraphe, que les caractères mentionnés ci-dessus sont ceux qui se présentent avec un maximum de fréquence. Les auteurs ne les ont pas toujours observés conjointement; ceci explique, en partie, les divergences qui se sont manifestées dans les opinions émises quant à la genèse des alvéoles et des taffoni, comme on va le voir.

II. — HYPOTHÈSES.

Je ne puis citer ici, par le menu, les explications souvent très nuancées proposées par tous les auteurs qui ont décrit la corrosion alvéolaire et les taffoni. Je me bornerai à mentionner les hypothèses de ceux qui ont le plus sérieusement étudié la question.

K. FUTTERER (1897, 1899) attribue l'érosion alvéolaire du Château d'Heidelberg à la corrasion.

J. WALTHER (1900) fait intervenir dans la formation des alvéoles une désagrégation chimique des roches qui se poursuit à l'abri d'une écorce protectrice. Ce phénomène qu'il a observé dans les déserts égyptiens serait dû au transport, vers la surface, de fer et de manganèse à l'état de chlorures, ainsi que d'acide phosphorique, grâce à l'exsudation et à l'évaporation de l'eau d'imbibition. Sous l'action des rayons solaires, les chlorures se transforment en oxydes bruns ou noirs qui constituent alors le fameux « vernis du désert ».

E. HAUG (1907) a repris cette thèse en citant l'exemple des Grès vosgiens des ruines de Falkenstein, près de Niederbronn (Alsace).

D'après lui, « c'est immédiatement derrière (l'écorce protectrice) que la roche s'effrite. Dès que l'écorce offre des lacunes, les produits de désagrégation se répandent au dehors et une cavité prend naissance derrière elle ».

Cependant, L. CAYEUX (1911), dans sa description de l'île de Délos, écarte déjà résolument les facteurs érosion éolienne et altération chimique et attribue le phénomène à une cause physique. Il note qu'il se produit dans la zone des embruns transportés par le vent et remarque la présence de cristaux de sel à l'intérieur des cavités.

L. LUTAUD (1925) précise qu'aux îles du Levant les cavités se développent non pas face au vent le plus violent (mistral), mais face aux vents humides de la mer.

K. BRYAN (1928) les étudie sur les grès crétacés du Chaco Canyon en climat semi-aride, où règnent de grandes variations saisonnières et journalières de température et des pluies rares mais violentes. Il remarque, notamment, que la partie profonde des cavités est le plus souvent humide ou, sinon, tapissée de cristaux de sel et de taches de carbonate de chaux. Il écarte, lui aussi, l'action du vent. A son avis, la désagrégation des grès et la formation des cavités sont dues à la cristallisation des sels dissous par l'eau de pluie qui a pénétré dans la roche.

J. BOURCART (1930), à propos de la Corse, a présenté une excellente mise au point de la question des taffoni et de l'érosion alvéolaire et je lui ai emprunté une bonne partie de la matière du paragraphe précédent. Ses propres observations en Ahaggar et en Corse le conduisent à exclure l'action de la déflation, de l'impact de la pluie et des embruns, tout au moins en ce qui intéresse la Corse et les gorges profondes. Mais il admet l'action des chlorures dissous dans l'eau d'imbibition provenant des précipitations atmosphériques ou, à son défaut, de la rosée, dans les régions semi-arides. Il assigne aussi un rôle à la croûte protectrice dans les parties insolées des taffoni. Par contre, il pense que la portion de l'eau qui gagne par gravité le bas d'un bloc isolé, c'est-à-dire des parties à l'abri du soleil, les maintient humides. Aucune croûte ne pouvant s'y produire, rien ne s'oppose à la disjonction des grains et le creusement commence par le bas. A cet égard, il croit qu'en région semi-aride (Sahara), les taffoni sont des témoins d'actions exercées sous un climat plus humide que le climat actuel.

On ne saurait trop louer la prudence de BOURCART quand il conclut, cependant, que « les explications déductives sont toujours extrêmement dangereuses, car elles ne tiennent, par exemple, aucun compte des phénomènes de convergence ».

B. POPOFF, en collaboration avec J. KVELBERG (1937), a consacré une longue étude très fouillée aux taffoni, ceux de Corse principalement. Il s'agirait d'un phénomène purement mécanique. POPOFF exclut même l'action de l'eau et nie qu'une croûte protectrice ait pu jouer un rôle quelconque; la formation d'une croûte lui paraît d'ailleurs d'une interprétation difficile. D'après lui, le processus mécanique agirait de l'extérieur vers l'intérieur et de bas en haut en prenant pour point de départ une cavité préexistante. Il progresserait par l'écaillage progressif de la cavité, écaillage provoqué par des variations de volume répétées engendrant des tensions. Considérant le climat actuel

de la Corse, il conclut que la seule cause possible est de nature thermique; il envisage des montées d'air chaud venant déplacer l'air plus froid de la cavité ombragée du taffone.

Enfin, très récemment, A. CAILLEUX (1953), dans une courte Note, a mis l'accent sur la localisation des taffoni et de l'érosion alvéolaire dans des régions aujourd'hui tempérées mais jadis périglaciaires, ainsi que sur les rivages marins exposés aux embruns sous des climats très divers.

Son interprétation est que ces localisations admettraient un processus commun, — celui de la cristallisation dans les pores de la roche d'une matière étrangère apportée par voie atmosphérique, soit la *glace* dans les régions périglaciaires et le *sel* des embruns dans les régions littorales.

*
* *

En résumé, les explications avancées par les auteurs cités ci-dessus se ramènent à l'intervention d'un des processus fondamentaux suivants :

1° action des chlorures en solution dans l'eau d'imbibition transportée par exsudation ou par les embruns ou par la rosée (WALTHER, HAUG, CAYEUX, BRYAN, BOURCART, CAILLEUX *pro parte*);

2° désagrégation purement mécanique due à des causes thermiques (POPOFF);

3° congélation de l'eau d'imbibition (CAILLEUX).

Chose curieuse, aucun des auteurs des thèses 1 et 3 n'a su ou n'a voulu exprimer clairement qu'il s'agit en somme d'un phénomène mécanique de disjonction des grains de la roche provoqué par la *force de cristallisation* du sel marin, des chlorures ou de la glace. En ce qui concerne l'action de cette dernière, il s'agirait simplement d'un cas de gélivité dont les effets sont bien connus.

Il faut reconnaître qu'aucune de ces hypothèses, fort plausibles par ailleurs, ne donne une explication satisfaisante de la *forme* si particulière des alvéoles et des taffoni. Si l'on y réfléchit bien, cette forme est en quelque sorte le *négatif* de la mise en boule des roches massives (granites, basaltes) dans

laquelle les altérations chimiques dues aux agents atmosphériques jouent un rôle prépondérant. Ceci ne semble réellement pas le cas des alvéoles et des taffoni.

Une deuxième critique me paraît également sérieuse : pour étayer leurs hypothèses, J. BOURCART et A. CAILLEUX, notamment, supposent que l'alvéolisation et le creusement des taffoni des régions semi-arides et à l'abri des embruns se seraient effectués à la faveur d'anciens climats plus humides (Ahaggar) ou plus froids (Corse). Ils devraient démontrer que le creusement ne se poursuit plus sous le climat actuel, ce qui ne me paraît pas du tout certain. Ils ne font, en somme, que déplacer le problème.

III. — OBSERVATIONS FAITES AU CAP DE CREUS (fig. 1).

Mes premières observations datent d'août 1936, au début de la guerre civile d'Espagne. Les circonstances ne me permirent pas alors de les étendre. Mais, en 1952 et 1953, l'exploration géologique d'une grande partie de la péninsule du cap de Creus m'a livré quelques observations nouvelles sans que j'aie eu toutefois l'opportunité de les pousser dans le détail. Aussi me garderai-je bien de tirer des conclusions fermes de celles-ci.

L'érosion alvéolaire et les taffoni sont strictement localisés à la bordure côtière de la péninsule, dont les falaises sauvages et tourmentées (« Costa brava ») s'élèvent, d'un jet, à l'altitude de 150 m et plus, et se développent en direction générale N 60° W entre Port de la Selva et le cap de Creus. La tramontane y souffle parfois avec violence. Impressionné par cette conjoncture, l'Abbé J. R. BATALER (1950) rend ce vent entièrement responsable des aspects déchiquetés des roches de la « Costa brava ». Il en figure quelques-uns (pp. 7 et 8), sans autre commentaire, dans un opuscule rédigé en catalan ⁽²⁾.

Les falaises de la « Costa brava » sont constituées par des schistes cristallins paléozoïques fortement tectonisés (gneiss, quartzites métamorphiques et micaschistes) qui encadrent une

(2) Dans cet opuscule, l'auteur s'étend principalement sur les aspects pittoresques de l'érosion, — considérée par lui comme éolienne, — des grès rouges triasiques, des dolomies jurassiques et crétacées et des molasses miocènes des provinces de Tarragona et de Lérida.

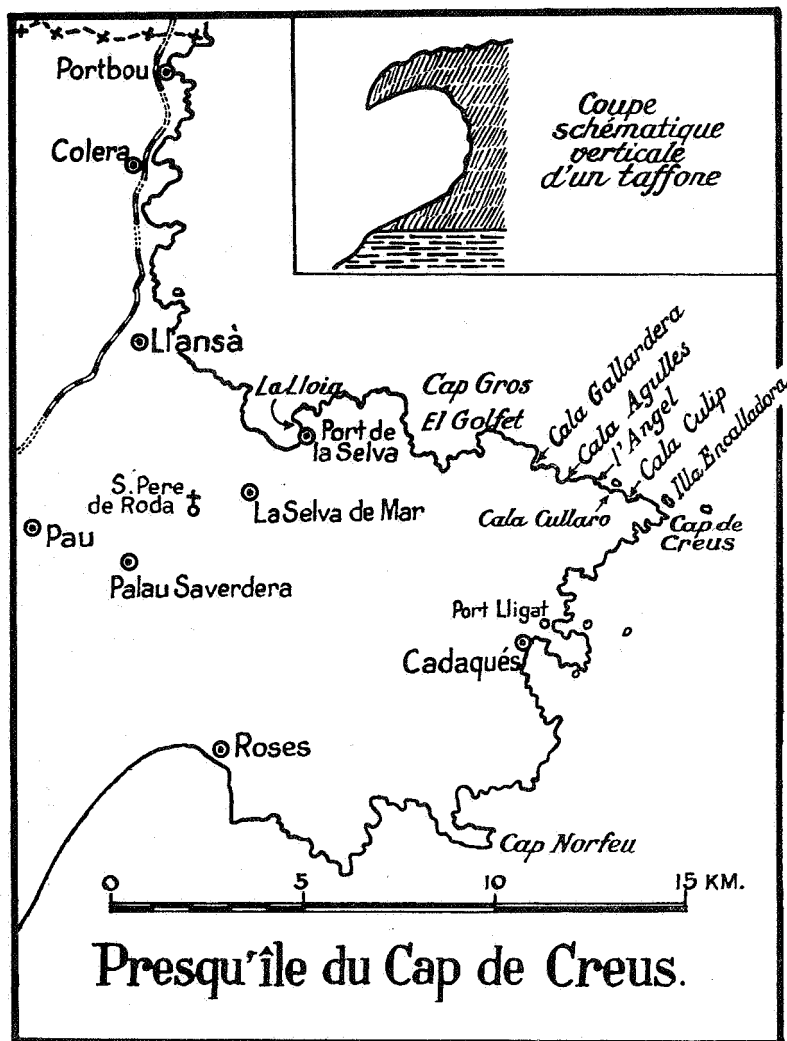


FIG. 1.

multitude de filons en chapelet formés d'une pegmatite tourmalinifère, interstratifiée et syncinématique. Les « grains » de ces énormes chapelets sont plus ou moins isolés et séparés par des trainées de pegmatite laminée et étirée. Ces trainées déterminent de longues coulières, tandis que les « grains » forment des reliefs vigoureux et simulent, à distance, de gros massifs d'une blancheur éclatante sur le fond sombre des schistes à biotite.

C'est dans ces blocs de pegmatite massive qu'on peut observer de très nombreux taffoni à tous les stades de leur évolution, tandis que l'érosion alvéolaire se localise de préférence dans le matériel stratifié, diaclasé et plus tendre des schistes cristallins.

A. — L'ÉROSION ALVÉOLAIRE.

1. Port de la Selva est un port de pêche situé dans un golfe de la « Costa brava » (fig. 1). Au Nord de l'agglomération, un petit promontoire de gneiss dénommé « la Lloia », actuellement prolongé par une jetée, protège les embarcations du vent du large et des tempêtes. En 1936, la paroi de ce promontoire faisant face au Sud, donc à l'abri de l'impact des vagues, du vent et des embruns, présentait l'aspect que l'on voit sur la *figure 2*. La stratification, soulignée par un filon d'aplite, est orientée NW, avec pendage SW, et un réseau de diaclases la recoupe en direction NE.

Les alvéoles taraudant cette paroi ont une tendance à s'allonger suivant la stratification (centre de la figure). Ils sont limités latéralement par des diaclases. Là où celles-ci sont très serrées, les alvéoles s'allongent verticalement. La plupart de ces alvéoles ont leur plancher incliné vers le bas.

On remarquera que les alvéoles sont érodés avec destruction de leur plancher transverse (à gauche), puis disparaissent dans le bas de la falaise, c'est-à-dire dans la zone du ressac. Cette observation, à elle seule, permet d'écarter, dans le cas présent, l'hypothèse d'une érosion alvéolaire due à l'action de la mer.

La *figure 3* est la photographie d'un échantillon alvéolisé (U.B.-L.-Dn. 52.251) du même gneiss que ci-dessus, mais prélevé cette fois au Nord de la Lloia, sur la falaise qui regarde l'WNW, face à la mer et aux embruns. Rien ne distingue les alvéoles produits dans les conditions d'une exposition aussi différente que la précédente.

2. L'alvéolisation n'est pas obligatoirement dirigée par la schistosité ou la stratification ou les réseaux de diaclases des roches. Elle peut aussi bien s'effectuer à partir de la surface d'un banc ou d'une strate et progresser normalement à cette surface. Témoin la *figure 4*, photographie d'un banc de mica-schiste situé en un point de la côte orientale de la péninsule entre le cap de Creus et Cadaqués. Les alvéoles y sont plus réguliers et plus arrondis, sauf quand ils viennent à s'unir. De plus, la photo montre que tout un lambeau du banc surincombant a dû se détacher *assez récemment*, comme en témoignent les angles vifs que les plans des diaclases directrices font avec les plans de stratification. Cette observation semble indiquer que *la formation des alvéoles est un phénomène d'érosion actuel et rapide*.

La *figure 5* est celle d'un bloc de quartzite très micacé (U.B.-L.-Dn. 53.108) prélevé à la « Cala de l'Angel » (crique de l'Ange) et détaché d'une petite falaise éloignée de la mer d'une centaine de mètres. On y voit des alvéoles normaux à la schistosité et à ouverture rectangulaire. La forme de cette ouverture semble résulter de l'existence d'un longrain et d'un réseau de fines diaclases orthogonaux entre eux et à la schistosité. Sur les faces latérales, les alvéoles, orientés par la schistosité, sont étroits et allongés.

3. Les *figures 6 et 7* montrent des aspects typiques de l'alvéolisation d'une crête de micaschistes, entre la cala de l'Angel et la cala de Agulles. Son allure dentelliforme semble également due à une désagrégation rapide et actuelle de la roche. Des taffoni, grands et petits, sont creusés au flanc de cette crête. On voit ainsi qu'il existe réellement un passage progressif des alvéoles aux taffoni. Les cavités sont généralement bien nettoyées et les débris de roche peu nombreux, à leur pied. Il semble évident que si le vent n'a pas eu l'action abrasive que d'aucuns lui attribuent, il a certainement été un des facteurs de l'*ablation* des débris, les autres étant la gravité et le ruissellement.

B. — LES TAFFONI.

Les taffoni de grande taille sont presque tous localisés dans les pegmatites. Néanmoins, toutes les figures commentées ci-après montrent une alvéolisation primaire ou secondaire de la pegmatite.

1. La *figure 8* est celle d'un taffone rectangulaire de forme peu classique, d'assez grande taille et d'une seule venue, de la cala Gallardera. Son développement s'est arrêté, à droite, le long d'une diaclase, tandis qu'il se poursuit à gauche. De grands alvéoles s'ouvrent au-dessus de la corniche horizontale en surplomb. A l'arrière-plan on voit un grand taffone démantelé et, à gauche, une pendeloque en forme d'oiseau.

2. La *figure 9* montre un taffone complexe, creusé dans une masse de pegmatite qui repose en concordance sur des quartzites noirs très micacés. Ceux-ci forment le pilier qui soutient l'extrémité en porte-à-faux de la pegmatite. Le taffone de droite est le produit de la coalescence de deux taffoni encore séparés par une nervure verticale. Celle-ci est épaissie sous la diaclase subhorizontale qui traverse le taffone par le milieu. Cette diaclase a dû elle-même séparer primitivement deux taffoni supérieurs et deux inférieurs; les deux de droite sont encore distincts grâce à la persistance d'un segment de nervure.

La même diaclase a joué un rôle directeur dans la répartition en deux étages des grands alvéoles du petit taffone complexe de gauche. Celui-ci montre, en réduction et à un stade moins évolué, l'aspect qu'a dû présenter son voisin à un moment donné.

Une petite gargouille complète le pittoresque de l'ensemble.

Remarquer l'alvéolisation du quartzite micacé dirigée simultanément par la schistosité et un système de diaclases orthogonales.

3. Les *figures 10, 11* (promontoire du cap de Creus) et *12* (entre cala Culip et cala Cullaró) constituent de nouveaux exemples des effets pittoresques et fantastiques — monstres, gargouilles, oiseaux, etc. — qui résultent de la coalescence des taffoni dans les pegmatites.

Ces figures et la précédente se prêtent bien à l'observation du fait (déjà constaté par J. BOURCART, 1930) que le niveau de base des taffoni est une surface de discontinuité, plus ou moins horizontale, qui, ici, est le contact pegmatite-schiste. Ailleurs, ce sera une diaclase (*fig. 9*) ou une faille ou toute autre discontinuité lithologique.

C. — CONCLUSIONS PROVISOIRES.

Si nous passons en revue les hypothèses fondamentales qui ont été suggérées pour expliquer l'érosion alvéolaire et les taffoni, nous sommes obligé de nous rallier jusqu'à plus ample informé à l'opinion des auteurs qui écartent l'action éolienne, la déflation et l'altération chimique, atmosphérique ou biologique.

Les roches de la « Costa brava » sont parfaitement saines, sans dépôts notables dans les cavités. Le vent ne peut en aucune façon transporter d'importantes quantités de sable, car il n'y a guère de dépôts de plage que dans quelques petites criques et, de plus, les caractères typiques de l'érosion éolienne décrits par A. CAILLEUX (1942) font absolument défaut. Alvéoles et taffoni sont à bords vifs, jamais émoussés et, de plus, semblent sans aucune relation directe avec l'orientation des vents dominants. Au contraire, leur distribution paraît, à première vue, complètement capricieuse. Tout au plus peut-on accorder au vent une action d'ablation, de nettoyage.

En ce qui concerne la « Costa brava », j'écarterai aussi l'explication thermique de B. POPOFF (1937), suivant laquelle des courants ascendants d'air chaud, déplaçant l'air plus froid des cavités ombragées, provoqueraient leur écaillage et leur creusement. Cette hypothèse me paraît difficile à envisager ici; le climat maritime ne s'y prête pas. Durant mes séjours à la « Costa brava », je n'ai jamais constaté de grandes variations de température, ni de bouffées d'air chaud pendant mes escalades des falaises.

En considérant, bien entendu, que l'alvéolisation est un phénomène qui se poursuit actuellement, comme cela me semble suggéré par mes observations, — et non à rejeter dans une période passée plus froide ou plus humide, — il faut évidemment écarter aussi l'action mécanique du gel, sous ce climat.

Reste alors l'action des embruns transporteurs de sel marin et la force de cristallisation de celui-ci dans les pores des roches. De fait, j'ai très souvent constaté de légers dépôts de sel jusqu'au sommet des falaises de la « Costa brava », particulièrement dans les creux où l'eau de ruissellement qui a lavé crêtes et falaises peut s'accumuler et s'évaporer.

Si je n'ai pas dit un mot des croûtes et écailles dont plusieurs auteurs font état, c'est que je n'en ai vu nulle part ou — du

moins — qu'elles n'ont pas attiré spécialement mon attention à cause, soit de leur absence, soit de leur rareté.

Je reconnais que ces considérations n'éclairent pas davantage le problème que les travaux des auteurs qui m'ont précédé, sauf à dire qu'en procédant par élimination, on est ramené à considérer en première ligne l'action des embruns salés.

Pour déchiffrer plus avant ce phénomène encore passablement mystérieux, il y faudrait consacrer des observations patientes et prolongées, avoir le loisir de camper sur le terrain par tous les temps et toutes les saisons et s'attacher à l'étude des microclimats en de nombreux points de la côte.

IV. — OBSERVATIONS DANS L'ILE D'IBIZA (BALÉARES) ET SUR LA CÔTE DU DORSET (ANGLETERRE).

Afin de ne pas disperser ma documentation, je crois intéressant de verser à ce dossier quelques photographies prises en 1951 en deux points très éloignés l'un de l'autre et intéressant des roches d'une nature très différente de celles du cap de Creus.

1. La côte orientale de l'île d'Ibiza est découpée dans les calcaires infracrétacés. La « Punta Arabi », située à quelques kilomètres au Nord de Santa Eulalia del Río, est formée de rochers très pittoresques dans lesquels on peut encore reconnaître des traces de taffoni très démantelés et d'érosion alvéolaire.

La *figure 13* représente le rocher appelé « Iglesia vieja » (« la vieille Église »). On reconnaît, sur le cou et sur la poitrine de la figure à la fois humaine et bestiale évoquée par ce rocher, des surfaces concaves coalescentes qui ne semblent pas pouvoir être attribuées entièrement à l'érosion marine actuelle dans une mer sans marées. Toutefois, l'érosion chimique (décalcification) peut avoir joué un rôle important dans le modelé.

La *figure 14*, prise à quelques dizaines de mètres de la précédente, montre une superbe « gargouille » et une érosion alvéolaire intense quoique assez effacée par l'érosion chimique.

2. Sur les falaises permo-triasiques du Dorset, on peut observer quelques beaux exemples d'alvéolisation. La *figure 15* montre la falaise de Budleigh où est exposé le contact des

marnes rouges permienes, à la base, et du poudingue triasique (Pebble Beds) surmonté des grès rouges du Keuper. Ces derniers sont creusés de larges alvéoles évoluant vers des taffoni typiques. La déflation ne peut avoir joué un rôle sur cette côte essentiellement formée de dépôts de gros galets durs provenant du démantèlement du poudingue.

V. — ANALOGIES ET DIFFÉRENCES.

Au cours d'une récente excursion en Écosse (1953), notre confrère J. DE ROUBAIX et moi avons observé, à Durness et à Saint-Andrews, de nombreux exemples d'érosion alvéolaire d'origine marine incontestable. Celle-ci est largement développée mais localisée entre les limites de balancement des marées. J'ai été frappé par des ressemblances morphologiques de certains alvéoles avec ceux qui sont associés aux taffoni.

A côté d'alvéoles sphériques, on en observe quelques-uns à profil dissymétrique, avec leur plancher et parfois leur toit inclinés vers le bas, du moins lorsqu'ils agrémentent les parois abruptes des récifs et des falaises. Sur les surfaces subhorizontales, les alvéoles évoluent normalement en marmites de géant garnies de galets et de sable.

A la différence des alvéoles dus aux seuls embruns (ou à des causes similaires : exsudation, rosée, gel), les alvéoles d'origine marine sont très évasés, plus larges que profonds et leurs bords sont toujours très émoussés. Leur surface lisse et terne.

Toutefois, les alvéoles de Sango Bay, à Durness, sont éolisés secondairement et présentent l'aspect typique, piqueté et luisant, décrit par A. CAILLEUX (1942). Cette éolisation est d'ailleurs toute locale, car non loin de là, à Balnakeil Bay, les alvéoles sont ternes et dépourvus de piquetage. Cet exemple montre l'intérêt de l'étude des microclimats.

La *figure 16* se rapporte à Sango Bay : paroi verticale d'un récif éolisé de calcaire lewisien (?) avec quelques alvéoles naissants à plancher incliné vers le bas.

La *figure 17* montre l'alvéolisation d'une surface horizontale du même calcaire avec, au centre, une marmite pourvue d'un gros galet.

La *figure 18* montre l'érosion d'un calcaire ordovicien à silixites de Balnakeil Bay. Plusieurs alvéoles ont un plancher très incliné.

Enfin, la *figure 19* est relative à un récif de « Calciferous sandstone » (Carbonifère supérieur) près de Saint-Andrews (Fifeshire), flanc Est du synclinal de Craigduff. A ses pieds, on voit un banc de l'« Encrinite Bed » à cone-in-cone. Ce récif est couvert d'alvéoles à plancher très incliné et parfois avec un toit très en surplomb, mais ces alvéoles sont très peu profonds et leurs bords sont très émoussés.

La conclusion à tirer de ces observations est qu'il faut y regarder de très près avant d'attribuer l'alvéolisation d'une roche à une cause déterminée.

NOTE ADDITIONNELLE.

Pendant l'impression de cette Note, a paru une intéressante communication de M. PIERRE BIROT sur la « Désintégration des roches cristallines sous l'action des sels » (*C.R.Ac.Sc.*, Paris, 1953, t. 237, n° 25, séance du 21 décembre, p. 1739). L'auteur y démontre expérimentalement la validité de l'hypothèse de la désagrégation mécanique des roches « sous l'action de cristaux salins en voie de croissance ».

Il conclut de ses expériences que la « cause première de la rupture est physique » et constate qu'« il existe toujours une limite bien tranchée entre la roche désagrégée et la roche saine ».

BIBLIOGRAPHIE RESTREINTE.

- FUTTERER, K., 1897. Ein Beispiel für Winderosion am Heidelberg Schloss (*Mitt. Gross. Bad. Geol. Landesamt*, III, pp: 473-496).
- 1899. Über Windkorrosion am Heidelberg Schlossturm (*Ibid.*, III, pp. 471-495).
- WALTHER, J., 1900. Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit [1^{re} éd. (voir aussi 4^e éd., 1924, Leipzig-Berlin)].
- HAUG, E., 1907. Traité de Géologie (t. I, pp. 374 et 378, pl. XXXVIII, Paris).
- LUTAUD, L., 1925. Étude tectonique et morphologique de la Provence cristalline (*Rev. Géogr.*, t. XII, Paris).
- BRYAN, K., 1928. Niches and other Cavities in Sandstones at Chaco Canyon N. M. (*Zeitschr. für Geomorph.*, III, 3, pp. 125-140, Leipzig).
- BOURCART, J., 1930. Le problème des « taffoni » de Corse et l'érosion alvéolaire (*Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam.*, III, 1, pp. 5-15, pl. I, Paris).
- POPOFF, B. et KVELBERG, I., 1937. Die Tafoni (*sic*) Verwitterungserscheinung (*Acta Univ. Latviensis*, Kim. Fak., Ser. IV, 6, pp. 129-368, 16 pl., Riga).

CAILLEUX, A., 1942. Les actions éoliennes périglaciaires (*Mém. Soc. Géol. de France*, n° 46, pp. 1-76, 5 pl., Paris).

BATALLER, J. R., 1950. *Geología cara al vent* (19 p., Barcelona).

CAILLEUX, A., 1953. Taffonis (*sic*) et érosion alvéolaire (*Cahiers géol. de Thoiry*, XVI-XVII, pp. 130-133).

Laboratoire de Minéralogie,
Université de Bruxelles.

DISCUSSION.

M. C. Camerman a examiné des taffoni en Corse et en donne une description sommaire. On les observe, dit-t-il, à partir de la côte jusqu'à une vingtaine de kilomètres dans l'intérieur. Comme il s'agit généralement de cavités avec un orifice à la partie inférieure, il faut exclure la corrosion.

M. M.-E. Denaeyer voit dans les particularités qu'il a décrites un argument en faveur de l'origine récente des taffoni, tandis que M. G. Mortelmans penche vers une origine glaciaire et fait un rapprochement avec certains abris sous roche utilisés par l'homme préhistorique.

EXPLICATION DES FIGURES DE LA PLANCHE

- FIG. 2. — Érosion alvéolaire dirigée par la stratification et les diaclases du gneiss fibreux de « La Lloia ». Port de la Selva.
Cliché Denaeyer, 1936.
- FIG. 3. — Alvéoles dirigés par le litage du même gneiss. Falaises au Nord de Port de la Selva. Dn 52/251. Réduction 6/10.
Cliché Denaeyer, 1954.
- FIG. 4. — Érosion alvéolaire progressant normalement au clivage schisteux d'un micaschiste. Falaise entre le cap de Creus et Cadaqués.
Cliché San Miguel Arribas, 1952.
- FIG. 5. — Alvéoles normaux au clivage schisteux d'un quartzite très micacé; ouvertures rectangulaires limitées par des diaclases (horizontales) et le longrain (vertical). Dn 53/108, UB-L 3952. Falaise de la cala de l'Angel.
Cliché Denaeyer, 1954.
- FIG. 6 et 7. — Érosion alvéolaire dentelliforme et « taffoni » dans une crête de micaschiste. Entre la cala de l'Angel et la cala de Agulles. Au pied de la crête (fig. 6) : filon d'aplite, synclématique.
Clichés Denaeyer, 1953.
- FIG. 8. — « Taffone » à ouverture rectangulaire, dans pegmatite. Cala Gallardera.
Cliché Denaeyer, 1953.
- FIG. 9. — « Taffone » complexe dans pegmatite, reposant en concordance sur des quartzites micacés.
Cliché Ed. de Roubaix, 1953.
- FIG. 10 et 11. — « Taffoni » coalescents à formes fantastiques, dans pegmatite. Falaises du cap de Creus.
Clichés San Miguel Arribas, 1952.
- FIG. 12. — Idem. Entre cala Culip et cala Cullaró.
Cliché Ed. de Roubaix, 1953.
- FIG. 13. — Promontoire (« Iglesia Viega ») dans calcaires infracrétacés, avec traces d'anciens « taffoni ». Punta Arabi, au Nord de Santa Eulalia del Rio. Ile d'Ibiza (Baléares).
Cliché Denaeyer, 1951.
- FIG. 14. — Gargouille dans les mêmes calcaires infracrétacés de la Punta Arabi.
Cliché Denaeyer, 1951.
- FIG. 15. — Érosion alvéolaire et petits « taffoni » dans les grès rouges du Keuper. Falaise de Budleigh (Dorset).
Cliché J. de Roubaix, 1951.
- FIG. 16. — Alvéoles d'érosion marine, éolisés secondairement, avec plancher incliné, sur récif de calcaire lewisien (?). Sango Bay, Durness (Écosse).
Cliché J. de Roubaix, 1953.
- FIG. 17. — Alvéoles et marmite d'érosion marine sur surface horizontale du calcaire lewisien (?). Même endroit. *Cliché Denaeyer, 1953.*
- FIG. 18. — Alvéoles d'érosion marine à plancher incliné, sur récif de calcaire ordovicien à silexites. Balnakeil Bay, Durness (Écosse).
Cliché J. de Roubaix, 1953.
- FIG. 19. — Alvéoles d'érosion marine à plancher très incliné sur récif de « Calciferous Sandstone » (Carbonifère). Au pied du récif : l'« Encrinite Bed ». Flanc est du synclinal de Craigduff, près de St. Andrews (Fifeshire, Écosse). *Cliché Denaeyer, 1953*
-

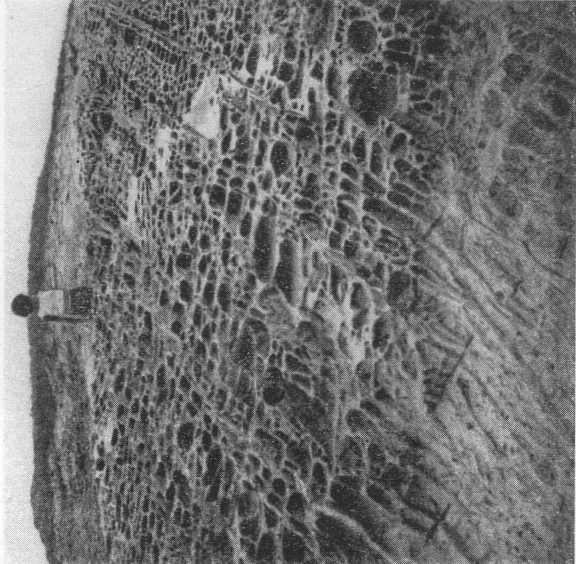


Fig. 2.

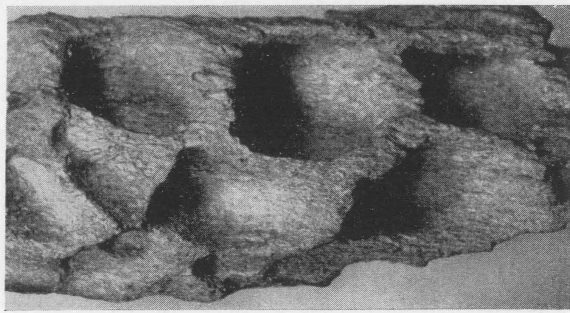


Fig. 3.

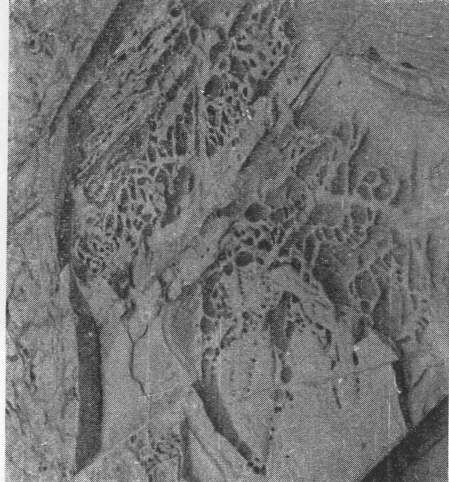


Fig. 4.

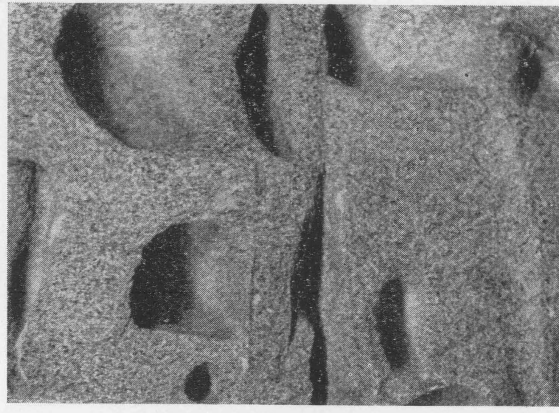


Fig. 5.

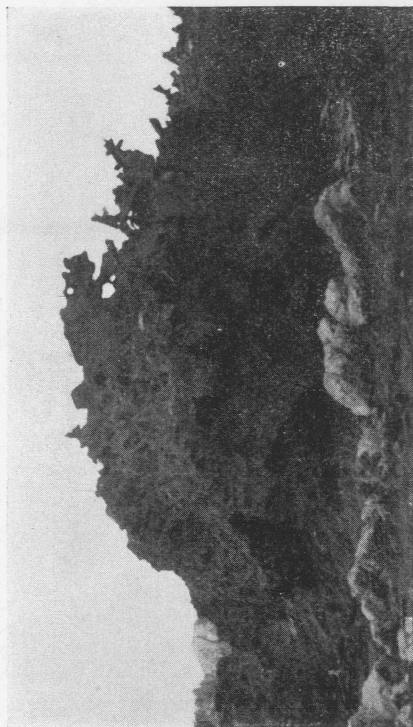


Fig. 6.

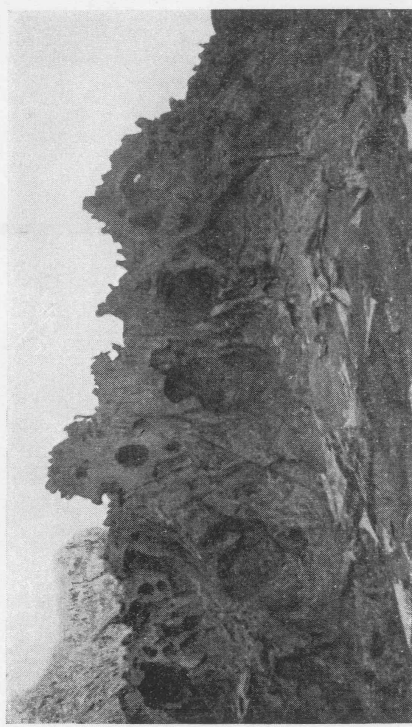


Fig. 7.

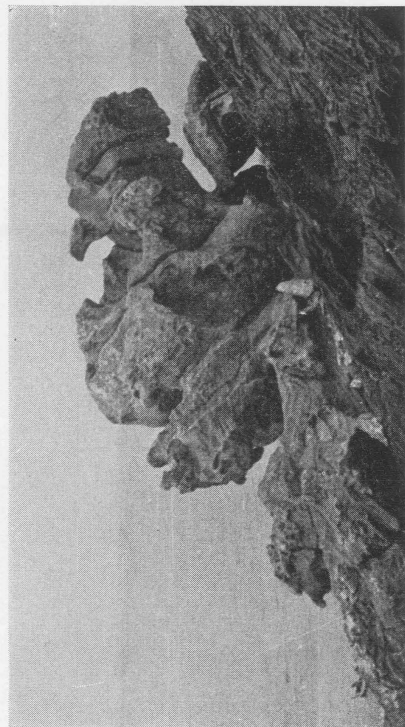


Fig. 11.

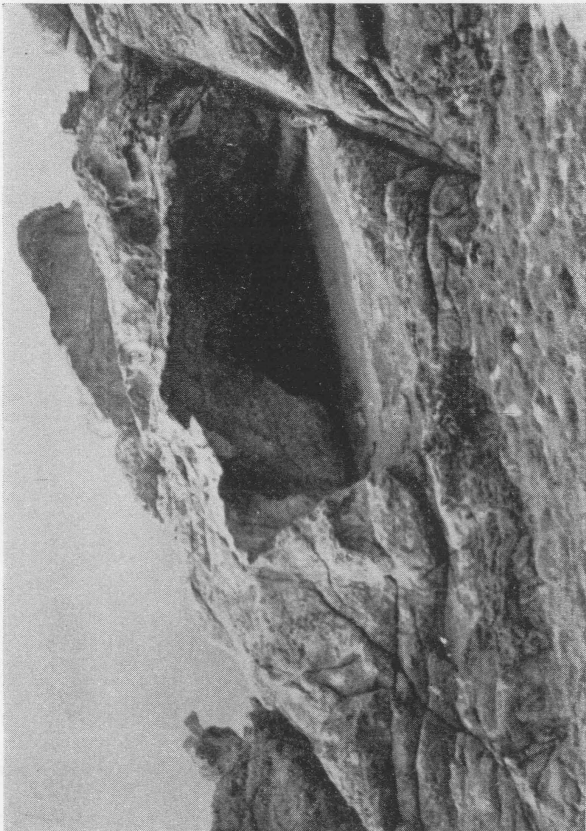


Fig. 8.

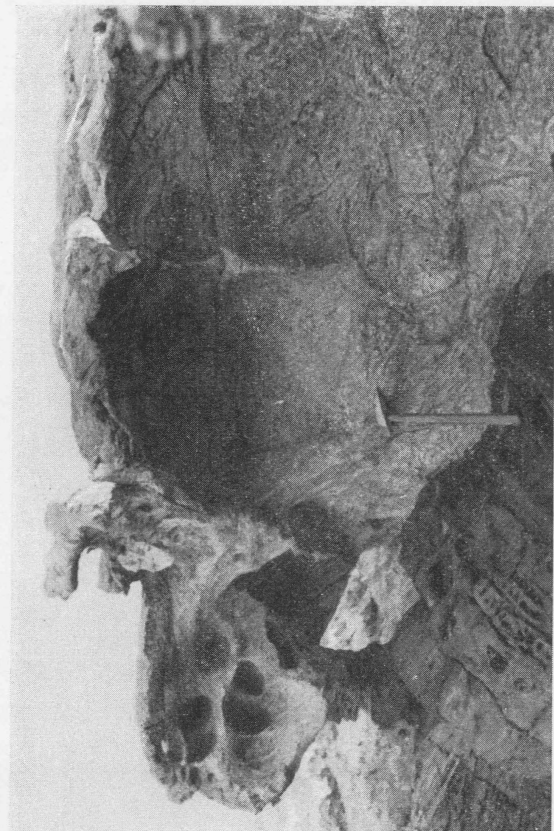


Fig. 9.

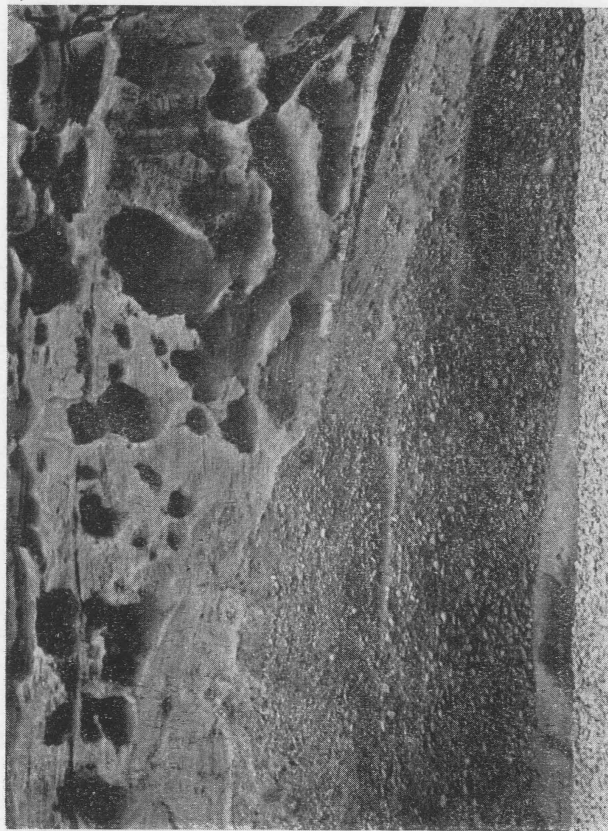


Fig. 15.



Fig. 10.



Fig. 13.

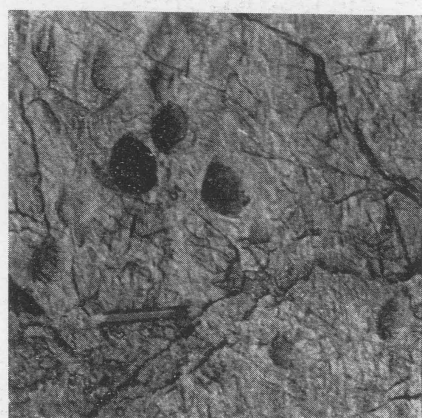


Fig. 16.

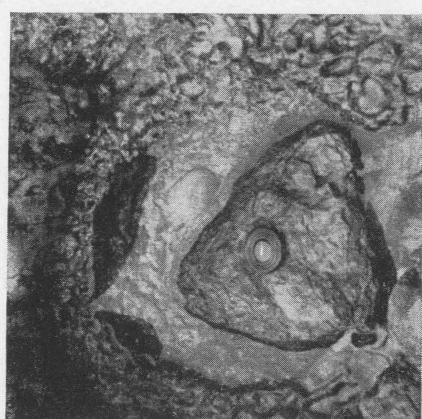


Fig. 17.

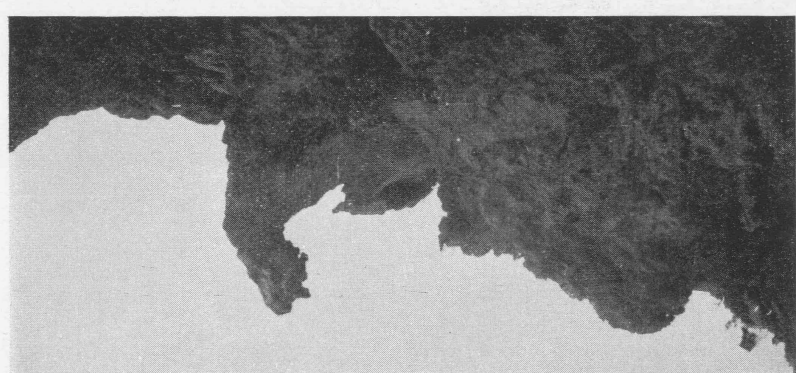


Fig. 14.

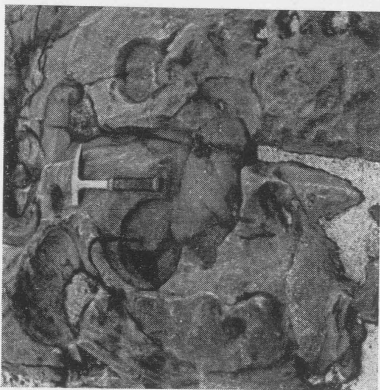


Fig. 18.

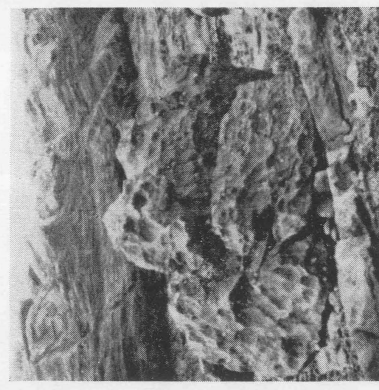


Fig. 19.

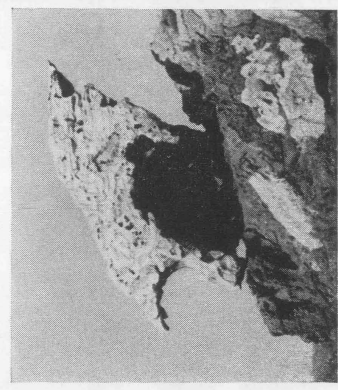


Fig. 12.

**Une formation à *Collenia*
dans la région de Niangara (Uele, Congo belge) (*),**

par A. MEYER (**), Ingénieur-Géologue U.I.Lv.

ABSTRACT. — *The paper brings knowledge of the presence in the valley of the Uele river near Niangara, 100 km. South of the Sudan border, of dolomitic limestones containing fossil algae of the gen. Collenia.*

1. Des niveaux de calcaires à dépôts d'algues fossiles rapportés au genre *Collenia* ont été signalés dans les formations anciennes de plusieurs régions du Congo belge (Bas-Congo, Kasai, Katanga, Kivu, Ituri).

Une telle formation existe également dans l'Uele, région frontière septentrionale du Congo.

2. Géologiquement, l'Uele est un immense batholite granitique datant du précambrien et de la couverture duquel l'érosion n'a laissé subsister que quelques fragments. Sur le socle granitique, on rencontre quelques lambeaux de formations plus jeunes, non métamorphiques; la nature et les contours de ces lambeaux sont mal connus.

3. Un tel lambeau s'étend sur une cinquantaine de kilomètres de Niangara vers l'Ouest — l'Uele suit approximativement son axe.

Les formations sont principalement composées de schistes, grès et dolomies. C'est dans ces dernières que des *Collenia* ont été découvertes — jusqu'à présent elles sont connues en deux endroits : dans la rivière Gada, immédiatement au Sud-Ouest du poste de Niangara et dans le lit de l'Uele, près du confluent avec la rivière Biligba, soit à environ 37 km à l'Ouest de Niangara.

La figure représente les deux régions.

(*) Texte remis au Secrétariat le 16 novembre 1953.

(**) Publié avec l'autorisation du Directeur du Service Géologique du Congo Belge.

4. Gisement Gada.

La route Congo-Nil franchit à son km 791 la rivière Gada, affluent de gauche de l'Uele; — aux eaux basses, de nombreux affleurements sont visibles dans les berges et le lit de la rivière.

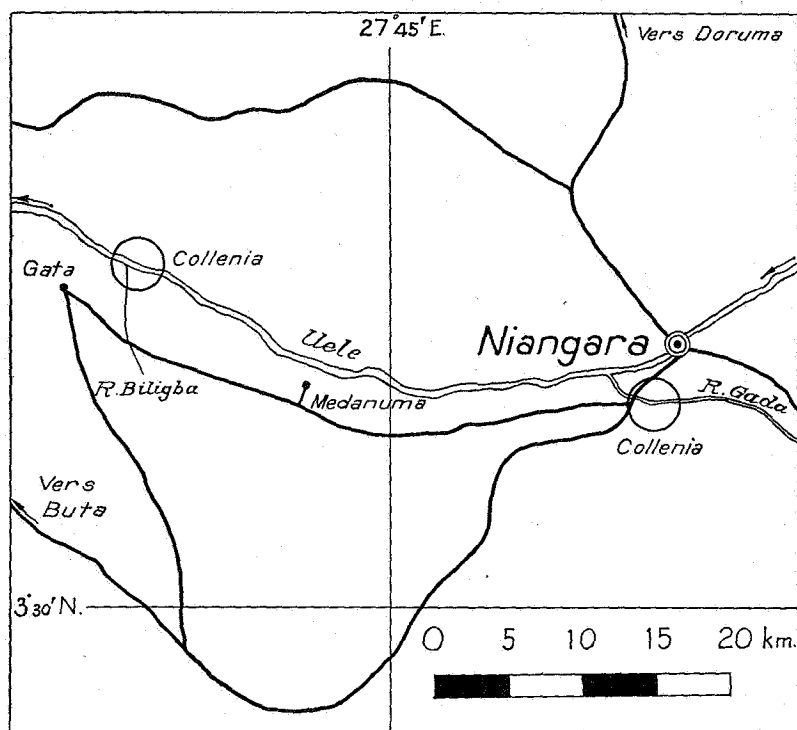


FIG. 1.

Un affleurement isolé de dolomie bleue contenant quelques dépôts d'algues se rencontre sur la rive gauche dans le coude de la rivière, à environ 100 m en amont de la route.

Un banc continu, épais de 3 m à 3^m50, de dolomie schisteuse grise à bleutée affleure dans la berge de la rive gauche, à environ 350 m en amont du pont. Il a l'allure :

$$d = N 20^{\circ} E \text{ à } N 10^{\circ} W,$$

$$i = 17^{\circ} \text{ à } 27^{\circ} W.$$

Ce banc est littéralement bourré de dépôts d'algues se manifestant en plan par des structures soit elliptiques, soit circulaires, et en coupe par de véritables piles de segments emboîtés, disposées perpendiculairement à la stratification. Le nombre de ces « segments emboîtés » peut atteindre jusqu'à entre deux et trois centaines. Le mur du banc est constitué de dolomie schisteuse grise, fissile, finement zonée et fortement chargée de pyrite en cubes. Vers le haut (toit du banc) on passe sans transition à des dolomies grises zonaires finement stratifiées et à des schistes calcaires. Tant vers l'aval que vers l'amont, les dolomies disparaissent rapidement sous des schistes et grès de couleur jaune et blanche.

5. La coupe de la rivière Gada a permis de déterminer la succession suivante des couches :

Grès et schistes kaolineux, jaunes et blancs, avec silicifications.

Conglomérat-brèche à pâte gréseuse et à petits éléments anguleux de calcaires silicifiés noirs.

Calcaire silicifié noir à texture bandée.

Conglomérat à galets de quartzite gris et pâte calcaireuse noire partiellement silicifiée.

Quartzite gris interstratifié avec dolomies grises silicifiées.

Dolomies grises, bleues et noires contenant le banc à *Collenia*.

Base inconnue.

La coupe permet d'estimer à 95 m l'épaisseur de sédiments compris entre le niveau du quartzite gris et le mur du banc à *Collenia*.

L'épaisseur des grès et schistes kaolineux surmontant les dolomies doit être considérable. Ainsi, un sondage pour eau, effectué dans le poste de Niangara par le Service Géologique, a traversé 58^m50 de schistes kaolineux avec plaquettes de calcaire silicifié, suivis de 24^m70 de calcaires silicifiés.

6. Gisement Biligba.

Descendant l'Uele en pirogue à partir du village Medanuma, on couvre 14 km jusqu'au confluent avec le ruisseau Biligba. Environ 400 m en amont de ce confluent, on rencontre des dolomies schisteuses finement litées en gris clair et noir; la roche est légèrement pyriteuse.

Cette formation décrit un anticlinal dont l'axe est dirigé N 60° E et les flancs respectivement 30° S-E et 50° N-W.

Entre ces affleurements et le confluent Biligba, dans une plage mesurant environ 300 m × 200, des bancs rocheux constituent des îles et des récifs à contours irréguliers. La roche est une dolomie, venant en bancs épais de 5 à 50 cm. Les dolomies relativement pures sont érodées plus facilement et la couleur de ces bancs est grise à verdâtre. Les dolomies schisteuses et quartzеuses restent en relief et leur surface est brune. Les bancs bruns prennent « en sandwich » les bancs gris. La roche fraîche est très semblable dans les deux cas.

Près de la rive gauche affleure un banc de dolomie grise, épais d'environ 60 cm et qui est constitué d'innombrables *Collenia* empilées; les piles sont juxtaposées sur toute la longueur visible du banc. Le banc au mur des *Collenia* est fortement chargé de pyrite.

Les allures sont très tourmentées, au point qu'il est impossible d'établir l'épaisseur des formations; les dolomies sont plissées et chiffonnées, des axes de plis passent de la verticale à l'horizontale sur moins de 5 m.

Près de la rive droite, on relève 4 petits plis, deux anticlinaux et deux synclinaux, dont les axes gardent sur quelques mètres la direction N 60° E.

En aval du confluent Biligba, on rencontre quelques affleurements de dolomies, non fossilifères, suivies de grès gris et verts.

7. Les dolomies à *Collenia* de la région de Niangara et les calcaires oolithiques qui se trouvent plus à l'Ouest, dans le territoire d'Ango, pourraient correspondre aux dolomies à *Collenia* et aux calcaires oolithiques du Bas-Ituri (respectivement termes C3 et C6 de la série calcaire du Système de la Lindi). En l'absence de coupes continues ou de raccords à courte distance, nous proposons cette relation à titre d'hypothèse.

Service Géologique du Congo Belge.

DISCUSSION.

M. G. Mortelmans fait observer qu'en l'absence d'une description justificative il est préférable d'employer la désignation générale « *Stromatopores* » plutôt que celle générique « *Collenia* ».

Note sur un sondage à l'Ouest de Stanleyville (*),

par A. MEYER (**), Ingénieur-Géologue U.I.Lv.

I. — INTRODUCTION.

Un travail récent ⁽¹⁾ a fait connaître l'existence de phénomènes de désertifications anciennes et l'existence de paléosols au Congo oriental, plus particulièrement dans la région de Stanleyville-Yangambi.

La majeure partie de la région est couverte de sables quaternaires dont l'origine éolienne est généralement admise. Dans les fonds des vallées affleurent des schistes rapportés à la « Série de Stanleyville », elle-même rapportée au Système du Lualaba ou plutôt du Karroo congolais. Les schistes sont sub-horizontaux, de couleur verte à grise et rubéfiés au-dessus du niveau de la nappe aquifère. Entre les deux se situent les sables et argiles de la « Série de Yangambi », récemment découverte ⁽¹⁾.

II. — MORPHOLOGIE.

Dans cette région, on rencontre de grands plateaux à surface nettement bombée, limités par les vallées de rivières permanentes et qui présentent un profil en V très ouvert. Ces plateaux sont découpés par des vallées sèches entaillant les schistes du Lualaba et caractérisées par des parois abruptes qui leur confèrent un profil en U.

Le contraste entre ces deux profils et la similitude de ces vallées sèches avec celles excavées dans un manteau de recouvrement éolien, telles qu'en forment, par exemple, les cendrées

(*) Texte remis au Secrétariat le 16 novembre 1953.

(**) Publié avec l'autorisation du Directeur du Service Géologique du Congo Belge.

(1) J. DE HEINZELIN, Sols, paléosols et désertifications anciennes dans le secteur nord-oriental du Bassin du Congo (I.N.E.A.C., 1952).

volcaniques, suggèrent la possibilité des origines respectives suivantes :

a) les vallées principales à profil en V seraient antérieures aux récentes fluctuations climatiques; l'ancien réseau hydrographique aurait été excavé depuis le dépôt des « sables des plateaux »;

b) les vallées sèches à profil en U pourraient correspondre à d'anciens « oued » creusés dans les formations sableuses par

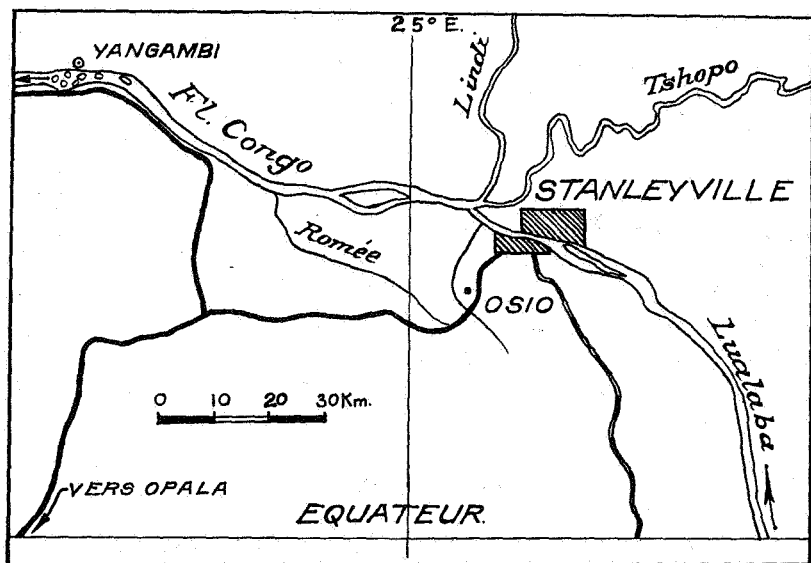


FIG. 1.

les précipitations intermittentes violentes, caractéristiques des climats désertiques, et qui auraient fini par entailler les schistes sous-jacents. Des phénomènes semblables sont relevés aujourd'hui en Afrique du Nord.

III. — DESCRIPTION DU SONDAGE.

En septembre 1953, un sondage a été exécuté au camp de l'Osio, situé à une quinzaine de kilomètres au Sud-Ouest de Stanleyville, au droit du km 17 de la route Stanleyville-Opala et à l'Est de la plantation Kesteloot. Il a apporté quelques ren-

seignements intéressants relatifs aux formations superficielles de cette région.

Le sondage, profond de 25^m10, est situé sur le plateau du camp; son orifice se trouve vers la cote +475. La nappe aquifère s'établit à la profondeur de 10^m90.

Les 50 échantillons recueillis sont déposés dans les collections du Service Géologique du Congo Belge, à Léopoldville.

Voici la coupe du sondage :

a) De 0 à 6^m50 :

Sables fins très argileux, de couleur brun-beige à ocre jaune, dans lesquels sont dispersés des grains *anguleux* de quartz clair à limpide; nombre d'entre eux sont enduits d'oxyde de fer. La majorité de ces grains mesurent entre 1 et 2 mm; le nombre et la dimension en augmentent légèrement à mesure qu'on descend.

b) De 6^m50 à 11 m :

Argile panachée de couleur rouge-brun à pourpre, contenant des points, des trainées ondulantes et de petites plages de couleur crème à limites floues. Vers le bas, cette argile contient des noyaux de schistes rouge-brun ou verdâtres moins altérés.

c) de 11 m à 14 m :

Schistes argileux rouges, très altérés, avec enduits noirs (oxydes de manganèse ?) sur les parois des joints.

d) De 14 m à 20 m :

Schistes rouge-brun à rose framboise, relativement durs, avec lentilles, zonages ou minces lits (1 cm) de schiste vert clair.

e) De 20 m à 25^m10 :

Schistes durs, verdâtres, gris ou gris violacé. Entre les profondeurs de 23 et 25 m, on rencontre des lits et lentilles de schistes violets tirant parfois sur le brun et qui sont nettement plus altérés.

Nous en faisons l'interprétation suivante :

A. — Sables des plateaux 6^m50

B. — Schistes du Lualaba, probablement série de Stanleyville :

a) Zone de latéritisation	4 ^m 50
b) Zone de rubéfaction	3 ^m 00
c) Zone d'altération avancée	6 ^m 00
d) Zone de début d'altération, avec passes plus altérées	5 ^m 10

Aucun fossile n'a été trouvé dans les échantillons.

C'est la partie supérieure du sondage qui retiendra surtout notre attention. Elle établit en ce point l'épaisseur et la nature des formations recouvrant les schistes du Lualaba.

Le sondage n'a pas rencontré la nappe de concrétions limonitiques qui marque la limite entre la « Série de Yangambi » et les « Sables des plateaux » sus-jacents. Cette nappe, il est vrai, n'est pas continue et en raison du faible diamètre du sondage (15 cm) l'absence de ces concrétions n'entraîne pas nécessairement l'absence complète de la « Série de Yangambi ». L'épaisseur de cette formation diminue de Yangambi vers l'Est, elle se terminerait en biseau dans la région de l'Osio et la zone de latéritisation des schistes pourrait être un témoin des conditions qui lui ont donné naissance.

Nos données complètent harmonieusement deux des coupes de l'ouvrage de M. DE HEINZELIN et confirment l'exactitude de celles-ci.

a) Dans la figure 11, page 36 (Profil Yanonge-Stanleyville), notre sondage serait projeté vers la cumulée 83, à la fin de l'inscription « Ferme Kesteloot ».

b) Dans la figure 48, page 110 (raccords entre Basoko, Yangambi et Stanleyville), notre sondage tomberait dans le blanc immédiatement à droite de l'inscription « La Romée ».

Léopoldville, le 22 octobre 1953.

