

SÉANCE MENSUELLE DU 15 AVRIL 1952.

Présidence de M. P. DUMON, président.

Est admis comme membre effectif de la Société :

M. ANDRÉ BAEYENS, ingénieur des Mines, Comité Spécial du Katanga, B.P. 71, Elisabethville (Congo belge); présenté par MM. G. Mortelmans et J. Lepersonne.

Dons et envois reçus :

1° De la part des auteurs :

- 10578 *Deby, J.* Note sur l'Argile des Polders suivie d'une liste de fossiles qui y ont été observés dans la Flandre occidentale. Bruxelles, 1876, 24 pages.
- 10579 *Harrington, H. J.* Geologia del Paraguay oriental. Buenos Aires, 1951, 82 pages, 2 planches et 2 cartes.
- 10580 *Kuenen, Ph., H.* Turbidity currents as the cause of glacial varves. Chicago, 1851, 2 pages.
- 10581 *Kuenen, Ph., H.* An argument in favor of glacial control of coral reefs. Chicago, 1851, 5 pages et 2 figures.
- 10582 *Kuenen, Ph., H.* Properties of turbidity currents of high density. 2, 1951, 33 pages et 9 figures.
- 10583 *Kuenen, Ph., H.* Paleogeographic significance of graded bedding and associated features. Amsterdam, 1952, 9 pages et 4 figures.
- 10584 *Lacy, E. D.* A new technique for Quenching under High Pressure Conditions. Londres, 1951, 3 pages et 1 figure.
- 10585 *Lacy, E. D.* Minerals and magmas : Studies at High Temperatures and pressures. Londres, 1951, 5 pages.
- 10586 *Natlund, M. L.* et *Kuenen, Ph., H.* Sedimentary history of the Ventura Basin, California, and the action of turbidity currents. 2, 1951, 32 pages et 25 figures.
- 10587 *Renier, J.* Faunes et Flores en stratigraphie de détail. Londres, 1952, 5 pages et 1 figure.
- 10588 *Schoers, H.* Un barrage total de la Haute-Ourthe est-il nécessaire pour l'alimentation du pays en eau potable et industrielle ? Liège, 1951, 8 pages et 1 carte.

- 10589 *Shotton, F. W.*, et *Wilcockson, W. H.* Superficial valley folds in an opencast working of the Barnsley Coal. Wakefield, 1951, 8 pages et 5 figures.
- 10590 *Urbain, P.* Recherches pétrographiques et géochimiques sur deux séries de roches argileuses : 1° Lias et Oolithique du Calvados; 2° Éocène et Oligocène de la région de Paris. Paris, 1951, 278 pages, 10 planches et 85 figures.
- 10591 *van Straaten, L. M. J. C.* Quelques particularités du relief sous-marin de la mer des Wadden (Hollande). Z. 1949. 2, 7 pages, 3 planches et 3 figures.
- 10315 *Comité Spécial du Katanga.* Comptes rendus du Congrès scientifique, Elisabethville, 1950, 13-19 août. Volume II, tomes I et II. Travaux de la Commission géographique et géologique. Bruxelles, 1952, 287 pages, cartes et planches.
- 10153 *International Geological Congress.* Report of the Eighteenth Session Great Britain 1948, Part XIII. Proceedings of Section M. Other subjects also including meetings on the geology and mineralogy of clays. Londres, 1952, 309 pages et figures.
- 10154 *International Geological Congress.* Report of the Eighteenth Session Great Britain 1948, Part X. Proceedings of Section J. Faunal and floral facies and zonal correlation. Londres, 1952, 94 pages et figures.

2° Nouveau périodique :

- 10592 *Buenos Aires.* Ministerio de Education, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Tome I 1951.

Communications des membres :

C. CAMERMAN. M. C. Camerman présente son ouvrage : « *Les pierres de taille valennes. Leur comportement sous l'action des joints* », qui a fait récemment l'objet d'une suite d'articles dans les *Annales des Travaux publics*. Il signale que des exemplaires sont mis en vente au Service Géologique au prix de 115 francs. Un compte rendu sera donné à la fin du présent tome du *Bulletin* de la Société.

F. GULLETOPS. *Ensisien supérieur et Couvinien en Thudinie*. Texte ci-après.

F. GULLETOPS. *Phénomènes subkarstiques près de Leefdaal Brabant*. Texte ci-après.

F. GULLENTOPS. — *Quelques dépôts d'éboulis ordonnés.* (Texte ci-après.)

S. JONET. — *Un insecte oligocène des Carpathes roumaines.* (Texte ci-après lu par le Secrétaire général en l'absence de l'auteur.)

M. SLUYS. — *Les formations sédimentaires de la Province Orientale du Congo. Observations nouvelles aux environs de Stanleyville.* (Texte non rentré. Il sera publié ultérieurement.)

Emsien supérieur et Couvinien en Thudinie (*),

par F. GULLENTOPS.

RÉSUMÉ. — *Dans les 690 m de couches rouges qui constituent l'Emsien et le Couvinien en Thudinie, on peut distinguer, en partant de la base, 450 m qui contiennent 5 à 6 niveaux de poudingues à ciment rouge et vert, représentant les oscillations de la mer burnotienne, et 150 m supérieurs qui contiennent un horizon de schistes verts à végétaux et un grès fossilifère caractérisé par la faune de Rouillon.*

La limite Emsien-Couvinien à l'Ouest de la Meuse a été longtemps un sujet de controverses. Après l'admission par X. Stainier en 1890 du poudingue de Tailfer comme base du Couvinien dans la coupe de la Meuse, L. Bayet basait en 1894 sa coupe de l'Eau d'Heure sur la stratigraphie suivante :

Givétien : calcaires en bancs.

Étage de Couvin : schistes calcareux et argileux, calcaire argileux. Amas de limonite : le Trayen.

Étage de Rouillon :

- b) Psammites, grès et schistes sur 150 m.
Dans la partie moyenne, espèces marines de Hierges.
A la base, poudingue à ciment vert.
- a) Schistes rouges intercalés de grès, de psammites, de poudingues et grès miliaires sur 40 m.
A la base, poudingue à ciment vert du Bois de Saucy.

Burnotien : schistes, grès et poudingues rouges.

Dans son rapport sur le travail de L. Bayet, H. de Dorlodot exprimait l'opinion que l'étage de Rouillon ne commençait

(*) Texte remis au Secrétariat le 28 avril 1952.

qu'au second banc de poudingue à ciment vert, correspondant donc au Rouillonien *b*) ci-dessus. Les planchettes de Thuin et de Gozée de la Carte géologique officielle ont été levées sur cette base.

Pour son étude très détaillée de cette région, M. R. Anthoine (1919) a retenu l'échelle stratigraphique originale de L. Bayet. Cependant, en partant de l'idée que le premier conglomérat à ciment vert devait former la base du Couvinien, M. R. Anthoine a augmenté considérablement l'épaisseur du Couvinien, et la résultante cartographique est donc très différente de la Carte géologique officielle.

M. E. Asselberghs, dans son mémoire de 1946, n'accepte pas cette conception et se rallie au tracé de la Carte officielle pour la limite Emsien-Couvinien en Thudinie.

Ces divergences de vues nous ont incité à étudier en détail la coupe de la vallée de la Biesme et celle de la vallée de la Sambre, depuis Thuin jusqu'à Fontaine-Valmont ⁽¹⁾. La plupart des affleurements ont été minutieusement décrits par M. R. Anthoine (1919) et nous nous bornerons à décrire la superposition des couches.

Les grès gris verdâtre de l'Emsien inférieur sont surmontés, dans le versant droit de la vallée de la Sambre, au Nord de Thuin, d'un niveau de schistes rouges d'une épaisseur de 90 m, avec rares intercalations de grès argileux rouges. Ce niveau est suivi d'un complexe de quartzites avec 2 ou 3 horizons de conglomérat atteignant une épaisseur de 12 à 13 m. Ce poudingue A contient surtout des cailloux nuculaires de quartzites rouges dévoniens et son ciment rouge est plus ou moins argileux.

80 m de schistes rouges surmontent le conglomérat, mais les intercalations de grès argileux, psammites et quartzites rouges deviennent alors plus importantes. Un banc de poudingue B d'une épaisseur de 2-4 m succède aux schistes. Outre les cailloux parfois pugilaires de quartzite rouge, de nombreux cailloux de phtanite noire y apparaissent.

Quelque 25 m de schistes rouges séparent ensuite ce niveau d'un troisième horizon C de poudingue rouge. Les conglomérats B et C ont un ciment rouge très siliceux et montrent en lames minces de très beaux accroissements secondaires de

(1) Nous remercions très vivement notre maître le Prof^r E. Asselberghs qui nous a guidé dans ce travail.

quartz, dont les contours primitifs restent visibles par suite du « coating » d'hématite responsable de la couleur rouge.

A quelques mètres au-dessous du conglomérat C nous avons remarqué en deux endroits un niveau de quartzites verdâtres, à savoir dans le versant droit de la Sambre, à l'Est de Lobbes et dans la tranchée du chemin de fer, en face du Moulin Sans-Soucy, au Sud de Thuin. 60 m de schistes rouges avec un banc cellulaire nous amènent à un niveau de poudingue D très important. C'est le poudingue à ciment clair du Bois de Saucy qui a été considéré par M. R. Anthoine comme la base du Couvinien et qui affleure largement au « Champ des Oiseaux » à Thuin et au lieu-dit « Haut-Marteau » dans la Biesme. Son ciment est extrêmement siliceux et il contient, outre les cailloux habituels, de nombreux fragments de quartz rose, parfois anguleux et, par endroits, une prédominance de cailloux aplatis de schistes verts.

Dans la vallée de la Biesme, un cinquième niveau de poudingue surmonte ce conglomérat vert au Sud de Haut-Marteau. Il en est séparé par une quarantaine de mètres de schistes rouges rarement visibles. Les éléments de ce poudingue, presque uniquement composé de quartzites, sont cimentés par une pâte rouge, tantôt siliceuse, tantôt très argileuse. Son aspect est d'ailleurs lenticulaire.

Depuis cet endroit, la vallée de la Biesme s'ouvre plus largement; son encaissement moins profond réduit le nombre d'affleurements. La disparition des bois dénote le caractère moins siliceux du substratum. Au-dessus du poudingue E, de rares pointements de schistes tendres rouges et de grès très argileux nous ont permis d'évaluer l'épaisseur de cet horizon, encore uniquement de couleur rouge, à 110 m.

A 550 m au Nord-Ouest du clocher de Biesme-sous-Thuin, dans le talus de la route reliant ce village à Thuin, un niveau vert de grès, grès micacé et schistes est observable sur 2 m. Dans le lit du ruisseau de Moria, à 800 m à l'Est du même clocher, il existe un horizon identique mais contenant en outre un banc de grès grossier. Désignons ce niveau par la lettre F.

A partir d'ici jusqu'au village de Biesme, nous n'avons vu que des schistes rouge brique, parfois violacés, dont l'épaisseur totale nous semble atteindre 100 m. Au Sud de Biesme-sous-Thuin, ce même niveau réapparaît dans un large anticlinal et un horizon de schistes verts à reflets bleuâtres y est intercalé; cet horizon est visible dans plusieurs chemins, aussi bien à

l'Est qu'à l'Ouest de la Biesme. Des débris de végétaux s'observent assez communément dans ces schistes verts (signalés par L. Bayet et R. Anthoine), mais comme ceux-ci ne se débitent qu'en minces lamelles, on n'en distingue que des traces.

Ce complexe de schistes verts et rouges est surmonté par une zone gréseuse fossilifère composée de psammites et grès argileux jaunes. Dans le talus de la route de Biesme-sous-Thuin, à Thuillies, à 400 m à l'Est du premier clocher, un bel affleurement de ces roches est visible.

Nous y avons trouvé de nombreux *Camarotoëchia imitatrix* FUCHS et des articles de *crinoïdes* accompagnés de *Dielasma maillieuxi* ASSELBERGHS et *Fenestella* sp. Bayet y avait trouvé en outre : *Spirifer carinatus* et *Orthis striatula*. Quoique pauvre, cette faune peut cependant être rapportée à l'assise de Rouillon. Les couches y sont presque verticales, inclinant ici au Sud, là au Nord. Bayet décrit avec raison leur allure comme formant un synclinal en éventail.

A mi-chemin entre Biesme et Ragnies, à 100 m au Nord de la route qui relie ces deux villages, ce même horizon est visible dans l'assiette d'un chemin creux. Il y est situé dans le plan horizontal, à 35 m au Sud des 8 m de schistes verts. Nous y avons trouvé : *Camarotoëchia imitatrix* FUCHS, *Spirifer parcerfurcatus* SPIERSTERSBACH, *Productella subaculeata* MURCHISON, *Crinoïdes* et *Fenestella* sp.

Immédiatement au Sud de la route Biesme-Ragnies, des blocs de grès jaunâtre argileux ont en outre livré plusieurs empreintes de *Stropheodonta interstitialis* PHILLIPS.

Bien qu'ils ne soient probablement pas en place, ces blocs appartiennent cependant au même niveau.

D'anciennes exploitations de limonite qui ont laissé quelques traces dans le paysage semblent être immédiatement en relation avec ce niveau gréseux. Bayet en a décrit quelques-unes, bien que leur exploitation fût déjà arrêtée en 1894.

Des bancs de calcaires compacts givéliens sont observables à moins de 100 m et pour les couches de passage nous devons nous en référer au profil de l'Eau d'Heure, où Bayet décrit un ensemble de 15 m de schistes bleuâtres, calcschistes, macigno et calcaire à stromatopores, comme représentant l'assise de Couvin (*Co b*).

Immédiatement à l'Est de Lobbes, dans plusieurs tranchées de chemin de fer et en de nombreuses concavités de méandres, les roches rouges inférieures au poudingue D affleurent unique-

ment. Deux niveaux de conglomérats y sont particulièrement bien développés. Dans le fond d'un ruisseau, à 400 m au Nord de la Ferme Forestaille, on aperçoit 0^m50 de psammites, 2 m de quartzites et 2 m de conglomérats, tous de couleur rouge; cet ensemble appartient au niveau A. En descendant le ruisseau vers le Sud ou en suivant le chemin de fer qui lui est parallèle, nous voyons se dessiner un synclinal dans des schistes rouges parmi lesquels s'intercale un second niveau de conglomérat rouge.

Le niveau A est ramené par un pli et forme le noyau d'un anticlinal dans les rochers situés à 300 m à l'Est de la Ferme Forestaille; ce même noyau affleure également dans le versant oriental du méandre de Terre-du-Rœulx. Immédiatement au Sud de la borne kilométrique 251 du chemin de fer Maubeuge-Liège, ce niveau revient une dernière fois en anticlinal visible dans une ancienne exploitation. Entre les deux anticlinaux, un conglomérat rouge apparaît plusieurs fois avec une inclinaison tantôt vers le Sud, tantôt vers le Nord; il indique l'existence de plis secondaires dans le synclinal intermédiaire.

Plus au Sud, jusqu'aux rochers de Chevesnes, la vallée s'élargit, mais quelques affleurements permettent de reconnaître une succession d'au moins trois synclinaux et deux anticlinaux dans les couches intermédiaires entre les poudingues A et D.

Les niveaux à grains grossiers y sont très peu développés. Si nous avons cité quelques détails, c'est pour montrer que la stratigraphie interne du Burnotien est extrêmement compliquée lorsqu'il est intensément plissé. Dans cette masse de schistes rouges, les conglomérats seuls ont quelque individualité. Mais l'allure lenticulaire de ces couches ne permet pas de les suivre continuellement. Nous avons vu apparaître dans un banc de quartzites, d'abord une stratification entrecroisée, dont les bottom-set beds se chargeaient ensuite de petits cailloux, pour passer 2 m plus loin à un conglomérat grossier.

Rien d'étonnant donc que les conglomérats B et C de la coupe de Thuin semblent ne former qu'un niveau à l'Est de Lobbes et même s'atrophier plus au Sud.

A Chevesnes et dans la tranchée du chemin de fer qui lui fait face, un épais niveau de poudingue vert est visible. Le ciment est clair aux endroits où le conglomérat est très siliceux; il renferme alors des fragments de quartz rose; il est vert là où il est très argileux et caractérisé alors par de nombreux

cailloux de schiste aplatis. M. Anthoine l'a avec raison parallélisé avec le niveau D de « Haut-Marteau » et du Bois de Saucy.

A Chevesnes, il décrit un synclinal et un anticlinal déjetés vers le Nord.

Dans le versant Sud du promontoire sur lequel est construit le château de Chevesnes, nous voyons reposer sur ce conglomérat vert quelque 20 m de schistes rouges surmontés de 2^m50 de quartzites à pâte rouge et claire décrivant encore un petit pli; 15 m plus haut, nous remarquons un niveau de conglomérat de 6 m, à pâte parfois verdâtre, mais où domine le ciment rouge. Dans la vallée de la Biesme, nous avons vu le niveau E reposer sur D à un même intervalle et nous croyons pouvoir conclure à leur identité.

Au Sud de Chevesnes, comme dans la Biesme, la vallée s'ouvre par suite de la prédominance des schistes et l'allure des couches devient obscure.

Dans la concavité Nord du méandre de Fontaine-Valmont, un complexe vert et rouge affleure; il renferme deux bancs de conglomérats de 0^m30 et 0^m60 d'épaisseur, à pâte verdâtre. Nous hésitons à le considérer comme l'équivalent du niveau D. Il est surmonté de 30 m de schistes rouges, d'environ 3 m de quartzites rouges argileux et de nouveau de schistes rouges.

A 300 m au Sud de l'écluse n° 3 de la Sambre, ces schistes rouges sont surmontés de 2^m50 de quartzites et de 2 m de psammites, le tout de couleur verte. A 300 m au Sud, le calcaire givétien s'incline de 50° vers le Sud, mais les terrains intermédiaires y sont situés dans une dépression topographique; seule l'allure artificielle des terrains y dénote l'existence d'anciennes exploitations de fer. Nous n'y avons pas trouvé l'horizon fossilifère.

La figure résume les différentes épaisseurs des couches dans les coupes étudiées.

Comme couches dont l'âge est bien déterminé, nous pouvons considérer, d'une part, les quartzites de l'Emsien inférieur et, d'autre part, les calcaires du Givétien. Toute la difficulté consiste à situer la base du Couvinien.

L'élément le plus net est le conglomérat D à ciment vert ou clair. Étant le plus puissant et très siliceux, ce niveau est relativement facile à suivre sur le terrain. C'est le niveau considéré par M. R. Anthoine comme base du Couvinien, étant donnée une certaine ressemblance avec le poudingue de Tailfer. Plu-

sieurs considérations nous font douter de l'exactitude de cette conclusion. D'abord ce conglomérat vert est surmonté de couches rouges gréseuses où s'intercale un niveau, parfois important, de conglomérat rouge (E). M. R. Anthoine (1918,

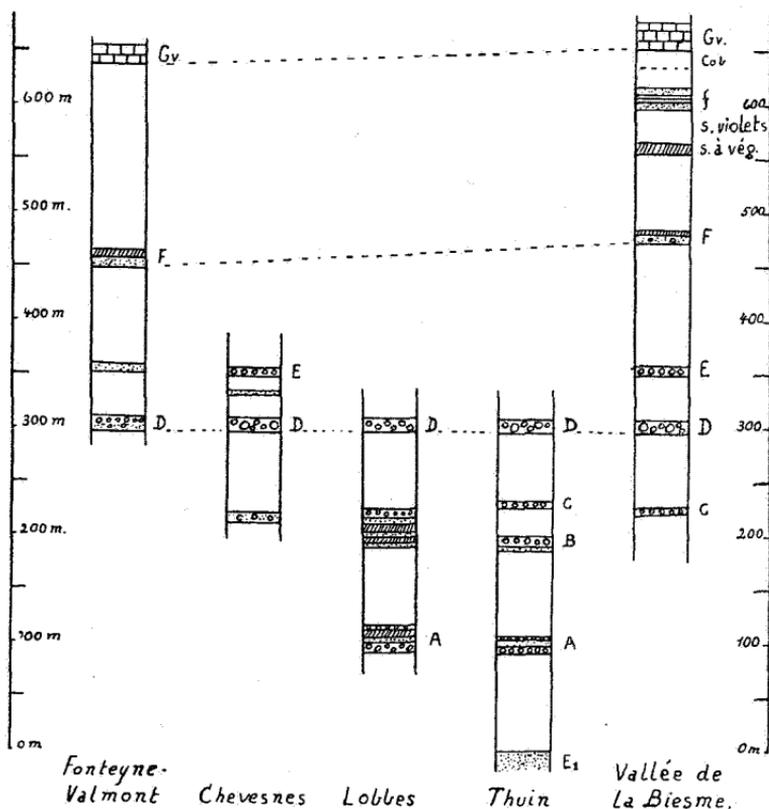


FIG. 1. — Variations de puissance dans les différentes coupes.

p. 86) écrit à ce sujet : « l'immersion (du Couvinien) ne s'est pas produite d'une manière brusque, car de l'Est à l'Ouest on constate la présence de formations côtières postérieures au poudingue de base du Couvinien, dont l'importance varie en direction ».

Dans la coupe de la Meuse, nous voyons pourtant que le conglomérat de Tailfer inaugure un cycle de sédimentation avec une transgression nettement plus puissante que les oscillations du Burnotien. C'est une bonne raison pour admettre qu'en Thudinie les oscillations appartiennent encore à l'époque

emsienne. D'ailleurs si ces oscillations ont encore occasionné un dépôt de conglomérats rouges, nous nous demandons si l'argument de la couleur verte du niveau D comme déterminant la base du Couvinien ne perd pas de sa valeur. En outre, rappelons que nous avons signalé à deux reprises des quartzites verts au-dessus de ce conglomérat et donc nettement dans l'Emsien.

Ensuite nous constatons que le niveau des grès et des psammites jaunes, dont les fossiles appartiennent à la faune de l'assise de Rouillon, se situe approximativement à 250 m au-dessus de ce conglomérat vert D. Cette distance semble incompatible avec l'allure de ce niveau à Tailfer et surtout à Lustin, où il accompagne le niveau de base.

Pour ces raisons nous croyons indiqué de considérer le niveau D, ou conglomérat du Bois de Saucy, comme appartenant à l'Emsien supérieur, comme H. de Dorlodot et E. Asselberghs l'ont préconisé, et de remonter assez considérablement la base du Couvinien dans le profil.

La solution la plus logique est d'admettre le niveau F (grès vert, parfois grossier, et schistes verts) comme base de l'assise de Rouillon et d'adhérer ainsi à la stratigraphie adoptée par X. Stainier lors du levé de la planchette de Thuin. Ceci a l'avantage d'inclure dans le Couvinien les schistes verts à végétaux et les schistes violacés qui les surmontent. D'autre part, la zone fossilifère reste toujours à peu près à 120 m au-dessus de la base.

Mais faut-il encore chercher un niveau conglomératique à la base du Couvinien dans cette région? En réalité rien ne prouve que le plissement soit rigoureusement parallèle à la transgression de la mer couvinienne et la région thudinienne pourrait correspondre ainsi à une partie plus méridionale de la coupe de la Meuse. Ici le conglomérat de base n'a plus que 30 cm à Lustin et est immédiatement en contact avec la zone fossilifère. A Godinne, le conglomérat a pratiquement disparu (de Dorlodot, 1901). En ce qui concerne la vallée du Hogneau, M. E. Asselberghs (1946, p. 295) considère d'ailleurs que les poudingues du Caillou-qui-bique, dont le banc supérieur était pris comme base du Couvinien, appartiennent à l'Emsien supérieur. Dans ce cas le niveau de 8 m de schistes verts à végétaux pourrait être l'équivalent des psammites à végétaux qui accompagnent à l'Est le poudingue de Tailfer et donc correspondre au niveau de base du Couvinien.

Une étude détaillée du passage latéral du poudingue de

Tailfer peut seule trancher cette question, que nous avons voulu mettre en relief, maintenant que la revision de la Carte géologique de notre pays est envisagée.

Le Burnotien a pu être subdivisé dans la coupe de la Meuse par M. E. Asselberghs (1946) en une assise inférieure schisteuse (E2) et une assise supérieure plus riche en conglomérats (E3).

Vu la distribution assez régulière des poudingues dans le Burnotien de la Thudinie, nous ne pouvons employer ce critère pétrographique, et étant donnée l'absence de restes organiques, la division du Burnotien en ces deux assises n'y peut être envisagée.

De même la séparation en Couvinien inférieur et supérieur est litigieuse. Il est plus que probable que le Couvinien supérieur ne se limite pas aux 15 m de calcschistes que Bayet signale dans la coupe de l'Eau d'Heure. M. Asselberghs (1951) vient en effet d'émettre l'opinion que la faune de la grauwacke de Rouillon est conditionnée par le facies et peut représenter en partie le Couvinien supérieur du bord Sud du synclinorium de Dinant.

Institut géologique de l'Université de Louvain.

BIBLIOGRAPHIE.

1919. ANTHOINE, R., Observations sur le bord Nord du bassin de Dinant entre les méridiens d'Acoz et de Binche (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. XLII, pp. M. 3-88).
1921. ASSELBERGHS, E., Age de la grauwacke de Rouillon et des poudingues dits Couvinien et Burnotien (*Bull. Soc. belge de Géologie*, t. XXXI, pp. 29-35).
1946. — L'Eodévonien de l'Ardenne et des régions voisines (*Mém. Inst. Géol. Louvain*, t. XIV).
1951. — Le Dévonien moyen dans la région de Harzé (*Bull. Soc. belge de Géologie*, t. LX, pp. 342-360).
1894. BAYET, L., Étude sur les étages dévoniens de la bande Nord du bassin méridional d'Entre-Sambre-et-Meuse (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. XXXII, pp. M. 129-162).
1901. DE DORLOBOT, H., Compte rendu de l'excursion sur les deux flancs de la crête du Condroz (*Bull. Soc. belge de Géologie*, t. XIV, pp. 113-192).
1890. STAINIER, X., Étude sur l'assise de Rouillon (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. XVIII, p. 25).

Phénomènes subkarstiques près de Leefdael (Brabant) (*),

par F. GULLENTOPS.

RÉSUMÉ. — Description ou mention de plusieurs dolines récentes. Dans leur formation intervient pour une grande partie le soutirement du loess dans des creux sous-jacents naturels ou artificiels.

Fin janvier, nous avons été averti par M. Dudal de ce qu'une doline venait de se produire près de Leefdaal. Nous avons pu étudier ainsi ce phénomène à l'état originel et nous le croyons assez intéressant pour le décrire ici.

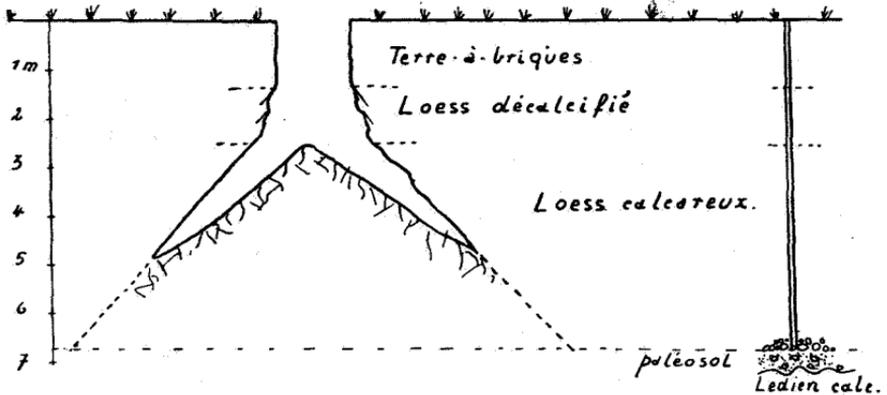


FIG. 1.

La doline était située à 150 m au Nord-Ouest du croisement formé par la route Louvain-Tervuren avec le chemin de fer venant de La Chapelle-Sainte-Véronique. Dans un champ en pente très faible vers le Nord-Ouest s'ouvrait, à la hauteur de 59 m, un puits naturel d'orifice circulaire d'un diamètre de 1^m50, dans du limon loessique.

Comme le montre la figure 1, le puits avait d'abord une allure cylindrique sur environ 1^m40 de profondeur, ce qui correspond exactement à la profondeur de la terre à briques.

De 1^m40 jusqu'à 2^m20 les parois commençaient à s'évaser en montrant une structure très brisée par des cassures coniques.

(*) Texte remis au Secrétariat le 28 avril 1952.

Cette zone correspond grossièrement au loess décalcifié, puisque le loess calcareux commence à 2^m50.

A partir de 2^m20 la paroi s'infléchissait vers l'extérieur avec une inclinaison d'environ 45°, formant ainsi un large cône d'effondrement dont le diamètre inférieur visible était d'environ 6 m. Le milieu de l'entonnoir était rempli par un cône de débris. Il s'agissait donc clairement d'une forme d'effondrement pure.

Un sondage exécuté à 12 m au Nord de la doline a pénétré à une profondeur de 2^m60 dans le loess calcareux, qu'il a traversé jusqu'à 6^m80, où il a été arrêté sur un cailloutis.

Une seconde tentative fut faite dans le chemin creux, à 80 m au Nord-Est, en dessous d'un talus haut approximativement de 4^m30; 2^m80 de loess calcareux furent percés, puis 0^m30 d'un sable argileux, brun foncé, limoniteux, contenant quelques petits cailloux de silex arrondis. Cet horizon surmonte le sable fin très calcareux du Lédien, qui fut percé sur 0^m80. La hauteur et l'épaisseur du limon étant les mêmes, nous pouvons conclure qu'au premier sondage le sous-sol était également formé de Lédien.

L'horizon brun est un paléosol d'âge préloessique, bien visible notamment dans les bords du chemin qui descend en cet endroit vers La Chapelle-Sainte-Véronique. Les allures très mouvementées de cette couche, contenant des poches de dissolution parfois de 1^m50 de profondeur, témoignent du caractère subkarstique de cette ancienne altération. Le sable lédien contient en effet 43 % de CaCO₃ dans cet affleurement et 46 % dans le sondage ⁽¹⁾.

Le colluvionnement a ensuite rempli ces poches et la base du loess est parfaitement plane.

Cette décalcification du sommet du Lédien, qui date donc du préloessique, aurait uniquement laissé subsister des vides dans le cas où une autre couche, le Tongrien, par exemple, en aurait formé le toit.

Le volume libre de l'effondrement peut être estimé à 25 m³.

En prolongeant les parois du cône jusqu'à la base du loess, on obtient certainement un diamètre de 10 m et il suffirait donc

(1) Analyses du laboratoire de M. Livens, qui nous a aussi prêté le personnel pour l'exécution des sondages. Nous l'en remercions très vivement.

d'une décalcification de 1 m (à 40 % de CaCO_3) pour obtenir le vide nécessaire.

L'eau d'infiltration directe n'est pas capable de provoquer ce phénomène, puisqu'elle doit percoler d'abord le loess, dont 4 m sont encore calcareux, et il faudrait faire appel à un suintement sous-loessique dans le Tongrien qui forme immédiatement au Nord le sous-sol du loess.

Nous avons omis l'hypothèse du soutirement de sable boulant dans le Lédien, vu que cette couche y contient peu d'eau et est armée de bancs de grès.

Une ancienne exploitation de ces grès permettrait d'ailleurs une autre explication. Rappelons, par exemple, les galeries signalées par Van Ertborn ⁽²⁾ dans le Lédien à Bruxelles et qui n'avaient pas non plus laissé de traces à la surface.

En réalité, la formation d'une seconde doline peut être attribuée avec certitude à une ancienne exploitation; son effondrement date de 1950.

Cette doline, située au lieu-dit « Steenput », se trouvait à 100 m à l'Ouest de la butte de 69 m et était distante de la précédente de 500 m; elle s'ouvrait sur le bord d'une large dépression, profonde de 4 m, dont la surface est encore jonchée de débris de grès lédiens.

Un sondage a pénétré après 0^m90 de loess décalcifié, dans 6^m80 de sable tongrien très fin, micacé, jaunâtre, avec alternances de sable plus argileux, brun-rouge.

Curieux détail : le fermier avait remarqué déjà depuis plusieurs années qu'à chaque bonne averse il s'était formé une petite cavité, ressemblant à un trou de taupe, par où s'écoulait beaucoup d'eau.

Par cette circulation le loess ou le sable très fin tongrien, qui réagit à beaucoup de points de vue comme le loess, ont pu être entraînés dans le sous-sol si celui-ci était suffisamment perméable. Cette condition est évidemment réalisée si le sous-sol contient des vides par décalcification ou par exploitations en galeries.

Nous avons pu constater une telle érosion récemment à Donceel, près de Waremmes, où, à 1.600 m à l'Ouest du clocher,

(2) VAN ERTBORN et FIÉVEZ, Un curieux phénomène soulevé par l'existence de cavités... (*Bull. Soc. belge de Géologie*, t. XVI, 1902, pp. 190-192).

sur le flanc d'un vallon, un puits s'était creusé, non par effondrement, mais par simple érosion; ce puits, profond de 5-6 m, avait un diamètre généralement inférieur à 1 m, mais il était très sinueux et présentait des excavations et contournements faisant penser à des marmites.

A cet endroit, par suite du décapage sur la forte pente, le loess affleure et ceci semble être une condition de la formation de cette érosion, étant donné que la terre-à-briques ne permet pas l'infiltration de l'eau de ruissellement.

L'endroit se situe, d'après L. Calembert ⁽³⁾, dans la zone exploitée pour phosphates, au sommet du Sénonien; d'ailleurs, à 1 km au Sud-Est de Donceel, plusieurs dolines se sont ouvertes ces dernières années.

Déjà Stainier ⁽⁴⁾ avait décrit des effondrements au-dessus de « cloches » produites par l'entraînement du limon de solifluction dans les fissures du grès virtonien.

Et récemment Rezac ⁽⁵⁾ a décrit la formation de dolines dans le loess de Bohême par suite du soutirement du loess à travers les grès sous-jacents largement fissurés.

Il est donc évident que le soutirement vertical du loess dans un sous-sol très perméable représente dans certaines régions un mode important de l'évolution du microrelief. En ce qui concerne la région limoneuse belge, le soutirement peut se faire au départ de cavités de dissolution d'assises calcaireuses, tel le Crétacé ou certains faciès du Bruxellien ou du Lédien. L'évolution de ces dolines conduit naturellement à la formation de dépressions fermées, ce qui serait une explication possible pour les nombreuses petites dépressions sans écoulement signalées dans cette région par le Père Meeuwis ⁽⁶⁾. Les anciennes exploitations souterraines, en général absolument invisibles, parce que datant souvent du Moyen Age, forment évidemment un

⁽³⁾ L. CALEMBERT, Phosphates de la Hesbaye (*Cent. A.I.Lg., Section Géol.*, p. 314).

⁽⁴⁾ X. STAINIER, Phénomènes de solifluction dans le Sud du Luxembourg (*Bull. Soc. belge de Géologie*, t. XXXVIII, 1928, pp. 49-54).

⁽⁵⁾ REZAC, Les dolines du loess sur le plateau de Hrubá Skála, Bohême (*Sbornik. Cosk. Spol. Zem.*, LV, 1950, p. 214).

⁽⁶⁾ A. MEEUWIS, La représentation cartographique des dépressions sans écoulement (*Bull. Soc. roy. belge de Géogr.*, LXII, 1948, pp. 201-215).

point de départ idéal, mais nous croyons que les effondrements tardifs dans ces terrains sont grandement facilités par le soutènement, comme le prouve la seconde doline de Leefdael.

Institut géologique de l'Université de Louvain.

DISCUSSION.

M. P. Dumon demande des explications sur l'emploi par l'auteur du terme « solifluction ». Il est sous l'impression que ce terme a surtout été utilisé à propos de « sols gelés », à la suite des géologues suédois. M. F. Gullentops, appuyé par divers membres de l'assistance, répond que ce terme est devenu d'un emploi tout à fait général. En Amérique, notamment, on l'applique à tout mouvement en masse du sol sous l'influence de la pesanteur, surtout quand il est gorgé d'eau.

Quelques dépôts d'éboulis ordonnés (*),

par F. GULLENTOPS.

RÉSUMÉ. — Description de deux dépôts d'éboulis ordonnés à Fosse et à Rethel; ils sont surmontés de limon loessique. Les conditions nécessaires à leur formation dénotent que la dernière période glaciaire a débuté avec un climat froid et humide et s'est terminée par un climat froid mais sec.

BRIQUETERIE DE FOSSE.

A 600 m au Sud du clocher de Fosse, sur le flanc gauche du ruisseau de Falisolle, une petite briqueterie exploite un curieux mélange de limon et de minuscules particules de schistes siluriens effrités. Situé en plein dans la dépression du Silurien, le relief de ce flanc de vallée est très doux.

La coupe suivante y est visible, de bas en haut :

- 0,80 m têtes de banc de schistes fins siluriens, à schistosité verticale, se débitant en petits fragments; ces schistes sont mélangés aux couches supérieures pour la confection des briques.
- 0,10-0,20 m d'une argile jaune-brun, plastique, avec débris de schistes, tranche nettement avec la roche en place, n'en forme donc pas l'horizon d'altération, mais appartient à la formation suivante.

(*) Manuscrit remis au Secrétariat le 28 avril 1952.

0,10-0,20 m de débris roulés de schistes et quartzites avec stratification très nette et contenant régulièrement de gros cailloux de quartzite éodévonien, jusqu'à 20 cm de diamètre : alluvions anciennes du ruisseau. Sur toute la longueur de l'affleurement cette couche reste parfaitement horizontale et forme donc une vraie terrasse, située à quelque 4 m au-dessus du lit actuel.

0,80-1,20 m d'une couche constituée d'un mélange intime de débris de schistes, atteignant jusqu'à 4 mm, et de limon. Une vague stratification est indiquée par l'orientation préférentielle des débris de schistes. Dépôt de solifluction.

1,50-2,00 m horizon composé de couches bien stratifiées de limon alternant avec des débris de schistes. Un lit typique commence avec un mince lit de limon pur surmonté d'une strate beaucoup plus épaisse de débris schisteux plus ou moins émoussés. Les débris sont très fins à la base et les plus grossiers se trouvent au sommet, où ils sont immédiatement couverts par la couche suivante de limon. La position horizontale de tous ces débris est typique ainsi que l'absence complète de limon dans les pores, qui restent ouverts : « open work texture » de la littérature anglaise. Forme l'horizon d'éboulis ordonnés (fig. 1).

De face cette couche est horizontale, mais en coupe suivant la pente, les strates présentent une inclinaison maximale de 11°. Un autre stade de l'exploitation (1949, fig. 2) montrait la partie supérieure de cet horizon fortement disloquée par un mouvement de masse qui n'affecte pas l'horizon suivant.

1,50-1,70 m horizon de limon de provenance éolienne, mais remanié par ruissellement, comme en témoignent les débris de schistes encore nombreux. La partie supérieure est altérée en terre-à-briques.

M. P. De Béthune ⁽¹⁾ a décrit récemment dans la coupe des briqueteries de La Plante des « lits de brèches non cimentées » qui sont vraisemblablement identiques aux dépôts ici décrits.

GRAVIÈRE AU SUD DE RÉTHEL.

Lors d'une course récente dans le bassin de Paris, nous avons trouvé à 8 km au Sud de Réthel, sur le plateau, au sommet de la côte du Turonien, une exploitation dans un dépôt d'origine semblable.

(1) P. DE BÉTHUNE, La coupe des briqueteries de La Plante (*Bull. Soc. belge de Géologie*, t. LIX, 1950, pp. 275-280).



FIG. 1. — Briqueterie de Fosse.

Lits alternants de limon et de débris de schiste sans ciment :
éboulis ordonnés.



FIG. 2. — Briqueterie de Fosse.

Perturbations au sommet du dépôt d'éboulis ordonnés.

Sur une épaisseur de 4-5 m est exploitée une masse de débris anguleux de craie blanche alternativement composée de couches à « open work texture » et de strates dont les éléments sont un peu plus fins et dont les interstices sont totalement ou partiellement colmatés de poussières calcaires (fig. 3).

Vers le sommet apparaissent des intercalations de limon, et de fortes dislocations ont lieu par suite de mouvements de masse.

Environ 1^m50 de limon très calcaireux à coquilles terrestres recouvre le tout.

LA FORMATION DES ÉBOULIS ORDONNÉS.

A. Cailleux (2) a inauguré le terme d'« éboulis ordonnés » pour des formations semblables au dépôt de Réthel, telles, par exemple, les grèzes de Charente. La production des débris



FIG. 3. — Gravière au Sud de Réthel montrant des lits de débris anguleux de craie blanche assez bien calibrés, à interstices ouverts.

anguleux est liée à la gélivation intense. Les lits plus ou moins grossiers sont expliqués par cet auteur par des alternances saisonnières de l'intensité de la gélivation. La pente du dépôt est trop faible pour une mise en place sous l'influence unique de la gravité, mais est l'effet d'un état semi-plastique du matériel et peut-être de regels successifs.

Immédiatement au Sud de Visé, sur la rive droite de la Meuse, un ancien déblai de phtanites viséens, maintenant employés comme graviers, montre à s'y méprendre une structure parfaitement semblable. Dans la roche en place, en haut

(2) A. CAILLEUX, Etude de Cryopédologie (1948, C.D.U., Paris).

du talus, les minces lits de phtanites se trouvent brisés, ici probablement par l'effort tectonique. Lors du déblaiement, il s'est effectué un calibrage par gravité qui a provoqué la succession régulière de lits fins à grossiers, sans qu'il y ait pour une strate déterminée une variation notable dans son épaisseur, ni dans la grandeur des éléments vers le bas du talus (fig. 4). Ceci montre que certains dépôts à pente forte peuvent se constituer uniquement sous l'effet de la gravité.



FIG. 4. — Gravière à Visé dans un déblai de phtanites viséens probablement brisés par pression tectonique.

Sheldon Judson ⁽³⁾ a étudié quelques « congelifRACTATE SLOPES » du Jura français. La pente du dépôt étant généralement trop faible pour invoquer uniquement la gravité, cet auteur fait appel au ruissellement de l'eau de pluie pour expliquer un dépôt à pente plus faible et surtout la texture « open-work » qui serait due à un lessivage des éléments fins de l'horizon supérieur, alors que le dépôt reste gelé en profondeur et les interstices remplis de glace.

Y. Guillien ⁽⁴⁾ y voit un écoulement en nappe par l'eau de fonte des neiges sous dégel superficiel, ce phénomène s'accom-

⁽³⁾ SH. JUDSON, Rock-fragment slopes caused by past frost action in the Jura Moutains, France (*The Journal of Geol.*, vol. 57, 1949, pp. 137-142).

⁽⁴⁾ Y. GUILLIEN, Compte rendu excursion (*Sédimentation et Quaternaire*, France, 1949, p. 299).

pagnant d'un classement secondaire dû à l'expulsion des éléments les plus fins par la pression de la neige. Cette explication se rapproche beaucoup de celle de Ch. Judson, mais est plus naturelle, parce que le froid intense que suppose la gélivation s'accorde mieux avec des précipitations sous forme de neige que de pluie. Toutefois, le triage par pression est plus difficile à imaginer.

La gravité, la solifluction, le lessivage par l'eau de pluie, tous ces facteurs ont probablement activement contribué à l'édification de ces dépôts.

Nous croyons que le « Kammeis » ⁽⁵⁾ des auteurs allemands a dû également intervenir, parce qu'il permet une solifluction très lente et superficielle qui ne détruit pas la stratification sous-jacente et provoque en même temps un triage, les débris les plus grands étant soulevés le plus haut, ce qui s'accorde avec la stratification observée à Fosse.

SIGNIFICATION DES OBSERVATIONS.

Tous les auteurs sont unanimes à faire intervenir un froid intense et une humidité suffisante, donc un climat froid et humide.

D'autre part, le dépôt de limon qui recouvre les deux coupes décrites s'est effectué sous un climat froid mais suffisamment sec pour permettre l'installation de la végétation nécessaire pour retenir le loess.

La période pendant laquelle les dépôts de Fosse et de Réthel se sont édifiés peut donc être divisée comme suit de bas en haut :

1. Dépôt de solifluction ordinaire : climat froid et humide (Fosse).
2. Éboulis ordonnés : froid très intense et humide.
3. Mouvements de masse produits par un dégel plus profond.
4. Climat froid mais sec qui permet une végétation steppique fixant le loess.

⁽⁵⁾ Cristaux de glace verticaux qui soulèvent différentiellement l'horizon superficiel du sol en provoquant un creep et un triage des éléments. Le phénomène est très actif parce qu'il a un rythme journalier.

Nous croyons que ces alternances climatiques correspondent ensemble à la dernière glaciation. Le dépôt de Fosse repose en effet sur une terrasse fluviale, produite ici par l'érosion latérale en climat normal. La faible épaisseur des alluvions montre qu'il ne s'agit pas d'un remblaiement climatique et nous plaçons cette formation dans le dernier interglaciaire.

Cette vue s'accorde assez bien avec le tableau, brossé par J. Budel ⁽⁶⁾, de la dernière période glaciaire, sans que nous puissions toutefois différencier un loess tardiglaciaire.

La gélivation et l'érosion conséquente agissent sur des roches chimiquement non altérées et sur de très faibles pentes, comme c'est le cas pour la dépression silurienne de Fosse et le plateau au Sud de Réthel.

Nous croyons qu'il s'agit là d'un facteur de nivellement fort important, très actif dans la création de reliefs comme la Famenne ou la dépression du Silurien du Condroz; en effet, malgré les faibles pentes, la rareté des sols d'altération profonde y est remarquable. Dans ces conditions, seule cette forme de cryoplanation pourrait expliquer une topographie aussi particulière.

Institut géologique de l'Université de Louvain.

DISCUSSION.

M. P. Dumon signale que dans les éboulis de carrière il arrive souvent que l'eau entame d'abord les éléments les plus fins et ne dépasse ensuite que les plus grossiers.

⁽⁶⁾ J. BÜDEL, Die Klimaphasen der Würmeiszeit (*Die Naturwissenschaften*, XIX, 1950, pp. 438-449).

Un Insecte oligocène des Carpathes roumaines (*),

par S. JONET.

Comme je l'ai déjà signalé, l'Oligocène moyen des Carpathes orientales roumaines est constitué par un puissant paquet de schistes foncés et bitumineux connus sous le nom de Schistes disodiques ou Schistes à poissons, car ils contiennent de nombreux restes de poissons. Ce faciès est constant tout le long des Carpathes orientales, depuis la Galicie au Nord. Vers le

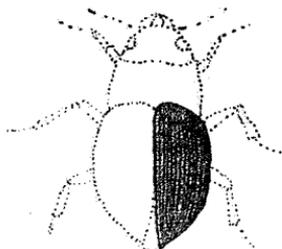


FIG. 1.

Sud-Ouest et dès que l'on pénètre dans les Carpathes méridionales, ces schistes changent d'aspect et deviennent marneux, micacés et beaucoup plus clairs. Ils sont également moins bitumineux et contiennent très peu de sulfates.

Plusieurs points fossilifères ont été signalés dans les Carpathes méridionales, où, souvent, les poissons sont accompagnés d'empreintes de feuilles. Parmi ces localités, Suslaneshti (Département de Muscel) est la plus intéressante et a fourni une faune riche et variée. Celle-ci se compose ⁽¹⁾ de 1 cétaqué, de 27 espèces de poissons, de 2 crustacés et est associée à une flore comprenant 8 espèces.

Lors d'une visite à ce gisement, j'ai trouvé l'élytre droit

(*) Manuscrit parvenu au Secrétariat le 1^{er} avril 1952.

(1) M. PAUCA, Die fossile Fauna und Flora aus dem Oligozän von Suslanesti Muscel in Rumänien. Ein systematischen und paläobiologischen Studie (*Anuarul Insti. geolo. Romaniei*, t. XVI, 1931 [1934], pp. 574-668).

d'un insecte. Conservée en empreinte et contre-empreinte, elle a une longueur de 17 mm pour une largeur de 7 mm. De forme légèrement ovale, elle a son bord antérieur arrondi, tandis que son bord postérieur se termine en biseau. Son ornementation est constituée de 15 rides longitudinales assez marquées et recoupées par des sillons transversaux plus fins et irréguliers

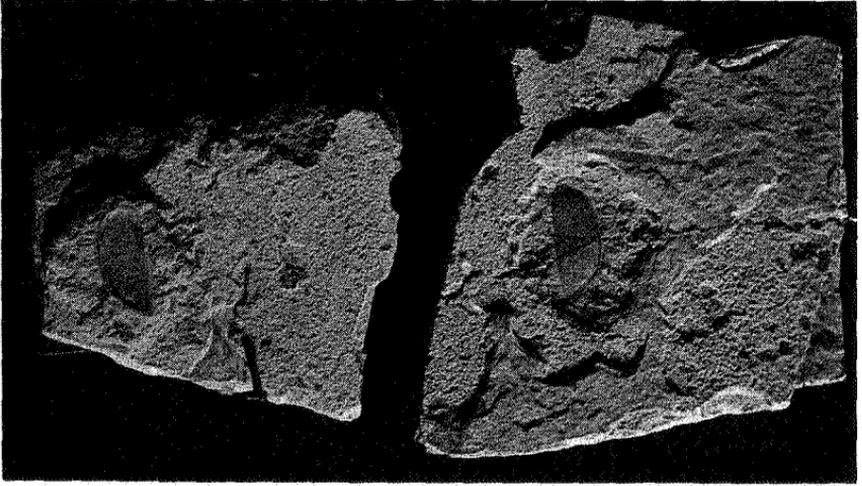


FIG. 2.

qui délimitent un réseau parallépipédique surtout visible à la partie antérieure de l'élytre. L'ornementation s'arrête à 0,5-1 mm du bord latéral, où l'élytre, d'ailleurs peu convexe, est complètement lisse.

Si cet élytre appartient à un insecte de l'ordre des Coléoptères, il est bien difficile de le déterminer plus explicitement en l'absence des autres parties caractéristiques de l'animal (tête, pronotum, pattes, etc.). Je pense toutefois qu'il appartient à la famille des Carabidæ.

Les Insectes sont connus depuis la fin du Paléozoïque (Carbonifère et Permien), où ils sont représentés par quelques centaines d'espèces encore relativement primitives mais déjà suffisamment développées pour qu'on leur soupçonne une origine plus ancienne. Le Mésozoïque (surtout au Jurassique) voit l'apparition de tous les ordres, mais ce n'est qu'au Cénozoïque qu'ils se développent réellement.

L'ordre des Coléoptères fait son apparition au Mésozoïque (Lias inférieur), d'où près de 400 espèces sont connues. Il se développe au Cénozoïque (avec quelque 2.500 espèces en Europe, Amérique et Inde) avant d'atteindre son apogée actuel. Peu représentés à l'Éocène, les Coléoptères sont beaucoup plus nombreux à l'Oligocène, où ils existent dans de nombreux gisements, associés à d'autres insectes. Les gîtes les plus importants sont ceux d'Aix-en-Provence et de Prusse orientale, où les insectes sont enrobés dans l'ambre jaune. Tous ces gîtes se trouvent en Europe septentrionale et en Europe occidentale. Radoboj en Croatie (couches de transition au Miocène), Kut-schlin en Bohême et la Prusse orientale sont les points extrêmes où furent signalés des insectes, et l'on n'en a jamais cité, à ma connaissance, en Europe orientale.

La présence d'un insecte dans les Schistes disodiques oligocènes est donc un fait nouveau qui pourra contribuer à une meilleure connaissance de leurs conditions de sédimentation encore imparfaitement connues.

