

SÉANCE MENSUELLE DU 16 MAI 1933.

Présidence de M. VAN STRAELEN, Président.

Le procès-verbal de la séance du 25 avril est lu et approuvé.

Le Président donne lecture d'une lettre de remerciements de M^{me} A. Rutot.

Le Président proclame membre effectif :

M. PIERRE VAN DEN BRANDE, ingénieur-agronome, géologue au Comité Spécial du Katanga, 54 rue de l'Hospice, Boitsfort, présenté par MM. E. Reintjens et A. Jamotte.

M. Marlière informe la Société qu'il se propose de diriger une excursion, le 17 juin, dans le Crétacé du bassin de Mons.

M. le Président attire l'attention sur les ouvrages suivants offerts par leurs auteurs à la Société : *Carte géologique de l'Alsace-Lorraine*, par E. de Margerie; *Contribution à l'Étude géologique du Bassin charbonnier de la Lukuga*, par M. Jamotte; *Le conglomérat de base de la série de Roan dans la région Sud-Est du Katanga*, par MM. Jamotte et Van den Brande.

Dons et envois reçus :

De la part des auteurs :

8647bis *Jamotte, A. et Van den Brande, P.*, Le conglomérat de base de la série de Roan dans la région Sud-Est du Katanga. Bruxelles, 1932, 3 pages et 3 figures.

8648 *Osborne, F. F. et Adams, F. D.*, Deformation of galena and pyrrhotite. Urbana, 1931, 11 pages et 6 figures,

8649 *Polinard, E.*, Les formes cristallines des diamants de l'Oubangui-Chari. Paris, 1932, 22 pages et 14 figures.

8650 *Saint-Jours, B.*, Nos populations n'ont pas eu à fuir devant les sables. Suite de mon Plaidoyer pour la réhabilitation de mille kilomètres carrés de sol de France. Bordeaux, 1932, 61 pages et 6 figures.

8651 *Smyrnov, S. S.*, Jelesoroudnyi mestorojdenii. (Origine des mines de fer des régions occidentales de la Sibérie.) Irkutsk, 1932, 79 pages et 21 figures.

Communications des membres :

J. COLETTE. *Description stratigraphique d'une nouvelle grotte et de sa terrasse dont la chronologie se rapporte à la transition du Pléistocène à l'Holocène* ⁽¹⁾.

F. HALET. *L'âge des terrains tertiaires à l'emplacement de l'Exposition de Bruxelles, 1935* ⁽¹⁾.

Considérations morphologiques concernant la vallée du Piéton,

par Ch. STEVENS.

Il y a quelques mois, nous avons indiqué, ici même, quels sont les caractères morphologiques du plateau d'Anderlues ⁽²⁾. Je crois utile de les résumer :

1° Le plateau d'Anderlues prolonge vers le Nord, en la

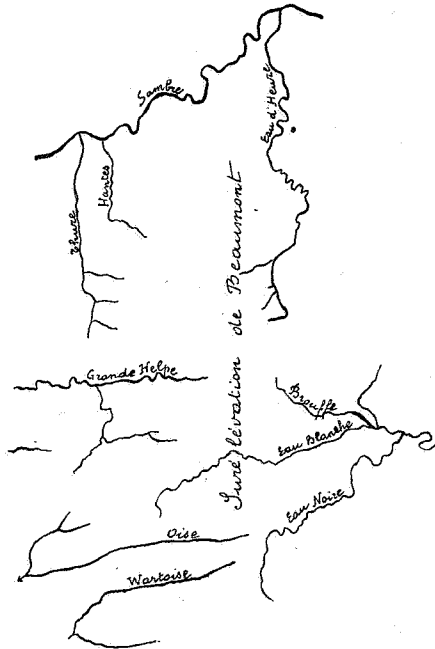


FIG. 1. — Action de la surélévation de Beaumont sur l'orientation du réseau hydrographique d'Entre-Sambre-et-Meuse.

relayant, la surélévation de Beaumont, qui, comme ce plateau, a exercé une action sur l'orientation du réseau hydrographique.

(1) Cette note, dont le manuscrit n'est pas parvenu au Secrétariat, sera publiée ultérieurement.

(2) Ch. STEVENS, Le plateau d'Anderlues. (*Bull. Soc. belge de Géol., Paléont. et d'Hydrol.*, t. XLII.) — Séance du 19 juillet 1932, pp. 173-184.

2° En Moyenne-Belgique, il correspond, sous la base des terrains tertiaires, à l'axe Sud-Nord de la dénudation du Crétacé (fig. 2) (1).

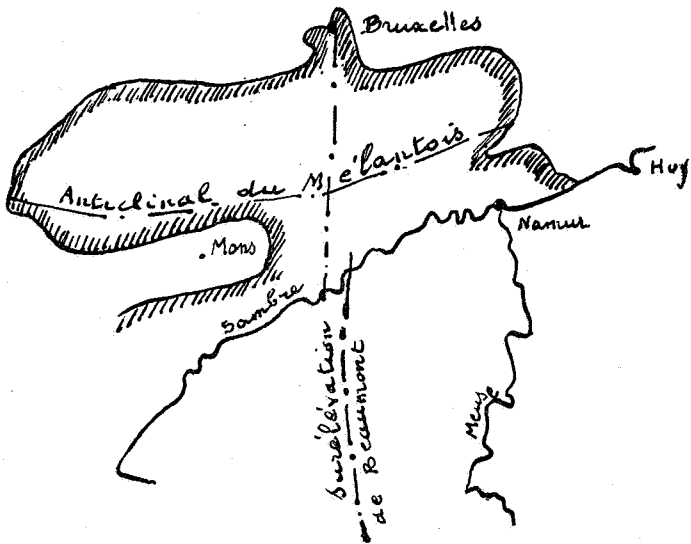


FIG. 2. — Croquis schématique de la dénudation du Crétacé sous les Terrains tertiaires de la Moyenne-Belgique.

3° Par rapport au sillon de Haine-Sambre-et-Meuse, il correspond aussi à une importante surélévation transversale, inscrite au sommet du socle paléozoïque (2).

4° Cette surélévation s'est accentuée très récemment et s'accroît peut-être encore. Elle a pour effet :

- a) de faire disparaître presque complètement l'alluvionnement au pont de Thuin;
- b) d'accroître le rajeunissement du relief autour de cette ville;
- c) de marquer le rajeunissement du relief des vallées qui se sont formées au sommet du plateau : Haie, Haute-Haie, Haut-Piéton.

5° D'autre part, l'extrémité méridionale des assises tertiaires du plateau d'Anderlues possède probablement un léger pendage au Sud, ainsi qu'en témoignent les débits des sources de son bord Sud.

(1) CH. STEVENS, Morphologie, tectonique et érosion. (*Rev. des Quest. scientifi.*, mars 1933, p. 198.)

(2) J. CORNET et CH. STEVENS, Carte du relief du Socle paléozoïque de la vallée de la Haine, à l'échelle du 20.000^e, planchette Morlanwelz (*Service géologique de Belgique*, Bruxelles).

Une crête parallèle à la Sambre passe par le signal du Planty, point culminant de la région Nord de la Sambre (212 m.). Elle est marquée au sommet du socle primaire, et, mieux encore, par l'alignement des sources de la Haie, de la Haine et du Piéton.

Nous avons dit plus haut que le plateau d'Anderlues correspond à l'axe de la dénudation du Crétacé; mais cette dénudation, qui s'étend depuis les environs de Tournai jusqu'à l'Est de Namur, est beaucoup trop vaste pour correspondre à un simple bombement. Il est logique de croire qu'elle se complique de plis secondaires.

De part et d'autre du plateau d'Anderlues, à l'Ouest et à l'Est, nous devons donc trouver des aires d'ennoyage. Et, puisque le plateau d'Anderlues s'est accentué récemment, il est probable que ces ennoyages ont eu, eux aussi, une influence sur la morphologie du pays.

A l'Ouest du plateau, les plissements secondaires sont enregistrés à la surface du socle primaire de la vallée de la Haine. Nous ne tardons pas à trouver, dans la *Cuve de Maurage*, l'ennoyage qui s'est exercé récemment. Il est situé à 11 kilomètres à l'Ouest de l'axe du plateau d'Anderlues.

On sait, en effet, depuis une étude de M. M. Raucq, que l'accentuation de cette cuve a exercé une influence sur l'orientation du réseau hydrographique, puisque c'est là que convergent la Haute Haine, la Samme de Binche et le ruisseau des Estinnes (1).

A l'Est du plateau, nous trouvons cet ennoyage dans la dépression topographique jalonnée du Sud au Nord par l'*Eau d'Heure*, le *Bas Piéton*, la *Rampe* et le *ruisseau de Rèves*.

Cette dépression se trouve à environ 9 kilomètres à l'Est de l'axe du plateau d'Anderlues.

Nous ne pouvons parler du Piéton sans nous reporter aux études que J. Cornet a poursuivies en 1903 (2). Considérant le sillon de Sambre-Meuse comme une même unité morphogénique, J. Cornet arrivait aux conclusions suivantes :

1° *Le bassin de la Sambre-Meuse est dissymétrique.* Au Nord, il n'est large que de quelques kilomètres (22 km. au N. de Huy).

(1) M. RAUCQ, L'évolution du réseau hydrographique du Haut-Pays du Hainaut central. (*Bull. Soc. belge de Géographie*, 53^e année, 1929, fasc. 1, pp. 1-8.)

(2) J. CORNET, Études sur l'évolution des Rivières belges. (*Ann. Soc. géol. de Belg.*, t. XXXI, Mémoires, pp. 283-305.)

Au Sud, la Meuse de Dinant fait reculer sa limite jusqu'aux confins du bassin du Rhône, à 290 kilomètres au Sud de Namur.

2° Il existe une *ligne de faite orographique*, parallèle à la Sambre-Meuse et au Nord de celle-ci. Elle n'en est distante au maximum que de 5.760 mètres.

3° Cette *ligne de faite coïncide avec la ligne de partage des eaux Escaut-Meuse*, depuis la frontière française (et, d'ailleurs, en amont de celle-ci) jusqu'à hauteur de la Jambe-de-Bois (plus exactement du plateau d'Anderlues).

4° Elle ne coïncide plus à partir du plateau d'Anderlues, où la ligne de partage des eaux est brusquement rejetée vers le Nord.

Selon J. Cornet, le réseau hydrographique belge est né après la régression diestienne (Pliocène inférieur), dont le pendage est dirigé vers le Nord. Il en résulte que les affluents Nord de la Sambre-Meuse coulent en sens inverse des assises tertiaires. Ce sont des *rivières anaclinales*. J. Cornet les classait en trois types:

PREMIER TYPE. — Rivières ayant traversé la ligne de faite orographique et ayant capturé des tributaires de la Senne, de la Dyle et de la Gette. Ce sont le *Piéton*, l'*Orneau*, la *Méhaigne* et, jusqu'à un certain point, le *Geer*.

DEUXIÈME TYPE. — Rivières ayant traversé la ligne de faite orographique sans avoir réalisé de captures : le *Houyoux*, qui se jette dans la Meuse à Namur.

TROISIÈME TYPE. — Rivières n'ayant pas traversé la ligne de faite orographique.

Les captures des tributaires de la Senne (Haut Piéton et ruisseau de Trazegnies) par le Moyen Piéton et des tributaires de la Dyle (Repeumont, ruisseaux du Moulin de Wayaux, de la Haute Bise et des Amondrées) par le Thiméon, décrites par J. Cornet, sont classiques et, comme le disait ce regretté géologue, « on aurait peine à expliquer autrement les particularités que nous venons de faire ressortir dans la disposition des affluents Nord de la Sambre-Meuse.

» Nous pouvons même ajouter qu'on rencontrerait difficilement des exemples plus démonstratifs de phénomènes de capture. » (1).

Nous insisterons sur ce point que, pour J. Cornet, la forte érosion régressive du Piéton, de l'Orneau et de la Méhaigne et les captures que ces rivières ont réalisées sont uniquement dues

(1) J. CORNET, *op. cit.*, p. 300.

à l'abaissement de leurs niveaux de base; cet abaissement était dû lui-même à l'approfondissement récent du sillon de Sambre-Meuse, c'est-à-dire de ce qu'on appelait alors le synclinal dévono-carbonifère de Namur.

Nous pensons que cette cause est indiscutable, mais qu'elle n'est pas la seule cause d'origine tectonique.

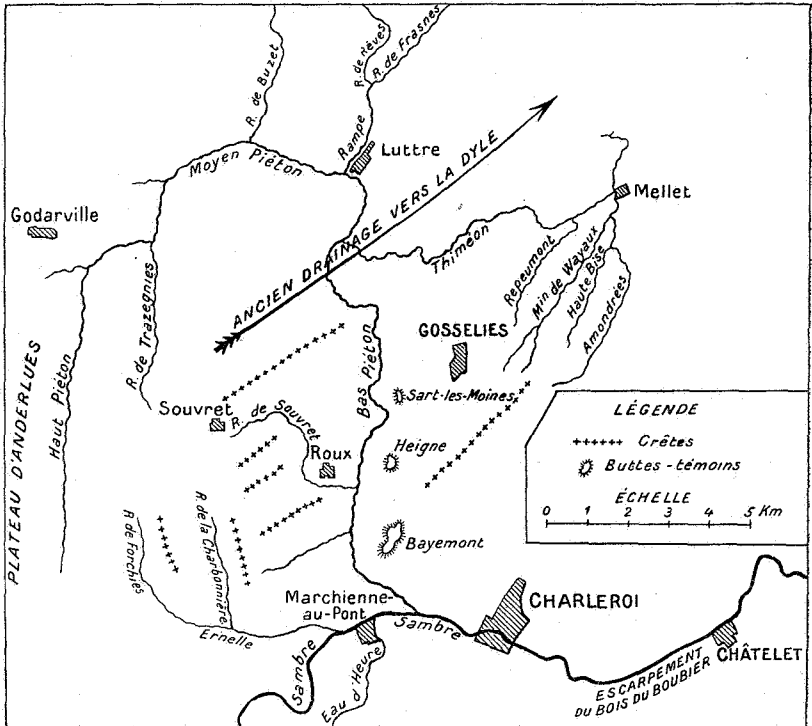


FIG. 3. — Le bassin du Piéton.

Si nous nous basons sur la dénomination officielle du Piéton, il y a lieu de distinguer successivement :

le *Haut Piéton*, depuis sa source jusqu'au coude de capture de Godarville;

le *Moyen Piéton*, depuis le coude de capture de Godarville jusqu'à Luttere;

le *Bas Piéton*, depuis Luttere jusqu'à la Sambre.

Le *Haut Piéton* est, avons-nous vu, un ancien tributaire de la Senne, capté par le Moyen Piéton.

Dans le tracé du *Moyen Piéton*, on voit trois sections :

- a) la section amont, du coude de capture de Godarville au confluent du ruisseau de Trazegnies;
- b) la section moyenne, du confluent du ruisseau de Trazegnies au confluent du ruisseau de Buzet;
- c) la section aval, depuis le confluent du ruisseau de Buzet jusqu'à Luttre.

On voit que le *Moyen Piéton*, dont la longueur n'atteint pas 10 kilomètres, est formé, lui aussi, d'éléments complexes. La section moyenne semble correspondre à une partie de l'ancien cours du ruisseau de Trazegnies. En effet, si la théorie de J. Cornet est exacte, il faut trouver le prolongement de ce ruisseau vers le Nord. Or, on ne peut le trouver que dans le *ruisseau de Buzet*.

Les autres sections du *Moyen Piéton*, comme le *Thiméon*, semblent correspondre à des plissements.

Nous reconnaitrons bien volontiers qu'en dépit de l'opinion de J. Cornet, l'étude des captures de la région du *Piéton* laisse encore bien des problèmes à élucider. Nous n'en méconnaissons pas l'importance; mais leur solution est liée à celle d'autres problèmes que nous espérons pouvoir résoudre un jour. Aujourd'hui, nous désirons nous occuper surtout du *Bas Piéton*. Pour les raisons que nous allons exposer, l'influence des actions tectoniques sur cette partie de la rivière ne nous semble pas contestable :

1. Nous constaterons d'abord que la classification des affluents Nord de la *Sambre-Meuse*, établie par J. Cornet, prête à réflexion.

Si nous en exceptons le *Geer*, qui répond à un caractère spécial, puisqu'il se jette dans la *Meuse* à *Maestricht*, il n'y a que trois rivières, sur les 100 kilomètres séparant *Liège* de *Charleroi*, qui répondent au premier type : le *Piéton*, l'*Orneau* et la *Méhaigne*.

C'est assez étonnant si l'on tient compte de ce que J. Cornet n'attribuait la puissance érosive de ces rivières qu'à l'approfondissement du sillon de *Sambre-Meuse*. Or, selon les idées en cours en 1903, cet approfondissement s'est manifesté tout le long du cours. On peut donc se demander pour quelles raisons cette puissance érosive a été réservée à ces trois seules rivières.

Bien mieux, quand on examine le réseau hydrographique de l'*Orneau*, on constate que les captures qui y sont réalisées ne sont pas très importantes. Cette rivière se rapproche du second type, caractérisé par le *Houyoux* de *Namur*.

Dans le premier type, on ne peut, en réalité, ranger que deux rivières : le Piéton et la Méhaigne. On conviendra que c'est peu.

Or, le Piéton et la Méhaigne sont les seuls affluents Nord de la Sambre-Meuse qui aient des correspondants incontestables au Sud : l'Eau-d'Heure et le Hoyoux de Huy.

2. L'*Eau-d'Heure*, le *Bas Piéton*, la *Rampe* et le *ruisseau de Rèves* sont dans le prolongement l'un de l'autre. Leur direction est parallèle à celle de la surélévation de Beaumont ⁽¹⁾. Elle est donc conforme à celle que doit suivre un axe tectonique en cet endroit.

3. Il ne faut pas perdre de vue que ces rivières, qui, aujourd'hui, coulent presque exclusivement sur les terrains primaires, ont été formées sur un recouvrement tertiaire.

Elles doivent leur existence à un plissement de grand rayon, affectant ce recouvrement tertiaire et résultant de mouvements beaucoup plus complexes de la Tectonique profonde.

Cette règle générale est applicable à toute l'Ardenne.

4. Lorsque, à l'Est du plateau d'Anderlues, on examine certains détails du relief, on n'arrive plus à les attribuer uniquement au travail de l'érosion, tant leur répétition est systématique.

Telle est la dissymétrie marquée des vallons Nord-Sud du *ruisseau de Forchies*, du *ruisseau de La Charbonnière* et du *Bas Piéton* lui-même.

Chaque fois, le versant droit est notablement plus escarpé que le flanc gauche. Cette morphologie heurtée, en dents de scie, qui ne peut s'expliquer par l'inégale résistance à l'érosion, et qui se répète trois fois, ne peut avoir que des causes tectoniques.

5. Mais il y a mieux.

J. Cornet a indiqué, avons-nous vu, que le *Thiméon* avait capté une série de tributaires de la Dyle : *Repeumont*, *ruisseaux du Moulin de Wayaux*, de la *Haute Bise* et des *Amondrées*. Il existe un coude de capture très net à Mellet.

Ces ruisseaux captent un drainage dirigé vers le Nord-Est. Or, le sens de ce drainage se retrouve plus au Sud, dans l'orientation du plateau Jumet-Mont des Bergers-Chapelle-Saint-Jean.

Vis-à-vis de cette crête, les buttes de Bayemont, d'Heigne et, même celle de Gosselies, ne semblent être que des massifs détachés de la pénéplaine de Jumet par un cycle d'érosion nou-

(1) CH. STEVENS, *Morphologie, tectonique, etc.*, op. cit., fig. 10 (p. 196).

veau, dépendant de l'évolution morphologique du bassin du Bas Piéton.

Or, *la trace de ce drainage se retrouve à l'Ouest du cours du Piéton*. C'est lui qui découpe le bord oriental du plateau de Souvret, marqué par d'importants ravins descendant vers le ruisseau de Souvret.

La même disposition se retrouve dans un affluent direct du Piéton, qui longe la lisière Sud du Bois de Monceau.

Je n'ai pas besoin d'insister sur la discordance existant entre ce drainage et le sens dans lequel s'écoule le Piéton. On peut en déduire que la Dyle se prolongeait autrefois notablement au Sud-Ouest et que ce drainage a été scindé par la formation plus tardive de la vallée du Piéton.

Cette disposition peut s'expliquer par des actions tectoniques qui nous sont connues, parce que nous en avons rencontré des applications ailleurs.

La première, c'est *l'accentuation récente de la surélévation du Mélantois*, qui, aujourd'hui, limite au Sud le bassin de la Dyle et a provoqué la scission de ce bassin d'avec la région de Mellet (Thiméon).

La seconde, c'est *l'affaissement simultané du sillon de Sambre-Meuse*, ayant favorisé la formation de rivières, en apparence anaclinales, comme le Piéton.

Mais un troisième fait tectonique a favorisé la formation du bassin du Piéton, c'est *l'accentuation de l'envoyage Bas Piéton-Eau-d'Heure*, que nous appellerons *envoyage de Roux*.

Ici, nous désirons ouvrir une parenthèse.

Le drainage, dirigé vers le Nord-Est, observé dans la région de Souvret, à l'Ouest du Piéton, indique que le bassin de la Dyle s'est autrefois étendu jusque-là.

Cette conception ne signifie nullement que des tributaires de la Dyle aient coulé à ce niveau. Les ravins, tracés entre Souvret et Roux, sont des descendants dans l'espace de ces anciens tributaires.

Il ne faut pas oublier que lorsqu'une vallée a été creusée, elle tend à se conserver, même s'il se produit ailleurs des modifications importantes dans le réseau hydrographique.

En effet, la vallée servira encore longtemps de guide à l'érosion; mais, peu à peu, les nouveaux cycles d'érosion composeront leurs formes propres, ne laissant subsister que sporadiquement les formes anciennes.

C'est dans ce stade de transition que nous nous trouvons dans

la vallée du Piéton; mais on constatera que ce stade est déjà très avancé.

Nous avons dit que, dans la vallée du Piéton, nous devons trouver des formes jeunes. Les voici :

1° Si la vallée du Piéton s'est formée au travers de l'ancien bassin de la Dyle, c'est une première indication de sa jeunesse;

2° Cette jeunesse se trouve également dans les escarpements en pleins schistes de la rive gauche (Est), notamment à Bayemont;

3° Mais c'est dans la traversée de la plaine alluviale de la Sambre que cette jeunesse se retrouve d'une façon incontestable.

Au sortir du lambeau de poussée de Landelies, on voit s'épanouir brusquement les plaines alluviales de l'Eau-d'Heure, de la Sambre et de l'Ernelle. On peut y voir, avec raison, l'influence de l'inégale résistance des roches à l'érosion latérale. Mais cette raison ne suffit pas.

En effet, au sortir du lambeau de poussée de Landelies, la Sambre a creusé sa vallée dans les schistes houillers et elle y demeure jusqu'à Namur.

Dès lors, on ne peut comprendre pour quelles raisons cette plaine alluviale atteint un kilomètre de largeur, à hauteur des Usines de la Providence, pour tomber au-dessous de 200 mètres, entre Charleroi et Châtelet, à hauteur du Bois du Boubier, endroit qui coïncide avec un escarpement, en pleins schistes, d'environ 100 mètres de hauteur.

Au Boubier, l'étroitesse de la plaine alluviale et le rajeunissement du relief, marqué par cet escarpement, indiquent qu'on se trouve dans la zone de surélévation.

Le confluent du Piéton et de la Sambre correspond, au contraire, à une convergence d'axes d'ennoyage, marquée par la réunion des eaux de quatre cours d'eau, dans un secteur de 180 degrés : l'*Eau-d'Heure*, la *Sambre*, l'*Ernelle* et le *Piéton*.

C'est ce que nous appellerons le *centre de dépression de Marchienne-au-Pont*.

C'est dans une situation topographique similaire que, dans la vallée du Démer, entre Haelen et Schuelen, nous avons décrit une cuvette alluviale de 2 mètres de profondeur (1).

Ici, lors du levé de la carte topographique en 1866, la plaine

(1) CH. STEVENS, La morphologie du Hageland et le Centre de dépression de Haelen-Schuelen. (*Ann. Soc. scient. de Bruxelles*. Louvain, 1931, t. LI, pp. 192-200.)

alluviale était déjà encombrée d'établissements industriels. Les éléments d'observation nous font donc défaut; mais nous pouvons dire que, *tant au Boubier qu'à Marchienne-au-Pont, les actions tectoniques n'ont pas cessé de s'exercer au cours de l'alluvionnement. Et il y a de grandes probabilités qu'elles s'exercent encore.*

Quant à l'axe Bas Piéton-Eau-d'Heure, son origine tectonique, seule, peut expliquer les anomalies morphologiques que nous avons signalées.

Remarques à propos d'une note de M. Moureau sur la stratigraphie du Givetien et du Frasnien dans la région de Givet-Beauraing,

par Eug. MAILLIEUX (Bruxelles).

M. Moureau vient de décrire le Givetien et le Frasnien de la région de Givet-Beauraing (1), qu'il a récemment étudiée. Je relève, dans ce travail, un certain nombre d'inexactitudes que je suis contraint de relever, l'auteur m'indiquant, dans sa note, comme lui ayant déterminé de nombreux fossiles et comme ayant vérifié toutes ses diagnoses. Or, en négligeant d'indiquer celles des listes de fossiles à l'élaboration desquelles je n'ai pris ABSOLUMENT AUCUNE PART, il semble m'endosser des erreurs auxquelles je suis complètement étranger et que je tiens à mettre au point. Mes remarques ne s'appliquent ici qu'aux formations attribuées au Frasnien par M. Moureau.

A la page B. 175 de son travail, l'auteur range dans le niveau inférieur de l'assise de Fromelennes (*F1 a*) un horizon qu'il a observé derrière la petite église de Revogne, « où l'on trouve de nombreux et très beaux *Stringocephalus Burtini*, associés à *Spirifer Verneuili* (très nombreux), *Sp. tenticulum*, *Atrypa* sp., *Schizophoria striatula*, *Myophoria transrhenana* ». Il ajoute que cette zone est constituée de schistes avec intercalations de calcaire bleu en bancs de 10 à 30 centimètres et que, dans le restant de la région, elle passe inaperçue, les premiers bancs du *F1* que l'on voit distinctement étant des calcaires en petits bancs avec minces intercalations de schistes.

Je n'ai pas vu les fossiles recueillis à Revogne par M. Mou-

(1) ANDRÉ-L. MOUREAU, La stratigraphie du Givetien et du Frasnien dans la région de Givet-Beauraing. (*Ann. Soc. géol. de Belg.*, t. LVI, 1933, pp. B. 172-194.)

reau. Celui-ci, qui m'avait signalé la découverte, en cet endroit, de l'association de *Stringocephalus Burtini* et de *Spirifer Verneuili*, s'était proposé de me soumettre le matériel recueilli, mais il y a renoncé, j'ignore pour quel motif. Cette découverte m'ayant paru mériter d'être contrôlée et la situation précise du gisement m'étant connue, grâce aux indications de M. Moureau, j'y ai prélevé de nombreux éléments de la faune dont l'examen m'a démontré que certaines déterminations de cet aspirant-géologue sont manifestement inexactes. Voici quelles sont les espèces que j'ai reconnues dans le matériel recueilli par le service d'exploration de ma section :

- Schizophoria striatula* (Schlotheim);
- Stringocephalus Burtini* (Defrance);
- Atrypa Legayi* Rigaux;
- Spirifer (Spirifer) canaliferus* (Valenciennes);
- Spirifer (Hysteroletes) mediotextus* Arch. Vern.;
- Spirifer (Cyrtospirifer) tenticulum* Murch. Vern. Keyserl.;
- Athyris concentrica* (von Buch);
- Bellerophon tuberculatus* d'Orb.;
- Paracyclas proavia* (Goldf.);
- Megalodon (Eumegalodon) abbreviatus* (Schloth.);
- Dechenella (Eudechenella) Verneuili* (Barrande);
- Leperditia* sp.

Cette association faunique, nul ne le contestera, n'a rien de commun avec celle de l'assise de Fromelennes; elle caractérise nettement l'âge givetien des couches qui la renferment. Le *Spirifer tenticulum* est abondant. Cette espèce a été signalée dans le Givetien rhénan, à Refrath et à Paffrath, par d'Archiac et de Verneuil, sous le nom de *Spirifer aperturatus* var. *cuspidata* ⁽¹⁾. Elle est très répandue dans le Givetien du bord Nord du bassin de Namur, notamment au niveau des calcschistes d'Alvaux. Quelques exemplaires d'une espèce à sinus et bourrelet plissés et à crochet surbaissé, qui a certainement dû être confondue par M. Moureau avec le *Spirifer Verneuili*, appartiennent au *Spirifer canaliferus* (Val.), dont Maurer a fait connaître la présence dans le calcaire givetien de Waldgirmes ⁽²⁾. *Atrypa Legayi* Rig., qui remonte jusqu'à la base du Frasnien moyen, se rencontre communément dans le Givetien de l'Ar-

(1) D'ARCHIAC et DE VERNEUIL, On the older Deposits in the Rhenish Provinces. (*Trans. Geol. Soc. London* [2], VI, 1842; pl. XXXV, fig. 7, 7a.)

(2) MAURER, Die Fauna der Kalkes von Waldgirmes bei Giessen. (*Abh. der Grossherzog. Hess. Geol. Landesanst.*, I, 1885, p. 161; pl. VII, fig. 1.)

denne en général. Je n'ai observé aucun exemplaire de *Myophoria transrhenana* et je suis convaincu que M. Moureau a confondu avec cette forme, *Paracyclas proavia*, dont ce gisement m'a fourni de nombreux individus. Les autres espèces se passent de tout commentaire.

Pour ma part, je n'ai observé aucun des « très nombreux *Spirifer Verneuli* » signalés par M. Moureau. En admettant, ce qui est assez douteux, que ce dernier n'ait commis aucune erreur de détermination, la présence de cette espèce dans le Givetien n'aurait rien de bien surprenant et ne pourrait infirmer les indications fournies par l'ensemble de la faune. Elle signifierait tout au plus que l'extension verticale de l'espèce dont il est question est plus vaste qu'on ne le croyait. Cette forme n'est d'ailleurs pas l'apanage exclusif du Dévonien supérieur, puisqu'on la rencontre jusque dans les couches inférieures du Dinantien. Il est du reste actuellement démontré qu'il existe fort peu d'espèces dont la durée est étroitement liée à celle d'un horizon stratigraphique et que la plupart des formes autrefois considérées comme espèces caractéristiques, prises isolément, ne peuvent plus être envisagées sous cet aspect. Il est indispensable de recourir à des associations fauniques pour déterminer avec certitude l'âge d'un gisement. J'avais du reste attiré l'attention de M. Moureau sur ce point.

Pour en finir avec le gisement de Revogne, on remarquera que son facies et sa faune sont ceux de la zone à *Spirifer mediotextus* (*Gic*) que M. Moureau déclare, d'autre part, avoir observée en beaucoup d'endroits ⁽¹⁾. Il est assez surprenant qu'il l'ait méconnue ici. A Revogne, cette zone est surmontée de bancs de calcaire qui offrent les caractères du niveau supérieur (*Gid*) du Givetien, et nullement ceux du calcaire *F1 b*, contrairement aux dires de M. Moureau.

A la page B. 180 de sa note, l'auteur relate la découverte, signalée par M. de Magnée, d'un récif coralligène soi-disant situé dans le niveau à *Leiorhynchus formosus* (*F2 e*) aux environs de Barvaux-sur-Ourthe. Ce récif m'était connu de longue date; il appartient à la catégorie des récifs à *Phacellophyllum* (*F2 d*), du type de l'Arche, et les schistes à *L. formosus*, qui ont ici exactement le même facies que dans la plaine des Fagnes, ne sont autres que les sédiments de la phase terminale de l'envasement du récif. Les mêmes remarques s'appliquent vraisemblablement aux trois massifs calcaires signalés par M. Moureau

(1) MOUREAU, *loc. cit.*, p. B. 174.

au Sud de Focant (p. B. 180). L'édification de récifs coralligènes au sein des formations de caractère bathyal que sont les schistes à *L. formosus*, aussi bien dans cette région que dans celle de Couvin, serait absolument paradoxale.

Au sujet de la zone *F2 f* (schistes à *Leiorhynchus megistanus*), l'auteur (p. B. 180) s'exprime comme suit : « Cette zone se confond avec la précédente. Aussi, en aucun point, ne m'a-t-il été possible de la distinguer de *F2 e*; je l'ai en conséquence incorporée dans cette dernière zone, dont elle n'est en somme qu'un facies particulier ». Ceci est fort discutable et absolument contraire à la réalité. J'ai observé ce niveau en plusieurs endroits dans des coupes montrant nettement la superposition de *F2 f* et de *F2 e* et les différences tranchées de ces deux horizons; différence notamment du facies bathymétrique, mise en relief par les caractères paléontologiques et pétrographiques. Il n'y a aucune raison de réunir ces deux zones, qui n'ont rien de commun entre elles; mais, comme je l'ai fait observer à M. Moureau, la zone *F2 f* passe progressivement à la zone *F2 g* par des intercalations de bancs minces de calcaire argileux et *peut-être*, ai-je ajouté, n'y aurait-il aucun inconvénient à réunir ces deux zones (c'est-à-dire, bien entendu, *F2 f* et *F2 g*). Avant de trancher avec une telle désinvolture des questions de ce genre, M. Moureau n'eût rien perdu à attendre d'avoir un peu plus d'expérience.

En ce qui concerne la zone *F2 k* (notation très arbitrairement proposée par M. P. Dumon), je ne l'ai jamais admise au sens indiqué par M. Moureau. J'ai montré qu'en certains points, le contact entre *F2 i* + *F2 j* et *F3 b* est direct, mais que parfois, surtout au voisinage de certains récifs *F2 j*, il y a *très localement* une mince zone de schistes verts, finement feuilletés, à *Chonetes armata* entre *F3 b* et son substratum. J'ai considéré ce facies *F3 a* (= *F2 k* Dumon) comme trop local pour être envisagé au titre d'une zone constante et je ne vois aucune raison pour le séparer de l'assise de Matagne.

La conclusion de M. Moureau relative à l'assise de Fromelennes, *F1* (p. B. 186), ne repose sur aucun fondement, ainsi que nous l'avons démontré plus haut. De même, lorsqu'il dit (p. B. 189, 4^e) que les récifs de base du Frasnien moyen (*F2 d*) n'existent que dans la région de Chimay, il s'aventure sur un terrain qui lui est inconnu et il verse dans une profonde erreur. Je connais plusieurs récifs de ce groupe sur la bordure orientale du bassin de Dinant, que je me réserve de faire connaître en temps opportun.

Nous ne sommes nullement d'accord non plus sur la présence simultanée et constante de deux facies distincts et à faune différente dans le niveau *F2 e*, ce qui s'expliquerait du reste malaisément; il y a là certainement confusion entre les niveaux *F2 e* et *F2 f*, celui-ci ayant été systématiquement méconnu par M. Moureau aussi bien que par MM. de Magnée et Shen.

De l'avis de M. Moureau, la légende stratigraphique du Frasnien telle que je l'ai établie peut induire en erreur. C'est la première fois qu'une telle opinion est exprimée, bien que cette légende ait été utilisée par des géologues d'une compétence indiscutable, tels que MM. Asselberghs, Delhayé, etc. Au surplus, une lecture trop superficielle de mes travaux sur cette matière n'a pas permis à M. Moureau de constater que j'ai créé cette légende uniquement pour le Frasnien de la plaine des Fagnes, et si son application a été étendue à d'autres régions du bassin de Dinant, c'est surtout par les géologues dont j'ai cité les noms ci-dessus. S'il avait pris la peine de lire ce que j'ai écrit sur ce sujet, il n'eût pas manqué de constater que je n'ai jamais envisagé le terme *F3 a* comme une zone constante. Quant à ce qui concerne la zone à *Leiorhynchus megistanus* (*F2 f*), on se reportera à ce que j'ai dit plus haut.

Les nouvelles notations proposées par M. Moureau (p. B. 193) n'ont ni utilité, ni raison d'être : elles auraient pour unique résultat de compliquer inopportunément la nomenclature stratigraphique.

Je ne puis terminer sans ajouter quelques mots au sujet des remarques apportées au cours de la discussion par M. Fourmarier (pp. B. 193, 194).

Celui-ci rappelle qu'au cours des discussions de la Commission géologique au sujet de la limite entre le Frasnien et le Givetien, il a cité comme argument la présence de *Stringocephalus Burtini* à la base des calcaires *Gob* dans la tranchée de la gare de Remouchamps; M. Aderca aurait rencontré le même fossile au même niveau dans la vallée de la Vesdre et M. Moureau signale l'association de *Stringocephalus Burtini* et de *Spirifer Verneuili* dans le *F1 a* à Revogne.

En ce qui concerne le fait allégué par M. Moureau, nous venons d'en mettre en évidence toute l'inanité. Pour ce qui a trait à la présence du *Stringocephalus Burtini* dans le *F1* des régions où il a été observé par MM. Fourmarier et Aderca, je dirai simplement que j'ai exploré méthodiquement les environs de Remouchamps et que chaque fois que j'y ai rencontré l'espèce précitée, c'était dans des couches que je n'avais aucune

raison d'attribuer à un autre horizon qu'au Givetien *sensu proprio*. J'ai trop peu étudié la région décrite par M. Aderca pour prendre position à ce sujet, mais chaque fois que j'ai exploré les environs de Verviers, Theux et Pepinster, je n'ai jamais trouvé jusqu'ici de Stringocéphales ailleurs que dans du Givetien typique. J'ajouterai aussi que la présence de cette espèce seule serait insuffisante pour servir d'argument péremptoire en faveur de l'attribution au Givetien des couches où on l'observerait dans ces conditions. Des cas nombreux sont connus où des groupes, spécialisés dans des horizons constants dans certaines contrées, possèdent, dans d'autres, une extension verticale beaucoup plus considérable. Tel est le cas pour les représentants du genre *Calceola* : dans l'Ardenne, ils ne dépassent pas les limites du Couvinien (*Co 1 + Co 2*), mais, dans le Dévonien rhénan, où ils existent aussi dans ces mêmes assises, ils sont abondamment représentés dans le Givetien. Les raisons invoquées jusqu'ici par M. Fourmarier pour attribuer l'assise de Fromelennes au Givetien ne paraissent nullement pertinentes.

Je me permettrai de faire remarquer à mon savant confrère que les divisions qu'il considère comme trop poussées en ce qui concerne le Frasnien ont été établies sur des faits patents; certaines de ces divisions avaient d'ailleurs déjà été proposées par J. Gosselet. Bien que n'ayant primitivement trait qu'à la plaine des Fagnes, leur existence a été par la suite reconnue d'une façon généralement constante dans les régions des bordures méridionale et orientale du bassin de Dinant où le Frasnien a été étudié en détail. Je suis d'ailleurs d'accord avec M. Fourmarier pour admettre qu'il ne faudrait pas trop généraliser ces divisions, pas plus d'ailleurs qu'aucune autre légende stratigraphique. Ce serait, par exemple, une grave erreur que de chercher à appliquer les subdivisions du Frasnien du bord Sud du bassin de Dinant au Frasnien du bord Nord de ce bassin, ainsi qu'à celui du bassin de Namur.

**Compte rendu de l'excursion conduite le 17 juin 1933
dans le Bassin crétacé de Mons,**

par RENÉ MARLIÈRE.

Une excursion de la Société belge de Géologie s'est déroulée, le 17 juin 1933, sur le parcours Obourg, Havré, Ville-sur-Haine, Thieu. Y ont pris part : M^{me} Kinet, MM. Casier, Corin, Grosjean, Hacquaert, Halet, Kufferath, Marlière, Stevens, Toussaint et Van de Poel, tous membres effectifs. Le Président, M. Van Straelen, s'est excusé.

Arrivés en gare de Mons, à 9^h08, les participants se rendent en auto-car à Obourg, où doit commencer la course géologique proprement dite.

Avant de visiter le premier affleurement, M. Marlière rappelle l'importante contribution apportée par feu Jules Cornet à la connaissance des formations crétacées et tertiaires du bassin de Mons; à chaque pas on pourrait citer le nom illustre de Jules Cornet, tellement est énorme la somme d'observations dont la Science belge est redevable à ce grand géologue. A la mémoire du Maître, le guide de la course élève une pensée d'admiration, geste auquel les membres présents s'associent respectueusement.

Un *court préambule* est nécessaire pour situer les excursionnistes et leur rappeler quelques-uns des caractères géologiques de la région à parcourir.

Chacun sait que les couches crétacées et tertiaires du bassin de la Haine affectent la forme d'un *synclinal* dirigé Est-Ouest, qui s'abouche au bassin de Paris. Les actions érosives qui ont dénudé le pays ont, par le fait même, délimité l'extension actuelle des dépôts crétacés et sur la carte géologique leur limite d'affleurement dessine une sorte de golfe : le « golfe de Mons », ainsi que Dumont le surnommait déjà. Ces considérations, qui tendent à présenter le bassin de Mons comme une sorte de diverticule de la grande cuvette parisienne, nous permettent de justifier la tendance des géologues belges à comparer leur Crétacé à celui du bassin de Paris.

Grâce à une grande quantité de puits et de sondages miniers pour l'exploitation et la recherche de la houille, la constitution

géologique du synclinal crétacé de Mons est assez bien connue. Une carte hydrographique du substratum paléozoïque a été dressée par J. Cornet et Ch. Stevens. Elle donne une excellente idée de la surface des terrains primaires en profondeur et montre notamment que, dans l'état actuel, elle n'a pas la forme d'une cuvette allongée ou d'une gouttière uniformément déprimée dans la région axiale. En réalité, pour employer une expression de Jules Cornet, le fond du bassin de Mons affecte la forme d'une « auge », mais d'une auge *bosselée, déformée* par des actions plus ou moins récentes. Sur la figure 1 ci-contre, les isohypses à l'équidistance de 50 mètres indiquent le relief probable du substratum primaire, pour la région que nous étudions.

Il faut noter encore que la surface du socle primaire trouve souvent une forme d'*écho* dans les allures des couches crétacées et même tertiaires et nous ne nous étonnerons pas si nous voyons, au bord Nord du synclinal crétacique, des inclinaisons à l'Est, à l'Ouest ou même au Nord, alors que normalement le pendage se fait au Sud. La course d'aujourd'hui se déroulera entièrement sur le flanc septentrional du synclinal de Mons, et la remarque que nous venons de faire trouvera bientôt une illustration.

Commençons la série de nos observations sur le terrain.

Un rapide coup d'œil dans la direction du Sud, à l'entrée de la carrière Denuit (1), permet de voir le fond de la vallée de la Haine, occupé par des alluvions largement développées, pour lesquelles de petits sondages indiquent des épaisseurs de 10 à 12 mètres au plus.

Sous une pluie battante, nous entrons alors dans l'*ancienne carrière Denuit* (1), rendue célèbre par la découverte (1) d'un mineur néolithique enseveli sous une poche de sable alors qu'il extrayait le silex et la craie.

Les excursionnistes observent un conglomérat, épais de 30 centimètres environ, dans lequel sont en abondance des bélemnites (*Belemnitella mucronata* surtout), des huîtres, des moules phosphatisés de gastéropodes, de polypiérites, des nodules et des galets de craie phosphatée; le ciment est crayeux, un peu ferrugineux et dans la zone d'aération il est oxydé et prend une teinte rouille très légère. C'est le *conglomérat dit d'Obourg*. Sous ce banc, la craie est durcie, mais ne semble pas être pénétrée de tubulations semblables à celles que nous obser-

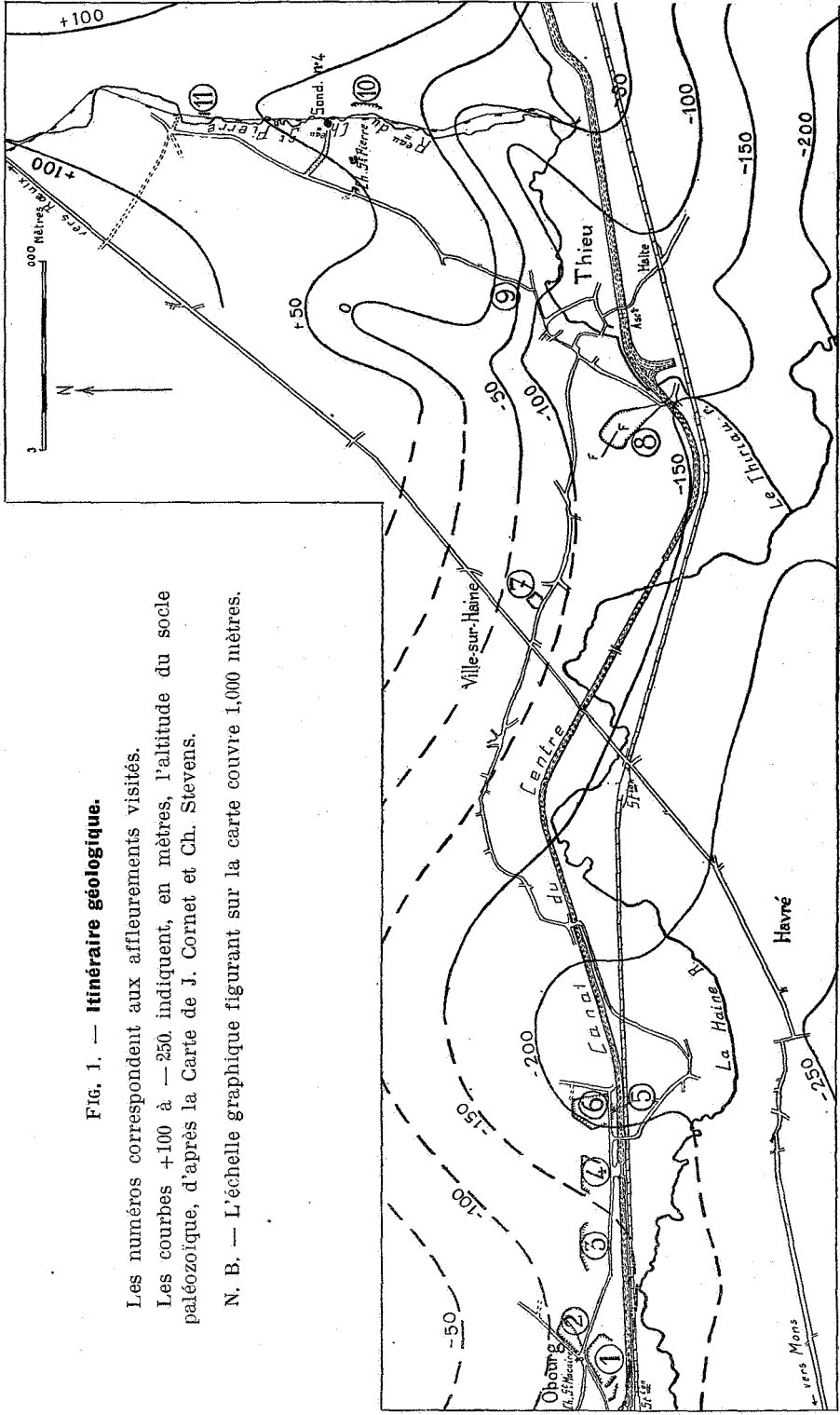
(1) Par ÉMILE DE MUNCK, en 1891. La squelette du mineur néolithique d'Obourg est actuellement au Musée royal d'Histoire naturelle, à Bruxelles

Fig. 1. — Itinéraire géologique.

Les numéros correspondent aux affleurements visités.

Les courbes +100 à -250. indiquent, en mètres, l'altitude du socle paléozoïque, d'après la Carte de J. Cornet et Ch. Stevens.

N. B. — L'échelle graphique figurant sur la carte couvre 1.000 mètres.



verons bientôt. Le conglomérat d'Obourg est visible en deux points de la carrière : en un endroit, il est surmonté par des matériaux de remblai; en un autre point (au-dessus du tunnel) il est surmonté par 1 à 2 mètres de *cràie d'Obourg*, blanche, un peu marneuse, dans laquelle on peut voir, à un mètre de la base, des silex noirs, rognonneux, disposés en un lit continu de quelques centimètres d'épaisseur. Sous le conglomérat d'Obourg vient la *cràie de Trivières*, que nous examinerons plus loin. Les couches inclinent légèrement au Sud. Dans le talus qui longe la route, et qui est actuellement couvert de végétation, se voyait autrefois une petite faille normale à lèvre Sud affaissée.

S.W.

N.E.

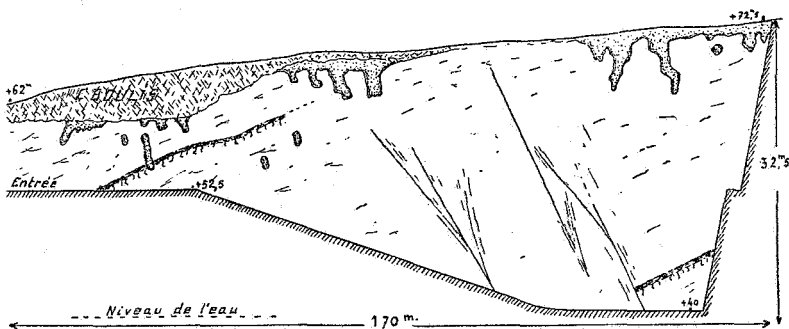


FIG. 2. — Coupe de la Nouvelle Carrière Denuit, à Obourg (front longeant la route).

Légende et explications dans le texte. — Hauteurs multipliées par 2.

Le conglomérat d'Obourg, bien visible au-dessus du tunnel donnant accès dans la carrière, pourrait être noté immédiatement à gauche du croquis, avec une inclinaison voisine de celle des conglomérats phosphatés de la craie de Trivières.

La *nouvelle carrière Denuit (2)*, dont nous donnons un croquis (fig. 2), est une longue et profonde exploitation à laquelle nous nous arrêterons longuement ⁽¹⁾ :

1° La *cràie de Trivières*, craie campanienne à *Actinocamax quadratus*, s'observe avec ses caractères habituels, parfaitement accusés : craie uniformément blanche ou légèrement grisâtre,

(1) Je saisis avec empressement l'occasion de remercier vivement MM. DENUIT et NIQUET-DENUIT, directeurs, pour l'amabilité avec laquelle ils permettent toujours la visite de leur si intéressante exploitation.

absence de silex, grande rareté des fossiles, lits mal développés et stratification masquée par des lithoclastes très rapprochés.

Ainsi que Jules Cornet l'avait déjà remarqué en 1926, « à 15 mètres environ sous le conglomérat d'Obourg, on voit dans la craie de Trivières un banc jaune clair, cohérent, faisant saillie sur la paroi de la carrière, et épais de 50 à 75 centimètres. La roche de ce banc est une craie remplie d'une forte proportion de grains phosphatés et de nombreux nodules phosphatés. *Actinocamax quadratus* s'y rencontre, beaucoup plus fréquent que dans la craie blanche qui encaisse ce banc phosphaté. Celui-ci doit sa teinte jaune à l'oxydation de la matière colorante ferrifère primitive; on est ici au-dessus du niveau hydrostatique. La craie phosphatée jaune émet dans la craie blanche sur laquelle elle repose, jusqu'à une distance de 50 centimètres environ, des prolongements ramifiés, irréguliers, contournés, analogues aux *racines* de la base de la craie de Cibly, de la base des niveaux phosphatés de Picardie, etc. » (1).

Environ 40 mètres sous ce conglomérat phosphaté, dans le fond de l'exploitation, apparaît encore un lit très semblable, mais plus riche en nodules de marcassite plus ou moins oxydés et en foraminifères; bien que ces deux bancs soient séparés par une zone faillée, on ne peut admettre qu'il s'agisse du même lit, car on devrait également retrouver ici le conglomérat d'Obourg et la craie d'Obourg avec ses silex, ce qui n'est pas.

On a donc bien, dans la carrière, deux conglomérats phosphatés différents, avec contact par racines, dans la masse même de la craie de Trivières. D'autres observations montrent que de telles roches, qui paraissent homologues des craies grises de Picardie, sont assez fréquentes dans la craie campanienne du Hainaut. Le lecteur pourra se reporter à une note spéciale sur ce sujet (2).

2° Si l'on met à part les lits phosphatés dont on vient de parler, la craie de Trivières ne montre ici aucune stratification. Elle est parcourue de lithoclastes très serrées découpant soit des masses lenticulaires, soit des sortes de lits d'une épaisseur très constante, ce qui donne l'illusion d'une stratification. Parmi toutes ces cassures, il en est de très continues, s'accompagnant

(1) J. CORNET, Sur des bancs de craie phosphatée intercalés dans la craie à *Actinocamax quadratus* des environs de Mons. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. XLVIII, 1926, pp. B. 237-241; spécialement p. 240.)

(2) R. MARLIÈRE, De nombreux bancs phosphatés dans la craie à *Actinocamax quadratus* du Bassin de Mons. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. LVI, n° 10, juillet 1933.)

de stries de glissement et parfois de craie plus ou moins broyée. On y reconnaît volontiers des *failles*, mais l'amplitude du rejet peut être très faible, et en tout cas, il est impossible de le préciser en l'absence de tout repère. Le conglomérat du fond de la carrière vient buter contre une faille certaine, car on ne le retrouve pas au delà de la cassure. Toutes ces grandes cassures sont dirigées à peu près Nord-Ouest—Sud-Est.

3° A partir de la surface, la craie est pénétrée de nombreuses *poches* dans lesquelles est descendu un sable rosé, plus ou moins ligniteux, renfermant parfois de gros blocs de grès ou de quartzites blancs à empreintes végétales; ces roches, sables et grès, sont connues en place dans le voisinage et sont attribuées au Landénien supérieur. Cependant, rien ne démontre jusqu'à présent que les sables de la carrière Denuit n'aient pas été remaniés au Pléistocène. Leur âge est indéterminé.

Leur mise en gisement dans les poches de la craie paraît facile à expliquer : on observe que la craie est comme corrodée en surface ou même assez profondément, et, sur les parois des poches, le sable est enrichi d'une matière argileuse (argile résiduelle) qui lui confère une certaine cohérence et une coloration plus foncée. La dissolution due aux eaux d'infiltration est évidemment une des causes de la formation de ces poches dans lesquelles, à mesure que le carbonate de chaux est enlevé en solution, descendent lentement les formations meubles surincombantes.

Quant à l'âge géologique du phénomène, il peut correspondre à toute émergence ayant amené les couches altérables au-dessus du niveau hydrostatique de l'époque, et notamment, pour le pays considéré, aux longues émergences montiennes, landéniennes, pléistocènes. MM. Halet et Stevens pensent qu'elles doivent être très récentes parce qu'elles se trouvent près de la surface et comme liées au modelé topographique actuel. Dans certains cas d'ailleurs, les limons pléistocènes sont descendus dans les poches et tapissent les parois de leurs cailloutis de base (Carrières de Ciplly).

Ainsi, l'accord est unanime pour admettre : 1° que ces poches sont dues à la *dissolution subaérienne* par les *eaux d'origine superficielle*, et 2° qu'il y a une *descente lente et continue* des matériaux de remplissage, qui restent fréquemment *disposés en couches*, même lorsqu'ils ne sont pas agglomérés. Il s'agit de véritables **POCHES DE DISSOLUTION**.

Les poches nées de la sorte ont été et sont encore parfois appelées à tort « puits naturels ». Il n'y aurait aucun inconvé-

nient à les désigner de cette façon, si, par une confusion regrettable, l'expression n'avait été appliquée à des accidents bien différents, qui sont des sortes de cheminées « à sections curvilignes plus ou moins régulières, traversant les couches houillères obliquement ou normalement à la stratification. Les remblais qui remplissent aujourd'hui ces excavations sont des *débris* de houille, de schiste, de grès houiller et de roches crétacées *confusément mélangés*, laissant entre eux des *vides* souvent remplis d'eau » (1). Dans ce dernier cas, 1° il y a eu formation d'un *vide profond*, effet certain d'une *cause absolument incon nue* (2), et 2° il y a eu *descente brusque* en plusieurs ou en une seule fois, et les matériaux ont produit un *remplissage bréchique* (dans la très grosse majorité des cas).

Nous proposons que l'expression « PUIITS NATUREL » soit strictement réservée aux accidents que nous venons de rappeler, bien connus dans le terrain houiller du Hainaut, décrits pour la première fois par Briart et Cornet et signalés maintes fois par la suite.

Toujours sous la pluie, les excursionnistes regagnent la route

(1) F.-L. CORNET et A. BRIART, Notice sur les puits naturels du terrain houiller. (*Bull. Ac. roy. de Belgique*, 2^e série, t. XXIX, n° 5, 1870, p. 477.)

Nous avons tenu à rapporter les termes de Cornet et Briart, afin de montrer que dans cette toute première description est notée la différence sur laquelle nous insistons.

(2) D'après les « Considérations sur les puits naturels du Houiller du Hainaut » dues à M. X. STAINIER (*Ann. Soc. scient. de Bruxelles*, t. LIII, 1933, série B, 1^{re} partie, p. 79), ni la théorie de la dissolution souterraine du calcaire carbonifère (Page), ni l'idée de l'origine tectonique des cavités (J. Cornet et Schmidt) ne rendraient compte des faits observés.

Le désaccord entre toutes les opinions émises porte sur le mode de formation de *cavités profondes*, que tous placent dans l'épaisseur du calcaire *dinantien*, mais qu'aucune théorie n'explique d'une façon satisfaisante. M. Stainier note que la situation des puits naturels est indépendante des allures du Houiller et que leur localisation est inexplicable par les théories de Page et de J. Cornet; et je me demande si, en fin de compte, on n'en viendra pas à invoquer l'action, sur le calcaire carbonifère, de vapeurs ou de gaz acides d'origine interne, et à entrevoir un *même phénomène causal à l'origine* des filons de *galène* de Sirault, de la *fluorine* de Basècles, Blaton, Casteau, Ecaussines, et aussi de ces *cavités profondes*, dont chacun reconnaît l'existence, et dans lesquelles, au cours des temps géologiques, seraient tombés des éboulis de roches houillères et crétaciques parfois.

J'entends monter un flot grondant d'objections, mais la lecture du chapitre VI dans les *annexes* à la note de M. Stainier me reconforte et m'engage à persister. J'y renvoie le lecteur (X. STAINIER, *op. cit.*, 1933, p. 95).

près de la chapelle Saint-Macaire et se dirigent vers l'Est, laissant à leur gauche quelques vastes exploitations de craie de Trivières (3) et (4), où ils verraient des choses identiques à celles qu'ils ont observées dans la carrière Denuit.

On arrive ainsi à l'affleurement longtemps unique de la *Brèche crayeuse d'Havré* (5). « Les éléments de cette brèche ont les dimensions les plus variées. Les plus gros présentent des sections qui ont jusqu'à un mètre dans leur plus grand diamètre; les dimensions des autres se mesurent par décimètres ou par centimètres. La plupart des blocs sont anguleux; mais les angles sont souvent arrondis, émoussés. Tous ces blocs sont admirablement agencés entre eux, et grâce à de la craie plus finement broyée qui remplit les intervalles, l'ensemble forme

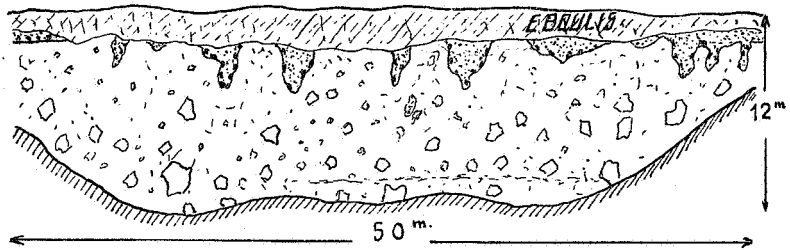


FIG. 3. — Coupe de l'affleurement de la brèche crayeuse d'Havré.

Légende et commentaires dans le texte. — Hauteurs multipliées par 2.

une masse bien cohérente, bien stable, une sorte de *béton*, qui du côté Nord présente un escarpement vertical de 12 mètres taillé depuis plus de deux ans et ne présentant aucune tendance à l'éboulement. » (1).

Après la présentation de l'affleurement et un rappel de la brève description qui précède, M. Marlière ajoute quelques remarques :

J. Cornet signale des rognons de *silex noirs* de la craie d'Obourg « parmi les blocs de craie de la brèche » et il en tire argument pour penser que « les éléments de la brèche ont été fournis par la craie d'Obourg. Cependant quelques blocs de craie grisâtre proviennent peut-être de la craie de Trivières » (2).

Il existe bien quelques silex sur le sol de l'ancienne carrière, *mélangés à des éboulis* de la brèche; ils proviennent de la cou-

(1) J. CORNET, La brèche crayeuse d'Havré. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. XLVIII, 1926, pp. B 241-244.)

(2) J. CORNET, *op. cit.*, 1926, p. B 242.

verture récente formée de sables bruns ou verts avec des silex gris et noirs roulés à la base, qui sont aussi parfois descendus dans des poches de dissolution. Je n'ai personnellement jamais pu trouver un seul silex dans la brèche crayeuse elle-même, et malgré de récents éboulements, la coupe, partiellement rafraîchie, n'en montre aucun. C'est là un des arguments sur lesquels je me base pour penser que la brèche est entièrement édiflée à partir de la craie de Trivières, *sans aucun mélange hétérogène*.

L'attention des participants est ici longuement retenue. Elle se concentre autour de deux questions principales : 1° l'origine de la brèche; 2° l'âge géologique des formations surincombantes.

1° SUR L'ORIGINE DE LA BRÈCHE D'HAVRÉ. — Afin de mettre les excursionnistes en mesure d'aborder le problème, il est nécessaire de rappeler quelques observations antérieures :

a) L'affleurement de la brèche crayeuse est une coupe à la base d'un promontoire qui descend des coteaux de la rive droite de la Haine et que la rivière et la route contournent vers le Sud (v. fig. 1). J. Cornet écrit : « Lorsqu'on voit la place qu'elle occupe dans le promontoire qui rétrécit la vallée de la Haine, promontoire qu'elle forme probablement en entier ⁽¹⁾, on est conduit à y voir le produit d'un éboulement du flanc Nord de la vallée, à l'époque où la Haine coulait sur la craie au fond de son thalweg d'érosion et où la vallée était fort encaissée. La brèche serait donc d'un âge *pléistocène* » ⁽²⁾.

Pour M. Halet, cette première interprétation serait la bonne.

b) On visite ensuite la carrière C. B. R. (ancienne carrière Randour) (6), où l'on voyait autrefois la *craie d'Obourg* à silex, en contact anormal *par faille* avec la *craie de Trivières*. Cette observation n'est malheureusement plus possible aujourd'hui. J. Cornet a pu voir encore, sur le front oriental de l'exploitation, une *autre faille* inclinée au Nord à 45° environ, marquée par une épaisseur de 10 à 15 centimètres de craie très finement broyée, moulue. Au Nord de la faille, la craie est très fissurée, même morcelée, mais *en place* (cette partie est encore visible et les excursionnistes s'en sont rendu compte; ils ont même trouvé vers le Nord un lit phosphaté incliné au Midi). Vers le Sud, on voit une brèche crayeuse identique à celle de l'affleurement décrit précédemment. J. Cornet observe que, tout au voisinage de la faille, la craie est morcelée, disjointe; ce n'est qu'au bout

(1) Nous ne possédons aucune observation à ce sujet

(2) J. CORNET, *op. cit.*, 1926, p. B. 242.

de 2 à 3 mètres qu'elle passe à la brèche. L'état des affleurements nous a permis de voir le passage de la brèche crayeuse à la craie en place, mais malheureusement pas l'emplacement de la faille.

M. Marlière pense que l'état actuel de la brèche crayeuse d'Havré a été précédé par un état de fissuration extrême, en relation avec les failles observées au voisinage, l'action dissolvante des eaux ayant eu pour effet d'accentuer la structure bréchique.

Quant à la cause de la fissuration, elle serait de nature tectonique pour M. Stevens.

2° SUR L'ÂGE DES FORMATIONS SURINCOMBANTES. — La pluie avait cessé et les excursionnistes purent parcourir le dessus de l'exploitation avant d'être contraints, par une nouvelle averse, de regagner l'auto-car. Courte, mais fructueuse fut la promenade, puisqu'elle devait amener cette conclusion que la craie est partout recouverte par du *Pléistocène*, représenté par des limons argilo-sableux avec cailloutis et, par place, des sables parfois bruns avec des pelotes glauconieuses verdâtres, sables manifestement remaniés et auxquels sont incorporés des silex assez volumineux un peu usés, gris ou noirs. Dès lors s'effondre la conception suivant laquelle la brèche serait antérieure à la transgression landénienne. A cet égard rien n'est démontré.

Et quand bien même il existerait des sables landéniens en place, rien ne démontrerait l'âge antélandénien de la brèche; celle-ci pourrait être de formation récente, même actuelle, les eaux s'infiltrant au travers des couches sableuses et exerçant leur action érosive dans la craie, formant des vides, élargissant les fissures, favorisant et produisant des glissements de faible amplitude dans la masse de la craie, sans altérer en aucune façon la disposition des couches superficielles.

Nous quittons la carrière C. B. R. et l'auto-car nous transporte vers Thieu, en suivant la route qui contourne l'éperon crayeux de la rive droite de la Haine.

En passant près d'une petite carrière de Ville-sur-Haine (7), M. Marlière signale que l'on y voit la *craie de Saint-Vaast*, à silex noirs, rognonneux, en lits inclinés légèrement au Sud. Au-dessus apparaît un conglomérat à nodules et spongiaires phosphatés, puis la *craie de Trivières*, visible sur quelques décimètres. Le mauvais temps et le retard pris sur l'horaire ne permettent pas de s'attarder. Le même contact sera d'ailleurs examiné l'après-midi.

Dans un café situé au voisinage de la gare de Thieu, les repas sont tirés des sacs.

Vers 13^h30 le groupe se rend à la belle *carrière des Cimenteries de Thieu* (8) (1).

L'un des fronts de l'exploitation est disposé dans la direction Nord-Ouest—Sud-Est; il montre une craie blanche renfermant des lits de rognons de silex bigarrés de gris et de noir. Environ 6 mètres au-dessus du lit supérieur, un « banc dur », un peu roux, forme corniche : c'est une roche conglomératique à ciment crayeux, un peu ferrugineux, à nodules et galets phosphatés; quelques spongiaires s'y rencontrent. Sous ce poudingue, on est en présence de la *craie de Saint-Vaast* (2) (Sénonien inférieur: Coniacien et Santonien ?). Au-dessus, on voit une craie sans silex, très fissurée, identique à celle que nous avons vue dans la nouvelle carrière Denuit : c'est la *craie de Trivières*. L'inclinaison des couches se fait à quelques degrés (4° à 8°) vers le Nord-Ouest (exactement Nord 56° Ouest); nous sommes précisément en un endroit où le grand bassin crétacique est affecté d'un petit synclinal transversal.

La figure 4 représente une coupe du front perpendiculaire au précédent. A droite, la superposition est la même que dans la coupe Nord-Ouest—Sud-Est. Brutalement les silex, en lits horizontaux, disparaissent, mis en contact anormal avec une craie blanche, légèrement grisâtre, sans silex, peu fossilifère, criblée de lithoclastes (*craie de Trivières*). La surface de contact est parcourue de fines stries de glissement, et l'amplitude verticale du mouvement est certainement supérieure à 18 mètres, puisque la craie de Saint-Vaast n'est pas connue à gauche de la cassure (v. croquis). Parmi les failles visibles dans le Crétacé du Hainaut, la *faille de Thieu* est celle qui a le plus fort rejet, ceux des failles observées par J. Cornet dans le Crétacé des environs de Ciply n'étant que de quelques mètres.

En parcourant la coupe vers le Sud-Ouest on voit apparaître à une trentaine de mètres de la faille, une *véritable brèche crayeuse*, roche *massive en apparence*, entièrement constituée par de la craie blanche en blocs anguleux de 80 à quelques centimètres de diamètre, entre lesquels une craie plus finement divisée joue le rôle de ciment; des oxydes de fer et de manga-

(1) En permettant et en facilitant notre étude, MM. DELHAYE et DUBOIS, directeurs, se sont acquis des droits à notre gratitude. Nous leur adressons tous nos remerciements.

(2) J. CORNET y aurait trouvé *Actinocamax quadratus*, *Actinocamax verus*, *Inoceramus involutus*.

nèse, plus ou moins mélangés à des matières argileuses peu abondantes, recouvrent certains joints. De grandes cassures se voient par-ci par-là, mais il est très difficile de les suivre à cause de l'état de fissuration des roches et de l'absence de lit-repère.

Les excursionnistes reconnaissent que, à première vue, rien ne permet de distinguer la brèche de Thieu de la brèche d'Havré.

Fort heureusement l'affleurement de Thieu montre un *conglomérat phosphaté* et l'observation des allures de ce banc est fort instructive. Il se présente en blocs disjoints, mais cependant restés en lit; on peut le suivre sur 20 mètres environ, distance sur laquelle il est affecté de quatre petites failles en

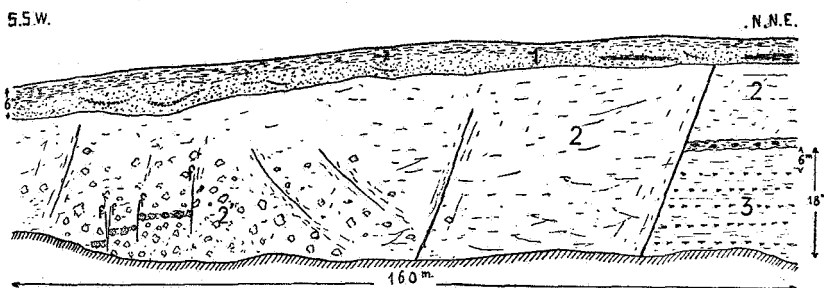


FIG. 4. — Carrière des Cimenteries de Thieu.

Faïlle et brèche de Thieu. — Hauteurs multipliées par 2.

1. Sables, argiles sableuses et limons pléistocènes.
2. Craie de Trivières.
- 2'. Brèche crayeuse.
3. Craie de Saint-Vaast.

escalier, dont les rejets verticaux sont respectivement de 0^m05, 0^m10, 1 mètre et 2 mètres. Ces petites dénivellations sont bien visibles au niveau du conglomérat, mais elles se perdent entre les blocs au-dessus et au-dessous, où il est impossible de les retrouver. Elles sont notées par la lettre « f » sur la figure 4.

Ici reprennent les échanges de vues, la plupart des membres prenant une part active à la discussion en jetant de-ci de-là quelques idées que l'on examine sur-le-champ; cependant aucune explication n'est proposée avec fermeté, parce que les arguments démonstratifs manquent et que les opinions n'ont pas encore eu le temps d'éclorre. M. Ch. Stevens pense que la structure bréchique de la roche de Thieu est un effet des mouvements récents : le substratum primaire continuerait à subir

des influences tectoniques et les formations qu'il supporte doivent alors suivre ces mouvements en s'adaptant et en réagissant chacune selon ses propriétés physiques; les craies, notamment, ne peuvent que se briser et ainsi prendre les aspects que nous lui voyons dans cette carrière.

Dans une description géologique de la faille et de la brèche de Thieu ⁽¹⁾, on trouvera un aperçu général sur les brèches crayeuses de la région franco-belge et quelques idées sur leurs modes de formation.

Les excursionnistes sortent de la carrière en la parcourant par le dessus : sur 4 à 8 mètres d'épaisseur, des sables gris-vert très glauconieux, des argiles plus ou moins sableuses, des limons argilo-sableux et des cailloutis en stratification entrecroisée se rencontrent un peu partout. L'exploitation se faisant à la pelle mécanique, il est impossible de trouver une coupe claire, mais, semble-t-il, toutes ces formations sont à rapporter au *Pléistocène*.

A pied, on traverse le village de Thieu dans la direction du Nord. Un *chemin creux* (9) permet de voir la craie blanche sénonienne en contact par *faille* avec une craie grossière un peu glauconieuse, riche en lits de silex brun-noir (*Rabots*). La *craie de Maisières* est également visible ici : c'est une craie verte de glauconie, friable, renfermant quelques huîtres et quelques granules bruns de phosphate de chaux. Au point de vue tectonique ce petit affleurement paraît assez complexe; il nous permet de voir une autre faille du Crétacé de Thieu mettant en contact anormal le Sénonien et le Turonien supérieur ⁽²⁾.

Une marche rapide nous amène à l'*exploitation Boucheï* (10), sur le flanc oriental de la vallée du ruisseau du Château Saint-Pierre.

La très belle coupe offerte à l'observation a été décrite avec

(1) R. MARLIÈRE, La brèche crayeuse et la faille de Thieu (description géologique). (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. LVI, 1933, n° 10, juillet 1933.)

(2) On sait que le TURONIEN du Hainaut est subdivisé comme suit :

TURONIEN SUPÉRIEUR	}	<i>Craie de Maisières</i> <i>Rabots</i> <i>Fortes-Toises</i> (facies oriental : <i>Verts à têtes de chats</i>)	} à <i>Micraster Leskei</i> .
--------------------	---	---	-------------------------------

TURONIEN MOYEN : Marnes à *Terebratulina rigida* (*Dièves supérieures*).

TURONIEN INFÉRIEUR : Marnes à *Inoceramus labiatus* (*Dièves moyennes*)

soin à maintes reprises ⁽¹⁾. Il nous suffira de la résumer par un petit croquis (fig. 5) et une légende simplifiée :

Sous les limons de pente, on a, de haut en bas :

1. Deux bancs de *gros rognons de silex caverneux* entre lesquels des vides marquent la place de la craie glauconieuse dissoute. Ce sont les *Rabots*, que nous avons vus pour la première fois dans le chemin creux du village de Thieu.

2. Roche peu agglomérée, vert foncé, presque entièrement constituée de glauconie; elle renferme quelques concrétions siliceuses, également glauconieuses, plus claires, tendres. Nous sommes en présence d'un facies spécial des *Fortes-Toises*.

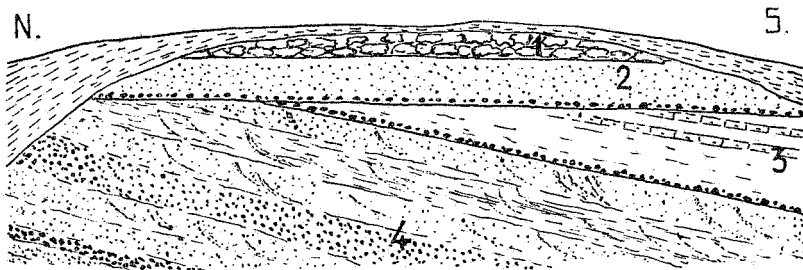


FIG. 5. — Coupe schématique de l'exploitation Bouchéi.

Longueur : 160 mètres. — Hauteur : 18 mètres.

En surface : Eboullis de pente.

1. « Rabots » (Turonien supérieur).
2. « Fortes-Toises » (Turonien supérieur).
3. « Meule de Bracquegnies » (Albien supérieur).
4. Sables et cailloutis wealdiens.

A la base apparaissent de petits galets de phtanite, plus abondants et plus volumineux au contact des formations sous-jacentes. Ce *conglomérat*, d'âge TURONIEN SUPÉRIEUR, repose en *discordance angulaire* sur l'ALBIEN et le WEALDIEN. Ce contact marque donc une importante *lacune stratigraphique*.

3. Vers le Sud, sur environ 6 mètres d'épaisseur au maximum, on trouve des *sables* verts, glauconieux, avec quelques bancs

(1) J. CORNET, La Meule de Bracquegnies dans la vallée du ruisseau de Saint-Pierre, près de Thieu. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. XLIV, 1921, pp. M 3-10.)

Compte rendu sommaire de l'excursion de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie à Haine-Saint-Pierre, Haine-Saint-Paul, Saint-Vaast, Trivières, Bracquegnies et Thieu, le dimanche 11 juillet 1920. (*Bull. Soc. belge de Géol., Pal. et Hydr.*, t. XXX, 1920, pp. 154-161.)

très fragmentés de grès à *spicules*, glauconifères, à ciment de silice hydratée, dans lesquels sont de nombreux fossiles. Nous y avons notamment recueilli *Cucullaea glabra*, *Cucullaea aequilaterialis*, *Trigonia Elisae*, *Trigonia Ludovicæ*, *Protocardia hiltana*, plusieurs fragments de bois silicifié et perforé; en outre, M. Corin a trouvé un *Nautilus* indéterminé. Ces formations, dénommées *Meule de Bracquegnies* appartiennent par leur faune à l'ALBIEN SUPÉRIEUR.

A la base des couches de sable se trouve encore un important cailloutis qui représente le *conglomérat* de transgression.

4. Enfin, sur une épaisseur de 15 mètres se présente une alternance :

- de *sables* blancs, grisâtres ou jaunâtres, parfois très fins, parfois très grossiers;
- de *gros graviers* de quartz blanc et de roches primaires;
- d'*argiles sableuses* grises, un peu ligniteuses;
- de *gros cailloux roulés* en phanites houillers, cherts du calcaire carbonifère, quartz blanc, quartzites.

Ces couches sont assez continues dans les limites de l'exploitation; elles présentent quelques indices d'une stratification entre-croisée. Le sondage n° 4 des charbonnages de Strépy-Braquegnies, situé à proximité immédiate sur le fond de la vallée, a traversé 36^m50 de roches semblables avant d'atteindre le terrain houiller, ce qui porte à 51 mètres environ l'épaisseur des sables et graviers à l'endroit considéré. Ils sont attribués au *Wealdien*.

La structure des roches wealdiennes de cet affleurement est tout à fait celle d'un delta torrentiel. La surface des roches primaires, sur lesquelles reposent directement les graviers et sables, présente d'ailleurs, dans l'état actuel des choses, une *dépression allongée* du Nord au Sud qui pourrait bien être le vestige du chenal par lequel ont dévalé les matériaux venus du Nord, avant de se déposer où nous les trouvons aujourd'hui (voir l'allure du socle primaire sur la figure 1).

Quittant l'exploitation de M. Bouchei, nos confrères n'ont pas le temps de longer la voie du vicinal pour aller frapper de leur marteau le substratum du bassin crétacé, en un point où affleure le terrain houiller (NAMURIEN) (11); ils suivent le petit chemin encaissé, puis la route, afin de gagner le carrefour où les attend l'auto-car. On est à Mons vers 17 heures, et quelques minutes plus tard les excursionnistes reprennent la direction de Bruxelles, après avoir remercié leur guide.