

SÉANCE MENSUELLE DU 20 DÉCEMBRE 1921.

Présidence de M. H. RABOZÉE, président.

Le procès-verbal de la séance du 15 novembre est lu et adopté.

Le Président proclame membres effectifs de la Société :

Le LABORATOIRE DE GÉOLOGIE DU COLLÈGE DE FRANCE, à Paris, présenté par MM. L. Cayeux et M. Leriche;

M. E. LAGAGE, administrateur-gérant de la Société anonyme des Charbonnages de Fontaine-l'Évêque, à Fontaine-l'Évêque, présenté par MM. E. Maillieux et M. Leriche.

Le Secrétaire général signale, parmi les envois reçus, les premières publications de l'Institut géologique de la République Tchécoslovaque, fondé en 1919.

Dons et envois reçus :

De la part des auteurs :

- 7180 ... A Catalogue of British Scientific and Technical Books. Prepared by a Committee of the British Science Guild. London, 1921, vol. in-8° de 376 pages.
- 7181 Agamennone, G. Bibliografia generale dei Terremoti. Modena, 1921, extr. in-8° de 7 pages.
- 7182 Killian, W. La Géologie et l'aménagement hydroélectrique des chutes d'eau. Deux conférences faites à la Faculté des Sciences de Grenoble les 6 et 12 février 1921 (fondation de la Municipalité), Grenoble, 1921, broch. in-8° de 44 pages et 11 figures.
- 7183 Priest, S. et Stamp, L. D. Excursion to Bexley and Bexley Heath. Saturday, March 6th, 1920. London, 1920, extr. in-8° de 5 pages.

- 7184 **Stamp, L. D.** Note sur la géologie du Mont Aigu et du Mont Kemmel. Lille, 1920, extr. in-8° de 12 pages et 2 planches.
- 7185 **Stamp, L. D.** Excursion to Tilburstow Hill and Nutfield. Saturday, June 26th, 1920. London, 1921, extr. in-8° de 3 pages.
- 7186 **Stamp, L. D.** On Cycles of Sedimentation in the Eocene Strata of the Anglo-Franco-Belgian Basin. London, 1921, extr. in-8° de 26 pages et 4 figures.
- 7187 **Stamp, L. D.** On the Beds at the Base of the Ypresian (London Clay) in the Anglo-Franco-Belgian Basin. London, 1921, extr. in-8° de 26 pages et 4 figures.
- 7188 **Stamp, L. D., Maillieux, E., Delépine, E., Pruvost, P. et Cornet, J.** The Geology of Belgium. London, 1921, extr. in-8° de 38 pages, 6 figures et 1 carte géologique au 1 000 000^e.
- 7189 **Stamp, L. D. et Priest, S.** The Geology of the Swanscombe Eocene Outlier, Kent, and Report of the Excursion. London, 1921, extr. in-8° de 12 pages et 1 planche.
- 7190 **Reid, C. et Groves, J.** The Charaphyta of the Lower Headon Beds of Hordle Cliffs. London, 1921, extr. in-8° de 18 pages et 3 planches.
- 7191 **Reid (M^{me} El.-E.).** Recherches sur quelques graines pliocènes du Pont-de-Gail (Cantal). (Traduction de P. Marty.) Paris, 1920, extr. in-8° de 40 pages et 2 planches.
- 7192 **Torcelli, A.-J.** Obras completas y correspondencia científica de Florentino Ameghino. Volumen I : Vida y Obras del Sabio (391 pages); Volumen II : Primeros Trabajos Científicos (765 pages). La Plata, 1913-1914, vol. in-8°.

Périodiques nouveaux :

- 7193 **PRAGUE.** Sborník Státního Geologického Ústavu Československé Republiky. Ročníky 1919-1920. Svazek I.
- 7194 **PRAGUE.** Knihovna Státního Geologického Ústavu Československé Republiky. Svazek I. (Geologická Mapa). 1921.

Communications des membres :

Sur les formations résultant de l'altération du calcaire carbonifère,

par X. STAINIER, professeur à l'Université de Gand.

L'altération météorique des roches calcaires du terrain créacé a donné naissance à des formations qui sont depuis longtemps connues, décrites et figurées sur les cartes géologiques. Par suite de la grande extension superficielle du Crétacé, ses produits d'altération constituent le sol de régions très vastes et quant aux roches phosphatées résultant de l'altération du Crétacé, elles ont eu une importance économique énorme. Tout cela explique que les produits d'altération du Crétacé sont bien connus. Mais il en est tout autrement des formations similaires du calcaire carbonifère qui occupe aussi de vastes étendues de notre pays et dont la composition lithologique, si semblable à celle du Crétacé, devait, à priori, faire soupçonner l'existence de résidus d'altération météorique semblables.

Or, c'est à peine si ceux-ci sont signalés. On ne trouve, à leur sujet, que de brèves mentions et c'est à peine s'ils figurent sur les cartes géologiques. Mais jamais ils n'ont été l'objet d'un travail d'ensemble. C'est pour combler cette lacune que je livre à la publicité les notes que j'ai recueillies sur la matière. Je décrirai successivement les divers dépôts, ayant cette origine, que l'on peut observer en Belgique.

I. — ARGILES A CHERTS.

Ces argiles, qui sont l'équivalent exact du conglomérat à silex du Crétacé, ont une grande extension dans le bassin de Dinant. Elles sont accidentelles dans le bassin de Namur, où le Dinantien n'affleure directement que très rarement.

Dans le bassin de Dinant, là où le Dinantien affleure sur des étendues notables, sans être masqué par des terrains de transport subséquents, le sol est rocheux là où existent en sous-sol des bancs calcaires très durs et surtout très purs et très épais (brèches, calcaires *V2a*, récifs du faciès waulsortien). Ailleurs on trouve des nappes de puissance

variable, d'argile. Quand celles-ci sont bien en place, il n'est pas difficile de savoir quel est le niveau calcaire dont elles constituent le résidu de dissolution météorique. Les argiles provenant du Tournaisien, surtout de sa base, sont de couleur claire, bistre ou jaune, et généralement très plastiques. Celles qui proviennent du Viséen sont de couleur brun rougeâtre et sous ce rapport ressemblent fortement aux conches superficielles altérées du limon hesbayan. Elles sont plus meubles et constituent souvent de véritables limons.

Mais comme impureté le calcaire carbonifère ne renferme pas seulement de l'argile, mais aussi, à plusieurs niveaux, sur presque toute son épaisseur, des phtanites ou cherts. La dissolution du calcaire les met en liberté et, comme cela se passe pour les silex crétacés, par suite des tassements lents dus à la circulation de l'eau et à la gelée, ils finissent par arriver à la surface de l'argile résiduaire, et on les observe en grand nombre jonchant le sol. Dans les endroits où ils sont abondants, ils déprécient considérablement la valeur des terres; aussi ils sont bien connus des agriculteurs, qui leur donnent le nom de « clavai », en wallon liégeois et celui de « clavias » en wallon namurois.

Au voisinage du contact avec le terrain houiller les bandes calcaires sont fréquemment jonchées de débris de phtanites houillers, mais il n'est pas difficile de distinguer les fragments de vrai phtanite du houiller à leur forme parallépipédique et à leur texture zonaire, des phtanites ou cherts du Dinantien qui se présentent en rognons ou en éclats à cassure conchoïdale et anguleux.

Le chert est rare à la base et au sommet du Dinantien; il est surtout abondant dans l'assise des Écaussines du Tournaisien et dans certains facies waulsortiens du Tournaisien. Il existe aussi, mais plus localisé, dans certains niveaux du Viséen (*V1b-V2b-V2c*).

En plein centre du bassin, de part et d'autre de la Meuse, les cherts sont abondants dans le facies waulsortien et on les reconnaît, à la surface du sol, à leur couleur claire, grise, mauve ou blonde. Ils sont parfois assez abondants et assez volumineux pour avoir donné lieu à des tentatives d'exploitation comme pierres meulières, qu'il faut se garder de confondre avec des meulières d'une tout autre origine dont nous parlerons plus loin. Une de ces tentatives d'exploitation de cherts waulsortiens a eu lieu à l'endroit dit « Les Fossés », à Anseremme, en 1847-1848.

Les autres cherts du Tournaisien sont tous noirs et les bandes tournaisiennes du Condroz surtout se font remarquer par l'extension de ces

argiles claires avec cherts abondants. Dans les cartes de cette région qu'il a levées, Ed. Dupont les a représentés et il les a signalés dans ses textes explicatifs. Dans mes levés de la région et ailleurs j'ai eu maintes fois l'occasion de confirmer ses observations et de reconnaître le rôle important et néfaste que ces argiles à cherts jouent au point de vue agricole.

II. — MEULIÈRES.

On a exploité pendant plusieurs siècles sur le pourtour du bassin houiller d'Anhée, entre Bioulx et la Meuse, sous le nom d'abord de pierre de jaspe, puis de silex meulier, une véritable pierre meulière, pour en faire des meules de moulin extrêmement estimées.

Depuis longtemps les exploitations sont arrêtées et les excavations sont comblées. La littérature à leur sujet est extraordinairement maigre, et faute de bons points d'observation, il est difficile de se faire une opinion parfaitement motivée sur le mode de gisement et sur l'origine de ces roches remarquables. Il est également à regretter que jamais on ne les ait soumises à un examen en plaques minces par les procédés modernes, ce qui n'aurait pas manqué de donner de précieuses indications. Sous ces réserves les lignes suivantes sont le résultat de renseignements recueillis dans des archives, dans les travaux de mes devanciers et dans des visites sur place.

Il me paraît absolument certain que ces meulières présentent deux modes de gisement.

Dans le premier type de gisement, que l'on pourrait appeler primaire, la meulière se trouve toujours tout à fait au sommet du calcaire carbonifère, immédiatement sous le houiller. Là où on l'observe le plus volontiers, c'est quand le contact est très peu incliné et surtout là où le calcaire dessine, sous le houiller, une voûte très aplatie que l'érosion a mise à nu.

Quand les circonstances sont favorables à l'observation, on voit que la meulière fait corps avec les calcaires du niveau *V2d* dans lesquels elle se fond insensiblement. Elle constitue des masses irrégulières comme forme et variables comme dimensions, mais allant toujours en s'amincissant vers le bas. La roche est plus pure et plus siliceuse vers le haut et vers le centre des masses et elle présente fréquemment un aspect bréchiforme. Un examen plus serré montre cependant que ce n'est pas une brèche, mais que l'aspect bréchiforme vient, soit de

l'inégale distribution de la silice, soit de la concentration ou de l'élimination irrégulière de la matière colorante du calcaire. En un mot, il ne saurait faire de doute que ces masses siliceuses proviennent d'une épigénie du calcaire *V2d* par des eaux siliceuses venues du dessus. C'est l'opinion qu'avaient d'ailleurs déjà émise Éd. Dupont (1) et le chanoine H. de Dorlodot (2).

Les meilleurs affleurements que j'ai vus ont aujourd'hui disparu, car on les recherche pour l'empierrement des routes. Ils se trouvaient sur la pente nord-ouest du monticule situé le long de la lisière ouest du parc de Presles, près de l'affleurement de la faille d'Ormont. D'autres, mais bien moins nets, existaient autour des petites digitations du bassin houiller d'Anhée, au nord de Bioux. Je ne crois pas que ce genre de meulrières ait été exploité. Quant à l'origine de la silice qui a épigénisé le calcaire, il ne peut guère y avoir de doute qu'elle provient de la circulation des eaux météoriques à travers les roches phanérotiques et ampélitiques du houiller tout à fait inférieur. L'assise de Chokier est très riche en roches siliceuses diverses, et aussi, je pense, en silice colloïdale diffuse. La silice de cette assise provient en grande partie, comme dans le Culm anglais, de l'accumulation de débris de foraminifères (radiolaires) dont on retrouve les restes dans certains bancs très siliceux.

Ce mode de formation explique pourquoi les roches épigénisées se rencontrent surtout là où le contact du houiller sur le calcaire est voisin de l'horizontale. C'est pour cela aussi que nous sommes peu disposé à attribuer la même origine à une roche qui, au premier abord, paraît bien semblable par sa position géologique. Les travaux d'exploitation des alunières, des mines métalliques et des charbonnages sur la rive gauche de la Meuse, entre Huy et Flémalle, ont montré qu'il existe juste à la limite du houiller et du Dinantien un petit banc de quartzite très dur et remarquablement constant. Je n'ai pas eu l'occasion de l'observer en place. Je ne saurais donc dire si cette roche, qui occupe exactement le même niveau géologique que les meulrières que nous étudions, a la même origine. La régularité et la constance de ce banc sont peu favorables à cette idée comme aussi et surtout le fait que, dans cette région, le contact de ces deux terrains est

(1) ED. DUPONT. *Texte explicatif de la planchette de Dinant*, pp. 75 et 117.

(2) H. DE DORLODOT. *Le Calcaire carbonifère de la Belgique et ses relations avec celui du Hainaut français*. (ANN. SOC. GÉOL. DU NORD, t. XXIII, p. 292.)

renversé et fort incliné et qu'il serait donc impossible de comprendre comment les eaux du houiller inférieur auraient pu descendre dans le calcaire. La chose ne serait admissible que si l'épigénisation était antérieure au plissement hercynien qui a redressé et renversé ces terrains. Cela nous amène à parler de l'âge de ce phénomène d'épigénisation du calcaire. S'il est bien dû, comme nous le croyons, à la circulation des eaux météoriques, le phénomène n'a évidemment pas pu se produire avant le plissement hercynien, car jusqu'alors les roches houillères et les roches sous-jacentes n'avaient cessé de se trouver à des profondeurs telles que toute circulation d'eaux météoriques était impossible à la base du houiller. Il est même vraisemblable que ce n'est que bien longtemps après le soulèvement hercynien que les eaux météoriques ont pu atteindre le contact du houiller et du calcaire, alors que les érosions de tout genre avaient réussi à enlever la forte épaisseur de sédiments houillers qui masquait le contact.

Rien dans le mode de gisement de ces meulières ne peut nous donner une indication sérieuse sur l'époque de leur formation. Si l'on rencontrait des cailloux roulés de cette meulière dans des conglomérats ou cailloutis d'âge bien déterminé, nous pourrions avoir une idée du moment où le phénomène a pu commencer. Mais cette idée serait encore imprécise, car il est très probable que le phénomène a pu se produire chaque fois que les régions où on les rencontre se sont trouvées dans des conditions favorables à la circulation des eaux souterraines. Le phénomène d'épigénisation continue encore vraisemblablement de nos jours.

Il existe un second type de gisement de meulières et c'est celui qui a donné lieu à exploitation. On peut l'appeler secondaire, car il provient manifestement de l'altération du premier type. Dans le gisement secondaire, la meulière se trouve sous forme de blocs de dimensions très diverses, mais pouvant atteindre plusieurs mètres cubes. Ces blocs étaient plongés, dans les positions les plus variables, dans des argiles douces (finement sableuses) constituant des poches étendues à la surface des calcaires.

Le plus souvent ces poches se trouvaient à la surface des calcaires *V2d* les plus élevés du Viséen et au voisinage des endroits où l'on observe la meulière du premier type. La roche des deux types présentait des ressemblances évidentes; les différences étaient visiblement dues à l'altération météorique subséquente du second type, dont la meulière est de teinte bien plus claire et paraît plus poreuse. Les poches

d'argile sont très irrégulières comme toutes les poches d'altération des calcaires.

Les principaux gisements exploités se trouvaient au nord de Bioulx, notamment au bois de Frechet, à Corennes, Roche-à-Maisons, Warnant et Moulins.

On en a exploité aussi au début du XVII^e siècle sur le plateau au sud-ouest de Bouvignes, et suivant les conseils d'Éd. Dupout (1), on a tenté de reprendre les travaux au siècle dernier, mais sans résultat. Dupont attribue, avec raison selon nous, ces meulières de Bouvignes au niveau V2d du Viséen supérieur. Cependant la carte géologique ne renseigne là, comme niveau le plus élevé du calcaire environnant, que le niveau V2c (V2cx). De plus, il n'y a pas de houiller à proximité.

Malgré les objections que l'on pourrait tirer de ces derniers faits contre l'opinion de Dupont et la mienne, la difficulté n'est qu'apparente, car on sait que le houiller s'est étendu jadis dans le bassin de Dinant, bien au sud de Bouvignes et, d'autre part, on peut aisément admettre que les épais dépôts argileux avec meulières qui recouvrent le plateau de Bouvignes, juste au centre d'un grand synclinal viséen, ne sont que les résidus insolubles laissés sur place par la disparition complète de l'assise V2d par dissolution météorique.

En fait donc, les gisements de meulière du second type et spécialement ceux de Bouvignes ne sont pas autre chose qu'une variante de l'argile à cherts étudiée dans le premier chapitre.

III. — POCHEs DE PHOSPHATES DE FER.

Il existe en Belgique, dans le Dinantien et au voisinage du houiller inférieur, de nombreux gîtes de phosphates de fer variés : Delvauxine, diadochite, destinézite, richellite, koninckite. Leurs conditions de gisement en font l'équivalent exact des poches de phosphate enrichi si connues à la surface de certains étages crétacés du nord-ouest de l'Europe.

Dans un travail intitulé : Un gisement de Delvauxine et de manganèse à Couthuin (2), j'ai décrit en détail ce que nous savons de ces gisements de phosphate de fer et de leurs relations avec le houiller

(1) *Texte explicatif de la planchette de Dinant*, p. 117.

(2) *Ann. Soc. géol. de Belg.*, t. XXXVI, 1909. Mém.

inférieur et le calcaire. J'ai démontré dans ce travail que l'origine du phosphore de ces gîtes doit être recherchée dans le houiller inférieur. On pourrait donc contester l'à-propos de faire figurer ces gîtes dans une étude consacrée aux produits d'altération du dinantien. Mais il faut au préalable se rappeler que les formations altérées que nous étudions, pas plus que celles du crétacé, ne sont de l'âge des terrains auxquels on les rattache. Elles sont évidemment et par définition postérieures. La question de savoir s'il faut rattacher les gîtes de phosphate de fer plutôt au houiller qu'au dinantien est donc oiseuse. Il est certain, en effet, que si le phosphore provient bien du houiller, néanmoins c'est à la dissolution du calcaire sous-jacent et à la formation de poches dans ce calcaire et à la précipitation du phosphate par le calcaire que nous devons l'existence de ces gîtes. Si dans certains cas, comme à Couthuin, on peut départager, dans les gîtes, ce qui appartient au houiller et ce qui revient au dinantien, le plus souvent les phosphates sont mélangés, dans leurs gîtes, avec des produits d'altération des deux terrains.

On connaît la ressemblance des formations du bord méridional du bassin houiller du Sud du Pays de Galles avec celles de la Belgique.

Cette ressemblance se poursuit jusque dans des détails infimes. En effet, MM. Dixon E. et Vaughan A. ont signalé l'existence, dans la presqu'île de Gower, au sommet du Viséen (niveau D³ de Vaughan), de couches de « Rottenstones », roches siliceuses devenues poreuses par disparition du calcaire. Dans les fissures de cette roche on observe des cristaux de phosphate d'alumine (wavellite). L'altération du dinantien et sa phosphatisation ont donc pris là-bas aussi la tournure qu'ils affectent en Belgique (1).

IV. — TRIPOLI DU TOURNAISIS.

D'après l'abbé de Witry d'Éverlange, M. Derasse maître de carrières à Tournai, connaissait, dès 1779, l'existence du tripoli dans les carrières de la région (2).

Ce tripoli a été exploité sporadiquement durant le XIX^e siècle. En étudiant ses conditions de gisement, dans les carrières du Tournaisis, il n'est pas difficile de savoir en quoi consiste ce tripoli et qu'elle est son origine. C'est une roche siliceuse à grain extrêmement fin et plus

(1) Cf. *Quart. journ. géol. Soc.*, t. LXVII, 1911, p. 494.

(2) Cf. *Mém. Académ. imp. et roy. de Bruxelles*, 1780, p. 25.

rude au toucher que le vrai tripoli. Sa couleur gris brun sépia est aussi bien différente de celle du vrai tripoli. Avec une forte loupe on reconnaît tout de suite que la roche de Tournai n'est pas du vrai tripoli ou terre à infusoires composée de carapaces de diatomées, mais plutôt une roche formée de très petits grains cristallins anguleux. Quant aux gisements, ils sont confinés dans l'étage tournaisien. Dans les carrières qui exploitent cet étage à Tournai et aux environs, on rencontre très fréquemment, dans les bancs peu inclinés de calcaire, des crevasses plus ou moins larges ou des poches, à la surface supérieure du calcaire, lesquelles sont remplies du tripoli en question. Lorsque la belle carrière du Cornet à Chercq était en exploitation, j'ai pu y faire de nombreuses observations sur la formation de ce tripoli. Les calcaires tournaisiens sont, comme on le sait, riches en silice. C'est à la présence de cette substance qu'ils doivent leur dureté et leur résistance à l'écrasement; plus grandes que celle des autres pierres de taille belges.

C'est parce qu'ils sont très siliceux que certains petits granits doivent être taillés aussitôt après leur sortie de la carrière et avant qu'ils aient perdu leur eau de carrière. C'est cette silice qui, par altération météorique, communique aux monuments anciens construits en petit granit cet aspect rugueux et gris foncé terne peu agréable. En place, les calcaires tournaisiens, surtout dans des régions plates et perméables comme le Tournaisis, sont soumis à une dissolution intense par les eaux pluviales. Le calcaire se dissout et laisse un abondant résidu siliceux qui n'est autre que ce tripoli. Certaines crevasses remplies de cette roche meuble et ayant près d'un demi-mètre de large descendaient plus bas que le fond de la carrière. Ailleurs on voyait la partie supérieure du calcaire, sous les dépôts crétacés, se montrer, sur une épaisseur variable, plus ou moins transformée en roche meuble siliceuse. Le phénomène s'était produit avec une lenteur telle que la stratification des bancs calcaires frais environnants pouvait se suivre dans la masse altérée ainsi que certains lits insolubles de cherts. Mais, par suite de l'affaissement dû au départ du calcaire, les strates dans le calcaire altéré et la limite inférieure de la zone d'altération dessinaient des courbes concaves vers le haut. Ces poches d'altération étaient surtout fréquentes autour et au-dessous des poches de sables wealdiens et il fallait une observation attentive pour distinguer la limite du tripoli avec le Wealdien, dans la composition duquel entrait manifestement du tripoli entraîné de régions voisines, mais qui pouvait se différencier par sa teinte mauve et ses petits lits argileux et ligniteux, et parfois par la présence d'un

mince cailloutis de base. Les gîtes à tripoli de Tournai sont depuis longtemps célèbres dans la science par les beaux fossiles carbonifères qu'ils ont fournis jadis et que l'on retrouve dans toutes les collections. Grâce, soit à une silicification préalable ou à une transformation en arragonite, les fossiles contenus dans les calcaires altérés ont très bien résisté à la dissolution et on les retrouvait, soit en liberté, dans la roche meuble, soit adhérent plus ou moins fort aux parois des crevasses. Dans l'un comme dans l'autre cas, il était facile d'obtenir les fossiles et de les dégager même à l'intérieur.

C'est sans doute à une formation de ce genre qu'il faut rapporter les singulières roches qui ont été rencontrées dans quatre sondages pratiqués dans le Tournaisis pour la recherche de la houille et qui ont été décrites par J. Cornet (1). Quoique les sondages fussent tous forés dans la bande de calcaire carbonifère de Tournai, ils ont tous rencontré, sans la percer nulle part, une curieuse formation siliceuse ayant au moins 55^m50 de puissance au sondage de Braménil. Cette formation se composait de cherts avec des intercalations meubles siliceuses noires. D'après des échantillons qu'on m'a montrés il y avait aussi des couches de matières grasses, charbonneuses au point que des ingénieurs s'y sont trompés et les ont prises pour des couches de charbon. M. Cornet considère le tout comme d'âge wealdien et accumulé dans des dépressions du calcaire, en grande partie par transport. Nous ne nous occuperons pas de l'âge de ces roches, car il serait bien difficile à déterminer avec certitude. La forte épaisseur de la formation rend difficile d'expliquer l'accumulation de pareille quantité de roche siliceuse uniquement par dissolution de calcaires. Néanmoins, dans les exploitations de phosphate de Doullens on a vu des poches de phosphate enrichi atteignant 35 mètres de puissance. Une partie de ce remplissage avait été amenée d'ailleurs, mais d'une distance si faible qu'on ne pouvait qualifier cela de transport. Dans les échantillons de cherts de ces sondages que j'ai vus, aucun ne présentait l'aspect roulé et les couches grasses charbonneuses donnaient bien l'impression d'un résidu sur place de l'altération de calcaires noirs. Une partie des cherts de ces sondages aurait très bien pu provenir de l'affaissement, dans des poches, de houiller inférieur très siliceux. La formation siliceuse en question est certainement anormale et locale. Or, on sait que le houiller

(1) Cf. *Le prétendu houiller du Tournaisis*. (ANN. SOC. GÉOL. DE BELG., t. XXXIV, 1907. Mém. p. 209.)

inférieur peut présenter localement une richesse exceptionnelle en silice sous forme de roches qui ne ressemblent en rien aux phtanites stratoïdes de Sirault. C'est ce qu'on peut voir notamment près de la halte de Frizet (Vedrin).

Mais la question de l'origine de cette formation siliceuse reste obscure et pour la trancher, il faudrait de meilleurs points d'observation.

V. — PIERRE MORTE DE VISÉ.

Les carrières de calcaire viséen de Visé sont non moins célèbres que celles de Tournai pour la beauté des fossiles que certaines d'entre elles ont fournis. Cela était dû à ce que dans certains cas les fossiles étaient contenus dans un calcaire tendre, friable, appelé « Pierre morte » par les carriers, et d'où l'on pouvait extraire les fossiles et les vider même avec la plus grande facilité. Dans une grande carrière abandonnée située au sud de la carrière Andrien et qui montre une longue paroi parallèle à la grand'route, on peut voir le mode de gisement de cette pierre morte. Au sommet de la paroi calcaire, on voit une couche d'épaisseur variable, à limite inférieure très ondulée et assez nette, et pouvant atteindre, en certains endroits, une puissance d'environ trois mètres. Au-dessus de la pierre morte vient une couche de smectite hervienne, mais on peut voir que les ampélites du houiller inférieur ne doivent pas tarder, vers l'intérieur, à s'intercaler entre le hervien et la smectite, car lorsque la carrière était en exploitation, il y a de nombreuses années, j'y ai vu des lambeaux d'ampélite préservés dans des dépressions de calcaire. La pierre morte en question est un calcaire tendre, à consistance crayeuse, de teinte pâle jaunâtre très légèrement verdâtre à l'état humecté. Par places, elle est plus friable et s'écrase entre les doigts à la moindre pression. Il ne peut guère y avoir de doute que cette pierre morte ne soit due à un commencement d'altération du sommet du calcaire, altération qui, pour des causes qui nous échappent encore, a pris, au lieu d'une dissolution ordinaire, la forme d'une simple transformation du calcaire. En l'absence d'une bonne analyse de cette pierre morte, on ne saurait dire si la transformation physique est accompagnée d'une modification chimique.

La pierre morte existait également dans d'autres carrières, où, comme à la carrière Andrien, elle était recouverte de plusieurs mètres d'ampélites de la base du houiller.

Nous estimons qu'une partie au moins des particularités de la pierre morte doit être attribuée à ce que sa formation est due à la circulation d'eaux sulfureuses. On croyait jadis que les phénomènes d'altération du calcaire étaient toujours dus à des eaux chargées d'acide carbonique. M. J. Cornet a montré le rôle important des eaux sulfureuses, provenant de terrains pyriteux, dans des phénomènes de l'espèce (1). Puis M. Cosyns, G. a développé la même idée et a fait l'étude chimique complète des réactions qui se passent dans ce phénomène (2).

Or, dans la région de Visé, les eaux qui pénétraient dans le calcaire avant que l'érosion quaternaire lui donnât son relief actuel, ces eaux, dis-je, étaient toutes sulfureuses, car elles devaient traverser, pour arriver au calcaire, soit les ampélites houillères, soit la smectite hervienne. L'abondance de la pyrite dans l'ampélite de Visé est bien connue, puisque jadis on a essayé de l'utiliser pour faire de l'alun à Visé même. J'ai pu m'assurer, par des analyses, que la smectite fraîche est aussi pyriteuse. C'est à la présence de la pyrite dans cette roche qu'on doit attribuer l'altération curieuse du houiller dans le pays de Liège (3). L'hypothèse que j'émetts ici reçoit un fort appui des faits d'altération chimique remarquables du calcaire viséen que j'ai décrits à Lovegnée (4). La pierre morte formée dans cette région, à plus de 90 mètres de la surface, ne mesurait pas moins de 25 mètres de puissance, sans compter que j'ai reconnu depuis, par la découverte de fossiles carbonifères, que les dépôts de la galerie de Ben, que j'avais considérés comme des dépôts crétacés sous la foi de leur aspect lithologique, sont aussi de la pierre morte viséenne identique à celle de Visé. Il y aurait probablement lieu d'allonger cette note par l'étude de certains gîtes métallifères de fer et de manganèse qui sont évidemment des résidus de la dissolution de calcaires dinantiens; il en est très probablement ainsi de beaucoup de formations d'argiles spéciales, de lithomarges, d'halloysites, etc., mais cette étude nous entraînerait loin et, dans beaucoup de cas, les conditions de gisement sont trop peu connues pour mettre leur origine à l'abri de tout doute.

(1) Cf. *Ann. Soc. géol. de Belg.*, 1905, Mém. p. 137.

(2) Cf. *Bull. Soc. belge de géol.*, 1907, Mém. p. 325.

(3) Voir ce que j'ai dit sur ce sujet dans *Ann. Soc. géol. de Belg.*, t. XXXV, 1908, p. 86.

(4) Cf. *Les dégagements d'acide carbonique du Calcaire de Lovegnée.* (ANN. SOC. SCIENTIF. DE BRUXELLES, t. XXXIII, 1908, fasc. 2.)

Le Dévonien inférieur du Cercle de Malmédy,

par ÉT. ASSELBERGHS.

A l'exception des roches cambriennes qui couvrent, vers l'extrémité nord-ouest, moins de la cinquième partie du territoire, le sous-sol du Cercle de Malmédy est constitué par la série inférieure du terrain dévonien. La région, formée d'un vaste plateau que recouvrent en grande partie des forêts étendues et dans lequel les vallées profondément encaissées sont rares, est pauvre en affleurements. Les parties les plus favorables à l'étude de la géologie sont les vallées de la Warche, de l'Amblève, de l'Our et de son affluent l'Uif; c'est dans ces vallées qu'on découvre les affleurements les moins altérés. De nombreux renseignements sont fournis encore par les tranchées des lignes du chemin de fer qui sillonnent le pays; mais, dans la traversée des plateaux, les parois ne montrent souvent que des roches profondément altérées (1).

Nous avons consacré une partie de l'été 1921 à relever les principales coupes du Cercle de Malmédy. Nous avons pu compléter le réseau de nos observations personnelles par les recherches faites en 1913-1914, dans la région, par M. R. Timmermans; celui-ci a bien voulu mettre à notre disposition ses notes de levés et les nombreux fossiles qu'il avait recueillis (2). Nous l'en remercions bien vivement.

Cette note renferme les conclusions de notre étude. Bien que nous n'ayons pas levé la région en détail, ce qui demanderait un travail de plusieurs années, nous pouvons néanmoins proposer une échelle stratigraphique du Dévonien inférieur basée sur des découvertes paléontologiques, et fournir les grands traits de la tectonique de la région. Nous montrerons aussi dans cette note de quelle façon les diverses assises du

(1) L'altération profonde des roches est un phénomène général sur les plateaux de l'Ardenne. D'après M. J. Anten, l'altération atteint 15 mètres de profondeur sur le plateau du Losheimerwald. (*Sur le relief comparé des plateaux du Losheimerwald et de la Baraque Michel*, ANN. SOC. GÉOL. DE BELG., t. XLIV, 1921.)

(2) Ces fossiles font partie des collections de l'Institut géologique de l'Université de Louvain.

Cercle de Malmédy se relie aux couches synchroniques du Luxembourg belge et du grand-duché de Luxembourg.

Le Dévonien inférieur du Cercle de Malmédy suit la bordure orientale du massif cambrien de Stavelot; il appartient en même temps au synclinal de l'Eifel, dont il constitue le flanc occidental. Ces couches n'ont pas fait jusqu'ici l'objet d'un travail stratigraphique détaillé; des renseignements sur la région figurent dans les travaux de Dumont ⁽¹⁾, de Gosselet ⁽²⁾, d'E. Kayser ⁽³⁾ et d'Holzapfel ⁽⁴⁾. En dehors de la faune de Gdoumont, faune gedinnienne, on n'y a pas signalé de gisement fossilifère. Les horizons fauniques siegeniens et emsiens reconnus, d'une part, en Ardenne et, d'autre part, dans l'Eifel et sur le Rhin y étaient jusqu'ici inconnus. Grebe, qui fut chargé en 1898 du levé de la région par le Service géologique de l'Allemagne ⁽⁵⁾, dut remettre des tracés peu satisfaisants, car les feuilles au 25 000^e de la Carte géologique qui embrassent ce territoire ne parurent jamais.

STRATIGRAPHIE.

GEDINNIEU. — Le Gedinnien est constitué à sa base par de l'arkose et, localement, par du grès tendre, le grès de Gdoumont, et au-dessus par des schistes phylladeux verts et violacés.

Les couches de base débntent généralement par un à deux mètres de poudingue pugilaire et ovaire que surmontent des bancs d'arkose. Ces couches sont bien exposées à l'ouest de Born dans une tranchée du chemin de fer de Vielsalm à Born : on y voit reposer sur les couches cambriennes deux mètres de poudingue pugilaire et ensuite, sur 20 mètres de puissance, de l'arkose superficiellement décomposée en kaolin et renfermant quelques bancs de schistes lie de vin.

La limite entre le Gedinnien et le Cambrien passe à l'ouest de Rei-

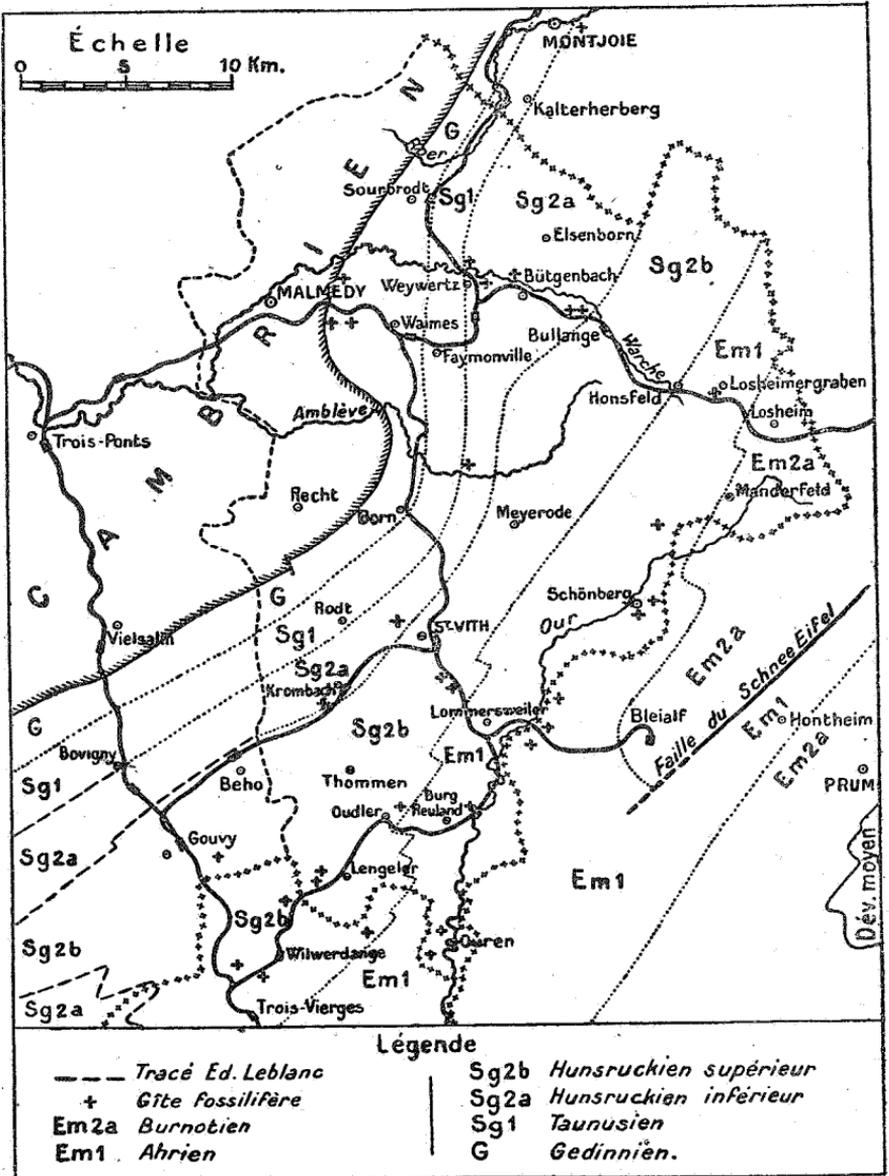
⁽¹⁾ *Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condroz.* Seconde partie : *Terrain rhénan.* (MÉM. ACAD. ROYALE. DE BELGIQUE, t. XXII, 1848, pp. 3-451.)

⁽²⁾ *L'Ardenne*, 1888.

⁽³⁾ *Ueber eine Bereisung der Hohe Venn.* (ZEITSCHR. DEUTSCH. GEOL. GES., t. XXXIX, 1882, p. 808.)

⁽⁴⁾ *Die Geologie des Nordabfalles der Eifel mit besonderer Berücksichtigung der Gegend von Aachen.* (ABH. GEOL. LAND., N. F. Heft 66, 1910.)

⁽⁵⁾ Les résultats de l'exploration de Grebe sont consignés dans son rapport publié dans le *Jahrb. Pr. Geol. Land.*, t. XIX, 1898, pp. xcix-cv.



CARTE DU CERCLE DE MALMÉDY.

chenstein, à environ 1,500 mètres à l'ouest de Sourbrodt, dans la vallée de la Warche, à 600 mètres à l'aval de Reinhardstein, à Gdoumont, à Arimont, à Baugnez, à Thirimont, dans le Wolfbusch, dans la tranchée du chemin de fer signalée ci-dessus, à 2,250 mètres au sud de Recht; à hauteur du ruisseau de Recht, la limite est reportée brusquement par une faille transversale à 750 mètres ⁽¹⁾ vers le Sud, de telle sorte qu'elle passe à 1 kilomètre au sud de Poteaux.

L'arkose, généralement peu puissante, prend, entre Sourbrodt et Thirimont, une énorme extension par l'intercalation de nombreux bancs d'un grès argileux, gris clair, légèrement verdâtre, souvent fossilifère. Les grès sont exploités activement pour ballast dans les vastes carrières Noirthier, sises dans la vallée de la Warchenne, à mi-chemin entre Malmédy et Waimes. La bande gréseuse a sa plus grande largeur à la latitude d'Arimont, où elle peut être suivie sur une distance de 1,700 mètres, le long du chemin de Monbijou à Waimes ⁽²⁾. La largeur d'affleurement diminue rapidement, vers le Nord, à partir de Reinhardstein, vers le Sud, aux approches de Thirimont. De nombreuses carrières et excavations, la plupart abandonnées, jalonnent le passage de la lentille gréseuse au nord d'Ovifat, à Gdoumont, dans la vallée de la Warchenne, à Arimont, sur le Chivremont et à Baugnez.

Sur le poudingue de base ou sur les grès de Gdoumont reposent des schistes phylladeux et des phyllades peu fissiles, généralement violacés, verts (vert franc ou simplement verdâtres) ou bigarrés; ils sont parfois cellulés. Ces schistes présentent des intercalations de bancs quartzeux: ce sont des grès verdâtres ou violacés, fortement chargés de mica, des grès-quartzites verdâtres ou bleus, des arkoses à grain fin, stratoïdes. Il y a, en outre, des bancs quartzophylladeux. Les teintes dominantes sont le vert et le violacé; il y a néanmoins quelques rares intercalations de grès et de schistes bleus.

Les couches gedinniennes affleurent dans la vallée de la Warche, en aval du Reinhardstein et aussi aux environs de Waimes, le long du chemin de fer entre Waimes et Montenau, et à l'ouest de Born. Des débris et des pointements des mêmes roches se rencontrent enfin dans la forêt d'Emmels.

(1) Cette faille a déjà été signalée par Grebe. (*Loc. cit.*, p. CII.)

(2) Il est possible que cette grande largeur soit due partiellement à l'existence de failles longitudinales qui produiraient la répétition des mêmes couches. Le temps nous a fait défaut pour étudier cette question.

Faune. — Le grès de Gdoumont est fossilifère dans les excavations situées à moins d'un kilomètre à l'est de Gdoumont et à 400 mètres au nord de Boussire. Ce gisement est connu depuis longtemps; il renferme, d'après les études de MM. L. De Koninck et M. Leriche (1), les espèces suivantes :

<i>Petraia bina</i> Lonsdale.		<i>Strophomena rigida</i> de Koninck.
<i>Cystiphyllum profundum</i> de Koninck.		<i>Spirifer Dumonti</i> de Koninck.
<i>Chonetes striatella</i> Dalman.		<i>Rhynchonella nucula</i> Sowerby.

Lors de l'excursion de la Société belge de géologie, en 1919, on y a trouvé, en outre :

<i>Retzia Bouchardi</i> (Dét. Pruvost).		<i>Spirifer sulcatus</i> Hisinger.
<i>Orthis</i> cf. <i>lunata</i> (Dét. Stamp) (2).		<i>Atrypa reticularis</i> Linné.
<i>Pterinea retroflexa</i> .		Et plusieurs pygidiums de <i>Cryphaeus</i> .

Un second gîte a été signalé, en 1877, par E. Kayser, à environ une demi-heure au sud de Gdoumont. Il se trouve à Arimont, sur le flanc sud de la vallée de la Warchenne (3). Il y signale une *Chonetes* assez grande, allongée, qui ne peut être que *Chonetes striatella* et un brachiopode difficile à distinguer de *Rensselaeria strigiceps*.

M. Roncart, professeur à Malmédy en 1921, a bien voulu nous conduire aux deux gîtes qu'il avait découverts aux environs d'Arimont : le premier se trouve le long du raccourci de Malmédy à Waimes, à 200 mètres à l'est des premières maisons d'Arimont; on y voit, au sud de la route, une excavation ouverte dans de l'arkose et du grès. Le second gisement se trouve à deux kilomètres à l'est d'Arimont, au sud de la même route; on y voit de nombreuses excavations abandonnées, ouvertes dans de l'arkose pisaire et du grès blanc et situées dans l'angle aigu formé par le raccourci et la grand'route de Malmédy à Waimes.

Ces gîtes renferment :

<i>Chonetes striatella</i> ab.		<i>Rhenorenselaeria crassicosta</i> (?) (4) ab.
<i>Retzia Bouchardi</i>		<i>Cryphaeus</i> sp.
<i>Spirifer Dumonti</i> ab.		<i>Atrypa reticularis</i> .

(1) M. LERICHE, *La faune du Gedinnien inférieur de l'Ardenne*. (MÉM. MUSÉE ROYAL D'HIST. NAT. DE BRUXELLES, t. VI, 1912.)

(2) *Geol. Magazine*, London, vol. LVII, 1920, p. 165.

(3) E. KAYSER, *loc. cit.*, 1887, p. 810.

(4) Les exemplaires recueillis sont en trop mauvais état pour pouvoir fournir une détermination spécifique avec certitude. Aussi, avons-nous ajouté un signe de doute, bien que nous n'ayons trouvé aucun caractère qui puisse différencier les exemplaires de la forme siegenienne.

TAUNUSIEN. — Le Taunusien est formé d'un ensemble de schistes phylladeux et phyllades satinés dans lesquels s'intercalent des grès et des quartzophyllades. Les phyllades sont bleu foncé et deviennent gris clair par altération; ce sont des roches très fines se délitant en morceaux très petits et à surfaces planes. Les bancs quartzeux sont des grès-quartzites généralement bleus et gris bleu, rarement verts; les bancs sont peu réguliers; ils renferment parfois des macules schisteuses et passent ainsi à des grès quartzophylladeux. Ces grès bleus sont analogues aux grès taunusiens de Cierreux, au sud de Vielsalm. A Belair, on trouve quelques bancs minces de quartzite blanc à facies anoreux. A Bas-Emmels et à Rodt, il y a du grès feldspathique. Au nord de Champagne, certaines couches sont criblées de cubes de pyrite. Les grès sont exploités comme moellons de construction et pour macadam.

Les bancs de grès sont principalement abondants à la partie inférieure du Taunusien; aussi la limite de cet étage est jalonnée par de nombreuses excavations situées au sud de la gare de Sourbrodt, à Belair, à Steinbach, au sud de Montenau, à Nieder-Emmels-Heide, au nord de Rodt et sur le Meisen-Berg, dans la forêt de Bullange. La partie supérieure, très schisteuse, affleure à l'est de Champagné, aux environs de Deidenberg et de Rodt.

Nous n'avons pas découvert de fossiles dans la bande taunusienne de Malmédy.

HUNSRUCKIEN INFÉRIEUR. — Assise quartzoschistense formée d'un ensemble de grauwacke gréseuse, de quartzophyllades, de grès quartzophylladeux gris bleu et gris clair, de grès argileux, de schistes quartzeux grossièrement feuilletés et aussi de schistes phylladeux bleu foncé. Ces roches sont criblées localement de cubes de pyrite dont l'arête peut atteindre 1 centimètre de longueur.

Cette assise est bien représentée aux environs de Weywertz et le long du chemin de fer depuis Weywertz jusqu'à 1 kilomètre au nord-ouest de Bullange.

Plus au Sud, on ne trouve que quelques rares affleurements à Schoppen, à Hunningen et à Krombach.

Faune. — Bien que les affleurements soient rares, nous avons trouvé au sein de cette assise plusieurs gîtes fossilifères; il semble donc bien que cette assise est aussi fossilifère que dans le Luxembourg belge. La faune est identique à la faune des quartzophyllades de Longlier (Huns-

ruckien inférieur), faune abondamment répandue dans le Luxembourg belge (1).

Des bancs de grauwacke très fossilifère gris verdâtre, rouge-brun autour des organismes, affleurent dans la tranchée du chemin de fer de Vielsalm à Saint-Vith, située à mi-chemin entre Braunlauf et Krombach. Nous y avons recueilli :

Pleurodictyum problematicum.
Favosites cf. *polymorpha.*
Striatopora cf. *vermicularis.*
Nombreux débris de *Crinoïdes.*
Dalmanella circularis ab.
Schizophoria provulvaria.
Leptostrophia explanata.
Stropheodonta gigas.
Str. herculea.
Str. Murchisoni.
Schuchertella ingens.

Spirifer hystericus ab.
Sp. excavatus.
Sp. primaevus ab.
Athyris avirostris.
Camarotoechia daleidensis
Megalanteris Archiaci.
Cornellites Paillettei ab.
Actinodesma obsoletum.
Stappersella carinata.
Leiopteria pseudolaewis.

Dans une excavation sise à 125 mètres au nord de la route de Saint-Vith à Rodt, et à peu près à la hauteur de la borne 1,5 kilomètre, nous avons trouvé un grand exemplaire d'*Athyris avirostris.*

A 1 kilomètre à l'est de Deidenberg, le long de la route qui relie ce village à Amblève, un banc mince de grauwacke m'a fourni des débris indéterminables d'ostracodermes.

Plus au Nord, M. Timmermans a découvert plusieurs gîtes fossilifères dans de la grauwacke schisteuse et des quartzophyllades, dans la vallée de la Warche, au nord de Weywertz et de Butgenbach. De la grauwacke fossilifère a été observée par nous dans les deuxième et troisième tranchées du chemin de fer au nord-ouest de Bullange. Nous n'avons pu reconnaître que *Rhenorenselaeria strigiceps* et *Rh. crassicosta* : cette dernière est particulièrement abondante. Dans le premier gîte, il y a des débris de plantes.

Il faut encore rattacher à la même assise les couches fossilifères découvertes par M. Timmermans à l'est de Montjoie et qui renferment *Cornellites Paillettei*; et probablement le gîte signalé par Holzapfel dans

(1) Cf. ÉT. ASSELBERGHS, *Mém. Inst. géol. Univers. Louvain*, t. I, 1913, pp. 85-131. — ED. LEBLANC, *Mémoire sur le Contour oriental de l'anticlinal de Bastogne et ses relations avec le flanc Sud de l'Anticlinal de Stavelot.* (MÉM. INST. GÉOL. UNIVERS., LOUVAIN, t. II. — A l'impression.)

les mêmes parages et renfermant *Rhenorenselaeria crassicosta* et *Spirifer primaevus* (1).

HUNSRUCKIEN SUPÉRIEUR. — Le Hunsruckien supérieur est formé principalement de phyllades bleu foncé, à grands feuillet, se détachant en dalles, s'altérant en minces feuillet plans, et devenant gris clair par altération; la surface de feuilletage est généralement plane. Dans ces roches sont intercalés des bancs de quartzophyllades schisteux et surtout de grès argileux ou de grauwackes gréseuses, gris, verdâtres et blancs (Lengeler), facilement altérables, friables, stratoïdes et zonaires, souvent fossilifères. Les grès sont généralement en bancs réguliers épais, mêlés à des parties schisteuses; d'autres fois ils présentent l'allure en chapelet et sont noduleux. On les exploite localement comme moellons de construction. L'élément gréseux acquiert une grande importance dans la partie supérieure de l'assise; d'autre part, il gagne en importance en allant du Sud vers le Nord, de telle sorte que dans la partie septentrionale de la région étudiée les caractères lithologiques de cette assise tendent à se confondre avec ceux du Hunsruckien inférieur. De nombreuses couches renferment abondamment des cubes de pyrite.

Le Hunsruckien supérieur est fort bien représenté en de nombreux endroits. De nombreux affleurements existent entre Bullange, Krinkelt et Murrange, le long du chemin de fer entre Wirtzfeld et Honsfeld, entre Moderscheid et Amblève, entre Wallerode et Saint-Vith, le long du chemin de fer entre Saint-Vith et Neidingen; au sud et au sud-ouest de Saint-Vith, le Hunsruckien supérieur recouvre une vaste étendue: il y constitue le sous-sol de Galhausen, de Braunlauf, de Thommen, d'Oudler, de Maldange, d'Espeler et de Lengeler.

Faune. — M. Ed. Leblanc a montré que les phyllades du Hunsruckien supérieur ou phyllades de Trois-Vierges et de Gouvy renferment des bancs de grauwackes gréseuses ou de grès verdâtres souvent fossilifères. On y trouve une faune encore siegenienne, mais qui renferme déjà des espèces ensiennes (2).

M. Timmermans a trouvé des roches semblables à l'extrémité nord-est du Grand-Duché, entre Huldange et Weiswampach. Dans le Cercle

(1) HOLZAPFEL, *loc. cit.*, p. 17.

(2) *Loc. cit.* (MÉM. INST. GÉOL. UNIVERS, Louvain, t. II. — A l'impression.)

de Malmédy, nous les avons observées à Lengeler, à Oudler ainsi qu'au sud de Saint-Vith, à hauteur de Breitfeld, le long du chemin de fer, dans deux tranchées.

Les matériaux recueillis par M. Timmermans et par nous renferment :

Leptostrophia explanata.
Stropheodonta gigas.
Tropidoleptus carinatus ab.
Spirifer hystericus ab.
Athyris undata.
Rhenorenselaeria strigiceps ab.

Trigeria Gaudryi ab.
Trigeria taunica Fuchs.
Limoptera semiradiata ab.
Leiopteria pseudo-laevis.
Tentaculites scalaris ab.
 Débris de plantes.

Nous avons découvert, en outre, au sud de Saint-Vith, un troisième gîte dans la tranchée du chemin de fer qui se trouve à hauteur du coude brusque que décrit la route de Saint-Vith à Winterspelt, à la 3^e borne. Ici les couches fossilifères sont beaucoup plus schisteuses : aussi n'y trouvons-nous plus les *Trigeria*, et *Tropidoleptus carinatus* y est-il moins abondant. Ce gîte a été exploré par M. Maillieux, conservateur au Musée royal d'Histoire naturelle, qui a bien voulu mettre à notre disposition les matériaux recueillis. Nous avons déterminé :

Pleurodictyum problematicum.
Petrocrania cassis.
Schizophoria provulvaria ab.
Leptostrophia explanata ab.
Stropheodonta gigas.
Str. Murchisoni.
Str. furcillistria Fuchs.
Tropidoleptus carinatus.
Chonetes plebeja.
Ch. sarcinulata.
Ch. dilatata et var. *bialata* Fuchs, ab.
Sp. hystericus.

Sp. subcuspidatus.
Sp. hercymiae.
Dielasma rhenana.
Meganteris Archiaci.
Grammysia ovata ab.
Palaeoneilo unioniformis.
Orthoceras sp.
Cryphaeus Drevermanni ab.
Homalonotus aculeatus.
H. planus.
H. Champernownei?
H. nov. sp. ab.

EMSIEN INFÉRIEUR OU AHRIEN. — Alternance de quartzophyllades, de schistes gris foncé et bleus, généralement micacés et de grès ou psammites en très minces bancs, en plaquettes. Il y a, en outre, des lentilles pouvant atteindre 10 mètres de puissance, constituées par du grès-quartzite bleu, très dur, en bancs irréguliers renfermant des macules schisteuses ; il est exploité comme ballast. L'élément micacé est fort répandu dans toutes les roches. Les grès prennent souvent une teinte d'altération rouge-brun ; le cas est général pour les couches fossilifères. Les schistes se délitent généralement en baguettes. En certains

endroits, principalement au sud de Burg-Reuland, dans la vallée de l'Our, les schistes sont remplacés par des phyllades bleus en grands feuillets qui, à première vue, montrent de grandes analogies avec les phyllades siegeniens (1); cependant ils sont à texture moins fine, sont fortement micacés et bariolés de teintes gris verdâtre; de plus, par altération, ils ne donnent pas les minces feuillets plans gris clair caractéristiques des phyllades siegeniens. Les quartzophyllades, généralement réguliers, sont tantôt à élément gréseux dominant, tantôt à élément schisteux dominant; parfois, l'élément gréseux se présente sous forme d'une suite de petits nodules juxtaposés séparés par de minces lits de schistes. Aux environs de Losheimergraben, plusieurs joints de stratification sont anthraciteux.

Les couches abriennes affleurent dans les tranchées du chemin de fer au sud de Losheimergraben, le long des routes de Schönberg à Andler, Medendorf et Hasenvenn (Manderfeld), de Schönberg à Saint-Vith jusqu'au Moulin de Wallerode, de Schönberg à Bleialf jusqu'au delà de la frontière; plus au Sud, elles constituent les versants de la vallée de l'Our entre Urb et Ouren et sont visibles le long du chemin de fer de Saint-Vith à trois Vierges, entre Neidingen et Oudler.

Faune. — Les couches du Cercle de Malmédy que nous rangeons dans l'Ahrien ou Emsien inférieur renferment une faune analogue à celle des quartzophyllades de Schutbourg du grand-duché de Luxembourg (2) et à celle des Untercoblenschichten du Vorder Eifel (3).

Les gîtes les mieux explorés sont ceux du Schiebach (près d'Ouren) et de Burg-Reuland, découverts par M. Timmermans.

Le premier gîte se trouve dans la vallée du Schiebach, à l'extrémité sud du territoire du Cercle de Malmédy, au sud d'un petit étang, à 250 mètres à l'est de la 58^e borne frontière grand-ducale. Les fossiles se trouvent dans un mince banc de schistes phylladeux bleu foncé,

(1) C'est ce qui explique qu'au début de nos études sur le Dévonien inférieur du bassin de l'Eifel nous avons rangé les roches de la vallée de l'Our dans le Hunsrückien. (*Ann. Soc. géol. de Belg.*, t. XXXIX, 1912, p. M 42.)

(2) ASSELBERGHS, *Contribution à l'étude du Dévonien inférieur du grand-duché de Luxembourg.* (ANN. SOC. GÉOL. DE BELG., t. XXXIX, 1912, p. M. 61. — Tableau.) — C. LEIDHOLD, *Die Quartzite von Berlé in Luxemburg, etc.* (NEUES JAHRB. FÜR MINER. ETC., vol. XXXVI, 1912, pp. 341-2.)

(3) R. RICHTER, *Zur Stratigraphie u. Tektonik der Osling Eifel Mulde.* (CENTRALBLATT FÜR MINER., ETC., 1919, p. 49.)

quartzeux et micacés, bariolés de vert foncé. Il a été exploré en 1913 par M. Timmermans.

Le gîte de Burg-Reuland, ou plutôt, les gîtes se trouvent à 1,250 mètres à l'est de cette localité, au tournant que décrit la route avant d'arriver à la gare de Reuland. Les couches y décrivent un synclinal. Le gîte du flanc sud se trouve dans l'escarpement à une dizaine de mètres au-dessus de la route, dans des schistes gris foncé se délitant en baguettes; ces schistes reposent sur des bancs de grès exploités le long de la route. Dans les couches du flanc nord on trouve un mince banc de grès brun fossilifère dont les débris criblés de *Chonetes plebeja* gisent au bas du talus. Les gîtes de Burg-Reuland ont été explorés en 1913 par M. Timmermans, en 1924 par M. Maillieux.

Dans les matériaux du Schiebach et de Burg-Reuland, nous avons reconnu les espèces suivantes :

Pleurodictyum problematicum ab.
Petrocrania cassis.
Leptostrophia explanata.
L. subarachnoïdea.
Stropheodonta gigas.
Str. virgata.
Leptaena rhomboïdalis.
Tropidoleptus carinatus a. ab.
Chonetes plebeja (semiradiata) tr. ab.
Ch. sarcinulata tr. ab.
Ch. dilatata tr. ab.
Spirifer carinatus ab.
Sp. subcuspidatus tr. ab.
Sp. hercyniae ab.
Sp. arduennensis tr. ab.
Anoplothecca venusta.
Athyris undata.
A. globula Fuchs.
A. caeræsanoides ab.
Camarotoechia daleidensis tr. ab., individus très grands.
? Pletorhyncha dunensis.
Uncinulus antiqus.

Dielasma rhenana ab.
Trigleria Gaudryi ab.
Meganteris Archiaci ab.
Aviculopecten Follmanni.
Cornellites costata ab.
Tolmaia lineata.
Beushausenella expansa.
Stappersella carinata.
Limoptera bifida.
L. semiradiata.
Leiopteria crenato lamellosa et pseudo-laevis tr. ab.
Ctenodonta planiformis.
Ct. Maureri.
Cucullella truncata.
C. longiuscula
Palaeoneilo umoniformis.
Goniophora Schwerdi a. ab.
G. eifeliensis.
Grammysia ovata ab.
Leptodomus latus.
Cryphaeus Drevermanni.

Vers le Nord-Est, M. Timmermans a découvert plusieurs gîtes fossilifères au sud de Steinebrück et à Urb. Il y a des roches analogues à celles de Burg-Reuland; on y trouve aussi des grès quartzeux verdâtres devenant jaune-brun ou lie de vin par altération.

Quelques échantillons ont fourni les espèces suivantes :

Chonetes plebeja ab.

Ch. sarcinulata ab.

Sp. carinatus.

Sp. carinatus var. *ignorata*.

Sp. subcuspidatus.

Sp. subcuspidatus var. *lateincisa*.

Sp. hercyniae.

Sp. arduennensis.

Trigleria Gaudryi ab.

Tr. robustella ab.

Camarotoechia daleidensis ab.

Cornellites costata.

Leiopteria crenatolamellosa ab.

Grammysia abbreviata.

Prosocoelus Beushauseni Fuchs.

Tentaculites scalaris ab.,

Homalonotus ornatus.

Des roches fossilifères semblables existent aux environs de Schönberg. M. Timmermans avait, en 1914, fait une ample moisson de fossiles dans un gîte situé à 1,250 mètres à l'est de Schönberg et d'autres, le long de la route de Schönberg à Bleialf. Malheureusement, ces matériaux furent confisqués par les Allemands lors de la déclaration de guerre. Néanmoins, M. Timmermans avait pu remarquer que les plaques renfermaient les mêmes fossiles que les roches d'Urb. Du reste, nous avons pu nous rendre compte que les environs de Schönberg sont constitués par les mêmes roches qu'à Burg Reuland; entre autres, on trouve au nord de la borne 18 de la route de Bleialf à Schönberg, sur plusieurs centaines de mètres de distance, des schistes quartzeux bleus et gris sombre alternant avec de nombreux bancs minces de grès et de psammite, dont certains; devenus brun-rouge, sont criblés de *Chonetes plebeja* et *sarcinulata*. Ces roches sont en tout semblables à celles de Reuland.

Nous avons retrouvé les couches abriennes fossilifères à plusieurs kilomètres au nord de Schönberg, au lieu dit Eimerscheid. Le long du chemin qui conduit directement de Holzheim à Andler, il y a, immédiatement au sud des maisons d'Eimerscheid, un affleurement atteignant tout au plus 50 centimètres de hauteur et qui est formé d'une alternance de schistes bleus et de minces bancs de grès et psammites. Un de ces bancs, épais de 5 centimètres, est fossilifère; il présente des teintes ferrugineuses. Nous y avons recueilli :

Chonetes dilatata.

Sp. subcuspidatus.

Camarotoechia daleidensis.

Meganteris Archiaci.

Athyris undata.

Stropheodonta gigas.

Discina sp.

Enfin, les couches fossilifères se retrouvent dans la tranchée du chemin de fer, à l'est de la station de Losheimergraben. Ici l'on trouve

assez bien de débris de végétaux, ce qui est à mettre en regard avec l'aspect anthraciteux de certaines couches de cet affleurement. Le temps nous a manqué pour y recueillir des fossiles.

EMSIEN MOYEN. — L'Emsien moyen est représenté dans le cercle de Malmédy par des schistes lie de vin, verts et bigarrés, renfermant de la grauwacke et des grès grossiers, vert sombre, micacés, parfois quartzophylladeux.

Le facies « grès blanc de Berlé », qui constitue localement, dans l'Eifel, la partie supérieure de cette assise, n'est pas représenté en territoire belge. L'Emsien moyen constitue le sous-sol de l'extrémité orientale du cercle de Malmédy; il présente de nombreux affleurements à Losheim, à Manderfeld et à Krewinkel.

En dehors de végétaux hachés menu, qui sont abondants, nous n'avons découvert aucun fossile dans ces couches.

Le tableau suivant résume la série des couches rencontrées :

Emsien.

MOYEN :

Schistes et grauwacke lie de vin, verts et bigarrés avec grès grossier vert sombre.

INFÉRIEUR OU AHRÏEN :

Alternance de quartzophyllades, de schistes gris foncé ou bleus et de psammites en plaquettes. Lentilles de grès dur bleu. Faune de Schutbourg.

Siegenien.

Siegenien supérieur.

HUNSRUCKIEN SUPÉRIEUR :

Phyllades bleu foncé à grands feuillets avec des grès argileux, fossilifères, verdâtres, friables, nombreux cristaux de pyrite. Faune : mélange de formes hunsruckiennes et ahriennes.

HUNSRUCKIEN INFÉRIEUR :

Grauwacke gréseuse, quartzophyllades et phyllades bleu foncé. Nombreux cristaux de pyrite. Faune de Longlier.

Siegenien inférieur.

TAUNUSIEN :

Schistes phylladeux satinés bleu foncé, renfermant des grès généralement bleus et des quartzophyllades. Le grès est abondant à la partie inférieure.

Gedinnien.

Schistes et phyllades violacés ou verdâtres, parfois celluleux, renfermant des grès verts et bleus et de l'arkose. A la base, arkose et poudingue ovaire et pugilaire. Localement, intercalation de grès argileux blanc, légèrement verdâtre, fossilifère : grès de Gdoumont.

D'une façon générale, les caractères lithologiques du Siegenien et de l'Emsien sont les mêmes que dans la partie du bassin de l'Eifel qui affleure dans le Luxembourg belge et dans le grand-duché de Luxembourg.

Un changement de facies n'est appréciable que dans le Hunsrueckien supérieur; celui-ci composé pour ainsi dire exclusivement par des phyllades, à l'ouest de la frontière grand-ducale, acquiert un facies néritique par l'intercalation de bancs gréseux et grauwackeux fossilifères qui deviennent de plus en plus fréquents en avançant vers le Nord, de telle sorte que le Hunsrueckien supérieur tend à se confondre avec l'assise inférieure.

Le Gedinnien du cercle de Malmédy, exception faite du développement local du facies : grès de Gdumont, possède des caractères lithologiques analogues à ceux qu'il présente au sud du massif de Stavelot, dans la région de Vielsalm.

Par rapport aux couches qui constituent les flancs sud et ouest du massif cambrien de Stavelot, si les assises du Dévonien inférieur du cercle de Malmédy sont comparables aux assises synchroniques du bord sud et de la partie méridionale du flanc ouest, il n'en est pas de même des couches affleurant au nord de la faille d'Harzé. Dans cette dernière région, qui correspond géographiquement à la région située au nord de la latitude de Malmédy, les couches du Dévonien inférieur ont un facies néritique plus prononcé : l'élément schisteux est fortement en régression, des couches rouges font leur apparition à différents niveaux, au sein des couches siegeniennes.

Nos conclusions rappellent, dans les grandes lignes, les résultats obtenus par André Dumont dès 1848. Il eût été, du reste, étonnant que notre illustre géologue, dont l'opinion sur la stratigraphie du complexe éodévonien de l'Ardenne a été reconnue exacte, pour la plus grande partie, par les travaux récents de M. Ed. Leblanc et par les nôtres (4), se fût trompé sur l'âge de couches qui constituent le prolongement des couches du Luxembourg et du Grand-Duché.

(4) Il importe de rappeler que la plupart des géologues belges avaient abandonné les idées de Dumont pour adopter l'opinion de J. Gosselet. En 1912 et 1913, nous avons démontré le bien-fondé des idées de Dumont sur la sériation et l'extension des couches siegeniennes et emsiennes de l'anticlinal de Givonne et du synclinal de l'Eifel dans le Luxembourg belge ainsi que dans le grand-duché de Luxembourg. En 1920, M. Ed. Leblanc étendit cette conclusion aux couches siegeniennes de l'anticlinal de Bastogne et du synclinal d'Houffalize.

Par contre, nos conclusions s'éloignent de celles de J. Gosselet, qui, ayant attribué aux couches abriennes du Grand-Duché un âge hunsruckenien, fut amené logiquement à ranger les couches abriennes du cercle de Malmédy dans le Hunsruckenien et à faire rentrer toutes les couches siegeniennes dans une bande unique d'âge taunusien. C'est ce qui explique la grande largeur de la bande taunusienne (plus de 12 kilomètres) sur la carte annexée à l'*Ardenne*.

TECTONIQUE.

Les assises du Dévonien inférieur du cercle de Malmédy bordant à l'Est, comme nous l'avons rappelé, le massif cambrien de Stavelot et occupant le flanc occidental du synclinal de l'Eifel, se présentent sous forme d'une série de bandes à direction moyenne Nord-Nord-Est et Sud-Sud-Ouest.

Les couches les plus occidentales se suivent régulièrement et ne sont pas plissées; par contre, au fur et à mesure qu'on se dirige vers l'Est et qu'on se rapproche, par conséquent, de l'aire d'ennoyage constituée par la partie centrale du bassin de l'Eifel, des plis apparaissent, d'abord resserrés et aigus, même renversés et faillés, puis plus largement ouverts; c'est à l'accentuation de l'ennoyage de ces plis qu'est due la présence, au-dessous de la surface d'érosion, des synclinaux calcaires de l'Eifel. La direction générale des plis est Nord-Nord-Est dans la partie occidentale, plus franchement Nord-Est vers la frontière allemande.

Dans la partie méridionale du cercle, l'allure des couches siegeniennes et emsiennes est influencée, de plus, par la disparition du pli intermédiaire Houffalize-Bastogne qui sépare à l'Ouest l'axe anticlinal de Stavelot du pli synclinal de l'Eifel.

Les couches gedinniennes forment une bande comprise entre 1,500 et 2,000 mètres de largeur, exception faite de la région où s'intercale le facies du grès de Gdoumont. Entre Sourbrodt et Arimont, les couches ont une direction moyenne N. 25° E. Aux environs de Montenau on observe des directions Nord-Nord-Ouest et Nord-Nord-Est. A partir de Born, elles s'incurvent vers le Sud-Ouest (S. 40° W.) pour se relier aux couches gedinniennes du bord sud du massif de Stavelot.

Toutes les couches inclinent vers l'Est et le Sud-Est; à la base, elles ont une inclinaison moyenne de 30°; à un niveau plus élevé, des incli-

naisons plus fortes; dans la vallée de la Warche Grebe signale des inclinaisons de 45 à 60° (1); au sud d'Ondenval, nous avons observé des inclinaisons comprises entre 40 et 55°. Nous n'y avons trouvé aucune trace de pli.

Le *Taunusien* forme une bande de 2,000 mètres de largeur ayant une direction N.-N.-E. au nord de Sourbrodt, environ N.-S. entre Sourbrodt et Amblève, N.-E. et S.-W, au sud de Born; elle se trouve sur le prolongement des couches taunusiennes que la Salm recoupe au nord de Bovigny. A Kalterherberg, on a signalé des plis légèrement déversés vers le Nord (2); à 1 kilomètre au sud de la station de Sourbrodt des changements dans la direction des couches indiquent une ébauche de plis. Plus au sud, nous n'avons observé aucun indice de plis : au nord de Deidenberg, les couches inclinent vers l'Est de 25 à 40°; entre Born et Emmels, elles inclinent de 40° vers le Sud-Est. D'après Grebe, une faille orientée nord-ouest et sud-est ferait disparaître le Taunusien entre Born et Faymonville; nous n'avons relevé aucun fait favorable à cette hypothèse.

La largeur de la bande du *Hunsrueckien inférieur* est fort variable par suite de la présence de nombreux plis, principalement dans la région septentrionale. Large de 6 kilomètres à la latitude de Butgenbach, le Hunsrueckien inférieur n'a plus que 2 kilomètres de largeur à Schoppen et 1,500 mètres à Saint-Vith. A l'ouest de Saint-Vith, il acquiert une largeur moyenné de 2 kilomètres, qu'il maintient jusqu'à l'ancienne frontière belge.

Nous avons pu constater dans les tranchées du chemin de fer, entre Butgenbach et Bullange, que le Hunsrueckien inférieur est affecté dans cette région d'une série de plis déversés vers le Nord-Ouest : les flancs en position normale ont une inclinaison vers le Sud-Est de 30 à 40°; les flancs renversés inclinent vers le Sud-Est de 65 à 80°; ceux-ci sont en plusieurs endroits recoupés par des failles inverses à inclinaison moyenne de 45° vers le Sud. Les dressants ont comme direction moyenne la mesure N. 60° E.; les plateures ont une direction plutôt N.-N.-E. Les charnières des plis sont rarement visibles : un pli isoclinal

(1) *Loc. cit.*, 1898, p. cii.

(2) *Ann. Soc. géol. de Belg.*, t. XLIII, 1921, p. B 290.

complet peut être observé néanmoins dans la paroi septentrionale de la tranchée courbe qui est située au nord de la station de Butgenbach.

Il semble que ces plis disparaissent assez rapidement vers le Sud-Ouest, car déjà à partir de Schoppen nous n'avons plus trouver de traces d'ondulations; il est vrai que vers le Sud les affleurements du Hunsrueckien inférieur sont beaucoup plus rares.

A l'est de Deidenberg et au nord de Saint-Vith les allures observées indiquent une direction N. 53° E. et une inclinaison vers le Sud-Est de 40°; à l'ouest de Saint-Vith les couches prennent une direction N. 60° E. et inclinent vers le Sud de 45 à 60°; elles se relient ainsi aisément à la bande Lunsrueckienne inférieure du bord sud du massif de Stavelot (Bande marquée *Cb2a* sur la planchette Bovigny-Beho de la carte géologique de la Belgique au 40 000°).

Le *Hunsrueckien supérieur*, qui a une largeur d'affleurement de plus de 5 kilomètres entre Bullange et Honsfeld, n'a plus que 5,5 kilomètres à la latitude de Saint-Vith. La bande s'élargit ensuite rapidement vers le Sud-Ouest, de façon à dépasser 11 kilomètres à l'extrémité sud-ouest du cercle de Malmédy.

Nous avons vu que les plis du Hunsrueckien inférieur visibles le long de la ligne du chemin de fer de Butgenbach à Honsfeld étaient des plis déversés vers le Nord-Ouest. Il n'en est plus de même quand on passe dans le Hunsrueckien supérieur : ici les plis sont normaux. Aux environs de la station de Bullange et jusqu'à mi-chemin de Krinkelt, les couches ont une direction N. 50° E. et une inclinaison vers le Sud de 75° en moyenne; au sud de Bullange, le long de la route de Murrange, les couches inclinent, par contre, vers le Nord-Ouest de 55 à 75°. A mi-chemin entre Bullange et Honsfeld, il existe un anticlinal dont les flancs inclinent de 70° vers le Nord-Ouest et de 50° vers le Sud-Est.

Entre Honsfeld et Saint-Vith nous n'avons recueilli aucun renseignement sur l'allure du Hunsrueckien supérieur, la région étant couverte de forêts.

Au sud de Saint-Vith, une bonne coupe est donnée par les tranchées du chemin de fer vers Steinebrück. A hauteur du lieu dit Breitfeld les couches, qui avaient depuis Saint-Vith une inclinaison vers le Sud de 60°, présentent une inclinaison de 52° vers le N. 2° W.; elle prennent ensuite une direction N. 62° E. et une inclinaison nord de 50°, puis se recourbent en anticlinal dont la charnière est légèrement disloquée par

une petite faille vers le Sud. Les couches du flanc sud ont une direction N. 30° E. et une inclinaison E. de 55°. L'ennoyage du pli se fait vers l'Est.

Au sud-ouest de Saint-Vith la bande s'élargit fortement comme nous l'avons dit. Pour expliquer cette extension, il suffira de rappeler les dernières études de M. Ed. Leblanc sur la région contiguë de Gouvy et de Trois-Vierges. M. Ed. Leblanc a montré que le grand pli secondaire : synclinal d'Houffalize et anticlinal de Bastogne, qui sépare le synclinal de l'Eifel de l'axe anticlinal de Stavelot, s'ennoie rapidement vers l'Est et n'est plus marqué au méridien de Trois-Vierges que par des plis au sein d'un même complexe de couches appartenant au Hunsrueckien supérieur (1). Cette assise présente entre Gouvy et Trois-Vierges une zone d'affleurements large de 12 kilomètres; c'est le prolongement de ce complexe que nous trouvons dans le cercle de Malmédy, et le rétrécissement de la bande vers Saint-Vith est dû à la disparition complète du pli secondaire Houffalize-Bastogne : le Hunsrueckien supérieur du bord nord du bassin de l'Eifel et celui du bord oriental de l'axe anticlinal de Stavelot se confondent en une bande unique.

L'ennoyage du pli de Bastogne est encore perceptible dans la partie sud du cercle de Malmédy, par le remplacement des phyllades de la région de Trois-Vierges, c'est-à-dire des phyllades qui se trouvent sur le prolongement du noyau taunusien plissé de l'anticlinal de Bastogne, par les couches emsiennes de Bourg Reuland et de Stupbach. Tout comme pour les limites des assises inférieures qui s'engrènent les unes dans les autres comme nous l'avons fait prévoir et comme l'a établi de façon péremptoire M. Ed. Leblanc, la limite entre le Hunsrueckien et l'Emsien décrit une série d'indentations dont le résultat est de la reporter vers le Nord. Les plis dont nous avons constaté la présence dans la pointe nord du Grand-Duché et dans la partie sud du cercle de Malmédy ne laissent aucun doute sur ces digitations; mais un levé très détaillé seul permettra de les tracer avec quelque exactitude : nous n'avons fait que les esquisser sur le croquis annexé à cet exposé.

On peut se faire une idée de l'allure du Hunsrueckien supérieur qui s'étend entre Saint-Vith et Trois-Vierges par les observations suivantes

(1) Les conclusions de l'étude de M. Ed. Leblanc ont paru dans le *Bull. de la Soc. belge de Géol.*, t. XXXI, 1921, pp. 38-41.

que nous avons faites, d'une part, entre Gouvy et Wilverdange, d'autre part, entre Braunlauf et Oudler.

A Gouvy et au nord d'Ourth les phyllades inclinent vers le Sud de 45° à 60°. Immédiatement au sud d'Ourth, les couches qui constituent la colline 489 inclinent de 50 à 65° vers le Nord et ont une direction N. 61° E. (feuilletage S. = 40°); à 400 mètres au Sud, l'inclinaison est devenue plus faible : 20° à peine vers le Nord. Les couches se recourbent ensuite en anticlinal, car à Wattermal elles plongent de 80° vers le Sud (dir. N. 55° E.). A Huldange nous mesurons : Dir. N. 45° E.; inclinaison S. = 50°. Elles décrivent un second anticlinal entre Goedange et Wilverdange; en effet, là où la ligne du chemin de fer de Trois-Vierges croise le raccourci Huldange-Wilverdange, les couches inclinent vers le Nord de 72°; par contre sur le Telmsberg, situé à 300 mètres plus au Sud, l'inclinaison se fait vers le Sud de 72° et de 60° (direction N. 50° E.).

Dans la coupe de Braunlauf à Oudler, les couches qui, au nord de Braunlauf, reposent sur les quartzophyllades du Hunsrueckien inférieur maintiennent l'inclinaison vers le Sud jusqu'au delà de Thommen-Grufflingen. Un anticlinal est visible à Eulenstein, près d'Espeler. Au nord d'Oudler, les couches ont une inclinaison de 70° vers le Nord et une direction N. 62° E.; au sud d'Oudler elles plongent vers le Sud de 60°, puis de 75° (dir. N. 65° E.). On voit apparaître alors les couches emsiennes, qui sont affectées de la même allure, mais qui se replient bientôt en synclinal pour prendre une inclinaison de 75° vers le Nord et une direction N. 70° à 80° E.

L'*Emsien inférieur* forme une bande plissée de direction moyenne NNE.-SSW. et qui se relie aux quartzophyllades d'Heinerscheid du grand-duché de Luxembourg. Dans la partie nord, soit aux environs de Losheimergraben, on peut déceler une série de plis normaux dont les flancs ont 45 à 70° d'inclinaison, et qui s'ennoyent vers l'Est suivant une direction moyenne N. 20° E. Mais plus au Sud, par exemple aux environs de Schönberg, l'axe des plis est orienté franchement vers le Nord-Est; le flanc nord des synclinaux a une direction nord-nord-est; le flanc sud se rapproche de la direction est-ouest. L'axe des plis visibles entre Bourg Reuland et Stupbach a même une direction est-ouest. Si la majorité de nos observations tend à faire admettre l'existence de nombreux plis à ennoyage vers le Nord-Est, il y a cependant des endroits où les couches sont fortement comprimées et faillées.

Tel est le cas, par exemple, des couches qui forment un long affleurement le long du chemin de fer au nord de la station de Lommersweiler. Du Nord au Sud on observe les faits suivants : les couches inclinent d'abord au Nord, puis semblent décrire un anticlinal dont le flanc sud est vertical et faillé. La faille incline vers le Nord et met en contact des schistes ou quartzophyllades schisteux avec quelques bancs de grès à direction N. 65° E. et à inclinaison N. 85° . A quelques mètres vers le Sud existe un petit pli déversé vers le Sud dont les flancs externes ont une inclinaison N. de 50° et le flanc moyen une inclinaison N. de 85° ; les couches se replient ensuite en anticlinal dont la charnière est faillée. Puis vient une partie brouillée où les couches sont injectées de filons de quartz. Au delà l'allure est indécise; nous mesurons direction N. 48° E., inclinaison S. = 85° , et plus loin, direction N. 58° E., inclinaison N. 80° . Enfin, près de la gare, dans les cinquante derniers mètres de l'affleurement, les couches ont une allure régulière; elles inclinent de 65° vers le Sud, tandis que le feuilletage plonge de 80° au Nord, la direction est N. 72° E. Les couches décrivent ensuite un synclinal, car au delà de la station de Lommersweiler, elles inclinent de 50° vers le Nord-Ouest. Au nord de la zone disloquée, l'Emsien décrit plusieurs plis ouverts visibles le long du chemin de fer. Il est probable que la zone disloquée se retrouve vers l'Est, à Steinebrück, où M. Timmermans a relevé des allures diverses.

Une seconde zone fortement comprimée et faillée se trouve, semble-t-il, aux environs de la station de Reuland. Au nord de la station M. Timmermans a observé, en effet, plusieurs failles généralement redressées, tantôt à pendage sud, tantôt à pendage nord, et aussi une allure renversée vers le Sud. Au sud de la station, nous avons observé dans les couches emsiennes des glissements et de petites failles et aussi une faille bien nette qui incline de 72° vers le Sud et qui met en contact du grès avec des bancs phylladeux. C'est au sud de ces affleurements faillés que la direction axiale des plis est à peu près est-ouest. Des couches faillées existent encore plus au Sud, dans la vallée de l'Our, le long de la boucle que décrit l'Our entre Oberhausen et le Schiebachsberg.

Émettre des hypothèses sur l'importance de ces zones faillées et sur leur prolongement serait extrêmement hasardeux dans l'état actuel de la question. Cependant il est intéressant de faire remarquer que la dernière zone faillée se trouve sensiblement sur le prolongement de l'importante faille qu'on a découverte ces dernières années au sud du

Coblentzquartzit du Schnee-Eifel. M. Richter ⁽¹⁾ a démontré que les couches qui reposent sur le Coblentzquartzit ne sont pas, comme on l'admettait jusqu'ici, des Obercoblenzschichten, mais des Untercoblenzschichten (Emsien inférieur). Cette superposition anormale ne peut s'expliquer que par une faille inverse à inclinaison vers le Sud-Est que Richter a reconnue depuis Braunscheid jusqu'à Ormont, soit sur une distance de 14 kilomètres. Si l'on examine une carte des plis de l'Eifel on remarque que cette faille, dite *Faille du Schnee-Eifel*, a une réelle importance; en effet, le quartzite du Schnee-Eifel, inclinant vers le Sud-Est de 30 à 33°, appartient au flanc nord d'un des grands plis synclinaux du bassin de l'Eifel; les Untercoblenzschichten, de leur côté, constituent le flanc septentrional du synclinal de Prüm. La faille faisant reposer, l'un sur l'autre, les flancs nord de deux synclinaux successifs, a donc pour résultat de faire disparaître le flanc moyen. Il n'est pas impossible que les dislocations entrevues dans les couches au sud d'Oberhausen soient en relation avec cette faille importante.

L'*Emsien moyen* de Losheim appartient au flanc occidental du synclinal de l'Eifel, pris dans son ensemble; il borde, plus spécialement, le synclinal secondaire de Blankenheim. L'*Emsien moyen* est affecté de nombreux plis qui sont plus largement ouverts que ceux de l'Ahrien et des assises sous-jacentes; les plis observés sont faiblement ondulés: les flancs ont généralement 20 à 30° d'inclinaison.

L'*Emsien moyen* du cercle de Malmédy fait partie d'une bande qui disparaît au Nord sous le manteau triasique et qui se poursuit vers le Sud-Ouest par Auw et Bleialf. Au sud de cette dernière localité, elle disparaît sous la faille du Schnee-Eifel: elle n'est donc pas en continuité directe avec la bande synchronique qui constitue le bord nord du synclinal de l'Eifel en Belgique et dans le grand-duché de Luxembourg et que nous avons suivie en Allemagne jusqu'à Uffeld (ouest de Pronsfeld). Elle en est séparée, tout au moins, jusqu'à la Haute Prüm, par l'importante digitation anticlinale d'*Emsien inférieur*, à laquelle appartiennent les couches ahriennes de Brantscheid et de Hontheim.

Cette digitation divise, en somme, le synclinal de l'Eifel en deux parties: une partie septentrionale, qui comprend les bassins calcaires de Soetenich et de Blankenheim, et une partie méridionale ou synclinal de l'Eifel proprement dit, qui enveloppe le bassin calcaire de Prüm et ses extensions vers le Nord-Est.

(1) *Loc. cit.* (CENTRALBLATT FÜR MINER., 1919, p. 49.)

SUBSTANCES UTILES.

Le Dévonien inférieur du cercle de Malmédy ne semble pas renfermer de grandes ressources en matières utiles. Comme matériaux de construction, on exploite localement comme moellons le grès de Gdoumont, ainsi que la grâuwacke gréseuse et les phyllades compacts du Siegenien. Les roches quartzieuses dures, telles que le grès-quartzite de la base du Taunusien et le grès lenticulaire de l'Ahrien, servent de ballast. Contrairement à ce qui se passe dans la partie belge du synclinal de l'Eifel, nous n'avons pas rencontré dans les couches phylladeuses du Siegenien des roches susceptibles de fournir des ardoises. Ajoutons toutefois que dans le compte rendu de l'excursion de la Société géologique de Belgique, mention est faite de l'existence d'une ardoisière abandonnée au sud de la gare de Kalterherberg (1), c'est-à-dire à l'extrémité nord du cercle; nos recherches n'ont pas porté sur les environs de cette localité.

Du kaolin peut se former par altération sur place de l'arkose gedinienne, comme cela est visible dans la tranchée du chemin de fer à l'ouest de Born. Mais nous n'avons recueilli aucune donnée qui puisse faire croire à l'existence de réserves de quelque importance.

Il est possible que tout comme dans les Ardennes belges, il y ait, par-ci par-là, un filon de galène; on nous a, du reste, signalé l'existence d'un tel filon au sud du tunnel de Lommersweiler. Néanmoins, nos levés ne nous ont fourni aucun indice à ce sujet.

Rappelons, pour terminer, que les alluvions situées sur les territoires de Faymonville, Odenval, Montenu et Born renferment de l'or, comme l'ont montré encore récemment les recherches de M. H. de Rauw (2).

(1) *Ann. Soc. géol. de Belg.*, t. XLIII, 1921, p. B 290.

(2) L'or en Ardenne. (*Ann. Soc. géol. de Belg.*, t. XL, 1913, pp. 104-114.) — Les alluvions aurifères de la Haute Belgique. (*Ibid.*, t. XLIII, 1921, pp. B 270-278.)

A propos de mon mémoire sur la tectonique du Brabant,

par P. FOURMARIER.

Je viens de recevoir le premier fascicule du tome XXXI du *Bulletin de la Société belge de Géologie*, contenant (p. 55, procès-verbal de la séance du 17 mai 1921) une note de M. Leriche : *Observations sur la tectonique du Brabant à propos d'un récent mémoire de M. P. Fourmarier*.

Dans cette note, notre savant confrère rappelle quelques-uns de ses travaux que je n'ai pas signalés dans mon mémoire; je lui dois donc une explication pour ne pas être accusé de négligence.

Ce mémoire sur la tectonique du Brabant, rédigé pour répondre à une question de concours de l'Académie, a été déposé en juillet 1912 et couronné en décembre 1912 par la Classe des Sciences. Pour diverses raisons, il n'a pu être imprimé immédiatement et la guerre, interrompant les travaux de l'Académie, en a retardé l'impression encore davantage; il n'a pu voir le jour que près de dix ans après avoir été rédigé.

Je sais qu'il existe des faits nouveaux depuis le dépôt de ce mémoire; je me serais cependant fait un scrupule de remanier mon travail; j'ai préféré le laisser exactement dans son état initial, malgré le long intervalle de temps qui s'était écoulé; malheureusement, les tirages à part ne mentionnent ni le libellé de la question ni la date du concours; ils ne portent que l'année de la sortie de presse du travail.

Dans ces conditions, M. Leriche voudra bien m'excuser de n'avoir pas tenu compte, dans un travail rédigé en 1912, de ses observations sur l'étagage de Caradoc dans la vallée de la Sennette, publiées en 1920; lorsque j'ai parlé de la faille de Soignes, j'ignorais qu'en 1919 M. Leriche lui donnerait le nom de « Faille de la Guelenne » et même que, dès 1913, il préciserait son tracé.

Au moment où je rédigeais mon mémoire, je n'avais pas encore en mains le livret-guide des excursions organisées par l'Université de

Bruxelles, daté de 1912, ni le livret-guide de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France en 1912, ni le compte rendu détaillé de cette excursion, édité en 1915.

M. Leriche me reproche d'avoir basé mes déductions relatives à la tectonique du massif ancien du Brabant sur la stratigraphie établie par le regretté Constantin Malaise. A l'époque où j'ai fait mon travail, personne ne mettait en doute la valeur des observations de ce savant ni ses déductions basées sur de nombreuses trouvailles de fossiles et sur une étude comparative du Silurien belge avec le Silurien anglais. Ce Silurien du Brabant est d'une étude difficile à cause du petit nombre et du peu de continuité des affleurements au fond des vallées principales; j'avais remarqué que les coupes figurées à travers le massif du Brabant ne donnaient pas une idée exacte de l'allure des couches; j'ai essayé de figurer cette allure d'une manière plus correcte et aussi de raccorder les affleurements séparés par des nappes tertiaires plus ou moins étendues; je n'ai pas eu d'autre ambition et je n'ai pas la prétention de donner une solution définitive de ces questions difficiles. Mais, pour aborder leur étude, je devais me baser sur les notions de stratigraphie connues à cette époque.

M. Leriche me reproche encore de contester la présence de la faille de la Senne, « après plusieurs auteurs qui en ont nié formellement l'existence ».

Dans un travail consacré à la tectonique, j'étais bien obligé de rappeler que l'on avait admis l'existence d'un tel accident; mais je n'ai pas traité la question dans toute son ampleur, parce que le seul argument que j'ai donné me semblait suffisant pour montrer que cette hypothèse n'est pas soutenable; je n'ai pas poussé la discussion plus loin, parce que j'eusse été obligé de parler des relations entre le Panisélien et le Bruxellien; c'eût été m'écarter de mon sujet. M. Leriche a lui-même estimé à leur juste valeur, dans son livret-guide de 1912, les interprétations quelque peu fantaisistes de certains auteurs.

Observations sur la limite entre le Silurien et le Dévonien, — en Angleterre, dans le Nord de la France et en Belgique, — à propos d'une note de M. Stamp ⁽¹⁾,

par MAURICE LERICHE.

J'ai publié, sur la question de la limite entre le Silurien et le Dévonien dans le Nord de la France et en Belgique, plusieurs travaux : l'un, en 1906 ⁽²⁾; un autre, en 1911 ⁽³⁾, dans lequel j'exposais les conclusions d'un mémoire détaillé, qui parut l'année suivante ⁽⁴⁾.

En 1906, après avoir visité la bordure orientale du Pays de Galles, aux environs de Ludlow, j'établissais que, dans le Nord de la France, le passage du Silurien marin au Dévonien continental (sous le facies de l'« Old Red Sandstone »), se fait exactement comme en Angleterre, par des couches à caractère mixte, correspondant à celles que les géologues anglais désignent sous le nom de « Passage Beds ». Pour la première fois, on tentait un parallélisme précis entre les formations des deux régions.

En 1911-1912, je montrais que la faune des Schistes de Mondrepuis est essentiellement silurienne, et que ces schistes — avec le Poudingue de Fépin et l'Arkose de Haybes — représentent le Ludlow supérieur d'Angleterre. J'établissais, en outre, que si la sédimentation avait été continue à la fin du Silurien, dans le Pays de Galles et le Nord de la

(1) L.-D. STAMP, *La base du système dévonien en Angleterre*. (BULLETIN DE LA SOCIÉTÉ BELGE DE GÉOLOGIE, DE PALÉONTOLOGIE ET D'HYDROLOGIE, t. XXXI, 1921, pp. 87-98; 1922.)

(2) M. LERICHE, *Contribution à l'étude des Poissons fossiles du Nord de la France et des régions voisines*. (THÈSE DE DOCTORAT ET MÉMOIRES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD, t. V, pp. 13-21.)

(3) M. LERICHE, *Note préliminaire sur la Faune des Schistes de Mondrepuis. — La limite entre le Silurien et le Dévonien dans l'Ardenne*. (BULL. SOC. BELGE DE GÉOL., DE PALÉONTOLOGIE ET D'HYDROLOGIE, t. XXV, 1911, Proc-verb., pp. 327-332.)

(4) M. LERICHE, *La Faune du Gedinnien inférieur de l'Ardenne*, 58 p., 3 pl.; 1912. (MÉMOIRES DU MUSÉE ROYAL D'HISTOIRE NATURELLE DE BELGIQUE, t. VI.)

France, elle avait été interrompue, en Belgique, à l'époque du Ludlow moyen, par la formation de la chaîne calédonienne.

* * *

C'est dans le Shropshire — et, en particulier, aux environs de Ludlow — que le passage du Silurien au Dévonien peut être le mieux étudié, et c'est par comparaison avec ce que j'y ai vu, que j'ai tracé, d'abord dans le Nord de la France, puis en Belgique, la limite entre le Silurien et le Dévonien.

La succession des couches que l'on observe, dans le Shropshire, à la limite du Silurien et du Dévonien, est devenue classique :

Au-dessus du Calcaire d'Aymestry, à *Conchidium (Pentamerus) Knighti*, et des calcaires schistoïdes à *Dayia navicula*, qui forment ensemble le Ludlow moyen, vient une série de schistes grossiers, calcarifères, se débitant en dalles (flagstones), et que l'altération rend souvent argileux. Ces schistes, dans lesquels s'intercalent parfois des lits gréseux, renferment une faune marine, franchement silurienne; ils constituent le Ludlow supérieur (*s. str.*).

C'est au-dessus de ces schistes grossiers que commencent les « Passage Beds ». Jusqu'en ces dernières années, ceux-ci étaient considérés comme formant la partie terminale du Ludlow supérieur. Miss G.-L. Elles et Miss I.-L. Slater ⁽¹⁾, en 1906, les en ont séparés pour en faire leur « Temeside Group ⁽²⁾ », et M. Stamp ⁽³⁾ vient de reprendre, pour eux, le terme « Downtonian », Lapworth, dont il restreint ainsi le sens.

Les « Passage Beds » comprennent : 1^o à la base, le Grès de Downton, dont la limite inférieure est marquée par un bone-bed de quelques centimètres d'épaisseur; 2^o au sommet, un complexe formé de psammites et de schistes. Ce complexe est connu depuis longtemps sous le nom de « Tilestones ». G.-L. Elles et I.-L. Slater le désignent, dans leur travail de 1906, sous celui de « Temeside Shales ».

Le Dévonien, sous le facies « Old Red Sandstone », fait suite aux

(1) G.-L. ELLES et I.-L. SLATER, *The Highest Silurian Rocks of the Ludlow District*. (THE QUARTERLY JOURNAL OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF LONDON, vol. LXII, pp. 498-499.)

(2) De la rivière Teme, — affluent de la Severn, — qui arrose Ludlow.

(3) L.-D. STAMP, *Note on the Determination of the Limit between the Silurian and Devonian Systems*. (THE GEOLOGICAL MAGAZINE, vol. LVI., p. 168; 1920.)

« Passage Beds », sans qu'il soit possible de tracer une limite précise entre les deux formations. Les couches inférieures de l' « Old Red Sandstone » sont caractérisées par *Pteraspis Crouchi* Lank., *P. rostrata* Ag., *Cephalaspis Lyelli* Ag., et M. Stamp nous annonce que, pour ces couches, M. King vient de créer le terme Dittonien.

*
* *

Dans leur travail de 1906, G.-L. Elles et I.-L. Slater écrivaient, à propos de la faune des « flagstones » du Ludlow supérieur : « The general facies of the fauna is very similar throughout, and there is no very marked difference in lithological character; but, while *Rhynchonella nucula* preponderates in the lower beds, *Chonetes striatella* is the predominant form of the upper member of the group » (1). Et ces auteurs, se basant sur ce dernier caractère, divisaient le Ludlow supérieur en deux assises : les « *Rhynchonella*-Flags » à la base, les « *Chonetes*-Flags » au sommet.

M. Stamp (pp. 90-91) insiste aujourd'hui sur les différences qui séparent la faune des couches à *Chonetes* de celle des couches à *Rhynchonella*. On est surpris de retrouver, parmi les espèces qu'il considère comme étant les plus importantes des couches à *Chonetes*, plus de la moitié des formes qu'il regarde comme les plus caractéristiques des couches à *Rhynchonella*. Quant à la plupart des autres espèces, on les trouve citées à la fois des couches à *Rhynchonella* et des couches à *Chonetes*, dans les listes dressées par G.-L. Elles et I.-L. Slater (2).

A des différences si peu sensibles, entre les couches à *Rhynchonella* et les couches à *Chonetes*, il est difficile de donner plus qu'une valeur locale, et si ces couches ont été récemment distinguées en Artois (3), c'est que, en présence de deux formations considérées comme étant synchroniques, il est toujours possible de comparer la base et le sommet de l'une respectivement aux parties inférieure et supérieure de l'autre.

*
* *

(1) G.-L. ELLES et I.-L. SLATER, *loc. cit.*, p. 199.

(2) G.-L. ELLES et I.-L. SLATER, *loc. cit.*, pp. 219-220.

(3) CH. BARROIS, P. PRUVOST et G. DUBOIS, *Sur les couches de passage du Silurien au Dévonien dans le bassin houiller du Pas-de-Calais*. [COMPTES RENDUS DES SÉANCES DE L'ACADÉMIE DES SCIENCES (Paris), t. CLXVII, p. 708; novembre 1918.]

M. Stamp (p. 97) m'adresse gratuitement le reproche de n'avoir fait aucune distinction entre le Ludlow supérieur (couches à *Rhynchonella* et couches à *Chonetes*) et le Grès de Downton. Je prie le lecteur de vouloir bien se reporter à mon mémoire de 1906 (pp. 19-20), paru à peu près en même temps que le travail de G.-L. Elles et I.-L. Slater; il y trouvera l'exposé suivant :

Le « Ludlow supérieur » (4) est constitué par un ensemble de grès et de schistes argileux, grossiers. Sa partie inférieure renferme une faune marine encore peu connue. Sa partie supérieure présente de nombreuses intercalations de bancs avec restes de Poissons et de Plantes. Ces bancs prennent, vers le sommet de l'assise, une importance de plus en plus grande, au détriment des couches franchement marines qui disparaissent peu à peu.

Cette partie supérieure du « Ludlow supérieur » forme les « Passage Beds ». Ceux-ci débutent par un bone-bed de quelques centimètres d'épaisseur, où abondent de menus débris de Poissons. Malgré sa faible épaisseur, ce bone-bed a pu être suivi sur de grandes étendues.

Les « Passage Beds » comprennent :

A la base, le Grès de Downton, qui est un grès jaune verdâtre renfermant *Cyathaspis Banksi* Huxley et Salter, des Eurypteridæ (*Pterygotus*) et des débris de végétaux;

Au sommet, les « Tilestones », qui sont constitués par des grès schistoïdes et micacés. Ces « Tilestones » ont fourni une faune de Cephalaspidae : *Eukeraspis*, *Auchenaspis*, *Cephalaspis*, *Didymaspis*, dont quelques éléments se rencontrent déjà dans le Grès de Downton, et même dans le bone-bed.

* * *

En 1917, MM. King et Lewis ont introduit un terme nouveau, le « Red Downtonian », pour désigner la partie tout à fait supérieure des « Passage Beds ».

M. Stamp (p. 97) me reproche d'avoir méconnu la grande puissance du « Red Downtonian » et d'avoir dit que les « Tilestones » sont surmontés directement par les couches de l'« Old Red Sandstone »,

(4) Ce terme était alors pris au sens large, — au sens que lui avait donné Murchison, en 1859 (R.-I. MURCHISON, *Siluria*, 3^e édition, pp. 145-156), mais avec cette différence que Murchison rattachait au Ludlow supérieur les calcaires schistoïdes à *Dayia navicula*.

à *Pteraspis rostrata*, *P. Crouchi*, *Cephalaspis Lyelli*. C'est que M. Stamp semble confondre (p. 92) le Grès de Downton et les « Tilestones », alors que Murchison (1) a nettement spécifié que les « Tilestones » sont supérieurs au « Downton Castle stone », qu'ils constituent la partie la plus élevée du système de l' « Upper Ludlow Rock », et qu'ils forment la transition avec l' « Old Red Sandstone ».

J'ai attribué aux « Tilestones » le sens que leur donnait Murchison. Ces « Tilestones » correspondent exactement aux « Temeside Shales » de G.-L. Elles et I.-L. Slater, et le « Red Downtonian » n'en est que la partie supérieure. Pour se convaincre que je n'ai pu ignorer l'existence des couches désignées aujourd'hui sous ce dernier nom, il suffit de se reporter à la dernière phrase du passage, cité plus haut, de mon mémoire de 1906, passage où sont nommés les éléments de la faune de Céphalaspides (*Auchenaspis*, *Didymaspis*) que M. Stamp indique lui-même comme caractéristiques du « Red Downtonian » inférieur.

* * *

L'une des questions les plus importantes soulevées par la note de M. Stamp est celle relative à l'âge des « Passage Beds », — du Downtonien.

On sait que, pour des raisons purement physiques (2), les couches de la partie supérieure des « Passage Beds » — les Tilestones — avaient d'abord été rangées, par Murchison, dans l' « Old Red Sandstone ». Mais, par l'étude de leur faune, le célèbre géologue anglais fut conduit bientôt — dès 1843 — à les classer dans le Silurien (3).

L'exemple de Murchison fut suivi par tous les auteurs, jusqu'en ces toutes dernières années. Ce n'est qu'en 1918, que MM. Barrois, Pruvost et Dubois (4), comparant, à leur tour, les couches siluro-dévonien-

(1) R.-I. MURCHISON, *Siluria*, 3^e édit., p. 149. — Voir aussi R.-I. MURCHISON, *The Silurian System*, pp. 197-200; 1839.

(2) Principalement, parce que les Tilestones, en se décomposant, donnent un sol rouge, tandis que les couches du Silurien donnent un sol gris. Voir R.-I. MURCHISON, *The Silurian System*, p. 181; 1839.

(3) R.-I. MURCHISON, *Siluria*, 2^e édit., 1854, pp. 138-139; 3^e édit., 1859, pp. 149-150. La 1^{re} édition de cet ouvrage n'est autre que « *The Silurian System* », paru en 1839.

(4) CH. BARROIS, P. PRUVOST et G. DUBOIS, *loc. cit.*, p. 710.

du Pas-de-Calais avec celles du Pays de Galles, furent amenés à faire descendre, sous le Grès de Downton (1), la limite inférieure du Dévonien.

M. Stamp s'est rallié à cette opinion, et il essaie aujourd'hui de la justifier par des considérations paléontologiques.

La faune des « Passage Beds » n'est, comme on le sait, nullement homogène. Elle comprend deux ordres d'éléments totalement différents : d'un côté, des éléments marins, — des Brachiopodes, des Lamellibranches, des Céphalopodes, etc., — de l'autre, des Poissons, — des Ostracophores, — qui vont devenir les fossiles caractéristiques du faciès continental du Dévonien, c'est-à-dire de l'« Old Red Sandstone ».

Une troisième catégorie d'éléments pourrait être distinguée; elle comprend les Lingules et les Euryptéridés, qui apparaissent comme les éléments de la faune saumâtre de cette époque des temps primaires.

Les éléments marins ne se rencontrent que dans la partie inférieure des « Passage Beds »; ils sont assez fréquents à la base du Grès de Downton, — dans les couches dites à *Platyschisma*, — puis ils se raréfient de plus en plus, jusqu'au sommet de cette assise, qu'ils ne dépassent guère.

Les Ostracophores se montrent déjà avec une certaine fréquence dans le Grès de Downton; ils prennent un plus grand développement dans les « Tilestones », dont ils constituent presque toute la faune, avec les Lingules et les Euryptéridés, apparus dès la base des « Passage Beds ».

On voit ainsi, à travers les « Passage Beds », se substituer au régime marin du Ludlow un régime lagunaire, qui conduit lentement et progressivement au régime lacustre de l'« Old Red Sandstone ».

Deux ordres d'éléments s'offrent donc pour déterminer l'âge des « Passage Beds » : d'un côté, les fossiles marins; de l'autre, les Poissons.

De tous les éléments de la faune marine du Downtonien cités par M. Stamp, aucun n'est dévonien; ce sont, pour la plupart, des espèces qui ont survécu au Ludlow supérieur (*s. str.*).

C'est donc uniquement de la faune ichthyologique que M. Stamp tire les arguments qui l'amènent à rattacher le Downtonien au Dévonien. Ce

(1) Pour conserver au Dévonien de l'Ardenne la limite inférieure que l'on s'était habitué à lui donner, M. H. de Dorlodot avait préconisé, en 1912, une solution à peu près analogue. Voir H. DE DORLODOT, *Le système Dévonien et sa limite inférieure*. (ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE BELGIQUE, t. XXXIX, 1911-1912, Mém., pp. 368-369.)

qui caractérise le Downtonien, c'est, écrit M. Stamp (p. 91), « la première apparition d'un nombre élevé de genres et d'espèces de poissons. Des restes de poissons n'existent sous cet horizon qu'à l'état d'*extrême rareté*. Le commencement du Dévonien correspond donc à l'aurore d'un âge de vertébrés ».

L'apparition, dans les « Passage Beds », d'un nombre relativement élevé de Poissons ne doit pas être attribuée à l'évolution; c'est la conséquence du changement de régime qui s'y opère. Sans parler 1° des Ptéraspidés trouvés isolément dans le Silurien supérieur du Shropshire et du Canada, dans les blocs erratiques, siluriens, de l'Allemagne du Nord; 2° des Poissons du Silurien supérieur de l'Écosse, étudiés par Traquair; 3° de ceux de l'île d'Oesel, etc., on peut rappeler que le Silurien supérieur de la Podolie a fourni les nombreux restes de Ptéraspidés décrits par von Alth (1), et que M. Perner (2) a récemment signalé en Bohême, dans le Ludlow, un niveau riche en Placodermes et inférieur à des couches à Graptolithes.

Si les Ostracophores des « Passage Beds » passaient dans l'« Old Red Sandstone », on pourrait, à la rigueur, trouver là un argument en faveur de l'âge dévonien de ces couches. Mais les espèces sont totalement différentes dans les deux formations.

Il n'y a donc, jusqu'ici, aucune raison de changer la limite que Murchison a tracée, en 1843, entre le Silurien et le Dévonien.

J'ai dit pourquoi cette limite semble être la plus rationnelle :

Cette limite a l'inconvénient d'être une limite de facies. Il serait cependant impossible de la descendre, parce que les espèces marines des Tilestones sont encore des espèces gothlandiennes. Il serait difficile de la remonter, parce qu'elle aurait alors l'inconvénient de ne plus séparer deux faunes d'Ostracophores distinctes et qu'elle deviendrait ainsi tout à fait arbitraire (3).

Il n'est nullement prouvé que les espèces marines du Downtonien, dont on constate la disparition progressive à mesure que l'on s'élève

(1) A. VON ALTH, *Ueber die palaeozoischen Gebilde Podoliens und deren Versteinerungen*. (ABHANDLUNGEN DER KAISERLICH-KÖNIGLICHEN GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT, vol. VII, pp. 38-51; 1874.)

(2) J. PERNER, *Vorläufiger Bericht über die Fischfauna des böhmischen Obersilur und die Fossilienverteilung in den F₁-Schichten*. (CENTRALBLATT FÜR MINERALOGIE, GEOLOGIE UND PALÄONTOLOGIE, année 1918, pp. 318-322.)

(3) M. LERICHE, *La Faune du Gedinnien inférieur de l'Ardenne*, p. 57.

dans la série des couches, se soient éteintes définitivement dans le Downtonien anglais; la cause de leur extinction, dans le Downtonien anglais, c'est, comme on l'a dit plus haut, le changement de régime qui s'y est effectué. Il est possible que dans d'autres régions, où les conditions de milieu n'ont pas changé, ces mêmes espèces aient survécu au Downtonien. La limite entre le Silurien et le Dévonien devrait alors être remontée, au lieu d'être abaissée.

* * *

M. Stamp a dressé un tableau (p. 96) qui a pour but de montrer les vues de l'auteur sur la concordance des formations qui, en Angleterre, dans le Nord de la France et en Belgique, se trouvent à la limite du Silurien et du Dévonien. Le synchronisme que traduit ce tableau ne diffère guère de celui que j'ai proposé que par la position des Schistes de Mondrepuis.

On connaît les raisons qui m'ont conduit à considérer les Schistes de Mondrepuis comme le représentant, en Ardenne, du Ludlow supérieur (*s. str.*). M. Stamp place ces schistes au niveau du « Red Downtonian », c'est-à-dire du sommet des « Passage Beds », suivant à peu près, en cela, l'opinion de MM. Barrois, Pruvost et Dubois, qui considèrent les Schistes de Mondrepuis comme l'équivalent marin des « Passage Beds ».

Si l'on considère, écrit M. Stamp (p. 97), les schistes de Mondrepuis comme l'équivalent de l'Upper Ludlow, rien ne représenterait en Belgique le complexe épais de plus de 600 mètres qui constitue le Downtonien en Angleterre.

Cependant, dans les schistes d'Oignies, on n'a trouvé aucun élément de la faune si abondante et si caractéristique du Downtonien, et pourtant les schistes d'Oignies reposent en concordance sur les schistes de Mondrepuis.

Les Schistes d'Oignies ne reposent sur les Schistes de Mondrepuis que sur le bord sud du synclinal de Dinant, et, sur ce bord, ils n'ont encore fourni aucun des éléments de la faune qui caractérise leurs représentants sur le bord nord du même synclinal, les Schistes de Fooz.

Le passage des Schistes de Mondrepuis aux Schistes d'Oignies se fait par une alternance de schistes vert jaunâtre, à facies de Mondrepuis, et de schistes rougeâtres, à facies d'Oignies. C'est dans cette zone de

passage, dont les caractères lithologiques rappellent assez bien ceux des « Tilestones », que l'on peut espérer trouver, un jour, la faune des « Passage Beds ».

Tout en admettant que la substitution du régime lagunaire au régime marin ait pu ne pas commencer exactement à la même époque, en Angleterre, dans le Nord de la France et en Belgique, qu'elle ait pu se produire un peu plus tard en Belgique qu'en Angleterre, — ce qui rendrait compte de la différence de puissance des formations comparées, — je ferai observer que l'on ne doit attacher aucune importance à de pareilles différences, lorsqu'il s'agit de formations lagunaires et de régions si éloignées.

Je ferai remarquer, enfin, que nos essais de synchronisme ne sont vrais que dans les grandes lignes. Celui de M. Stamp vise à une précision à laquelle on peut difficilement prétendre. Le Poudingue de Fépin et l'Arkose de Haybes y sont respectivement comparés au « Ludlow bone-bed » et au Grès de Downton, alors que ces formations de l'Ardenne, sporadiques ou irrégulières, représentent simplement le cordon littoral de la mer qui déposa les Schistes de Mondrepuis.
