

SÉANCE MENSUELLE DU 15 NOVEMBRE 1921.

Présidence de M. H. RABOZÉE, président.

Le procès-verbal de la séance du 18 octobre est lu et adopté.

Le Président proclame membres effectifs de la Société :

MM. EDGARD CASIER, étudiant, à Schaerbeek, présenté par

MM. A. Hankar-Urban et M. Leriche;

P. LAMAL, candidat-ingénieur, à Etterbeek, présenté par

MM. F. Kaisin et Ét. Asselberghs.

Communications des membres :

La base du système dévonien en Angleterre,

par L. DUDLEY STAMP.

I. — INTRODUCTION.

Les termes « Silurien » et « Dévonien », couramment employés par les géologues de toutes les parties du monde, furent créés en Angleterre. Il est donc naturel de rechercher dans ce pays la définition exacte des systèmes silurien et dévonien. Malheureusement, il n'est pas possible d'observer en Angleterre la superposition du Dévonien marin typique sur le Silurien marin typique : d'une part, au Pays de Galles, où le Silurien a été créé, le Silurien marin est recouvert par le facies « Old red Sandstone » du Dévonien; d'autre part, dans le Devonshire, région typique pour le Dévonien, les couches dévoniennes sont disloquées de telle façon qu'il est difficile d'observer leur relation avec les formations sous-jacentes. De plus, il est regrettable que Murchison, après avoir défini le Vieux Grès rouge et le Silurien, ait cru devoir changer la limite entre les deux systèmes (1). Les auteurs, qui s'occupèrent de la question après Murchison, modifièrent constamment cette

(1) H. DE DORLODOT, *Le système dévonien et sa limite inférieure*. (ANN. SOC. GÉOL. BELG., t. XXXIX (1912), pp. 291-371.)

limite (voir tableau, p. 89); d'une façon générale, ils se basèrent sur un changement de facies et prirent, comme sommet du Silurien, les couches à faune marine les plus récentes.

Cette note renferme les conclusions de nouvelles observations d'ordre stratigraphique et paléontologique sur les « Passage Beds » ou couches de transition du Silurien au Dévonien.

II. — CLASSIFICATION DU SILURIEN SUPÉRIEUR ET DU DÉVONIEN INFÉRIEUR SUR LA BORDURE DU PAYS DE GALLES.

Les couches de passage entre le Silurien et le Dévonien peuvent être étudiées dans la région connue sous le nom de Bordure du Pays de Galles (Welsh Borderland) et principalement dans le Shropshire. La succession des couches est essentiellement la même dans les régions suivantes que nous avons étudiées :

1. Long Mountain, Shropshire. Mince lambeau de couches dévoniennes situé à l'ouest de Shrewsbury.
2. Clun Forest. Plusieurs grands lambeaux dans la région S.-W. du Shropshire.
3. Ludlow District, Shropshire.
4. Cowe Dale. Longue vallée de la partie centrale du Shropshire passant au Nord de Ludlow, près de Wenlock et s'étendant jusqu'à Coalbrookdale.
5. Trimpley. Massif au N.-W. de Kidderminster.
6. Saltwells, South Staffordshire, N.-E. de Stourbridge.
7. Kington District, Herefordshire.
8. Ledbury et Malvern district, Herefordshire.

La succession des couches dans ces régions, qui peuvent être considérées comme typiques, est la suivante :

DÉVONIEN facies vieux grès rouge.	{	II. Dittonien.	{	Schistes rouges et grès rouges ou verts et cornstones à <i>Pteraspis rostrata</i> , <i>Pteraspis Crouchi</i> et <i>Cephalaspis lyelli</i> .
		I. Downtonien.		Un ensemble de couches avec une faune abondante renfermant des poissons spéciaux et avec fossiles marins dans la partie inférieure. Le « Ludlow Bone-Bed » se trouve à la base.
SILURIEN.	{	III. Ludlovien.	{	Upper Ludlow Group. } Couches à <i>Chonetes</i> .
		Aymestry Group.		} Couches à <i>Rhynchonella</i> .
		II. Wenlockien.	{	Aymestry Group. } Schistes à <i>Dayia</i> .
		I. Valentien.		Lower Ludlow Group à graptolithes.

Tableau montrant les diverses classifications des couches siluro-dévonienues en Angleterre.

	1	2	3	4	5	6	7	8
DÉVONIEN.	MURCHISON 1834-1835.	MURCHISON 1839, etc.	ELLES et SLATER 1906.	KING et LEWIS 1917.	STAMP 1918.	BARROIS, PRUVOST et DUBOIS 1918.	STAMP 1920.	STAMP 1921.
	Marnes du L. O. R. S. Tilestones.	L. O. R. S. Tilestones et Grès de Downton L. B. B.	L. O. R. S. T. S. G. de D. L. B. B.	L. O. R. S. Red Downt. T. S. G. de D. L. B. B.	? L. O. R. S. — ? — T. S. G. de D. L. B. B.	L. O. R. S. * Tilestones et G. de D. L. B. B.	L. O. R. S. Red. Downt. T. S. G. de D. L. B. B.	DITTONIEN. Red Downtonian. Schistes de Temeside. Grès de Downton. Ludlow-Bone-Bed.
SILURIEN.	Ludlow supérieur. Calcaire d'Aymestry.	Ludlow supérieur. Calcaire d'Aymestry.	C. à Chonetes. C. à Rhynch. S. d'Aym.	C. à Chonetes. C. à Rhynch. S. d'Aym.	C. à Chonetes. C. à Rhynch. S. d'Aym.	C. à Chonetes. C. à Rhynch. S. d'Aym.	C. à Chonetes. C. à Rhynch. S. d'Aym.	LUDLOVIEN. Couches à Chonetes. Couches à Rhynchonella. Série d'Aymestry.

L. O. R. S. Old Red Sandstone inférieur. — T. S. Schistes de Temeside.
 La ligne en noir est la limite entre le Silurien et le Dévonien adoptée par les divers auteurs.
 1. R. I. Murchison. *Proc. Geol. Soc. London*, t. II (1834), p. 13.
 2. R. I. Murchison Silurian System (1839), Siluria, 4th. Edition (1867), pp. 133-134.
 3. G.-L. Elles et I.-L. Slater. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, t. LXII (1906), p. 198.
 4. W.-W. King et W.-J. Lewis. *Proc. Birmingham Nat. Hist. and Phil. Soc.*, t. XIV (1917), p. 90.
 5. L.-D. Stamp. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, t. LXXIV (1918), p. 221.
 6. C. Barrois, P. Pruvost et G. Dubois. *C. R. Séances Acad. des Sc.* t. CLXVII (1918), p. 705.
 * Ces auteurs ne connaissent pas, en 1918, l'existence des couches dites « Red Downtonian ».
 7. L.-D. Stamp. *Geol. Mag.*, t. LVII (1920), p. 164.

VALENTIEN (Lapworth 1876) ou série Llandoverienne. Une description de ces couches a été publiée tout récemment (1).

WENLOCKIEN (« Wenlock series » de Murchison 1854). Les couches à facies argileux ou à graptolithes ont été décrites par Miss G.-L. Elles (2).

LUDLOVIEN (« Ludlow series » de Murchison 1854). Le terme Ludlovien est pris ici tel que l'a défini Murchison en premier lieu et non dans le sens étendu qu'il lui a attribué plus tard en y incorporant des couches plus récentes.

On peut subdiviser le Ludlovien en trois assises :

a) *Ludlovien inférieur* avec schistes à graptolithes, décrits et subdivisés par Miss E.-M.-R. Wood (3).

b) *Assise d'Aymestry*. — Comprenant le calcaire d'Aymestry dont l'épaisseur varie entre 10 et 80 mètres dans le district de Ludlow et dans Cowe Dale, mais qui n'existe pas dans la plus grande partie du Shropshire et les schistes calcareux à *Dayia navicula*.

Fossiles caractéristiques du Calcaire d'Aymestry :

Conchidium knightii Sow.

Strophomena euglypha His.

Leptaena rhomboidalis Wilck.

Orthis canaliculata Lindst.

O. lunata Sow.

Atrypa reticularis Linn.

Wilsonia wilsoni Sow.

Dayia navicula Sow.

Whitfieldella didyma Dalm.

Aulopora serpens Linn.

Favosites forbesi M-E.

Spongarium Edwardsi Murch.

Calymene blumenbachi Brong.

Encrinurus punctatus.

Tous ces fossiles sont caractéristiques des schistes à *Dayia*; comme différences signalons l'absence de *Conchidium knightii*, une abondance moins grande de polypiers et l'abondance de *Dayia navicula*.

c) *Ludlovien supérieur*. — Schistes calcareux durs, bleus, en bancs épais « flagstones » donnant par altération une argile jaune, très rarement sableuse. Ces schistes ont été subdivisés par ELLES et SLATER (4) en

(1) O.-T. JONES, *The Valentian Series*. (QUART. JOURN. GEOL. SOC., vol. LXXVII (1921), p. 144.)

(2) G.-L. ELLES, *The Zonal Classification of the Wenlock Shales of the Welsh Borderland*. (QUART. JOURN. GEOL. SOC., vol. LVI (1900), p. 370.)

(3) E.-M.-R. WOOD, *The Lower Ludlow Shales of the Welsh Borderland*. (QUART. JOURN. OF GEOL. SOC., vol. LVI (1900), p. 415.)

(4) ELLES and I.-L. SLATER, *The Highest Silurian Rocks of the Ludlow District*. (QUART. JOURN. GEOL. SOC., vol. LXII (1906), p. 195.)

deux zones : les couches à *Rhynchonella* surmontées des couches à *Chonetes*. On trouvera des listes de fossiles de cette assise dans leur travail ainsi que dans notre étude sur Clun Forest (1).

Les fossiles les plus caractéristiques des couches à *Rhynchonella* sont

<i>Orthis lunata</i> Sow.	<i>Pterinaea retroflexa</i> Wahl.
<i>Orthis cf. elegantula</i> Dalman.	<i>Orthoceras ludense</i> Sow.
<i>Rhynchonella nucula</i> Sow.	<i>Orthoceras perelegans</i> Salter.
<i>Discina rugata</i> Sow.	<i>Orthoceras ? marloense</i> Phillips (2).
<i>Goniophora cymbaeformis</i> Sow.	<i>Beyrichia</i> spp.
<i>Orthonota amygdalina</i> Sow.	<i>Serpulites longissimus</i> Murch.

Les fossiles les plus importants des couches à *Chonetes* sont

<i>Lingula lewisii</i> Sow.	<i>Pterinaea retroflexa</i> Wahl.
<i>Discina rugata</i> Sow.	<i>Orthoceras bullatum</i> Sow.
<i>Orthis lunata</i> Sow.	<i>Serpulites longissimus</i> Murch.
<i>Chonetes striatella</i> Dalm.	<i>Trachyderma coriaceum</i> Phil.
<i>Goniophora cymbaeformis</i> Sow.	<i>Homalonotus knightii</i> König.
<i>Orthonota amygdalina</i> Sow.	<i>Beyrichia</i> sp.
<i>Orthonota</i> spp.	

Dans les couches les plus élevées on trouve aussi abondamment *Spirifer elevatus* Dalm. et *Retzia Bouchardi* Davidson (cette forme a été considérée par nous comme une petite forme de *Rhynchonella nucula* ; elle est identique à la forme des schistes de Mondrepuits désignée par LERICHE sous le nom de *Rh. nucula*).

DOWNTONNIEN (Lapworth 1880, *em.* Stamp 1920 (3), et dans le sens indiqué par le Service géologique d'Écosse 1899). Le Downtonien peut être défini comme l'étage inférieur du Dévonien (Facies Old Red Sandstone), caractérisé par 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.

(1) L. STAMP, *The Highest Silurian Rocks of the Clun Forest District.* (Shropshire.) [QUART. JOURN. GEOL. SOC., vol. LXXIV (1918), p. 221.]

(2) (Nodules à *Orthoceras*.)

(3) L.-D. STAMP, *Geol. Mag.*, vol. LVII (1920), p. 57.

Nous n'avons étudié que la partie inférieure du Downtonien ; l'étude des couches supérieures a été faite par notre ami M.-W.-W. KING, qui nous a permis fort obligeamment d'intercaler ici certaines de ses conclusions.

Succession des couches downtoniennes (de haut en bas) :

c) <i>Red Downtonian</i> y compris les <i>Passage Beds</i> de Ledbury.	Schistes et grès rouges avec débris de poissons : espèces downtoniennes. Il y a deux niveaux très riches en poissons : b) Niveau supérieur dit de Trimpley à <i>Tolypaspis</i> , <i>Cyathaspis</i> , <i>Oniscolepis</i> , etc. a) Niveau inférieur dit de Ledbury à <i>Auchenaspis</i> et <i>Didymaspis</i> .	Épaisseur : environ 500 mètres.
b) <i>Temeside</i> <i>shales</i> .	Schistes verts, sans stratification visible avec rognons calcareux (cornstones) et bancs de grès verts micacés. <i>Lingula cornea</i> , poissons et euryptérides.	35 à 100 mètres.
a) <i>Grès</i> <i>de Downton</i> et schistes à <i>Platyschisma</i> .	Grès jaunâtre, micacé, quelquefois à stratifica- tion entrecroisée, passe souvent à des grès en couches minces (tilestones) vers le haut. Dans une grande partie du Shropshire les couches sont entièrement gréseuses (grès de Downton), mais vers l'Ouest elles passent à des schistes fins, durs, micacés, avec lentilles de calcaire (Schistes à <i>Platyschisma</i>). Vers la base du grès ou des schistes se trouve une couche remplie de <i>Platyschisma helicites</i> et <i>Modiolopsis com- planata</i> et de débris de poissons (Downton Bone-Bed) et au-dessous environ 1 mètre de schistes remplis de <i>Beyrichia</i> . La base même du Downtonien est formée par le LUDLOW BONE-BED. Couche mince de 2 millimètres à 30 centimètres, composée presque exclusive- ment de débris de poissons. (<i>Thelodus parvi- dens</i> , <i>Onchus</i>).	10 à 35 mètres.

La faune des couches inférieures du Downtonien (Ludlow Bone-Bed, Grès de Downton et Schistes à *Platyschisma*) est fort intéressante.

Elle comprend trois groupes d'espèces :

1° Des espèces marines du Ludlow supérieur qui vivaient dans la mer ludlovienne supérieure à l'époque du changement de conditions de vie indiqué par le Ludlow Bone-Bed. Un grand nombre d'espèces survécurent à ce changement et sont abondamment représentées dans la partie inférieure du Downton Castle Sandstone ; elles s'éteignent

toutefois graduellement et finissent par disparaître. Les espèces les plus importantes sont

Chonetes striatella Dalmann.
Retzia bouchardi Davidson (1).
Orthis lunata Sow.

Discina rugata Sow.
Orthonota amygdalina.

Les schistes à *Platyschisma* sont des couches de mer plus profonde; ils indiquent un changement plus accentué que le grès de Downton; néanmoins d'autres espèces marines du Ludlovien supérieur y existent encore :

Orthoceras bullatum Sow.
Orthoceras sp. sp.

Spirifer elevatus Dalman.
Pterinaea retroflexa Wahl.

2° Certaines espèces sont vraisemblablement des formes marines de mer peu profonde ou des formes d'eau saumâtre; elles sont extrêmement abondantes pendant la première période du Downtonien et s'éteignent graduellement, les conditions continuant à se modifier; leur disparition est cependant postérieure à celle de certaines espèces du premier groupe. Le second groupe comprend

† *Platyschisma helecites* Sow.
 † *Bellerophon trilobatus* Sow.
Holopella sp.
 † *Modiolopsis complanata* Sow.
 † *Lingula minima* Sow.

Lingula cornea Sow. (2).
Eurypterus sp.
Pterygotus sp.
Beyrichia sp.
Leperditia sp.

Les espèces marquées d'une croix peuvent être considérées comme caractéristiques de la partie inférieure du Downtonien.

3° De nombreux genres et espèces apparaissent pour la première fois dans le Ludlow Bone-Bed; ils persistent durant le Downtonien ou ont des connexions génétiques avec des formes des couches supérieures. Ce groupe renferme, en somme, tous les débris de poissons :

Thelodus parvidens Ag.
Onchus munchisoni Ag.
O. tenuistriatus Ag.
Cephalaspis munchisoni Egerton.
Cyathaspis banksii Hux. et Salt.

Eukeraspis pustulifera Ag.
Ischnacanthus kingi Wood.
Tolypaspis undulata Pander.
Oniscolepis dentata Pander.,

ainsi que les plantes

? *Psilophyton*, *Pachythea sphaerica* Hooker.

(1) Identifié antérieurement comme forme petite de *Rhynchonella nucula* Sow.

(2) *Temeside Shales, Red Downtonian*; c'est l'espèce qui persista le plus longtemps.

D'autres poissons apparaissent dans les couches supérieures (Red Downtonien) :

Auchenaspis salteri Egerton.

Didymaspis grindrodi Egerton.

Cyathaspis sp.

(? *C. barroisi* Leriche),

et beaucoup d'autres qui ne sont pas encore décrits. Il est à remarquer que le Downtonien ne renferme aucune des espèces abondantes du Dittonien (*Pteraspis rostrata*, *P. Crouchi*, *Cephalaspis lyelli*). D'autre part, sous le Ludlow Bone-Bed on n'a signalé qu'une seule découverte de poisson en Angleterre (« *Pteraspis* » [? *Cyathaspis*] *ludensis*).

DITTONIEN (W.-W. King 1921 — nom donné d'après Ditton Priors, Shropshire — comprend les couches du Lower Old Red Sandstone avec *Cephalaspis lyelli*, *Pteraspis rostrata* et *P. Crouchi*. Dans la région de Trimpley la base est constituée par un grès (Grès à *Cephalaspis*).

III. — LA BASE DU DÉVONIEN DANS D'AUTRES PARTIES DE LA GRANDE-BRETAGNE.

1. — Partie Sud du Pays de Galles.

En s'éloignant de la région typique du Shropshire vers le Sud-Ouest et le Sud, le Ludlow Bone-Bed passe à un conglomérat osseux qui renferme les mêmes fossiles que dans la région typique. Ce conglomérat est visible tout autour des lambeaux de Woolhope et de May Hill, et dans une partie de Malvern District. La couche fossilifère présente encore le même caractère à Saltwells, South Staffordshire, une des localités mentionnées ci-dessus. Le conglomérat de base est suivi d'un grès jaunâtre d'épaisseur variable, grès équivalent au grès de Downton, mais plus grossier, renfermant les mêmes fossiles que le grès de Downton. Au-dessus vient une grande masse de schistes et de grès rouges dans laquelle on n'a pu jusqu'ici trouver la limite entre le Downtonien et le Dittonien.

Plus au Sud encore (lambeaux d'Usk, de Cardiff) la base de l'Old Red Sandstone est formée d'un grès grossier renfermant quelques restes de poissons downtoniens (*Eukeraspis*, *Onchus*). Il y a probablement une discordance de stratification peu importante à la base; la discordance est très bien marquée plus au Sud (Mendip Hills) et spécia-

lement vers l'Ouest (Llandilo et Carmarthen, Pays de Galles méridional). La succession des couches dans ces derniers districts n'est pas encore connue avec certitude.

2. — Comté de Devon et Cornouailles.

On admet que du Gedinnien inférieur existe dans la partie méridionale du Devonshire. Dans la partie septentrionale, les couches dévoniennes les plus anciennes appartiennent probablement au Dévonien moyen. Il y eut donc une transgression du Sud vers le Nord analogue à celle qu'on connaît en Belgique et dans le Nord de la France. Il est impossible pour le moment de comparer la succession des couches du Devonshire avec celles du Pays de Galles (1).

3. — Écosse.

Toutes les couches à poissons du « Ludlow » du Sud de l'Écosse appartiennent au Downtonien; la faune des couches dans lesquelles les poissons existent est exactement la même que la faune du grès de Downton (2).

IV. — COMPARAISON AVEC LE NORD DE LA FRANCE (ARTOIS) ET LA BELGIQUE.

Tandis que le parallélisme entre les couches de la France et de la Belgique a pu être basé sur l'étude détaillée de leur faune et plus spécialement de la faune des schistes de Mondrepuits, la comparaison avec l'Angleterre a présenté jusqu'ici de grandes difficultés, parce que les Passage Beds de l'Angleterre n'étaient pas suffisamment connus. Nous proposons la synchronisation ci-après.

(1) La succession des couches dévoniennes du Devonshire et des Cornouailles est donnée dans : J.-W. EVANS, *Devonian Sedimentary Rocks* (HANDB. D. REG. GEOL., III, Abt. I, Heidelberg (1916), pp. 104-121; J.-W. EVANS, *Géol. Mag.*, 1919, pp. 547-549.)

(2) Le Downtonien de l'Écosse est décrit en détail dans B.-N. PEACH and J. HORNE, *The Silurian Rocks of Britain*, vol. I, Scotland. (MÉM. GÉOL. SURV. [1899]); R. H. TRAQUAIR, *Report on the Fossil Fishes...* (TRANS. ROY. SOC., Édinburgh, vol. XXXIX (1899), pp. 827-864); R. CAMPBELL : *The Geology of South Eastern Kincardenshire*. (TRANS. ROY. SOC., Édinburgh, vol. XLVIII (1913), p. 923.)

	Shropshire.	Artois.	Ardennes.	
DITTONIEN.	Schistes et grès rouges à <i>Pteraspis rostrata</i> , <i>P. Crouchi</i> et <i>Cephalaspis lyelli</i> .	Schistes et grès de Pernes à <i>Pt. rostrata</i> , <i>P. Crouchi</i> , <i>P. traquairi</i> et <i>Cephalaspis lyelli</i> .	Schistes d'Oignies et de Fooz à <i>Pt. rostrata</i> et <i>P. traquairi</i> .	} Ged. sup.
DOWNTONIEN.	« Red Downtonian » à <i>Cyathaspis</i> (? <i>barroisi</i>). — Schistes de Temeside. — Grès de Downton et schistes à <i>Platyschisma</i> . Ludlow Bone-Bed.	Psammites de Liévin à <i>Cyathaspis barroisi</i> . — Schistes à <i>Tentaculites</i> de Méricourt. Arkose de Bois-Bernard.	Schistes de Mondrepuits. — Arkose de Haybes. Conglomérat de Fépin.	} Ged. inf.
	LUDLOVIEN : Couches à <i>Chonetes</i> .	Grauwacke de Drocourt.		

Nous avons fait remarquer plus haut que la faune de la partie inférieure du Downtonien de l'Angleterre renferme

- 1° Des espèces marines du Ludlow supérieur;
- 2° Des espèces spéciales dues au changement des conditions;
- 3° Des précurseurs des faunes caractéristiques des couches plus récentes du facies *Old-red Sandstone* du Dévonien.

Dans les régions où les caractères sont plus nettement marins et où les couches dévoniennes plus récentes appartiennent au facies marin, on doit s'attendre à trouver dans des couches homotaxiques du Lower Downtonien une faune renfermant

- 1° Des espèces marines du Ludlow supérieur;
- 2° Des formes spéciales;
- 3° Des précurseurs des faunes caractéristiques des couches dévoniennes à facies marin.

La faune des schistes de Mondrepuits semble bien, d'après nous, présenter tous ces caractères. On peut y distinguer trois groupes :

1° Espèces du Ludlow supérieur : *Orthis lunata* (= *O. canaliculata* Leriche) *Retzia bouchardi* (*Rhynchonella nucula*), *Pterinea retroflexa*; et aussi *Chonetes striatella* de l'arkose de Weismes (Gdoumont).

2° Formes spéciales : *Primitia Jonesi* et aussi les espèces caractéristiques du grès de Downton, en Angleterre : *Bellerophon trilobatus*, *Beyrichia* sp. (*B. Kloedani* fide Leriche).

3° Espèces dévoniennes : *Orthis* (*Proschizophoria*) *personata*, *Stropheodonta subarachnoidea* d'Arc. et Vern. (*S. Pecten* Leriche), *Spirifer*

mercuri Goss. (la forme figurée par Leriche sous le nom de *S. sulcatus* est connue dans le Dévonien du Devonshire) et aussi *Cryphaeus* (Gdoumont).

Il importe de remarquer dans la comparaison des séries belges et anglaises :

a) Que la faune ichthyologique des schistes d'Oignies (schistes de Fooz) et du Dittonien sont identiques.

b) Que si l'on considère les schistes de Mondrepuits 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 Mondrepuits.

M. Leriche ignorait la grande puissance du Red Downtonien lorsqu'il conclut que la faune du Gedinien inférieur était semblable à celle de l'Upper Ludlow. Il dit que les « Tilestones » (grès de Downton) sont suivis immédiatement des schistes rouges à *Pteraspis rostrata*, *Pt. Crouchi* et *Cephalaspis lyelli*, alors qu'il existe entre ces deux zones plus de 500 mètres de couches avec fossiles downtoniens. Il est cependant regrettable que M. Leriche n'ait fait aucune distinction entre l'Upper Ludlow (couches à *Rhynchonella* et couches à *Chonetes*) et le Downtonien (grès de Downton), bien que ces couches présentent des caractères lithologiques et paléontologiques différents.

V. — NOTE SUR L'HABITAT DES POISSONS DU DÉVONNIEN INFÉRIEUR.

Les poissons les plus abondants du Dévonien le plus inférieur (Ludlow Bone-Bed) sont des formes à peau lisse protégée par de petits tubercules dermiques. Les genres les plus abondants dans des couches légèrement plus élevées ont des exosquelettes osseux ornés de tubercules saillants, provenant probablement de la fusion de tubercules dermiques; dans d'autres, les tubercules semblent s'être soudés de manière à former des plaques osseuses (*Tolypaspis*, *Oniscolepis*). Lorsqu'on arrive dans le Dittonien, il ne reste que les fines stries (*Pteraspis*) pour représenter les plaques fusionnées des genres plus anciens. Il est naturel de présumer que les poissons prédévoniens

étaient des poissons à peau lisse, non protégés par des tubercules dermiques et ne laissant, par conséquent, aucune trace.

De l'étude des faunes du Downtonien inférieur, il résulte, à l'évidence, que les poissons pouvaient vivre côte à côte avec des brachiopodes marins.

Les formes plus récentes semblent s'être adaptées plus spécialement à des conditions lacustres (Old Red Sandstone); seulement certaines peuvent s'être adaptées à un habitat marin; cela expliquerait l'association de *Pteraspis* avec des fossiles marins dans le Devonshire méridional et les Cornouailles, et de *Pteraspis dunensis* avec des espèces marines, comme l'a signalé M. H. de Dorlodot (1).

VI. — CONCLUSION.

La description détaillée des couches de la base du Dévonien en Angleterre et leur synchronisation avec les formations des différentes régions du Nord-Ouest de l'Europe paraîtront sous peu, espérons-nous, dans les publications de la Société géologique de Londres.

Observations sur les couches éodévoniennes de l'Anticlinal de Givonne,

par Ét. ASSELBERGHS,

Géologue au Service géologique de Belgique.

L'anticlinal de Givonne est le moins bien connu des grands traits tectoniques du substratum paléozoïque de la Belgique. Cela tient à ce que la zone d'affleurements est localisée dans une région boisée de l'Ardenne où les vallées profondes sont rares, et à ce que le flanc sud est caché en majeure partie sous le manteau mésozoïque du pays Gaumais.

Les opinions des auteurs qui se sont occupés de l'anticlinal de Givonne sont assez divergentes en ce qui concerne l'extension des couches éodévoniennes qui constituent successivement la partie visible

(1) H. DE DORLODOT, *Sur la signification des Pteraspis du Gedinnien de l'Ardenne et du Condrex.* (BULL. SOC. BELGE GÉOL., t. XXVI (1912), Pr.-V., pp. 22-39.)

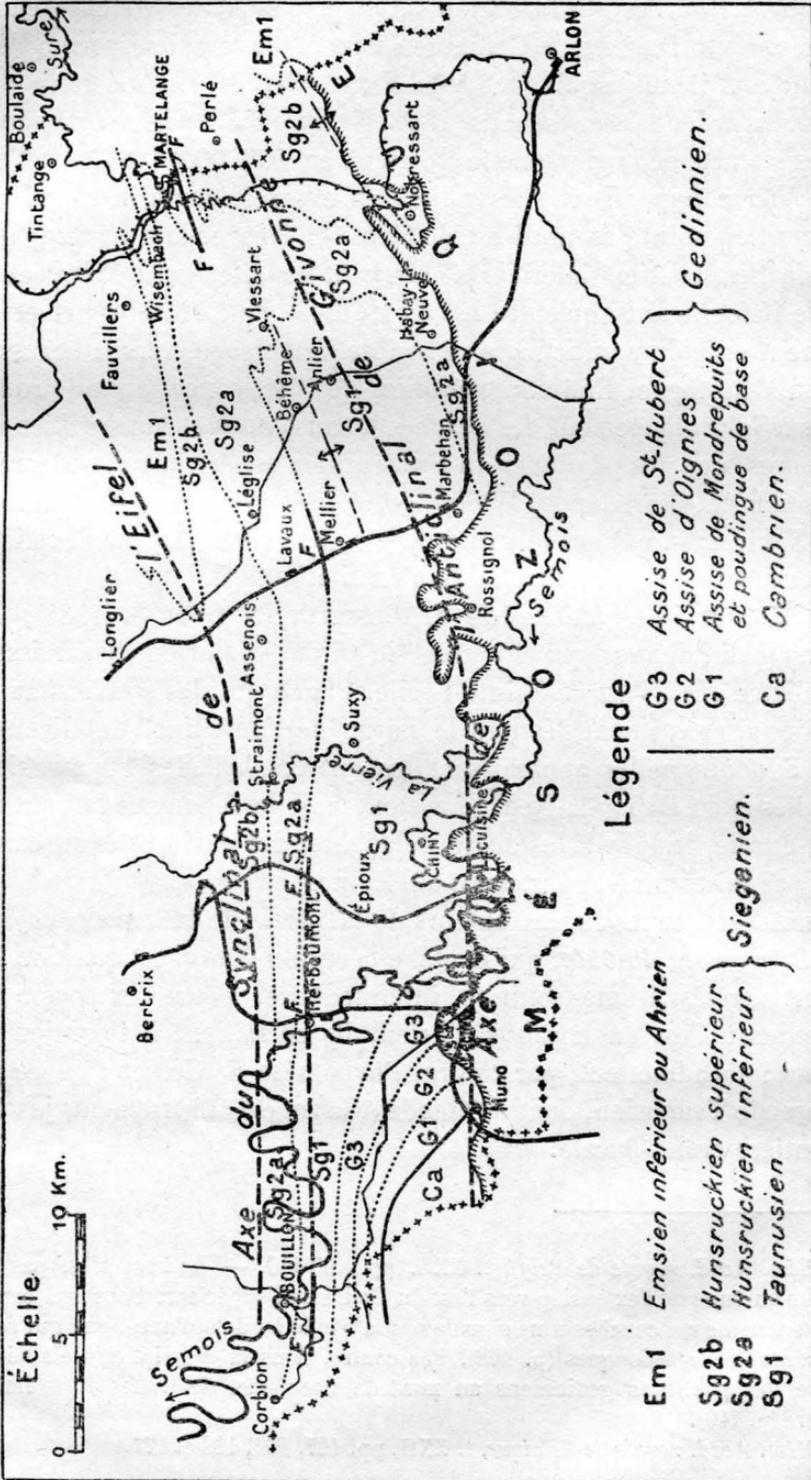
de l'anticlinal, à l'est de la région où disparaissent les couches cambriennes. Pour DUMONT, le Gedinnien couvre un grand espace à l'est de Muno et s'étend jusqu'à Habay-la-Neuve d'après son mémoire sur les terrains ardennais et rhénans (1848) (1), jusqu'à la Vierre seulement d'après sa carte géologique de la Belgique au 160 000^e (1855). A l'est de la Vierre apparaissent les phyllades et grès taunusiens qui se terminent en pointe au nord-est de Habay-la-Neuve. Les quartzophyllades du Hunsruckien inférieur s'observent ensuite entre Witry et le bois de Bologne ainsi qu'entre le bois de Bologne et Nobressart et se terminent en pointe anticlinale au sud de Martelange, vers la chaussée d'Arlon à Bastogne. Enfin au méridien de Martelange on ne trouve plus, sur le prolongement des couches taunusiennes et hunsruckiennes inférieures, que les phyllades du Hunsruckien supérieur qui affleurent à Wisembach, Martelange, Wolfrange, Perlé, Heinstert, Nothomb et Petit-Nobressart, et dont le grand développement en largeur s'explique par l'existence d'un grand nombre d'ondulations (2).

D'après les observations de J. GOSSELET (*L'Ardenne*, 1888), les couches gedinniennes qui entourent le noyau cambrien disparaissent immédiatement à l'est de Sainte-Cécile. Par contre, les couches taunusiennes qui constituent dès lors le noyau de l'anticlinal de Givonne, et au Sud desquelles apparaissent les quartzophyllades hunsruckiens de Rulles et de Habay-la-Neuve, existent toujours le long de la frontière grand-ducale, les phyllades de Martelange et des environs étant considérés par lui comme appartenant au Taunusien.

DORMAL et DEWALQUE, les auteurs de la partie de la *Carte géologique de la Belgique au 40 000^e*, qui englobe la région dont il est question ici, se sont arrêtés à une solution intermédiaire. Pour l'extension du Gedinnien à l'est du noyau cambrien, ils se rallient à l'opinion de Dumont; ils admettent, par contre, l'hypothèse de Gosselet en ce qui concerne le Taunusien, dont ils étendent la zone d'affleurements jusqu'à la frontière grand-ducale.

(1) *Mém. Acad. royale de Belg.*, t. XXII, pp. 109-110. — Dumont n'est pas fort explicite au sujet de l'extension vers l'est du Gedinnien supérieur. Dans son exposé sur l'étendue de ces couches il ne signale pas la bande au delà d'une ligne qui reliait Sainte-Cécile à Conques (p. 108). Par contre, dans la description détaillée, il indique des phyllades gedinniens au nord de Lacuisine, de Rulles et de Habay-la-Neuve (p. 110).

(2) *Mém. Acad. royale de Belgique*, t. XXII, pp. 127, 156, 168 et 177.



LE DÉVONIEN DE L'ANTICLINAL DE GIVONNE.

Nous avons établi, dans un travail antérieur ⁽¹⁾, qu'aux environs de Martelange, c'est l'hypothèse de Dumont qui répond le mieux à la réalité des faits. Nos observations nous ont montré, en effet, que le Taunusien du noyau anticlinal de Givonne est remplacé, à l'est d'Anlier, par les quartzophyllades du Hunsruckien inférieur; ceux-ci font place, le long de la frontière grand-ducale, aux phyllades du Hunsruckien supérieur. Nous avons montré, en outre, que l'ennoyage vers l'Est se poursuivant, on trouve des couches ahriennes (Emsien inférieur) sur le prolongement des phyllades hunsruckiens ⁽²⁾.

Dans cette note, on verra qu'on doit admettre l'opinion de J. Gosselet en ce qui concerne l'extension du Gedinnien. Nous montrons aussi d'une façon générale que la limite tracée par Dormal entre le Gedinnien et le Taunusien, au Nord et à l'Est de l'anticlinal de Givonne, n'a aucune raison d'être. Cette limite est constituée, d'après lui, par un banc puissant de grès vert, passant parfois au quartzite « qui semble reposer, par suite d'un renversement, sur les schistes noirs taunusiens », et qu'il a suivi depuis la frontière française jusqu'à Chiny ⁽³⁾. Dans cette note on trouvera, enfin, des données nouvelles sur les couches éodévoniennes de l'anticlinal de Givonne à l'est de la ligne du chemin de fer de Namur à Arlon et plus spécialement aux abords de la frontière grand-ducale.

* *
*

Dans la région où affleure le noyau cambrien de l'anticlinal de Givonne, on peut constater que les couches éodévoniennes du flanc nord de l'anticlinal sont très redressées et généralement déjetées vers le Nord; elles portent les traces de violentes compressions. Ces faits sont bien visibles aux environs de Bouillon.

La ville de Bouillon est construite sur les quartzophyllades calcaireux, fossilifères du Hunsruckien inférieur qui y constituent le noyau du synclinal de l'Eifel. Au sud du Château-fort, le long de la route de Corbion, on peut constater que ces quartzophyllades, dont le feuilletage

⁽¹⁾ *Le Dévonien inférieur du bassin de l'Eifel et de l'anticlinal de Givonne dans la région Sud-Est de l'Ardenne belge.* (MÉM. INST. GÉOL. UNIVERS. LOUVAIN, t. I, Mém. I, 1913, pp. 57-60, 63-68 et 82-83.)

⁽²⁾ *Contribution à l'étude du Dévonien inférieur du grand-duché de Luxembourg.* (ANN. SOC. GÉOL. DE BELG., t. XXXIX, pp. 125-142, III pl.)

⁽³⁾ V. DORMAL, *Sur la limite entre le Coblencien et le Gedinnien longeant le massif cambrien de Givonne.* (ANN. SOC. GÉOL. DE BELG., t. XXI, 1894, pp. XLVIII-LI.)

incline vers le Sud, ont, en réalité, un pendage de 65° vers le Nord. Près du Château-fort, la direction est N. 80° E.; au tournant brusque que décrit la route avant d'arriver à la 1^{re} borne, la direction est N. 55° W.

Là où la route se recourbe vers le Sud pour remonter le ravin du ruisseau du Péroie, on entre dans un complexe de phyllades bleu-foncé, parfois noirs, de grès lenticulaires, en bancs irréguliers, quartzophylladeux, et de quartzophyllades, qui présente tous les caractères des roches qu'on range communément, vers l'Est, dans le Taunusien. Au tournant, une excavation montre des couches inclinant de 55° vers le Nord-Est; au Sud de l'excavation, les couches présentent un fort pendage vers le Sud-Sud-Ouest. Entre les bornes 2.5 et 3 on rencontre à plusieurs reprises des couches analogues, fortement plissées et faillées. L'inclinaison se fait toujours vers le Sud-Sud-Ouest; tantôt elle est faible (30°), tantôt très forte, ce qui peut s'expliquer par l'existence de plis isoclinaux, faillés, analogues à ceux qu'on peut observer avec plus de clarté, beaucoup plus à l'Est, dans la tranchée du chemin de fer, au nord de la station d'Herbeumont.

La route redescend ensuite vers le Nord, le long de la rive gauche du ruisseau du Péroie, puis se dirige vers l'Ouest, vers Corbion. Au lieu dit « Hottée du Diable », une ballastière est ouverte dans des grès lenticulaires; un peu plus au Nord, des grès donnent une direction N. 42° W. et une inclinaison vers le Nord-Est de 55° . Ces derniers bancs passent au Nord des derniers affleurements décrits de l'autre rive.

En somme, au Sud du Hunsrueckien inférieur du noyau du bassin de l'Eifel, on entre dans une zone fortement plissée et disloquée, constituée par les couches taunusiennes. Dans la partie la plus voisine du Hunsrueckien, le plissement s'est fait sentir moins violemment; il existe encore des inclinaisons vers le Nord et vers le Sud; par contre, plus au Sud, on se trouve en présence de plis serrés, renversés vers le Nord, faillés.

D'après Dormal (1), les grès visibles à l'endroit « Hottée du Diable » constitueraient la limite entre le Taunusien et le Gedinnien. Pour notre part nous les considérons comme une intercalation dans les couches taunusiennes; en effet, les schistes et les phyllades qui les

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

environnent ne peuvent être séparés des phyllades taunusiens qui affleurent au Nord et au Sud.

La même zone disloquée se retrouve à moins de 2 kilomètres plus à l'Est, le long de la route de Bouillon à Sedan, au Sud de la 61^e borne. On y voit des quartzophyllades et des schistes phylladeux, compacts, noirs, plissés et faillés, injectés de filons de quartz. Il y a des inclinaisons diverses; il y a aussi de petits plis en chaise à inclinaison vers le Sud.

Plus au Sud, entre la 60^e et la 59^e borne, la route recoupe à plusieurs reprises des schistes phylladeux bleus, des quartzophyllades et du grès à facies anoreux, qui inclinent de 60° vers le Sud. Nous relevons une direction N. 62° W. Les couches présentent les traces de fortes poussées. Les affleurements ont les mêmes caractères lithologiques que les précédents; ils appartiennent encore au Taunusien. Nous n'y trouvons aucune différence qui puisse justifier la manière de voir de Dormal, qui fait passer la limite entre le Taunusien et le Gedinnien au beau milieu de ces affleurements.

Par contre, à partir de la borne 58.5, on rencontre des couches principalement verdâtres répondant aux caractères lithologiques de l'assise supérieure du Gedinnien de la région (schistes de Saint-Hubert).

Une première excavation le long de la route montre un mélange de grès et de quartzophyllades bleus et verdâtres; à la bifurcation des routes d'Arlon et de Sedan, le long de cette dernière route, il existe un long affleurement de schistes gris, verdâtres; à hauteur de la première borne et en retrait de la même route, une carrière est ouverte dans des bancs irréguliers et plicatulés de grès bleu et verdâtre, intercalés dans des schistes compacts verts. Toutes ces roches portent les traces de fortes compressions; elles sont redressées et inclinent vers le Sud; dans la carrière les bancs de grès sont verticaux ou légèrement déversés vers le Nord. La direction des couches y est N. 66° W.

Un dernier affleurement se voit aux environs de la borne 1.4. Il est formé de schistes vert franc, celluleux par suite de la dissolution de nodules calcaires, inclinés fortement vers le Sud. Ces roches appartiennent à l'assise des schistes d'Oignies ou de Joigny (4).

(4) Il est à remarquer que les limites des diverses assises du Gedinnien, telles qu'elles sont indiquées par Dormal, sont plutôt fantaisistes. Dans le complexe uniforme de schistes verdâtres avec grès que nous rapportons à l'assise de Saint-Hubert, il

Le Gedinnien inférieur (schistes de Mondrepuits ou de Levrezy et Poudingue de base) affleure en territoire français. J. Gosselet y signale, dans le bois du Dos du Loup, du poudingue pugilaire à ciment quartzitique, à direction N. 75° W., très redressé vers le Sud, s'enfonçant donc sous le Cambrien.

En résumé, dans la région de Bouillon, les assises gedinniennes du flanc nord de l'Anticlinal de Givonne se présentent sous forme de bandes fort étroites, constituées de couches redressées, renversées vers le Nord. Dans le Taunusien on peut distinguer, au point de vue tectonique, une zone méridionale dans laquelle les couches sont renversées et plongent vers le Sud sous le Gedinnien et une zone septentrionale, fortement disloquée, formée de plis isoclinaux faillés qui sont remplacés, par des plis aigus, dans le voisinage immédiat du noyau hunsruckien du synclinal de l'Eifel. D'une façon générale, la direction des couches est WNW-ESE. Il est à remarquer que la zone failleuse de Bouillon se trouve sur le prolongement, en direction, de la faille d'Aiglemont de la vallée de la Meuse, qui y supprime, d'après J. Gosselet, le Taunusien et met en contact le Gedinnien de l'Anticlinal de Givonne et le Hunsruckien du Synclinal de l'Eifel.

* * *

Plus à l'Est, *dans la région de Muno*, le noyau cambrien de l'anticlinal de Givonne disparaît par suite de l'ennoyage de l'arête anticlinale et fait place aux assises gedinniennes qui se succèdent d'Ouest en Est.

Dans cette région, une coupe intéressante peut être levée *le long du chemin de fer de Muno à Bertrix*. Les tranchées à l'ouest de Sainte-Cécile qui recouperont le Gedinnien inférieur et les schistes d'Oignies ont été décrites en détail en 1914, par M. P. Fourmarier (1); nous nous contenterons de répéter ici les allures observées :

Poudingue de base.	W.-N.-W. — E.-S.-E.	incl. N.-E. 30°.
Schistes de Mondrepuits	N. 70° W.	incl. N. 40°.
Schistes bigarrés d'Oignies . . .	N. 50° W.	incl. N. 80°.

parvient à distinguer les assises de Saint-Hubert, d'Oignies et de Mondrepuits. Le seul affleurement typique de la coupe qui puisse être rapporté aux schistes d'Oignies se trouve, par contre, à la limite entre les schistes de Mondrepuits et le poudingue de base du Gedinnien.

(1) *Ann. Soc. géol. de Belg.*, t. XXXVIII, 1914, pp. B 424-428.

Au nord de Sainte-Cécile, nous avons observé les schistes verdâtres avec grès verdâtres et bleus de l'assise de Saint-Hubert dans la tranchée d'accès du tunnel d'Herbeumont.

La tête nord, par contre, et les deux tranchées suivantes, sont ouvertes dans des phyllades bleu foncé avec intercalations de grès-quartzite bleu et des quartzophyllades qui appartiennent au Taunusien. Ces couches inclinent de 60° vers le Sud. Près du tunnel, elles ont une direction N. 65° W.

Les mêmes couches se retrouvent dans la longue tranchée sise au nord de la station d'Herbeumont. Dans la moitié méridionale, elles sont affectées de nombreux plis déversés vers le Nord et de plusieurs failles à inclinaison vers le Sud. Vers l'extrémité septentrionale, on distingue une voûte plate que décrivent des bancs de grès quartzophylladeux et des quartzophyllades (1). Plus au Nord, on entre dans le Hunsrückien du synclinal de l'Éifel.

En résumé, les couches éodévoniennes de l'anticlinal de Givonne entre Muno et Herbeumont ont, au voisinage du noyau cambrien, une inclinaison normale vers le Nord. Au fur et à mesure qu'on s'élève dans la série des couches, et qu'on s'éloigne du noyau, l'inclinaison devient plus forte et finit par être renversée. On arrive ensuite à une zone très chiffonnée, plissée et faillée analogue à celle que nous avons vue au sud de Bouillon et qui se trouve sur le prolongement en direction de celle-ci.

Au nord d'Herbeumont, les couches se rapprochent de la direction Est-Ouest; au voisinage du noyau, par contre, les couches accusent une direction NW-SE, esquissant ainsi la courbe qu'elles doivent décrire pour contourner l'extrémité cambrienne de Muno. L'allure des couches fait ressortir ainsi nettement l'épanouissement de l'anticlinal de Givonne vers l'Est.

D'après Gosselet, cet ennoyage est fort rapide entre Muno et Sainte-Cécile; en effet, les diverses bandes gedinniennes disparaissent rapidement vers l'Est et font place, immédiatement à l'est de Sainte-Cécile, aux couches taunusiennes, qui constituent, dès lors, le noyau de l'anticlinal de Givonne. Par contre, Dewalque et Dormial, reprenant l'hypothèse de Dumont, attribuent à l'est de Muno une grande extension

(1) Voir compte rendu de la Session extraordinaire tenue par la Soc. GÉOL. DE BELG., en 1921. (*Ann. Soc. géol.*, t. XLIV, 1921, pp. B207-228.)

aux couches gedinniennes : le Gedinnien inférieur s'étendrait jusqu'à Lacuisine; le Gedinnien supérieur atteindrait le versant de la rive droite de la Vierre.

La coupe ci-dessus, qui a été mise à nu postérieurement aux travaux de ces géologues, plaide déjà en faveur de l'hypothèse de J. Gosselet. En effet, des schistes bigarrés typiques de l'assise d'Oignies affleurent là où passe, d'après la carte géologique au 40 000^e, la bande des schistes de Mondrepuits; des schistes compacts et gris verdâtre de l'assise de Saint-Hubert sont visibles sur l'emplacement présumé du passage de la zone des schistes bigarrés d'Oignies. Les limites des assises gedinniennes doivent donc être reportées vers le Sud; il en résulte que l'extension des couches gedinniennes est moins grande que l'indiquaient les tracés de Dewalque et de Dormal. Par contre, les observations relevées sont conformes à l'opinion de Gosselet.

* * *

Nos levés récents faits le long du chemin de fer de Bertrix à Florenville, le long de la boucle que décrit la Semois entre Lacuisine et Jamoigne en passant par Chiny, et sur les rives de la Vierre nous permettent, d'autre part, d'appuyer la manière de voir de J. Gosselet.

En effet, toute cette région, où affleuraient, exception faite de la vallée de la Vierre, d'après Dewalque et Dormal, les schistes bigarrés d'Oignies et principalement les schistes verdâtres de Saint-Hubert, est formée, comme nous le montrerons ci-dessous, d'un complexe quartzoschisteux composé d'un mélange de phyllades bleu foncé, de quartzophyllades et de grès ou grès-quartzite bleuâtre. Ces couches se rapportent toutes au Taunusien.

Une première coupe se présente le long du chemin de fer de Bertrix à Virton, entre la station d'Épioux et l'ancien arrêt de Lacuisine; les affleurements y sont ravivés par suite des travaux pour la mise de la ligne à double voie. Sur un trajet de plus de six kilomètres, on n'observe qu'un même complexe de couches : phyllades bleu foncé, quelquefois à flammes lie de vin, avec des intercalations, parfois importantes, de grès quartzite clair, bleuâtre ou de grès à joints micacés, et des quartzophyllades. Ces couches présentent tous les caractères lithologiques du Taunusien de la région. La largeur d'affleurement peut s'expliquer facilement par la présence de plis dont nous allons dire quelques mots.

Au nord d'Épioux, à hauteur des étangs, les tranchées sont espacées

et peu profondes, les roches sont généralement altérées. Du Nord au Sud, on observe une inclinaison vers le Nord dans la première tranchée; une inclinaison faible vers le Sud-Est dans une seconde, et une inclinaison Nord-Est de 25° dans la tranchée située au nord de l'arrêt d'Épioux; dans ce dernier affleurement, elles ont une direction N. 37° W. Immédiatement au sud de l'arrêt, des couches semblables, présentant des directions variant entre N. 53° E. et N. 75° E. inclinent vers le Sud-Est de quelque 40° . Les couches décrivent donc, près de l'arrêt d'Épioux, un anticlinal à ennoyage vers l'Est.

Au sud d'Épioux, les talus taillés dans le versant oriental du ruisseau d'Épioux montrent des roches non altérées et présentent de grands et hauts affleurements. Une première tranchée existe à un kilomètre au sud de l'arrêt, là où la voie ferrée se recourbe vers le Sud-Est. On y remarque des phyllades bleu foncé et des bancs de grès-quartzite décrivant une ondulation anticlinale surbaissée, à ennoyage vers l'Est et à charnière faillée. La faille a un rejet sans importance et incline de 30° vers le Sud. Il est à remarquer que Dormal ⁽¹⁾ fait passer la limite entre le Taunusien et le Gedinnien, en plein milieu de la voûte; nous voyons encore une fois que cette limite, tout comme plus à l'Ouest, ne repose sur aucune base sérieuse. Dans la tranchée suivante, les couches sont ondulées et faiblement inclinées vers le Sud. Une troisième tranchée, sise à mi-chemin entre les bornes kilométriques 53 et 54, présente les particularités suivantes: la partie nord est constituée par des phyllades bleu foncé renfermant de rares bancs de grès, à inclinaison faible vers le Sud et que découpent, sur l'espace de 40 mètres, deux failles à inclinaison sud de 70° et de 55° . Sur ces couches reposent, à 120 mètres de l'extrémité sud, par l'intermédiaire d'une faille inclinant vers le Sud de 55° et ayant une direction N. 58° E., des grès-quartzites en bancs alternant avec des phyllades, qui inclinent d'abord faiblement vers le Sud-Est puis décrivent quelques légères ondulations.

Au sud de la borne 53, il existe une longue tranchée dont la paroi orientale dépasse vers le Nord la paroi occidentale. Dans la première, les couches — phyllades avec nombreux bancs de grès — ont d'abord une inclinaison de 40° vers le Sud-Est, puis se mettent à plat et décrivent plusieurs ondulations surbaissées dont l'ennoyage se fait vers l'Est. La

⁽¹⁾ *Loc. cit.*, p. XLIX, et Feuille Herbeumont-Chiny de la Carte géologique de la Belgique au $\frac{1}{40\,000}$.

paroi occidentale est constituée principalement par des phyllades bleu foncé; à l'extrémité nord, sur 50 mètres de distance, il y a quelques rares bancs quartzeux qui inclinent faiblement vers le Nord-Nord-Est. Dans la partie méridionale, au delà d'un passage obscur, on trouve quelques bancs de grès-quartzite zonaire, à joints micacés et de quartzophyllades qui décrivent un pli en chaise, fortement incliné vers le Nord. Ces bancs ont une direction N. 77° W. et une inclinaison de 85° vers le Nord. Au Sud, il y a sur 60 mètres, jusqu'à l'extrémité de la tranchée, des phyllades bleu foncé, noirâtres, sans grès, à feuilletage vers le Sud.

Il y a une dernière tranchée immédiatement au nord du chemin qui relie les Forges Roussel à Lacuisine. On y trouve principalement des phyllades bleu foncé, parfois à flammes lie de vin, ou encore rougis localement, dans lesquels s'intercalent des grès lenticulaires boudiniformes. Les couches y décrivent plusieurs plis largement ouverts; à la partie médiane il y a une faille qui incline de 45° vers le Sud. Au sud de la faille, les couches inclinent de 55° vers le Nord et ont une direction N. 57° W.; à l'extrémité sud de la tranchée l'inclinaison est faible vers le Sud-Est.

Si l'on continue le long de la voie ferrée jusqu'au premier affleurement mésozoïque, on voit encore, à deux reprises, des pointements et surtout des débris de phyllades bleu foncé, transformés, par altération, en schistes bleu clair et rouges.

En somme, entre Épioux et Lacuisine on rencontre un même complexe de phyllades bleu foncé, de grès ou grès-quartzite et de quartzophyllades, qui décrit des ondulations fort larges, à ennoyage général vers l'Est; ces ondulations sont compliquées par la présence de failles à inclinaison vers le Sud. Dans cette coupe, il n'est pas possible de distinguer, comme l'ont fait Dormal et Dewalque, trois étages et assises : le Taunusien et le Gedinnien supérieur (schistes verts de Saint-Hubert et schistes bigarrés d'Oignies); aucun argument sérieux ne peut être invoqué pour une telle distinction.

Pour nous, toutes les couches appartiennent au Taunusien. Comme on se trouve sur le prolongement des couches gedinniennes qui constituent à Muno et à Sainte-Cécile le noyau de l'anticlinal de Givonne, on peut conclure à bon droit que, par suite de l'ennoyage vers l'Est de cette unité tectonique, les couches gedinniennes sont remplacées dans cette coupe par le Taunusien. Cela est confirmé par l'allure des couches taunusiennes qui sont affectées d'ondulations largement ouvertes, à ennoyage vers l'Est.

Ajoutons qu'au nord d'Épioux, dans la tranchée sise au sud de la station de Straimont, on observe des roches taunusiennes (quartzophyllades, grès et schistes phylladeux bleu foncé et noirs) ondulées et faillées dont l'allure détaillée ne peut être saisie par suite de l'altération des roches. On s'y trouve sur le prolongement en direction de la zone failleuse de Bouillon et d'Herbeumont et, tout comme en ces derniers endroits, la zone disloquée affecte les couches taunusiennes au voisinage du Hunsrueckien inférieur du bassin de l'Éifel.

Des roches analogues à celles que nous avons observées entre Épioux et Lacuisine et affectées de la même allure se retrouvent *le long de la Semois entre Lacuisine et Izel, et le long de la Vierre au sud de Suxy.*

Comme roches, nous y avons vu principalement des phyllades ardoisiers bleu foncé et, de plus, des quartzophyllades et des grès. Les quartzophyllades sont tantôt très phylladeux, tantôt très quartzeux; on passe ainsi insensiblement à du grès à intercalations fines et locales de matière phylladeuse. Les grès sont lenticulaires; les bancs réguliers sont rares; ils sont souvent boudiniformes; ils se détachent parfois en plaquettes. Les joints sont généralement micacés. Le grès et le grès-quartzite sont clairs: gris ou bleu clair. Les roches sont ordinairement rougies superficiellement au voisinage des affleurements mésozoïques. Des filons de quartz se rencontrent un peu partout dans les roches.

Le feuilletage se fait vers le Sud dans toute cette région; il est régulier et fin dans les phyllades, grossier dans les quartzophyllades: il existe même dans les grès quartzophylladeux, ce qui rend difficile, en maints endroits, de déceler l'allure exacte des couches. L'inclinaison du feuilletage est en moyenne de 30°; dans les affleurements constitués en même temps de phyllades et de quartzophyllades gréseux, l'inclinaison est un peu plus forte dans la traversée des couches quartzieuses. Les surfaces de feuilletage sont généralement unies; dans d'autres cas, elles sont plicatulées.

Les couches sont affectées de plis largement ouverts à ennoyage général vers l'Est et dont les axes sont dirigés approximativement Est-Ouest. Au nord de Lacuisine, on observe des ondulations peu prononcées dont les flancs ont à peine quelques degrés d'inclinaison; aux environs de Chiny, le flanc septentrional des anticlinaux a une inclinaison moyenne vers le Nord-Est de 30°; le flanc méridional incline de 40° vers le Sud. Le long de la Vierre, au sud de la Goutelle, on trouve des plis analogues; plis à peine marqués et plis plus nets, mais

dont l'inclinaison des flancs ne dépasse pas 40°. Dans toute cette région, nous n'avons rencontré qu'une seule inclinaison supérieure à 40° (incl. S.-E. = 50°).

Encore une fois, si l'on tient compte des caractères lithologiques et des allures des couches, il n'est pas possible d'admettre la limite entre le Gedinnien et le Taunusien qu'a tracée Dewalque sur la planchette Izel suivant une direction approximativement NW-SE.

De ce qui précède nous pouvons conclure que le noyau de l'anticlinal de Givonne, constitué par du Cambrien à l'ouest de Muno et par le Gedinnien entre Muno et Sainte-Cécile, est formé de couches taunusiennes à l'est de Sainte-Cécile. Le noyau taunusien est affecté de larges ondulations parfois faillées. L'axe de l'anticlinal est, dans la région étudiée ci-dessus, sensiblement Est-Ouest et, par conséquent, parallèle à l'axe du synclinal de l'Eifel et à celui de l'anticlinal de l'Ardenne. Nos levés viennent donc confirmer l'hypothèse de J. Gosselet au sujet de l'âge des couches éodévoniennes du noyau de l'anticlinal de Givonne entre Muno et Chiny. Par contre, nous pouvons affirmer que la limite entre le Taunusien et le Gedinnien telle que l'a tracée V. Dormal sur la Carte géologique de la Belgique au 40 000^e est complètement erronée.

* * *

A l'Est de la ligne du chemin de fer Namur-Arlon, l'axe de l'anticlinal de Givonne s'infléchit vers le Nord-Est, suivant ainsi la courbure de l'anticlinal de l'Ardenne et du synclinal de l'Eifel. Ce changement de direction a pour résultat de faire affleurer le noyau taunusien dans toute sa largeur et de faire apparaître, le long de la limite d'affleurement du mésozoïque, le Hunsrueckien inférieur du bord sud de l'anticlinal de Givonne.

La région étant couverte de forêts, il est difficile de se rendre compte de l'allure des couches du noyau. Une coupe fort incomplète est fournie par les tranchées du *chemin de fer entre Marbehan et Mellier*. A Marbehan, les phyllades, grès-quartzites et quartzophyllades ont une direction N. 51° E. et une inclinaison de 45° vers le Sud. Au nord de Marbehan, on observe dans les deux premières tranchées des schistes phylladeux avec de rares bancs de grès décrivant des ondulations peu prononcées; des couches analogues accusent dans les deux tranchées suivantes une inclinaison vers le Sud de 50 et de 40°. Aux environs immédiats du kilomètre 174, les affleurements présentent une allure anticlinale

nette : dans la tranchée du kilomètre 174 des bancs de grès indiquent une direction N. 53° E. et une inclinaison de 60° vers le Sud-Est, tandis que dans la tranchée suivante vers le Nord, les couches ont une direction N. 22° W. et une inclinaison de 50° vers le Nord-Est. Au nord de Mellier, on observe des inclinaisons vers le Sud de 30 et de 45° et une inclinaison vers l'Est.

Les premières couches qu'on peut rapporter au Hunsrueckien inférieur inclinent également vers le Sud; elles se replient bientôt en anticlinal, car à la station de Lavaux on peut observer une inclinaison vers le Nord. Cette coupe ne peut s'expliquer que par une faille inverse qui met en contact le Taunusien de l'anticlinal de Givonne avec le Hunsrueckien du synclinal de l'Eifel. Cette faille se prolonge vraisemblablement vers l'Est aux environs de Thibésart et de Sorfet, où des quartzophyllades fossilifères hunsrueckiens inclinent vers le Sud au voisinage de couches taunusiennes.

La coupe, le long du chemin de fer, ne permet pas de déceler l'allure des couches taunusiennes au contact de la bande hunsrueckienne qui les borde au Sud. Dans l'ensemble, on peut dire que le noyau taunusien de l'anticlinal de Givonne est ondulé et plissé tout comme aux environs de Chiny. Rappelons que nous avons observé des faits analogues plus à l'Est encore, entre Béhème et Anlier (1).

Il est à remarquer qu'en poursuivant vers l'Est la direction de l'axe de l'anticlinal du kilomètre 174 suivant la direction générale des couches, on arrive à recouper l'anticlinal que nous avons signalé à Béhème-Louftémont (1). Cette ondulation anticlinale se retrouve aussi entre la ligne du chemin de fer et Béhème, le long du ruisseau de Mandebbras; on y observe des couches à direction N. 36° E. et à inclinaison Nord-Est qui se recourbent et prennent une direction N. 66° E. à inclinaison Sud de 55°, décrivant ainsi une courbe qui fait partie d'une courbe anticlinale à ennoyage vers l'Est. D'autre part, Dormal signalant dans ses notes l'existence d'un anticlinal à direction E. 20° N. à l'est de Béhème, immédiatement au sud du lieu dit Vlessart, il est possible que l'ondulation anticlinale de Béhème se poursuive jusque-là. Sur le croquis annexé à cette étude, nous avons indiqué l'axe de cet anticlinal secondaire.

* * *

(1) *Mém. Inst. géol. Univers, Louvain, t. I, 1913, pp. 53-55.*

A l'est d'Anlier, le Taunusien de l'anticlinal de Givonne disparaît, comme nous l'avons établi ailleurs, sous les quartzophyllades fossilifères du Hunsrueckien inférieur. Ceux-ci sont remplacés bientôt par les phyllades ardoisières du Hunsrueckien supérieur qui constituent le noyau de l'anticlinal de Givonne aux abords de la frontière grand-ducale. Dans le Grand-Duché enfin, les phyllades hunsrueckiennes sont contournés par les couches emsiennes. Les couches étant plissées, les limites des assises décrivent une série d'indentations s'engrenant les unes dans les autres. Nous avons déjà esquissé plusieurs de ces plis aux environs de Martelange. Des observations récentes faites entre Tintange et Nobresart apportent des données nouvelles sur ces indentations en même temps que sur l'extension de l'Emsien du flanc sud du synclinal de l'Eifel.

Si l'on suit la *ligne du chemin de fer vicinal Bastogne-Martelange-Arlon*, on recoupe, du Nord au Sud, les couches éodévonniennes du synclinal de l'Eifel et de l'anticlinal de Givonne. A la station de Strainchamps on entre dans l'Ahrrien ou Emsien inférieur du flanc sud du synclinal de l'Eifel, ou, si l'on veut, du bord nord de l'anticlinal de Givonne.

L'Emsien inférieur est constitué par des quartzophyllades tantôt schisteux, tantôt gréseux avec des intercalations de schistes et de phyllades bleus, et de grès ou de psammites. Quand on a affaire à un affleurement isolé de phyllades emsiens il n'est pas possible de les distinguer des phyllades du Hunsrueckien supérieur; de plus, la distinction entre les deux étages est souvent fort difficile lorsque les quartzophyllades sont à élément schisteux dominant.

On peut suivre les couches emsiennes jusqu'à Bodange; des inclinaisons diverses prouvent l'existence de plis au sein de ces couches. Elles se trouvent sur le prolongement vers l'Est des couches emsiennes que nous avons signalées sur la grand' route de Neufchâteau-Fauvillers-Martelange, entre la 15^e borne et Bodange (1).

A hauteur de la station de Fauvillers-Bodange, les couches décrivent un synclinal; le flanc nord incline de 60° vers le Sud et a une direction moyenne N. 56° E.; le flanc sud incline de 70° vers le Nord suivant une direction N. 88° E. : le synclinal s'épanouit donc vers l'Est. Au sud de la charnière synclinale, l'affleurement se poursuit sur plusieurs

(1) *Mém. Inst. géol. Univers, Louvain, t. I, 1913, pp. 61-63.*

centaines de mètres; les couches maintiennent la même inclinaison vers le Nord. Vers l'extrémité sud de l'affleurement, l'élément quartzeux disparaît et l'on passe à des phyllades ardoisiers bleu foncé; ceux-ci font partie d'une bande hunsruckienne supérieure dont la limite méridionale passe à la station de Wisembach et que nous nommerons bande de Wisembach. Plusieurs affleurements de cette bande se voient le long de la ligne vicinale et le long de la grand' route, entre Bodange et Wisembach.

Au delà de l'arrêt de Wisembach on recoupe un ensemble de couches quartzoschisteuses que nous avons cru pouvoir ranger dans le Hunsruckien inférieur, les rares allures observées le long de la grand'route permettant de les considérer comme décrivant un anticlinal au milieu de deux bandes de phyllades hunsruckiens supérieurs (1).

Cette bande quartzoschisteuse est mieux exposée dans les tranchées du vicinal. A côté de l'arrêt, on ne voit guère que des quartzophyllades détritiques; mais, dans une seconde tranchée, on observe divers pointements de quartzophyllades feuilletés, irréguliers, avec des intercalations de phyllades quartzeux compacts: ces couches décrivent une ondulation anticlinale. (Incl. N. 40° et incl. S. 19° E. de 80° .) A quelque 200 mètres de l'arrêt de Radelange, la voie recoupe obliquement une seconde charnière anticlinale, difficilement discernable à travers le feuilletage, mais soulignée par deux bancs de grès. L'affleurement consiste en phyllades quartzeux, quartzophyllades et grès. Le flanc sud a une direction N. 75° E. et une inclinaison S. de 50° . Immédiatement à l'est de l'arrêt de Radelange, on entre dans une série d'affleurements de phyllades ardoisiers appartenant à une seconde bande hunsruckienne supérieure, que nous appellerons, pour plus de facilité, bande de Radelange.

Les allures observées tendent à faire admettre la présence d'un anticlinal ondulé et confirmeraient donc notre conclusion antérieure au sujet de l'âge hunsruckien inférieur de cette bande quartzoschisteuse.

Cependant, les caractères lithologiques des affleurements nous rappellent plutôt les couches de l'Emsien inférieur; au point de vue paléontologique, l'absence de fossiles dans cette bande est de nature

(1) *Mém. Inst. géol. Univers. Louvain*, t. I, 1913, p. 63.

à nous renforcer dans cette opinion : en effet, les fossiles sont extrêmement nombreux et largement répandus dans le Hunsrueckien inférieur, ainsi que nous l'avons montré à plusieurs reprises dans nos études antérieures, tandis que les gîtes fossilifères de l'Emsien inférieur sont extrêmement rares. Enfin, au point de vue stratigraphique, si l'on relève la coupe de la route de Bastogne à Martelange, coupe parallèle à celle ci-dessus, mais plus à l'Est, on trouve, au nord des phyllades qui appartiennent à la bande de Radelange, une série d'affleurements quartzoschisteux de l'Emsien inférieur; il n'y a plus trace de la bande ardoisière de Wisembach. Les plis de la région s'ennoyant tous vers l'Est, cette disparition peut s'expliquer aisément, si l'on admet que la bande hunsrueckienne de Wisembach est une ondulation anticlinale au sein des couches emsiennes. Les allures observées ne rendent pas cette hypothèse impossible; en effet, au Nord les quartzophyllades emsiens reposent sur les phyllades hunsrueckiens; au Sud, l'allure au contact n'est pas observable; la première inclinaison se remarque à plusieurs centaines de mètres du Hunsrueckien; elle se fait, à vrai dire, vers le Nord, mais rien n'empêche que les couches quartzoschisteuses, dans lesquelles nous venons de montrer l'existence de deux plis anticlinaux sur une petite distance, se replient en synclinal et prennent l'inclinaison vers le Sud pour s'adosser aux phyllades hunsrueckiens.

Bien que nos arguments ne soient pas péremptoires, nous croyons que nos nouvelles observations nous permettent d'abandonner notre opinion antérieure et d'émettre l'avis que la bande quartzoschisteuse qu'on recoupe entre l'arrêt de Wisembach et celui de Radelange est une indentation emsienne au sein de couches siegeniennes.

Nous disions plus haut que les phyllades ardoisiers de Wisembach disparaissent vers l'Est. Cela est confirmé par la coupe pour ainsi dire continue qu'on peut relever dans la *vallée de la Sure, entre Tintange et la 174^e borne frontière.*

Tintange est située sur l'Emsien inférieur. Au Sud, on continue à recouper la même assise : elle est constituée d'un complexe de quartzophyllades, de schistes quartzeux, de phyllades et de grès qui décrivent plusieurs plis. Du Nord au Sud, on observe les allures suivantes : un synclinal est visible au sud de Tintange, là où la route de Warnach traverse le ruisseau de la Molscht; au nord de la route, des couches inclinent vers le Sud de 70° et ont une direction N. 50°E.; au Sud, on

observe les inclinaisons suivantes : S. 30°, N. 45° et N. 65°. Les couches du flanc sud se retrouvent sur la route de Martelange, où elles ont une direction N. 65°E. et une inclinaison vers le Nord de 67°; cette route descend dans la vallée de la Sure et recoupe à plusieurs reprises des couches à inclinaison vers le Nord et à même direction. Au Moulin d'OEil, l'escarpement de la rive droite montre un pli anticlinal visible au travers du feuilletage qui se fait vers le Sud; le flanc nord incline de 55° vers le Nord, le flanc méridional de 40° vers le Sud. Les couches se replient bientôt en synclinal, car l'inclinaison vers le Nord réapparaît (45 à 55°); cette inclinaison se maintient jusqu'à hauteur de la 172^e borne frontière, où se voit une nouvelle charnière anticlinale. Les couches du flanc sud inclinent en moyenne de 65° vers le Sud et ont une direction N. 65°E. qui peut se suivre jusqu'à la borne frontière 171.

Ces couches ondulées se trouvent sur le prolongement en direction de l'Emsien inférieur de Bodange, de la bande hunsruckienne de Wisembach et des couches quartzoschisteuses recoupées entre Wisembach et Radelange. Dans le prolongement de la bande ardoisière se trouve l'anticlinal du Moulin d'OEil; dans le prolongement des couches quartzoschisteuses existent des couches analogues qu'on ne peut séparer des couches emsiennes de Tintange. Cette coupe vient ainsi renforcer notre manière de voir au sujet de l'âge emsien des couches quartzoschisteuses observées entre l'arrêt de Wisembach et celui de Radelange.

Nous avons quitté la ligne du *chemin de fer vicinal* à l'arrêt de Radelange. On s'y trouvait dans une seconde bande de phyllades ardoisières hunsruckiens, dans la bande de Radelange. Les phyllades affleurent dans l'agglomération de Radelange, dans les tranchées de la voie ferrée qui longe la boucle de la Sure et le long de la route de Bastogne à Martelange au nord de la 21^e borne. Dans ce dernier affleurement, les couches décrivent un synclinal à ennoyage vers l'Est; le flanc nord incline de 65° vers le Sud suivant une direction N. 64°E. Aux environs de Radelange, on ne distingue pas l'allure; le feuilletage est fortement incliné vers le Sud. Dans une galerie de recherche, le feuilletage incline de 75° vers le Sud et a une direction N. 68°E.; il est vraisemblable que le feuilletage se confond ici avec la stratification. A l'Est, le long de la route de Tintange à Martelange, on ne trouve pas trace de cette bande phylladeuse; néanmoins, comme il existe là, entre la 171^e borne frontière et Gremelange, un espace sans affleurement sur le prolongement en direction de la bande, on peut admettre qu'elle se poursuit vers l'Est.

Il est probable que le contact entre la bande hunsruckienne de Radelange et les couches quartzoschisteuses qui la bordent au Nord se fait par faille, les affleurements quartzoschisteux les plus voisins des phyllades inclinant, en effet, vers le Sud.

En continuant à longer la voie ferrée, on sort du Hunsruckien supérieur de Radelange pour recouper des quartzophyllades et grès fossilifères renfermant la faune caractéristique du Hunsruckien inférieur. Nous avons établi jadis (1) que ces quartzophyllades décrivent un anticlinal s'ennoyant vers l'Est. On les retrouve le long de la route de Bastogne à Martelange et au sud de Gremelange. Ici aussi, on peut observer une allure vers le Nord et, plus au Sud, une inclinaison vers le Sud.

Sur cette bande du Hunsruckien inférieur reposent des phyllades ardoisiers du Hunsruckien supérieur qui sont jalonnés par les ardoisières du Mühlenbach et par celles de la vallée de la Sure au nord et nord-est de Martelange. Ils sont encore exploités au sud de Martelange dans l'ardoisière située à l'est de la route d'Arlon. Ces phyllades constituent le sous-sol de l'agglomération de Martelange et sont bien exposés dans les premières tranchées du chemin de fer vicinal de Martelange à Arlon. L'inclinaison se fait vers le Sud de 45° au maximum ; le feuilletage est vertical, ou fortement incliné au Sud.

Plus au Sud, on trouve une nouvelle zone de quartzophyllades fossilifères qui, comme nous l'avons montré ailleurs (2), appartient au Hunsruckien inférieur. Ces quartzophyllades affleurent le long du chemin de Légglise à Martelange, à la sortie de la forêt d'Anlier, le long du chemin de fer vicinal, et encore le long de la route d'Arlon. Les couches inclinant vers le Sud de 35°, le contact entre cette zone et la bande phylladeuse se fait par faille.

Sur ces quartzophyllades reposent, à nouveau, des phyllades ardoisiers qu'on exploite dans les ardoisières de Haut-Martelange. Ces phyllades s'étendent vers le Sud sur une grande distance. En territoire grand-ducal, où ils sont exploités à Pêrlé, nous les avons suivis jusqu'à Holtz. En territoire belge, nous les avons observés le long de la ligne vicinale jusqu'à Heinstert. Il y a cependant quelques affleurements quartzoschisteux à hauteur du lieu dit Honscheid, qui pourraient appartenir à une nouvelle bande hunsruckienne inférieure. L'état des affleu-

(1) *Loc. cit.*, pp. 63 et suiv.

(2) *Ibid.*, p. 66.

rements ne permet pas de distinguer l'allure et, par conséquent, de trancher la question.

La largeur d'affleurement des phyllades hunsruckiens peut très bien s'expliquer par l'existence de plis et d'ondulations (1), moins prononcés, il est vrai, que ceux que nous venons de décrire aux environs de Martelange. Il est à rappeler que dans la coupe de la ligne du chemin de fer au sud de Mellier nous avons une zone caractérisée par des ondulations relativement plates et qui s'étend au sud de l'anticlinal du kilomètre 174. Or, si nous poursuivons vers l'Est les allures observées, nous constatons que ce pli anticlinal, que nous avons prolongé par Béhème et Louftémont, doit se présenter aux environs de Martelange; il se retrouve vraisemblablement dans la bande hunsruckienne inférieure que nous avons recoupée immédiatement au sud de Martelange et qui a été reportée vers le Nord par suite de la faille signalée. D'autre part, on peut constater que la grande extension du Hunsruckien supérieur se trouve précisément sur le prolongement des ondulations plates signalées au sud de Mellier.

Au sud de Heinstert, là où la voie ferrée traverse le chemin de Heinstert à Nobressart, on entre dans une assise de quartzophyllades, de grès quartzophylladeux, de schistes gréseux, dans laquelle Dormal a trouvé des fossiles que nous avons rapportés à la faune du Hunsruckien inférieur. Ces couches sont fortement colorées en rouge par suite du voisinage du mésozoïque. Elles inclinent d'abord vers le Nord de 45° et de 50°, s'enfonçant ainsi sous les phyllades du Hunsruckien supérieur, puis se replient en anticlinal et inclinent vers le Sud-Est; aussi dans la dernière tranchée au nord de la station de Nobressart on revoit, sous forme de schistes détritiques, fins, rougis partiellement, les phyllades du Hunsruckien supérieur. Ceux-ci affleurent ensuite dans le village de Nobressart, où ils inclinent vers le Sud-Est et, plus à l'Ouest, le long du chemin vers le Pont d'Oie. Ces affleurements appartiennent, en même temps que celui de la voie ferrée, au flanc sud-est de l'anticlinal hunsruckien inférieur de Nobressart. Les couches quartzoschisteuses se poursuivent vers l'Ouest par Habay-la-Neuve et Houdemont, où elles viennent border, au Sud, le noyau taunusien de l'anticlinal de Givonne.

(1) A. DUMONT a pu, du reste, relever dans la région de Martelange et à l'est d'Habay-la-Neuve « des inclinaisons tantôt au Sud, tantôt au Nord qui annoncent l'existence d'un grand nombre d'ondulations ». (*Loc. cit.*, 1848, p. 177.)

Vers l'Est, l'anticlinal secondaire s'envoie rapidement; le Hunsrueckien inférieur disparaît à quelques centaines de mètres à l'est de la ligne vicinale, pour faire place aux phyllades du Hunsrueckien supérieur qui affleurent à Rodenhof et à Nothomb. Il est à remarquer que l'anticlinal de Nobressart se trouve sur le prolongement de l'ondulation anticlinale que M. Lucius (1) a signalée à Roodt et que ce géologue a poursuivie sur une grande distance, en territoire grand-ducal. Nous avons montré (2), ce qui du reste est confirmé par Lucius, que le sous-sol de Roodt est formé de quartzophyllades. On peut donc admettre que, par suite de la continuation de l'envoyage de l'arête anticlinale vers l'Est, les phyllades hunsrueckiens sont remplacés à partir de Roodt par les quartzophyllades de l'Emsien inférieur.

La coupe relevée le long et aux abords de la ligne vicinale de Bastogne-Martelange-Arlon montre donc que la plus grande partie de la région qui se trouve sur le prolongement du noyau taunusien de l'anticlinal de Givonne est constituée, le long de la frontière grand-ducale, par les phyllades du Hunsrueckien supérieur. Il existe cependant encore des quartzophyllades du Hunsrueckien inférieur sous forme de digitations anticlinales dont les deux septentrionales dépassent la frontière de quelques centaines de mètres. D'autre part, l'apparition d'une indentation synclinale emsienne au sein des phyllades hunsrueckiens à Wisembach et la présence des quartzophyllades emsiens à Roodt sont les précurseurs du remplacement, vers l'Est, des phyllades hunsrueckiens par les quartzophyllades emsiens. Nous avons, du reste, montré jadis (3) que, dans le Grand-Duché, l'envoyage de l'anticlinal de Givonne se poursuit rapidement par suite de la présence d'une série de plis dont les directions divergent vers l'Est. Nous avons émis alors l'hypothèse que le remplacement des couches hunsrueckiennes par les couches emsiennes n'est complet que dans le voisinage de la vallée de l'Our, tandis que, dans la région intermédiaire, entre Kautenbach et Erpeldange, il existerait une alternance d'anticlinaux hunsrueckiens et de synclinaux emsiens.

Nous sommes d'avis aujourd'hui que l'envoyage de l'anticlinal de

(1) *Die Tektonik des Devons im Grossherzogtums Luxemburg.* (Soc. DES NATURALISTES LUXEMBOURGEOIS, 1913, p. 38.)

(2) *Ann. Soc. géol. de Belg.*, t. XXXIX, p. m58.

(3) *Id.*, t. XXXIX, 1914, pp. m72-4.

Givonne est plus rapide encore que nous ne l'indiquions en 1912 et que les phyllades hunsruekiens de Martelange, de Haut-Martelange et de Perlé disparaissent dès la longitude de Boulaide.

En effet, à l'est de ce méridien, on trouve un ensemble de quartzophyllades, de schistes, de phyllades, de grès et de psammites, affectés de plis nombreux et qui peuvent très bien n'appartenir qu'à une seule assise, l'Emsien inférieur, par suite de l'existence de ces plis. Les affleurements de phyllades et de schistes qui nous faisaient penser à l'intercalation de bandes anticlinales hunsruekiennes ne peuvent plus servir d'argument péremptoire en faveur de cette hypothèse, car nos nouvelles recherches dans le synclinal de l'Eifel, dont il sera question dans une note ultérieure ⁽¹⁾, nous ont montré que, dans les quartzophyllades et schistes ahriens, il existe des intercalations de phyllades bleu foncé, se débitant en dalles, rappelant à s'y méprendre les phyllades du Hunsruekien supérieur, mais renfermant une faune ahrienne. Il est donc fort possible que la même chose se produise ici; c'est d'autant mieux admissible que dans la région entre Boulaide et Erpeldange nous n'avons trouvé aucune bande relativement large constituée essentiellement de phyllades ou de schistes phylladeux, comme cela se produit quand on a affaire au Hunsruekien supérieur.

CONCLUSIONS.

Le noyau de l'anticlinal de Givonne est constitué successivement à l'est du massif cambrien par les couches suivantes : entre Muno et Sainte-Cécile par les diverses assises gedinniennes; entre Sainte-Cécile et Anlier par les phyllades, quartzophyllades et grès du Taunusien; sous la forêt d'Anlier par les quartzophyllades fossilifères du Hunsruekien inférieur, le long de la frontière grand-ducale par les phyllades ardoisiers du Hunsruekien supérieur; enfin à l'est de la frontière par les quartzophyllades, schistes et grès de l'Emsien inférieur ou Ahrien. Les assises gedinniennes ne semblent pas plissées et décrivent vraisemblablement des courbes régulières autour de l'extrémité orientale du massif cambrien. Par contre, les couches siegeniennes et emsiennes sont affectées de nombreux plis et ondulations qui ont une tendance à s'accroître vers l'Est; la présence de ces plis explique

⁽¹⁾ *Le Dévonien inférieur du Cercle de Malmédy.* (BULL. SOC. BELGE DE GÉOL., t. XXXI, pp. 134 et sq.)

l'allure en zigzag des limites entre ces diverses assises. Certaines de ces ondulations secondaires ont pu être suivies sur une longue distance, témoin l'anticlinal de Béhême et celui de Nobressart.

En dehors des petites failles inverses qui affectent certains plis, il existe, dans la région occidentale, une zone fortement disloquée et comprimée, que nous avons recoupée sur la route de Corbion à Bouillon, au sud de Bouillon, au nord d'Herbeumont et au sud de la station de Straimont. Cette zone failleuse est, selon toute vraisemblance, le prolongement de la faille d'Aiglemont de J. Gosselet (1). On se trouve là dans la région où les couches dévoniennes ont été comprimées le plus entre le massif de Rocroi et celui de Givonne. On peut admettre que, plus à l'Est, par suite de l'épanouissement des plis dans cette direction, cette zone perd de son importance et qu'elle se prolonge par la faille dont nous avons admis l'existence au nord de Mellier et à Thibésart, et par la faille que nous avons observée à Martelange. Les couches éodévoniennes de l'anticlinal de Givonne seraient ainsi mises en contact avec le Dévonien inférieur du synclinal de l'Eifel, depuis la Meuse jusqu'au grand-duché de Luxembourg, par une faille ou zone failleuse, dite *faille d'Aiglemont*, qui diminuerait d'importance d'Ouest en Est.

D'une façon générale, l'anticlinal de Givonne suit l'allure des grandes entités tectoniques de l'Ardenne. L'axe présente une direction Est-Ouest jusqu'au méridien de Rossignol, puis se recourbe vers le Nord-Est pour passer approximativement par Anlier et à mi-chemin entre Martelange et Heinstert.

Nos levés viennent donc confirmer, d'une part, l'opinion de J. Gosselet sur l'extension des couches gedinniennes à l'est du noyau cambrien de Givonne et, d'autre part, la manière de voir d'A. Dumont sur l'âge et l'allure des couches siegeniennes de l'anticlinal de Givonne entre la ligne du chemin de fer Namur-Arlon et la frontière grand-ducale. Par le fait même, les tracés de la carte géologique au 40.000^e de la région étudiée ici, dus à Dormal et Dewalque, qui ont suivi les idées de Dumont en ce qui concerne le Gedinnien et les idées de J. Gosselet en ce qui concerne le Taunusien, peuvent être considérés comme totalement erronés.

(1) Cette hypothèse a déjà été émise par M. Fourmarier. (*Ann. Soc. géol. de Belg.*, t. XLI, 1919, p. 330.)
