

STRATIGRAPHIE DU DEVONNIEN INFÉRIEUR DANS LE MASSIF DE LA VESDRE (BELGIQUE)¹

par

Luc HANCE², Léon DEJONGHE² & Philippe STEEMANS³

(7 figures)

RESUME.- Les travaux de révision de la carte géologique à 1:40.000 dans l'est de la Belgique et les informations nouvelles tirées de datations palynologiques ont amené les auteurs à proposer une adaptation de la légende stratigraphique existante pour le Dévonien inférieur.

MOTS-CLES.- Dévonien inférieur, Belgique, lithostratigraphie, biostratigraphie, formations.

ABSTRACT.- The revision works of the geological map at the scale 1:40.000 in Eastern Belgium and new data from palynological datations have led the authors to propose an adaptation of the existing stratigraphical legend for the Lower Devonian.

KEY WORDS.- Lower Devonian, Belgium, lithostratigraphy, biostratigraphy, formations.

1.- INTRODUCTION

Les formations du Dévonien moyen de la Belgique ont fait l'objet d'une révision récente dans le cadre des travaux de la Commission nationale de stratigraphie du Dévonien (Bultynck *et al.*, 1991). Celles du Dévonien inférieur sont actuellement en cours de révision par les membres de cette commission. Etant donné les travaux de cartographie entrepris par deux d'entre nous (L.H. et L.D.) dans le Massif de la Vesdre, nous avons jugé opportun de ne pas différer la publication de la révision lithostratigraphique du Dévonien inférieur de cette région, envisagée dans un cadre élargi aux bords nord et est du Synclinorium de Dinant. Cette révision est confortée par les déterminations biostratigraphiques de l'un d'entre nous (Ph. S.) basées sur l'étude palynologique de très nombreux échantillons (120 d'entre eux ont été productifs sur le plan palynologique).

Pour fixer le cadre géologique, une carte schématique du Dévonien inférieur dans les régions concernées par cette étude est donnée à la figure 1. Une carte plus détaillée est proposée pour la partie du Massif de la Vesdre comprise entre Pépinster et Eupen (fig. 2).

Afin de permettre au lecteur la compréhension de la littérature, l'évolution de la légende stratigraphique de l'Eodévonien du Massif de la Vesdre a été retracée dans ses grandes lignes (fig. 3). Nous nous attarderons sur le schéma lithostratigraphique d'Asselberghs dont les travaux de 1944, 1945 et 1946 constituent des références fondamentales. Dans l'ensemble, Asselberghs a appliqué les noms des formations du bord nord du Synclinorium de Dinant à celles du Massif de la Vesdre où les faciès sont comparables. Seul le vocable faciès du Bois de Fraipont est introduit. Selon Asselberghs, la série éodévonnienne du Massif de la Vesdre comporte de bas en haut:

1. *Manuscrit reçu en janvier 1992.*
2. *Service Géologique de Belgique, rue Jenner 13, B-1040 Bruxelles.*
3. *Université de Liège, Services associés de Paléontologie, Place du Vingt-Août 7, B-4000 Liège. Chercheur Qualifié F.N.R.S.*

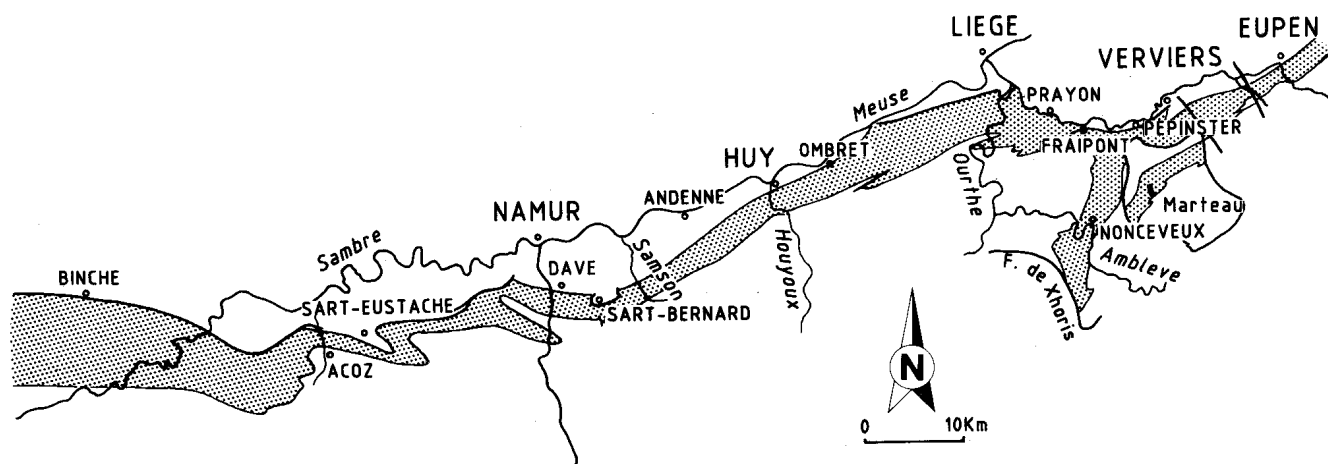


Fig. 1.- Carte de localisation générale. La zone en grisé correspond au Dévonien inférieur (d'après Asselberghs, 1946, modifiée pour le Massif de la Vesdre)

GEDINNIEN SUPERIEUR (G2)

«Schistes, grès et psammites verts, schistes cellulés bigarrés, arkose et poudingue». (Asselberghs, 1944, p. 149).

En 1946, Asselberghs utilise les termes d'**Assise de Fooz** pour désigner cette formation définie de façon imprécise par Gosselet (1873) dans la vallée de la Meuse: «Psammites et schistes compacts de Fooz».

SIEGENIEN INFERIEUR (S1)

«Gros bancs et paquets de quartzite gris clair et bleuâtres souvent chargés de nodules schisteux au milieu de schistes bleus et gris et rarement rouges. Entre Verviers-Fontaine et Zweifall du poudingue ou du quartzite avec petits cailloux bien roulés de quartz blanc existe à plusieurs niveaux mais principalement à la base de l'assise.» (Asselberghs, 1944, p. 149).

En 1946, Asselberghs désigne cette formation par le vocable «**faciès septentrional ou du Bois d'Ausse**».

SIEGENIEN MOYEN (S2)

«Cette assise ne peut être distinguée dans la bande de la Vesdre que localement, à l'est de Maulartshütte, où elle est formée de schistes gris et noirs, de schistes quartzophylladeux et de grès analogues à ceux de l'assise inférieure.» (Asselberghs, 1944, p. 149).

Asselberghs admet ici implicitement une lacune, ce qu'il exprime clairement en 1946 (p. 561) :

«... l'étude comparative des puissances des diverses assises nous a amené à envisager /.../ l'absence par lacune du Siegenien moyen sur une partie du bord nord du Bassin de Dinant et du Massif de Stavelot.»

SIEGENIEN SUPERIEUR (S3)

«A l'ouest de Verviers, l'assise comprend une partie supérieure (S3b) que nous avons appelée complexe gris du Bois de Fraipont (1945) et une partie inférieure (S3a) formée de

couches semblables aux schistes rouges et grès roses d'Acoz du bord nord du Bassin de Dinant. A l'est de Verviers, seule la partie inférieure subsiste.» (Asselberghs, 1944, p. 148).

Couches d'Acoz (S3a)

«Schistes rouges alternant avec du grès et des psammites rouges, gris, bigarrés et rosés.» (Asselberghs, 1944, p. 148 et 1945, p. 743). Asselberghs (1944, p. 201) a évalué la puissance de cette formation à plus de 100 m dans le Bois de Fraipont et à 125 m à la Gileppe.

Complexe gris du Bois de Fraipont (S3b)

Asselberghs justifie l'introduction des termes «**couches du Bois de Fraipont**» dans un travail intitulé «Sur un faciès spécial du Siegenien supérieur dans la bande de la Vesdre» rédigé avant le mémoire de 1944 mais qui ne paraîtra qu'en 1945. Asselberghs n'y désigne pas de coupe de référence mais établit un relevé des principaux affleurements et des gîtes fossilifères. Il estime l'épaisseur de la formation à 300 m et en résume les caractères comme suit :

«Schistes bleus devenant gris par altération et schistes verts généralement micacés (aussi quelques schistes rouges) alternant avec des grès et des psammites, grès fin verdâtre, grès psammitique, grès quartzophylladeux, grès à nodules carbonatés ferrugineux laissant des cellules à poussière jaune brun, grès psammitique rouge, grès avec macules, nodules et galets de schistes bleus; en profondeur les roches sont généralement bleues, bleu foncé. Toutes ces roches sont abondamment micacées. Cette formation est fossilifère.»

Dans son mémoire de 1944 (p. 148), Asselberghs parle du «**complexe gris du Bois de Fraipont**». Dans celui de 1946 (pp. 186-189), il est fait mention du «**faciès du Bois de Fraipont**».

EMSIEN

«Masse de couches schisto-gréseuses rouges qui renferme à son sommet des bancs de poudingue et de couches graveleuses généralement gris, et à sa partie inférieure des grès quartzites verts semblables à ceux de Wépion.» (Asselberghs 1944, p. 147).

Pour Asselberghs, la différence fondamentale entre cette succession et celle des bords nord et est du Synclinorium de Dinant tient dans la lacune du Siegenien moyen (S2) et dans le développement du faciès du Bois de Fraipont dans l'ouest du Massif de la Vesdre. Aux bords nord et est du Synclinorium de Dinant, le Siegenien moyen est représenté par le faciès de Huy dont Asselberghs (1946, p. 146) donne la description suivante :

«Quartzophyllades gréseux et schisteux disparaissant vers le nord, schistes quartzeux gris et bleus parfois micacés, schistes bleus compacts, avec des bancs de psammites, de grès quartzophylladeux et de quartzites. Quelques intercalations de schistes lie-de-vin.»

Notons ici que dans son mémoire de 1946, Asselberghs abandonne sans justification le vocable de «schistes et grès noirs de Solières» introduit par Mailleux & Demanet en 1929, au profit de celui de «faciès de Huy». En 1945 (p. 750), il faisait encore référence aux «grès et schistes de Solières». Plusieurs travaux ultérieurs ont adopté la terminologie d'Asselberghs (Monseur, 1959; Steemans, 1989a,b). Pour notre part, nous revenons au terme Solières qui est prioritaire (Formation de Solières).

2.- REVISION LITHOSTRATIGRAPHIQUE

D'un point de vue cartographique, nous distinguons les mêmes ensembles lithologiques qu'Asselberghs, mais en attribuant à certains d'entre eux une signification stratigraphique différente. Cette démarche n'est pas sans risque de confusion si on conserve les mêmes termes pour des formations possédant des significations

stratigraphiques différentes. Toutefois, la conception moderne des formations lithostratigraphiques et les recommandations qui en régissent l'usage (Hedberg, 1976) justifient l'abandon de vieux termes devenus ambigus au profit de nouvelles définitions. Le présent travail propose dès lors un nouveau canevas lithostratigraphique du Dévonien inférieur qui s'applique non seulement au Massif de la Vesdre et à la fenêtre de Theux, mais aussi aux bords nord et est du Synclinorium de Dinant (fig. 4).

Le schéma lithostratigraphique proposé à la figure 4 est basé, pour le Massif de la Vesdre, sur l'étude détaillée des transversales de Pépinster (vallée de la Hogne) et d'Heusy (autoroute E42, sondage de Jonkeu) d'une part, de Goé (vallée et barrage de la Gileppe) et d'Eupen (vallées de la Helle et de la Vesdre) d'autre part (fig. 2).

2.1.- SYNTHÈSE DES DONNÉES DANS LES TRANSVERSALES DE PÉPINSTER ET D'HEUSY

2.1.1.- Transversale de Pépinster

La transversale de Pépinster (Vallée de la Hogne) offre une coupe intéressante pour établir la corrélation entre l'Eodévonien du Synclinorium de Dinant et celui du Massif de la Vesdre.

A Pépinster, l'Eodévonien est bien exposé dans la tranchée de chemin de fer Pépinster-Spa où 5 formations peuvent être cartographiées. De bas en haut :

- (1) Une alternance de siltites et de grès bordeaux, verts et bigarrés avec de nombreux niveaux cellulux.

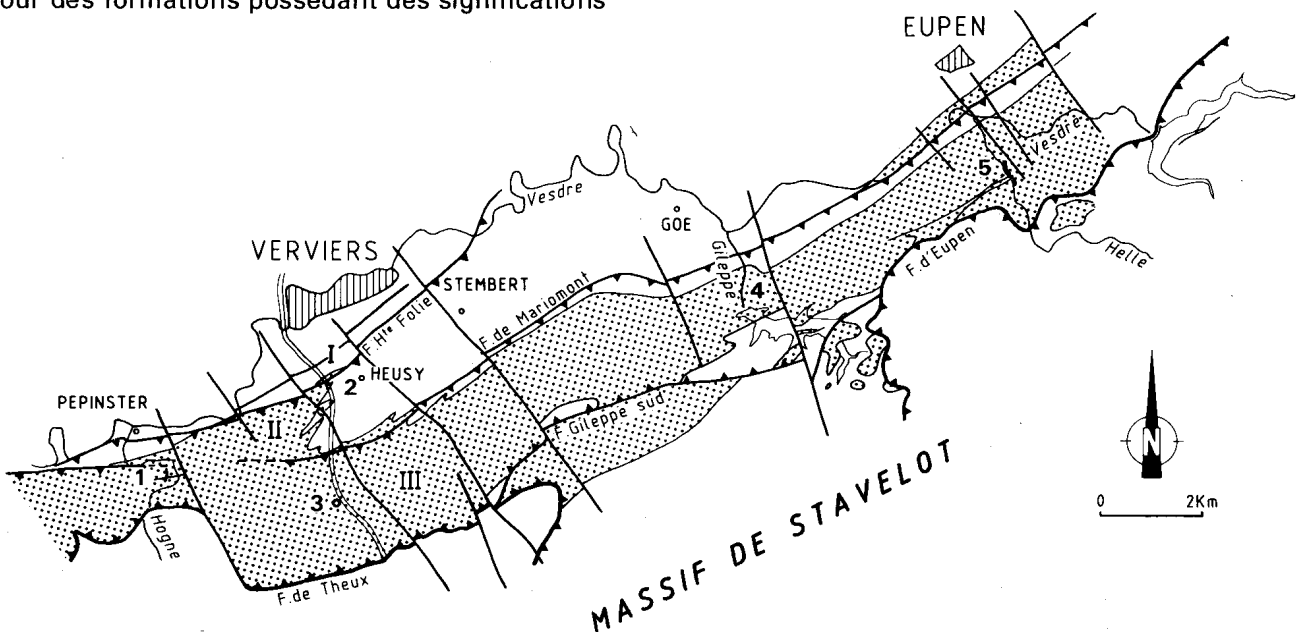


Fig. 2.- Extension de l'Eodévonien entre Pépinster et Eupen. Les tracés en bordure du Massif de Stavelot ont été dessinés avec l'aide du Professeur F. Geukens.

1. Coupe du chemin de fer Pépinster-Spa; 2. Coupe de l'autoroute E42 Verviers - Saint-Vith; 3. Sondage de Jonkeu; 4. Coupe de la Gileppe; 5. Coupe de la Helle.

- (2) Des grès et des quartzites gris beige à verdâtre avec des intercalations de siltite et de shale gris. Cette formation affleure de manière discontinue.
- (3) Une alternance de siltites et de grès bordeaux et verts qui incorporent des barres pluridécimétriques à plurimétriques de quartzites de teinte claire. L'organisation sédimentologique de ces lithologies n'est pas aléatoire: les quartzites forment la base de séquences caractérisées par une accentuation du caractère pélitique vers le sommet. Huit séquences ont été dénombrées.
- (4) Après un hiatus d'affleurement difficilement transposable en puissance, on observe une succession de couches gris verdâtre et grises constituée d'alternances de termes lithologiques très variés (quartzites, grès, siltites, shales).
- (5) Au sommet de l'Eodévonien les teintes rouges et bigarrées sont de nouveau dominantes. Il s'agit essentiellement de siltites et de grès argileux.

Les formations (1) et (2) correspondent respectivement à la Formation du Marteau (G2 d'Asselberghs, 1944; Assise de Fooz d'Assel-

berghs, 1946) et à la Formation du Bois d'Ausse (S1) ici partiellement exposée.

La formation (3) a été rapportée aux couches d'Acoz (S3a) par Asselberghs (1944), en raison de l'importance qu'y prennent les couches rouges. On trouve là la justification principale de son schéma lithostratigraphique (fig. 3). En effet, il y aurait ainsi superposition des couches du S3a sur celles du S1 à Pépinster, impliquant la lacune des couches grises du faciès de Huy (S2). Le complexe gris (4) qui surmonte les couches d'Acoz dans l'ouest du Massif de la Vesdre étant inconnu dans le Synclinorium de Dinant, Asselberghs (1944, 1945) en avait fait un faciès particulier du Siegenien supérieur S3b qu'il avait désigné sous le vocable de «Complexe gris du Bois de Fraipont». Enfin, il attribuait à l'Emsien inférieur et moyen les couches rouges et bigarrées du sommet de l'Eodévonien de Pépinster (5).

Notre interprétation de la série rythmique de Pépinster (3) assimilée par Asselberghs aux couches d'Acoz (S3a) est très différente (fig. 5). En effet, nous y voyons l'équivalent de la partie supérieure des Grès du Bois d'Ausse tels que délimités par Asselberghs (1946) dans les coupes de Huy et de Nonceveux où le caractère rythmique a été observé respectivement par Michot (1953) et par Monseur (1959).

Légende générale de la carte 1928		Asselberghs 1946		Ce travail		
COBLENCIEN - Cb	EMSIEN Cb2	Cb2b Poudingue de Burnot	EMSIEN	E3 Burnot	VIC Formation de Vicht	GIVETIEN EIFELIEN
		Cb2a Grès de Wépion		E1-E2 Wépion - Winenne	ACO Formation d'Acoz	
	SIEGENIEN	Cb1c Grès d'Acoz	SIEGENIEN	S3b Complexe gris du Bois de Fraipont	SOL Form. de Solières	PRAGUIEN
		Cb1b Grès et grauwacke à <i>Rensselaria</i>		S3a Couches d'Acoz	NON Form. de Nonceveux	
Cb1a Grès du Bois d'Ausse		S1 Faciès du Bois d'Ausse		BAU Formation du Bois d'Ausse		
GEDINIEN - G	Schistes de Saint Hubert		GEDINIEN	G2 Assise de Fooz	MAR Formation du Marteau	LOCHKOVIEN
	Schistes du Marteau					

Fig. 3.- Position lithostratigraphique de la Formation de Nonceveux et comparaison avec l'interprétation d'Asselberghs

SYNCLINORIUM DE DINANT			MASSIF DE LA VESDRE	
nord		est	ouest	est
W ACOZ-MEUSE (1)	HUY	E NONCEVEUX	FRAIPONT-PEPINSTER	LA GILEPPE-EUPEN
BURNOT				
WEPION				
ACOZ				
SOLIERES				
NONCEVEUX				
BOIS D'AUSSE				
FOOZ		MARTEAU		

||||| lacune

Fig. 4.- Les formations du Dévonien inférieur aux bords nord et est du Synclinorium de Dinant et dans le Massif de la Vesdre.
(1) Région d'Andenne

Si l'on attribue la série rythmique de Pépinster (3) à la partie supérieure des Grès du Bois d'Ausse, alors le complexe gris du Bois de Fraipont (4) se place à la même position stratigraphique relative que la Formation de Solières dans les coupes de Huy et de Nonceveux. Or, sur la base des caractères lithologiques, il n'est pas possible de distinguer ces deux formations. Il faut pour s'en convaincre comparer les descriptions que donne Asselberghs (1946, p. 146; 1945) du faciès de Huy (= F. de Solières) et des couches du Bois de Fraipont. Il n'y a donc pas lieu de conserver le terme de Formation de Fraipont et il faut attribuer aux couches correspondantes du Massif de la Vesdre le terme de Formation de Solières qui a priorité.

Quant à la formation (5) à teintes rouges et bigarrées dominantes, c'est l'équivalent de la Formation d'Acoz des bords nord et est du Synclinorium de Dinant et il n'y a pas de raison d'introduire un autre terme pour la désigner.

La série rythmique du sommet des Grès du Bois d'Ausse peut être cartographiée aussi bien à Pépinster qu'à Nonceveux et dans le Hoyoux. Nous la désignons ici par le terme de Formation de Nonceveux. Le terme Formation du Bois d'Ausse peut être conservé mais restreint à la partie à dominante grés-quartzitique comprise entre les Formations du Marteau et de Nonceveux.

En résumé, dans la transversale de Pépinster, la série éodévonienne s'établit comme suit de bas en haut :

Formation du Marteau;
Formation du Bois d'Ausse;
Formation de Nonceveux;
Formation de Solières;
Formation d'Acoz.

ASSELBERGHS 1946	Synclinorium de Dinant		Massif de la Vesdre	ASSELBERGHS 1944, 45, 46	ce travail
	HUY	NONCEVEUX MONSEUR 1959	PEPINSTER		
HUY	Complexe gris			FRAIPONT	SOLIERES
	± 130m	± 120m	± 200m		
BOIS D'AUSSE	≥ 10 séquences (102,50m)*	19 séquences (107,56m)*	≥ 9 séquences (55m)*	ACOZ	NONCEVEUX
	1,75 à 15m	1,60 à 15m	1,75 à 14m		
	non rythmique, peu de couches rouges			HUY	
	± 260m	± 240m	± 135m	BOIS D'AUSSE	BOIS D'AUSSE

Fig. 5.- Comparaison entre les interprétations lithostratigraphiques d'Asselberghs et la révision proposée
* Puissance cumulée des séquences observées
Les figurés lithologiques expriment tous les intermédiaires entre les quartzites et les shales

2.1.2.- Transversale d'Heusy

La reconstitution de la série éodévonienne dans cette transversale doit tenir compte du contexte structural. En effet, 2 failles de chevauchement à pente sud, les failles de Haute-Folie (Hance *et al.*, 1989) et de Mariomont (Asselberghs, 1944), délimitent 3 compartiments notés I, II et III du nord au sud sur la figure 2.

2.1.2.1.- Compartiments I et II

Le sommet de l'Eodévonien, en contact avec le Conglomérat de Vicht, est exposé en plusieurs points dans la tranchée de l'autoroute E42 Verviers - Saint-Vith (Hance *et al.*, 1989).

- Dans le massif sous-jacent à la faille de Haute-Folie (I), le sommet de l'Eodévonien est constitué par des siltites et des grès rouges.
- Dans le compartiment encadré par les 2 failles de chevauchement (II), un changement de faciès est perceptible de part et d'autre du pont XXI. Au nord de cet ouvrage, le Conglomérat de Vicht repose sur une série schisto-gréseuse avec quelques bancs de quartzite et de nombreux niveaux rouges. Au sud, le sommet de l'Eodévonien est nettement quartzitique et pratiquement dépourvu de niveaux rouges.

En 1989, nous n'avions pas désigné de formation pour les couches rouges présumées alors emsiennes du compartiment I. Depuis lors, des couches de même nature ont été observées sous le Conglomérat de Vicht à Stembert et à Eupen et l'attribution des couches correspondantes à la Formation d'Acoz paraît raisonnable.

Le changement de faciès perceptible dans le compartiment II avec développement des couches

rouges du sud au nord traduit une transition entre les Formations de Solières (= Fraipont *in* Hance *et al.*, 1989) et d'Acoz dans le même sens. D'un point de vue cartographique, il n'a pas été possible de distinguer le faciès de transition du reste de la Formation de Solières.

2.1.2.2.- Compartiment III

Au sud de la faille de Mariomont, les données d'affleurement ont été judicieusement complétées par le sondage de Jonkeu. Exécuté à l'initiative du Service géologique de Belgique, ce sondage, d'une profondeur de 1000 m, a traversé la série éodévonienne jusqu'à la rencontre de la faille de Theux à 413 m. Une description détaillée fera prochainement l'objet d'une publication (Graulich et Vandeven, en préparation). Nous ne donnons ici qu'une très brève synthèse du massif sus-jacent à la faille de Theux.

de 0,00 m à 44,20 m

Formation du Bois d'Ausse, série en plateures (0 - 10°).

de 44,20 m à 45,50 m

Zone broyée - Faille.

de 45,50 m à 61,50 m

Formation du Marteau, série en dressants (80°).

de 61,50 m à 65,66 m

Zone tectonisée - Failles.

de 65,66 m à 88,75 m

Formation du Bois d'Ausse, série en plateures (0 - 10°).

de 88,75 m à 413,00 m

Formation du Marteau; plis en chaise se traduisant par des alternances de séries en plateures et en dressants.

Les datations palynologiques obtenues par Steemans (1) (1989) ont été complétées dans le cadre du présent travail.

A l'affleurement, le sommet de l'Eodévonien est constitué des couches rouges de la Formation d'Acoz qui reposent sur la Formation du Bois d'Ausse sans l'intermédiaire des Formations de Solières et de Nonceveux.

En résumé, dans la transversale d'Heusy, deux séries différentes sont juxtaposées par une faille de chevauchement, la faille de Mariomont. Le compartiment II se raccorde latéralement à la transversale de Pépinster. La série y est caractérisée, comme à Pépinster, par le développement de la Formation de Solières au sommet de laquelle un faciès de transition Solières-Acoz se développe.

Dans le compartiment méridional, par contre, le faciès de Solières n'est pas représenté. La succession éodévonienne est la suivante de bas en haut : Formation du Marteau, Formation du Bois d'Ausse et Formation d'Acoz.

2.2.- SYNTHÈSE DES DONNÉES DANS LES TRANSVERSALES DE GOË ET D'EUPEN

Dans le vallon de la Gileppe, la série éodévonienne ne comporte que trois formations. De bas en haut :

- (1) Une succession de siltites et de grès bordeaux, verts et bigarrés avec de nombreux niveaux cellulés et plusieurs barres pluridécimétriques de grès quartzitiques graveleux, voire conglomératiques. Les teintes bordeaux sont dominantes.
- (2) Une formation à dominante grés-quartzitique avec des intercalations de shale gris, des niveaux graveleux à cailloux de shale et de très nombreuses empreintes de végétaux. Les teintes bordeaux sont accessoires.
- (3) Une formation constituée d'alternances de siltites et de grès bordeaux verts et bigarrés et qui, dans la moitié inférieure, incorpore plusieurs barres plurimétriques de quartzites de tonalité claire.

Au sud d'Eupen, les vallées de la Helle et de la Vesdre offrent de très nombreux affleurements qui permettent de reconstituer une succession comparable à celle du vallon de la Gileppe. Les affleurements y sont plus continus au niveau des formations (1) et (3).

L'interprétation lithostratigraphique des formations (1) et (2) ne pose pas de problème. Elles correspondent respectivement aux Formations du Marteau et du Bois d'Ausse.

Asselberghs (1944) avait attribué la partie inférieure de la formation (3) aux couches d'Acoz (S3a) et la partie supérieure dépourvue de barres de quartzite à l'Emsien inférieur et moyen sans autres précisions lithostratigraphiques.

La question se pose tout d'abord de savoir s'il est utile de scinder la formation (3) en 2 formations. Cette distinction est très nette dans la transversale d'Eupen mais elle s'estompe vers l'ouest. Elle ne peut plus être cartographiée avec précision à l'ouest de la Gileppe. Par conséquent, nous préférierions désigner deux membres regroupés dans une seule formation. Etant donné les

(1) *In* Steemans (1989a), le sondage de Jonkeu avait été situé par erreur dans la Fenêtre de Theux.

caractères lithologiques de cette formation, avec en particulier l'importance des couches rouges et sa position stratigraphique supérieure à la Formation du Bois d'Ausse, le terme Formation d'Acoz semble bien approprié.

Nous n'excluons toutefois pas un schéma légèrement différent dans lequel la partie inférieure de la formation (3) serait un équivalent latéral de la Formation de Solières, la partie supérieure correspondant alors à la partie inférieure de la Formation d'Acoz qui, dans la région type (bord nord du Synclinorium de Dinant) et à Pépinster, ne renferme pas non plus de barres de quartzite.

En résumé, dans l'est du Massif de la Vesdre le schéma lithostratigraphique est très simple, avec de bas en haut :

Formation du Marteau;
Formation du Bois d'Ausse;
Formation d'Acoz.

2.3.- DESCRIPTION DES FORMATIONS

2.3.1.- Formation du Marteau (MAR)

- 1888 GOSSELET, p. 258-260. Schistes bigarrés et psammites du Marteau.
1929 Légende générale de la carte géologique détaillée de la Belgique, p. 71. Schistes du Marteau.
1946 ASSELBERGHS, p. 99. Assise de Fooz.
1958 FOURMARIER, p. 7. Assise des schistes du Marteau.
1987 MICHOT & PIRLET. Couches de Marteau.

Sites de référence

Stratotype

Le long de la route de Spa à Pépinster, dans la Fenêtre de Theux (fig. 1). Gosselet (1888, p. 259) en donne une figuration schématique dont les grands traits ne sont pas faciles à repérer sur le terrain. La coupe étant tectonisée, la puissance ne peut être estimée. Toutefois, les affleurements répartis sur le flanc droit du Wayai au nord de la gare du Marteau permettent de se faire une bonne idée des caractères lithologiques de la formation.

Autres sites

- Nonceveux, Vallon du Ninglinspo (bord oriental du Synclinorium de Dinant);
- Coupe de la Helle au sud d'Eupen (Massif de la Vesdre).

Extension latérale, lithologie et puissance

La formation est connue aux flancs ouest et nord du Massif de Stavelot. Elle est discordante sur le soubassement calédonien. Un conglomérat de base est bien développé à Eupen et dans la vallée de l'Amblève. C'est le Poudingue de Quarreux de Gosselet (1888, p. 253) auquel nous réservons un statut de membre de la Formation du

Marteau. Des couches graveleuses lui correspondent latéralement. En 1970, Neumann-Mahlkau avait introduit le terme Poudingue d'Eupen pour désigner le conglomérat de base de la Formation du Marteau en bordure du Massif de Stavelot. Il n'y a toutefois aucune raison d'abandonner le terme prioritaire de Poudingue de Quarreux. Le lecteur trouvera dans les travaux de Graulich (1951) et de Neumann-Mahlkau (1970) des études sédimentologiques très détaillées du Poudingue de Quarreux.

Dans la Fenêtre de Theux, au stratotype, la Formation du Marteau est essentiellement constituée de siltites bordeaux et bigarrées qui alternent avec des grès vert olive ou bigarrés. Les teintes bordeaux sont largement dominantes. Plusieurs niveaux incorporent des nodules carbonatés qui par dissolution donnent un aspect celluleux à la roche. Trois barres pluridécimétriques de quartzite clair ont été repérées dans la partie inférieure de la formation.

Dans le Massif de la Vesdre, les caractères lithologiques généraux du stratotype sont conservés. Un changement de faciès est toutefois perceptible d'ouest en est avec dans cette direction apparition au-dessus du Membre de Quarreux de plusieurs niveaux de grès et de quartzites graveleux, voire conglomératiques. Dans la région d'Eupen, ces niveaux apparaissent très près de la base et permettent de reconnaître une organisation séquentielle. Dans le vallon de la Gileppe, le sommet de la formation présente un faciès de transition avec la Formation du Bois d'Ausse sus-jacente. On y observe plusieurs niveaux de grès grossiers, kaolineux, parfois graveleux, voire conglomératiques. Un niveau bien caractéristique semble souligner la base de ce faciès de transition dans la transversale de la Gileppe. Il s'agit d'un banc de quartzite gris clair à blanchâtre, à stratifications obliques, et qui incorpore des galets pisaires de quartz blanc et de quartz rose. Ce niveau n'est pas visible à l'affleurement sur les versants du lac de la Gileppe, mais son démantèlement a produit de très nombreux débris qui permettent d'en suivre l'extension. On le retrouve dans le vallon de la Borchène au sein de la Formation du Marteau. Plus à l'ouest, au méridien de Stembert, une roche en tous points semblable est encore visible dans de petites excavations, mais elle se situe ici à la base de la Formation du Bois d'Ausse. S'il s'agit bien du même niveau, cela signifie que le faciès de transition s'estompe progressivement à l'ouest de la Gileppe. Le niveau de quartzite conglomératique disparaît rapidement à l'est de la Gileppe ou perd ses caractères.

La coupe de la Helle à Eupen, bien que tectonisée, offre une succession quasi continue de la Formation du Marteau dont la puissance est de 163 m.

La Formation du Marteau présente des analogies évidentes avec celle de Fooz du bord nord du Synclinorium de Dinant qui occupe une position stratigraphique équivalente. On note de part et d'autre la fréquence des niveaux à nodules carbonatés (faciès «celluleux» par dissolution) et la relative abondance de l'albite détritique (Michot, 1969; Michot & Pirlet, 1987, p. 552). Toutefois, le développement spectaculaire des teintes rougeâtres au bord oriental du Synclinorium de Dinant (Ninglinspo), dans le Massif de la Vesdre et dans la Fenêtre de Theux est caractéristique de la Formation du Marteau. Dans sa région type, la Formation de Fooz est pratiquement dépourvue de couches rouges, la teinte vert olive y est largement dominante (Gosselet, 1888, p. 264). Il va de soi que le passage latéral de la Formation du Marteau à celle de Fooz est progressif. Etant donné, d'une part la présence de quelques couches rouges à la base de la Formation de Fooz à Huy et à Ombret (Michot, 1969, «Complexe à schistes rouges») et d'autre part celle de couches vertes au sommet de la Formation du Marteau à Nonceveux (Asselberghs, 1946), on peut imaginer que d'ouest en est le faciès rouge gagne des couches de plus en plus jeunes. Il y aurait donc une région intermédiaire où la Formation de Fooz surmonterait celle du Marteau.

2.3.2.- Formation du Bois d'Ausse (BAU)

1868 D'OMALIUS D'ALLOY, p. 514.

1880 GOSSELET, p. 72. Grès du Bois d'Ausse.

1888 GOSSELET, p. 317-321.

1946 ASSELBERGHS. Faciès septentrional ou du Bois d'Ausse.

Sites de référence

Stratotype

Tranchée du chemin de fer Namur-Arlon à l'est de Sart-Bernard (bord nord du Synclinorium de Namur).

Autres sites

- Ruisseau des Chevreuils à Dave (bord nord du Synclinorium de Namur).
- Les 2 flancs du vallon de la Gileppe, au droit et à l'aval du barrage, ainsi que la coupe du déversoir oriental (Massif de la Vesdre).

Extension latérale, lithologie et puissance

La formation peut être cartographiée aux bords nord et est du Synclinorium de Dinant ainsi que dans le Massif de la Vesdre. Bien que le stratotype soit de très mauvaise qualité, l'abandon du terme, par ailleurs très répandu dans la littérature, ne se

justifie pas. En effet, la coupe du ruisseau des Chevreuils, à Dave, peut constituer un bon parastratotype qui sera décrit ultérieurement.

Dans le Massif de la Vesdre, la base de la formation est placée à la base de la première barre plurimétrique de grès grisâtres grenus et souvent quartzitiques qui font suite à la série à dominante rouge de la Formation du Marteau. Plusieurs niveaux conglomératiques à cailloux de quartz sont répartis dans la partie inférieure. Les grès grenus kaolineux à galets de shale foncé («mud chips») sont particulièrement caractéristiques. Les couches rouges ont un faible développement. Certains niveaux renferment des nodules carbonatés. Plusieurs niveaux ont livré une riche macroflore (Steemans & Gerrienne, 1984). Etant donné la dominante grés-quartzitique, la formation peut être aisément cartographiée et repérée dans la topographie.

Le sommet de la formation est particulièrement bien exposé dans le déversoir du lac de la Gileppe. Le passage aux couches bordeaux et vertes de la Formation d'Acoz sus-jacente y est tranché. La puissance est de l'ordre de 135 m dans cette transversale.

Au bord nord du Synclinorium de Dinant, les quartzites ont des teintes plus claires, sans que cela ne justifie l'emploi d'un autre terme de formation.

2.3.3.- Formation de Nonceveux (NON)

1946 ASSELBERGHS, p. 135. Grès du Bois d'Ausse (partie supérieure).

1953 MICHOT, p. 221-232. Assise supérieure du Siegenien inférieur.

1959 MONSEUR, p. M10 à M13. Siegenien inférieur.

Sites de référence

Stratotype

Coupe de la route de Remouchamps à Trois-Pont, sur la rive droite de l'Ambève, au nord du Village de Nonceveux (bord oriental du Synclinorium de Dinant).

Autres sites

- Vallée du Hoyoux, coupe du chemin de fer au sud de la gare de Huy-Sud, complétée par la coupe de la route de Huy à Modave (bord nord du Synclinorium de Dinant).
- Coupe du chemin de fer Pépinster-Spa au lieu-dit El Fagne (Massif de la Vesdre).

Extension latérale, lithologie et puissance

La formation présente un caractère rythmique bien prononcé; elle est connue :

- au bord nord du Synclinorium de Dinant, à l'est d'Andenne;

- au bord est du Synclinorium de Dinant, au nord de la faille de Xhoris;
- dans le Massif de la Vesdre, à l'ouest de Stembert.

A Nonceveux, la formation affleure sur une puissance de 107,6 m et est constituée par l'empilement de 19 séquences (Monseur, 1959) dont l'épaisseur varie de 1,6 à 15 m. Une séquence standard comporte 2 termes lithologiques: arénacé à la base, pélitique au sommet. Le passage de l'un à l'autre est progressif. Les teintes bordeaux sont généralement caractéristiques au sommet des séquences.

Dix séquences ont été reconnues par Michot (1953) à Huy où la formation est visible sur une épaisseur de 102,5 m. Leur puissance varie dans la même fourchette qu'à Nonceveux. Le caractère pélitique est plus marqué au sommet avec des teintes vertes.

Dans la coupe du chemin de fer Pépinster-Spa, 9 séquences sont visibles; leur épaisseur varie de 1,75 m à 14 m. Des quartzites de tonalité claire passent à des grès argileux, puis à des siltites et des shales gris, bordeaux ou beiges. D'après les tracés cartographiques, la formation a une puissance de l'ordre de 100 à 120 m.

2.3.4.- Formation de Solières (SOL)

- 1929 MAILLIEUX & DEMANET, p. 126. Schistes et grès noirs de Solières.
 1931 MAILLIEUX, p. 3. «grès et schistes de Solières».
 1946 ASSELBERGHS, p. 146. Faciès de Huy.
 1980 MICHOT, tab. V/2, p. 530. Quartzites et schistes de Solières.

Sites de référence

Stratotype

Défini de façon implicite en rive gauche du ravin au nord du hameau de Solières (Ben-Ahin, bord nord du Synclinorium de Dinant). Il s'agit d'une petite excavation qui ne peut constituer une coupe de référence. La coupe de la route de Remouchamps à Trois-Ponts, sur la rive droite de l'Amblève, au nord de Village de Nonceveux fournit un excellent lectostratotype (Monseur, 1959).

Autres sites

Vallée du Hoyoux, coupe du chemin de fer au sud de la gare de Huy-Sud, à la sortie nord du tunnel du Faubourg Ste Catherine, complétée par des affleurements de la rive gauche du Hoyoux.

Extension latérale, lithologie et puissance

La formation est connue :

- au bord nord du Synclinorium de Dinant, à l'est d'Andenne;

- au bord oriental du Synclinorium de Dinant, au nord de la faille de Xhoris;
- dans le Massif de la Vesdre, à l'ouest de Stembert.

Dans la bande de la Vesdre, la formation est bien visible grâce à de très nombreux affleurements, particulièrement dans le Bois de Fraipont au sud de la localité du même nom et sur le versant droit de la Hogne à Pépinster. On y observe des grès et des grès quartzitiques beiges, verdâtres et gris alternant avec des siltites et des shales de teinte grise dominante. Les teintes bordeaux sont peu développées. Les gisements fossilifères sont nombreux et ont livré une macrofaune marine décrite par Maillieux (1931). Dans la tranchée de l'autoroute E42 Verviers - Saint-Vith, les couches rouges sont localement plus importantes dans un faciès de transition Solières-Acoz.

Selon Asselberghs (1944, p. 201, Couches du Bois de Fraipont), la formation aurait une puissance de l'ordre de 300 m dans le Massif de la Vesdre. Etant donné la complexité tectonique, cette valeur nous semble largement surestimée. Elle ne doit pas excéder 200 m. A Nonceveux, la puissance est de 120 m (Monseur, 1959).

2.3.5.- Formation d'Acoz (ACO)

- 1892 Légende de la Carte géologique de la Belgique au 1/40.000. Schistes rouges et grès d'Acoz.
 1892 DORLODOT (de), p. 306, indique que le vocable «Schistes rouges et grès roses d'Acoz» avait été proposé par Bayet pour désigner les couches du «Hundsrückien septentrional».
 1946 ASSELBERGHS, p. 186-187. Faciès d'Acoz.

Sites de référence

Stratotype

Versants de la vallée de la Bieme à Acoz (bord nord du Synclinorium de Dinant).

Autres sites dans le Massif de la Vesdre

- Coupe de la Helle à Eupen.
- Coupe de la Vesdre en amont de sa confluence avec la Helle.
- Coupe du déversoir du lac de la Gileppe à Goé.

Extension latérale, lithologie et puissance

Au stratotype, la formation est puissante de 300 m environ. La distinction de deux membres est aisée. Le membre inférieur est constitué presque exclusivement de couches bordeaux (shales, siltites, grès). Dans le membre supérieur, ces lithologies alternent avec des barres plurimétriques de quartzites de tonalité claire.

Dans la transversale d'Eupen, deux membres peuvent également être distingués, mais par rapport au stratotype, les caractères lithologiques dominants sont inversés. Le membre inférieur est

constitué par des alternances de siltites et de grès généralement argileux, de teinte bordeaux, verte ou bigarrée. Plusieurs barres plurimétriques de quartzites clairs, voire blanchâtres, y sont incorporées. Le membre supérieur est à dominante de siltites et de grès argileux bordeaux. Les niveaux verts ou gris y sont peu développés. Cette distinction s'estompe vers l'ouest; on ne peut la faire au-delà de la Gileppe.

L'épaisseur de la formation dans le Massif de la Vesdre est extrêmement variable suivant le niveau d'érosion atteint avant le dépôt du Conglomérat de Vicht. L'épaisseur maximale a été observée dans la transversale d'Eupen, où les allures plissées ne permettent d'en donner qu'une grossière approximation, de l'ordre de 250 m.

3.- BIOSTRATIGRAPHIE

Les datations palynologiques obtenues se réfèrent à l'échelle biostratigraphique basée sur les spores, publiée *in* Streel *et al.*, 1987 et *in* Steemans, 1989b. Cette échelle de référence est donnée à la figure 6. L'établissement d'une liste exhaustive des espèces rencontrées sortait du cadre de ce travail dans lequel seules les espèces guides ont été répertoriées.

Le canevas palynostratigraphique des formations éodévonniennes du Massif de la Vesdre et des bords nord et est du Synclinorium de Dinant est présenté à la figure 7. Il a été établi à partir de données publiées (Steenmans, 1981; Streel *et al.*, 1981; Steemans, 1982a,b; Steemans & Gerrienne, 1984; Streel *et al.*, 1987; Steemans, 1989a,b; Hance *et al.*, 1989; Steemans, 1990; Hance *et al.*, 1991) complétées par de nouvelles analyses sur un grand nombre d'échantillons (120).

Les cercles situés sur les traits verticaux de la figure 7 correspondent aux échantillons. Les numéros qui s'y rapportent sont repris entre parenthèses dans le texte ci-après. Certains cercles représentent plusieurs échantillons de même âge prélevés dans une coupe au sein d'une même formation. La position des limites de formations par rapport à l'échelle de temps est quelque peu idéalisée, l'échantillonnage n'étant pas suffisamment serré. Dans le Massif de la Vesdre, le changement abrupt de formations que l'on observe à l'est d'Heusy traduit une juxtaposition de deux massifs différents par une faille de charriage, la faille de Mariomont, indiquée par un trait gras discontinu. Les données de la vallée du Samson ont été complétées par celles du ruisseau des Chevreuils (Dave), de Sart-Eustache, d'Acoz et de Wihéries qui se succèdent d'est en ouest.

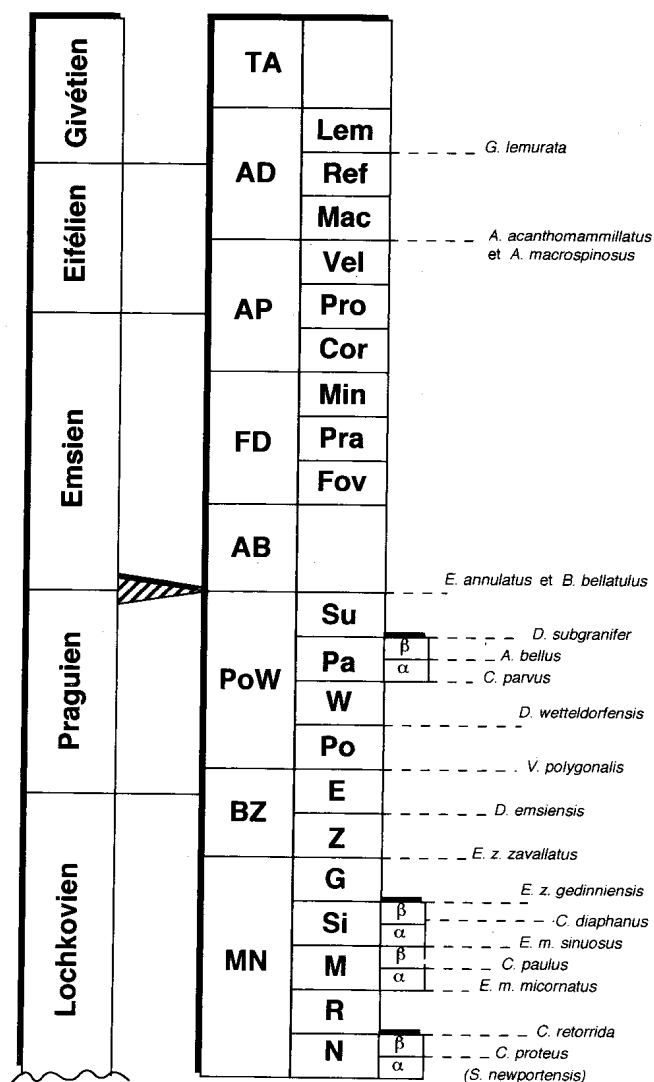


Fig. 6.- Zonation palynologique de l'Eo- et Méso-dévonien

3.1.- ZONE D'ASSEMBLAGE MN

3.1.1.- Zones d'intervalle N et R

Ces deux biozones n'ont pas été reconnues dans les parties nord et est de l'aire de dépôt du Dévonien inférieur en Belgique. En revanche, dans la partie sud de l'Ardenne, les couches de base de l'Eodévonien appartiennent à des âges équivalents (Steenmans, 1982a,b; 1989b; Roche *et al.*, 1986).

3.1.2.- Zone d'intervalle M

Streelispora newportensis et *Emphanisporites micornatus* var. *micornatus* sont caractéristiques de cette biozone subdivisée en deux sous-zones (α et β) sur la base de l'apparition de *Cymbosporites paulus*.

Trois niveaux ont été datés de la biozone M dans la Formation du Marteau. Le niveau (1) a été prélevé à la partie supérieure du membre

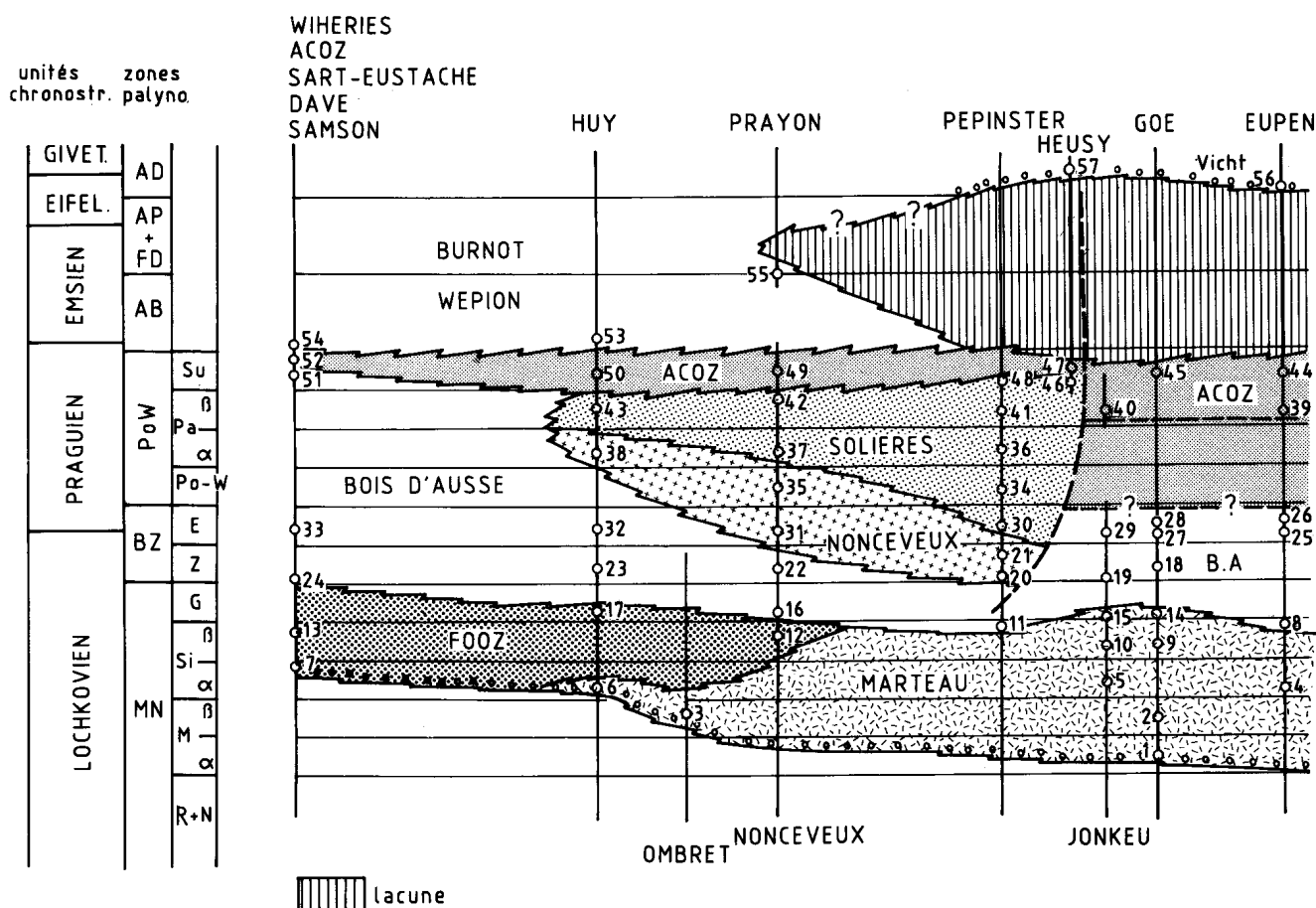


Fig. 7.- Schéma de corrélation biostratigraphique des formations.

Le trait discontinu représente la faille de Mariomont qui met en contact deux séries de constitution différente.

graveleux ou conglomératique de base. Il appartient à la biozone M. Les niveaux (2), biozone M β , et (3), biozone M sans plus de précision, proviennent de la partie inférieure de la Formation du Marteau. Les détails concernant ces échantillons sont publiés in Steemans 1989b et in Hance *et al.*, 1991.

3.1.3.- Phylozone Si

L'apparition d'*Emphanisporites microratus* var. *sinuosus* marque le début de la phylozone Si. La présence de *Cirratiradites diaphanus* permet de distinguer la sous-zone β au sein de la biozone Si.

Sous-zone Si α

Le niveau (4) a été attribué à la biozone Si α . Il a été prélevé à Eupen dans la partie inférieure rythmique à minces niveaux conglomératiques de la Formation du Marteau. Le niveau (5) correspond aux échantillons prélevés à 286,30 m et 352 m de profondeur dans le sondage de Jonkeu dans les couches de la Formation du Marteau. Le niveau (6) (Steemans, 1989b) a été prélevé dans des intercalations schisteuses du poudingue de base de la Formation du Marteau. Le niveau (7)

matérialise les échantillons prélevés dans la partie inférieure de la Formation de Fooz dans la coupe du Ruisseau des Chevreuils et près de Sart-Eustache (Steemans, 1990), dans des shales situés à peu de distance au-dessus du poudingue de base.

Sous-zone Si β

La base de la Formation du Bois d'Ausse dans la coupe de la Helle au sud d'Eupen (8) et à Pépinster (11) a été datée de la biozone Si β . Par contre, près du barrage du lac de la Gilleppe (9) et dans le sondage de Jonkeu (10; 122,35 m et 209 m), ce sont les couches de la partie supérieure de la Formation du Marteau qui sont de cet âge. A Dave, dans le ravin du Ruisseau des Chevreuils (13) et à Nonceveux (12; Steemans, 1981; Steemans, 1989b), la partie supérieure de la Formation de Fooz a été datée de la biozone Si β .

3.1.4.- Phylozone G

L'apparition d'*Emphanisporites zavallatus* var. *gedinniensis* dans la zone d'assemblage MN marque le début de la phylozone G.

Cette biozone a été reconnue à la Gileppe (14) et dans le sondage de Jonkeu (15; 103 m), quelques mètres sous la limite entre les Formations du Marteau et du Bois d'Ausse. A Nonceveux (16), les premières couches de la Formation du Bois d'Ausse qui affleurent appartiennent à la biozone G; un petit hiatus d'observation les sépare de la Formation du Marteau (Stemans, 1981, 1989b). Vers l'ouest, la biozone G n'a été mise en évidence à ce jour que dans la région de Huy, au sein de la Formation de Foz (17; Stemans, 1989b).

3.2.- ZONE D'ASSEMBLAGE BZ

3.2.1.- Phylozone Z

L'évolution phylogénique du genre *Emphanisporites* se termine par l'apparition des caractéristiques morphologiques de la forme *E. zavallatus* var. *zavallatus*. Au même moment apparaissent de nouvelles espèces dont *Breconisporites breconensis*, typique de l'assemblage BZ.

Dans la région du lac de la Gileppe (18; Stemans & Gerrienne, 1984; Stemans, 1989b) et dans le sondage de Jonkeu (19; 83,3 m), les échantillons proches de la base de la Formation du Bois d'Ausse appartiennent à la biozone Z. C'est le cas également d'affleurements isolés au sein de la même formation à Nonceveux (22) et à Huy (23) (Stemans, 1989b). A Pépinster par contre, ce sont la partie supérieure de la Formation du Bois d'Ausse (20) et les premières couches rythmiques de la Formation de Nonceveux (21) qui sont datées de la biozone Z. La base de la Formation du Bois d'Ausse dans le ravin du Ruisseau des Chevreuils à Dave (24) correspond également à la biozone Z.

3.2.2.- Zone d'intervalle E

L'apparition de *Dictyotriletes emsiensis* associée à *E. zavallatus* var. *zavallatus* et à *B. breconensis* détermine le début de la biozone E.

Tant à Eupen (25) qu'au lac de la Gileppe (27) (Stemans & Gerrienne, 1984; Stemans, 1989b) et que dans le sondage de Jonkeu (29; 42,9 m et 79 m), des échantillons prélevés dans la Formation du Bois d'Ausse ont été datés de la biozone E. Il en va de même à Huy (32) et à Acoz (33) (Stemans, 1989b). Le même âge a été mis en évidence à Nonceveux, dans les premières couches rythmiques de la Formation de Nonceveux qui affleurent après un hiatus d'observation important (31; Stemans, 1981, 1989b).

Dans certains cas, la pauvreté en spores n'a pas permis de donner une datation plus précise que BZ. Ainsi en est-il de nombreux échantillons prélevés dans la Formation du Bois d'Ausse, parfois jusqu'à peu de distance du sommet (26 et

28). C'est le cas aussi pour un échantillon prélevé dans la formation de Solières, à Pépinster (30).

3.3.- ZONE D'ASSEMBLAGE PoW

3.3.1.- Zone d'intervalle Po et W

Pour les besoins du dessin, ces deux zones d'intervalle, de durée réduite, ont été regroupées. La zone d'assemblage PoW est marquée par l'apparition de nombreuses nouvelles espèces avec comme formes caractéristiques principales *Verrucosporites polygonalis* et *Dibolisporites wetteldorfensis*.

Un échantillon très pauvre, et donc considéré avec réserve comme appartenant à l'intervalle Po à W provient de la Formation de Solières à Pépinster (34). A Nonceveux (35), à la partie supérieure des rythmes de la Formation de Nonceveux, les zones d'intervalle Po et W ont été identifiées (Stemans, 1989b).

3.3.2.- Zone d'intervalle Pa

L'apparition de *Camarozonotriletes parvus* parmi les spores de l'assemblage PoW marque la base de la zone d'intervalle Pa. *Acinosporites bellus* permet de distinguer la sous-zone β au sein de la biozone Pa.

Sous-zone Pa α

La sous-zone α a été reconnue dans les couches de la Formation de Solières à Pépinster (36) et dès la partie inférieure de cette formation à Nonceveux (37) (Stemans, 1981, 1989b). en revanche, à Huy (38) ce sont toujours les couches rythmiques de la Formation de Nonceveux qui sont rattachées à la sous-zone α .

Sous-zone Pa β

Des échantillons de la Formation d'Acoz provenant de la coupe d'Eupen (39) et d'un affleurement de la transversale d'Heusy à peu de distance du Conglomérat de Vicht (40) se sont révélés pauvres en spores. Ils ont été attribués à la biozone Pa β , mais un âge Su est également possible. A Pépinster (41), à Nonceveux (42) et à Huy (43) (Stemans 1981, 1989b), c'est au sein ou au sommet de la Formation de Solières que la sous-zone β a été reconnue.

3.3.3.- Zone d'intervalle Su

Dictyotriletes subgranifer caractérise la zone d'intervalle Su.

Des échantillons de la Formation d'Acoz à Eupen (44) et à la Gileppe (45) ont livré l'espèce guide. Un grand nombre d'échantillons provenant de la coupe de l'autoroute E42 (46) à Heusy ont livré une abondante microflore de cette biozone

dans les couches de Solières (Hance *et al.*, 1989), au sud du pont XXI de l'autoroute et dans un faciès de transition Solières-Acoz au nord du pont (47). De part et d'autre de ce pont, les échantillons sont directement sous-jacents au Conglomérat de Vicht (Hance *et al.*, 1989). On notera la présence d'*Acinosporites lanceolatus* et d'*Emphanisporites zavallatus* var. *nodosus* dans le faciès de transition, espèces connues principalement à partir de la biozone sus-jacente AB. A Pépinster (48), plusieurs échantillons provenant de la Formation de Solières sont datés de la biozone Su. Par contre, à Nonceveux (49), c'est aux couches d'Acoz qu'a été attribuée cette biozone (Stemans, 1981, 1989b). A Huy (50), le problème est plus délicat car *Dictyotriletes subgranifer* n'y a pas été reconnu formellement. De plus, les échantillons collectés se sont révélés pauvres en spores (Stemans, 1989b). Des carrières creusées dans la formation du Bois d'Ausse dans la vallée du Samson et à Wihéries ont livré des shales datés Su. Au stratotype, la Formation d'Acoz contient des échantillons de la même biozone (51).

3.4.- ZONE D'ASSEMBLAGE AB

Cette biozone peut être aisément identifiée par son contenu en spores grâce à l'association: *Emphanisporites annulatus*, *Brochotriletes bellatulus* et *Camarozonotriletes sextantii*. Ce sont notamment ces espèces qui ont permis d'attribuer l'âge équivalent à la biozone AB aux échantillons des couches de Wépion à Huy (53) et à Acoz (54).

3.5.- ZONES D'ASSEMBLAGE FD ET AP

Ces biozones de l'Emsien et de l'Eifelien n'ont été rencontrées, avec réserves, qu'à Prayon (55) (Stemans & Vanguetaine *in* Pirllet, 1983) dans les couches de Wépion directement sous-jacentes au Conglomérat de Vicht d'âge Eifelien supérieur.

3.6.- ZONE D'ASSEMBLAGE AD

Acinosporites acanthomammillatus et *A. macrospinosus* sont les principales formes caractérisant cette zone d'assemblage qui renferme également *Ancyrospora* sp., *Hystricosporites corystus*, *Kraeuselisporites olii*, *Densosporites concinnus* etc...

Les niveaux de shales intercalés dans le Conglomérat de Vicht à Eupen (56) appartiennent indubitablement à la biozone AD. Il est possible d'affiner ce résultat à Heusy (57) où *Geminospora lemurata* a été trouvé, attribuant à ces échantillons un âge équivalent à la zone d'intervalle Lem (partie supérieure de la zone d'assemblage AD).

3.7.- JUSTIFICATION BIOSTRATIGRAPHIQUE DE L'ABANDON DU VOCABLE FORMATION DE FRAIPONT

Nous ne reviendrons pas sur l'argumentation lithostratigraphique développée dans les lignes qui précèdent en faveur de l'abandon du terme de Fraipont au profit de celui de Solières. Les données paléontologiques sont en accord avec ce changement de l'échelle lithostratigraphique. Asselberghs avait d'ailleurs noté les similitudes entre les associations paléontologiques des couches de Fraipont et de Solières (Asselberghs, 1945, p. 750):

«La faune ci-dessus est nettement siegenienne ainsi que le montre l'association de *Spirifer bischofi*, *Sp. hystericus*, *Sp. excavatus*, *Rh. crassica* et *Tentaculites straeleni*. La présence de ces espèces en même temps que l'abondance de *Rh. crassica* plaident en faveur d'un âge siegenien moyen; c'est-à-dire qu'on serait tenté de rapporter les couches fossilifères (de Fraipont) aux grès et schistes de Solières, faciès septentrional du Siegenien moyen.»

Ce sentiment, basé sur la comparaison des assemblages macropaléontologiques est confirmé par les résultats palynologiques. En effet, les échantillons prélevés dans les couches de «Fraipont» *sensu* Asselberghs, dans la région de Pépinster, s'étalent sur une large période allant de la biozone BZ à la biozone Su (30, 34, 36, 41, 48). Par ailleurs, les couches sous-jacentes, malencontreusement attribuées aux couches d'«Acoz» par Asselberghs (1944, 1945), ont pu être datées de la biozone Z (21) dans la coupe du chemin de fer Pépinster-Spa, ce qui n'est pas compatible avec l'âge beaucoup plus jeune de la Formation d'Acoz à l'ouest d'Heusy (biozones Paß-Su). Une imprécision subsiste à l'est où aucune datation n'a pu être obtenue dans la partie inférieure de la Formation d'Acoz. Ajoutons à ces éléments que l'assemblage palynologique du faciès de transition Solières-Acoz dans la coupe de l'autoroute E42 à Heusy (47) présente des points communs avec celui de la biozone AB, qui n'a pas été perçu dans la Formation de Solières datée de la biozone Su dans la même coupe (46).

3.8.- CORRELATIONS INTERNATIONALES

Les anciens noms d'étage Gedinnien et Siegenien ont été abandonnés suite aux décisions de la «Subcommission on Devonian Stratigraphy» (Basset, 1985; Ziegler & Klapper, 1985). Leur utilisation dans nos régions avait par ailleurs souvent revêtu un caractère lithostratigraphique. La nouvelle division de l'Eodévonien en étages comporte dans l'ordre ascendant le Lochkovien, le Praguien et l'Emsien. La biozotation palynologique a pu être calibrée sur cette subdivision (figs. 6 et 7).

La biozone MN débute dans le Lochkovien le plus ancien (Steenmans, 1989b). La limite Lochkovien/Praguien se situe au sein de la Biozone E. La limite Praguien/Emsien (*sensu* Solle 1950) coïncide à peu de chose près avec la base de la zone d'assemblage AB. La limite entre l'Emsien et l'Eifelien est localisée au niveau de la zone d'intervalle Pro de la zone d'assemblage AP (Streel *et al.*, 1987). Le passage de l'Eifelien au Givetien s'opère à la partie supérieure de la zone d'intervalle Ref de la zone d'assemblage AD.

A la lecture de la figure 7 nous pouvons conclure que les Formations du Marteau et de Fozz sont intégralement incluses dans le Lochkovien. A l'est d'Ombret, la plus grande partie de la Formation du Bois d'Ausse est également lochkovienne. Seule la partie supérieure pourrait être éventuellement praguienne. A l'ouest de Nonceveux, la situation est inversée, seule l'extrême base de la Formation du Bois d'Ausse étant lochkovienne.

Au stratotype, la Formation de Nonceveux est à cheval sur la limite Lochkovien/Praguien. A Pépinster, les datations obtenues rangent cette formation dans le Lochkovien.

La Formation de Solières est entièrement praguienne, sauf peut-être à Pépinster où sa base pourrait encore être incluse dans le Lochkovien.

Les échantillons recueillis dans la Formation d'Acoz lui attribuent un âge praguien. Mais l'échantillonnage n'étant pas suffisamment dense, une réserve doit être émise en ce qui concerne l'âge du sommet de la formation qui pourrait être emsien (zone d'assemblage AB).

Le Conglomérat de Vicht est eifelien à Eupen (Bultynck *et al.*, 1991; zone d'assemblage AD, pré-Lem). A Heusy, il se situe dans la biozone Lem, soit à la partie inférieure du Givetien (Hance *et al.*, 1989).

4.- CONCLUSIONS

La révision de l'Eodévonien du Massif de la Vesdre a été envisagée ici dans un cadre élargi aux bords nord et est du Synclinorium de Dinant. Les données des travaux de cartographie combinées aux résultats palynologiques ont permis de corriger le schéma lithostratigraphique d'Asselberghs.

Il est démontré que les «couches de Fraipont» d'Asselberghs (1944, 1945) correspondent en fait à la Formation de Solières qui repose sur un faciès rythmique à couches rouges. Le terme Formation de Nonceveux est introduit pour désigner cet ensemble rythmique. Le doublet «Solières-Nonceveux» est développé au bord nord du Synclinorium de Dinant à l'est d'Andenne, dans le

Massif de la Vesdre à l'ouest d'Heusy ainsi qu'au bord est du Synclinorium de Dinant à Nonceveux. C'est à un changement latéral de faciès au profit des Formations du Bois d'Ausse et d'Acoz qu'il faut imputer l'absence du doublet Solières-Nonceveux dans les autres régions. La signification paléogéographique de ce changement sera discutée ultérieurement.

La présence de la Formation d'Acoz au sommet de la série éodévonienne dans le Massif de la Vesdre implique une lacune importante, correspondant au moins aux Formations de Wépion et de Burnot du Synclinorium de Dinant. Les datations palynologiques confirment et précisent l'importance du hiatus. Il couvre l'intervalle compris au maximum entre les biozones Su et Lem et correspond donc au sommet du Praguien, à l'Emsien et à une grande partie voire à la totalité de l'Eifelien.

L'utilisation d'un canevas biostratigraphique permet d'apprécier le diachronisme des formations et d'établir des corrélations régionales. Le diachronisme est surtout marqué au niveau des Formations du Bois d'Ausse, de Solières et de Nonceveux qui, à l'ouest d'Heusy, sont encadrées par des limites peu diachroniques: la limite supérieure des Formations du Marteau et de Fozz à la base; la limite inférieure de la Formation d'Acoz au sommet. Dans ce secteur, c'est au détriment de la Formation du Bois d'Ausse que se développent les Formations de Solières et de Nonceveux. La situation n'est pas aussi claire dans l'est par manque de données palynologiques dans la partie inférieure de la Formation d'Acoz. Mais étant donné les datations obtenues au sommet de la Formation du Bois d'Ausse, il semble bien que la limite Bois d'Ausse/Acoz se situe à un niveau nettement plus ancien qu'à l'ouest d'Andenne. Il pourrait donc y avoir un passage latéral d'une partie au moins de la Formation de Solières à la Formation d'Acoz vers l'est, mais il est masqué sous un massif chevauchant.

La prise en compte du contexte structural est nécessaire pour mieux comprendre la répartition des faciès. A l'est de Pépinster, dans la transversale d'Heusy, deux séries éodévoniennes sont en contact par une faille de chevauchement, la faille de Mariomont. Au nord de la faille, les Formations de Solières et de Nonceveux peuvent être distinguées au-dessus de la Formation du Bois d'Ausse. Au sud de la faille, la Formation d'Acoz surmonte directement la Formation du Bois d'Ausse. La faille de Mariomont est semble-t-il un accident important. Sa coïncidence avec des changements de faciès importants nous incite à y voir une faille synsédimentaire ayant joué lors de l'orogénèse varisque.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient le Professeur F. Geukens pour son aide dans la cartographie de la bordure septentrionale du Massif de Stavelot, ainsi que Monsieur G. Vandeven qui les a autorisés à faire état de données inédites concernant le sondage de Jonkeu.

BIBLIOGRAPHIE

- ASSELBERHS, E., 1944.- L'Eodévonien de la bande de la Vesdre. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, XIII: 145-212.
- ASSELBERGHS, E., 1945.- Sur un faciès spécial du Siegenien supérieur dans la bande de la Vesdre. *Bull. Acad. roy. Belg.*, 5^e série, 29: 743-758.
- ASSELBERGHS, E., 1946.- L'Eodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, XIV, 598 p.
- BASSET, M.G., 1985.- Towards a «Common Language» in Stratigraphy. *Episodes*, 8/2: 87-92.
- BULTYNCK, P., COEN-AUBERT, M., DEJONGHE, L., GODEFROID, J., HANCE, L., LACROIX, D., PREAT, A., STAINIER, P., STEEMANS, Ph., STREEL, M. & TOURNEUR, F., 1991.- Les formations du Dévonien moyen de la Belgique. *Mém. Expl. Cartes Géol. & Min.*, 30: 105 p.
- de DORLODOT, H., 1892.- Note sur le Coblencien d'Acoz. *Ann. Soc. géol. Belgique*, XIX: M303-307.
- d'OMALIUS d'HALLOY, J.B., 1868.- Précis élémentaire de géologie. 8^e édition, C. Muquardt Lib., Bruxelles, 636 p.
- FOURMARIER, P., 1958.- Carte géologique de la Belgique à 1/25.000. Texte explicatif de la feuille Louveigné-Spa (n° 148). Impr. Hayez, Bruxelles, 55 p.
- GOSSELET, J., 1873.- Le système du Poudingue de Burnot. *Ann. Sciences Géol.*, IV: 1-32.
- GOSSELET, J., 1880.- Esquisse géologique du Nord de la France et des contrées voisines. 1er fasc.: Terrains primaires. *Soc. Géol. Nord*, 167 p.
- GOSSELET, J., 1888.- L'Ardenne. Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Paris.
- GRAULICH, J.M., 1951.- Sédimentologie des poudingues gedinniens au pourtour du massif de Stavelot. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 74: B163-186.
- HANCE, L., DEJONGHE, L., GRAULICH, J.-M. & STEEMANS, Ph., 1989.- Géologie de l'autoroute E42 Verviers - Saint-Vith à Heusy et à Ensival. *Serv. géol. Belg., Prof. Paper*, 236: 56 p.
- HANCE, L., STEEMANS, Ph., GOEMAERE, E., SOMERS, Y., VANDENVEN, G., VANGUESTAINE, M. & VERNIERS, J., 1991.- Nouvelles données sur la Bande de Sambre-et-Meuse à Ombret (Huy, Belgique). *Ann. Soc. géol. Belgique*, 114(1): 253-264.
- HEDBERG, H., 1976.- Guide stratigraphique international. Classification, terminologie et règles de procédure. Doin (Eds): 233 p.
- MAILLIEUX, E., 1931.- La faune des grès et schistes de Solières (Siegenien moyen). *Mém. Mus. roy. Hist. nat. Belgique*, 51: 87 p.
- MAILLIEUX, E. & DEMANET, F., 1929.- L'échelle stratigraphique des terrains primaires de la Belgique. *Bull. Soc. belge Géol.*, XXXVIII: 124-131.
- MICHOT, P., 1953.- Sédimentation rythmique dans le Siegenien inférieur de la région de Huy. *Ann. Soc. géol. Belgique*, LXXVI: 221-237.
- MICHOT, P., 1969.- La faille d'Ombret. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 92: 243-254.
- MICHOT, P., 1980.- Belgique. Introduction à la géologie générale. *Pub. 26^e Congr. Géol. Intern.* Paris 7-17 juillet 1980, 483-576.
- MICHOT, P. & PIRLET, H., 1987.- L'Eodévonien du Massif de Theux et sa lacune de l'Eodévonien supérieur. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 109: 483-576.
- MONSEUR, G., 1959.- Observations nouvelles sur le Siegenien de Nonceveux. Comparaison avec la sédimentation dévonienne d'autres régions. *Ann. Soc. géol. Belgique*, LXXXII: M1-M79.
- NEUMANN-MAHLKAU, P., 1970.- Sedimentation und Paläogeographie zur Zeit der Gedinne-Transgression am Massiv von Stavelot-Venn. *Geol. Mitt.*, 9: 311-356.
- PIRLET, H., 1983.- Evolution et influence de la ride bollandienne: la discordance de Prayon. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 106: 49-55.
- ROCHE, M., SABIR, M., STEEMANS, Ph. & VANGUESTAINE, M., 1986.- Palynologie de la région et du sondage de Willerzie. *Aard. Meded.*, 3: 149-190.
- SOLLE, G., 1950.- Obere Siegener Schichten, Hunsrück-schiefer tiefstes Unterkoblenz und ihre Eingliederung im Rheinische Unterdevon. *Geol. Jb.*, 65: 299-380.
- STEEMANS, Ph., 1981.- Etude stratigraphique des spores dans les couches de transition «Gedinnien-Siegenien» à Nonceveux et Spa (Belgique). *Ann. Soc. géol. Belgique*, 104: 41-60.
- STEEMANS, Ph. (1981) 1982a.- L'âge du Poudingue de Fépin (Base du Gedinnien) à Lahonry (Belgique). *Bull. Soc. belge Géol.*, 90/4: 331-340.
- STEEMANS, Ph., 1982b.- Gedinnian and Siegenian spores stratigraphy in Belgium. In Ziegler, W. & Werner, R., On Devonian stratigraphy and paleontology of the Ardenno-Rhenish Mountains and related Devonian matters. *Cour. Forsch. Inst.-Senckenberg*, 55: 165-180.
- STEEMANS, Ph., 1989a.- Paléogéographie de l'Eodévonien ardennais et des régions limitrophes. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 112 (1): 103-119.
- STEEMANS, Ph., 1989b.- Etude palynostratigraphique du Dévonien inférieur dans l'Ouest de l'Europe. *Serv. géol. Belg., Prof. Paper*, 27: 453 p.
- STEEMANS, Ph., 1990.- Pouvoir réflecteur de la matière organique dispersée. Paléogéographie et tectonique dans la pointe de Puagne. Abstract. *Misc. Géol.*, Déc. 1990.
- STEEMANS, Ph. & GERRIENNE, Ph., 1984.- La micro- et macroflore du Gedinnien de la Gileppe, Synclinorium de la Vesdre, Belgique. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 107: 51-71.
- STREEL, M., FAIRON-DEMARET, M., OTAZO-BOZO, N. & STEEMANS, Ph., 1981.- Etudes stratigraphiques des spores du Dévonien inférieur au bord sud du Synclinorium de Dinant (Belgique) et leurs applications. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 104: 173-191.
- STREEL, M., HIGGS, K., LOBOZIAK, S., RIEGEL, W. & STEEMANS, Ph., 1987.- Spore stratigraphy and correlation with faunas and floras in the type marine Devonian of the Ardenne-Rhenish Regions. *Rev. Paleobotany & Palynology*, 50: 111-119.
- X, 1892.- Légende de la carte géologique de la Belgique à l'échelle du 40.000e. *Bull. Soc. belge Géol.*, 6: 217-229.
- X, 1929.- Légende générale de la carte géologique détaillée de la Belgique. *Ann. Mines Belg.*, 30 (1): 39-80.
- ZIEGLER, W. & KLAPPER, G., 1985.- Stages of the Devonian System. *Episodes*, 8 (2): 104-109.

APPENDICE

LISTE DES ESPECES CITEES

- Acinosporites acanthomammillatus* Richardson, 1965
Acinosporites bellus Steemans, 1989
Acinosporites lanceolatus StreeI, 1967
Acinosporites macrospinosus Richardson, 1965
Breconisporites breconensis Richardson, StreeI, Hassan & Steemans, 1982
Brochotriletes bellatulus Steemans, 1989
Camarozonotriletes parvus Owens, 1971
Camarozonotriletes sextantii McGregor & Camfield, 1976
Cirratriradites diaphanus Steemans, 1989
Cymbosporites paulus McGregor & Camfield, 1982
Densosporites concinnus (Owens) McGregor & Camfield, 1982
Dibolisporites wetteldorfensis Lanninger, 1968
Dictyotriletes emsiensis (Allen) McGregor, 1973
Dictyotriletes subgranifer McGregor, 1961
Emphanisporites annulatus McGregor, 1961
Emphanisporites micror-natus Richardson & Lister var. *micror-natus* Steemans & Gerrienne, 1984
Emphanisporites micror-natus Richardson & Lister var. *sinuosus* Steemans & Gerrienne, 1984
Emphanisporites zavallatus Richardson & Lister var. *gedin-niensis* Steemans & Gerrienne, 1984
Emphanisporites zavallatus Richardson & Lister var. *nodosus* Steemans, 1989
Emphanisporites zavallatus Richardson & Lister var. *zavallatus* Steemans & Gerrienne, 1984
Geminospora lemurata Balme, *emend.* Playford, 1983
Hystricosporites corystus Richardson, 1965
Kraeuselisporites olii (Chibrikova) McGregor & Camfield, 1982
Verrucosisporites polygonalis Lanninger, 1968