COLLOQUE
SUR LA STRATIGRAPHIE
DU CARBONIFÈRE

LES CONGRES ET COLLOQUES DE L'UNIVERSITE DE LIEGE
VOLUME 55

COLLOQUE SUR LA STRATIGRAPHIE DU CARBONIFERE

Compte-rendus de la 8e Réunion de la
Commission Internationale de Microflore du Paléozoïque (C.I.M.P.)
et de l'assemblée générale de
l'I.U.G.S. Subcommission on Carboniferous Stratigraphy (S.C.C.S.)
tenues à LIEGE, du 13 au 20 avril 1969.

Ouvrage publié par les soins de
M. STREEL (Liège) et R. H. WAGNER (Sheffield)

Université de Liège
1970

Publication réalisée grâce à l'appui financier de l'Université de Liège, du Ministère de l'Education Nationale et de la Culture, Administration de la Recherche Scientifique, et de l'« International Union of Geological Sciences » (I.U.G.S.), sous le patronage de la Société Géologique de Belgique.

D/1970/0480/9

TABLE DES MATIÈRES

Pages

Avant-propos 8

Liste des participants 13

1re Partie

Compte-rendus sommaires des excursions : 21

Excursion du 13 avril 1969 :

J. BOUCKAERT, M. STREEL & J. THOREZ : Le Famennien supérieur et les couches de transition dévono-carbonifère, dans la vallée de l'Ourthe 25

Excursion des 19-20 avril 1969 :

R. CONIL & H. PIRLET : Le Sommet du Famennien et le Calcaire carbonifère du Synclinorium de Dinant 47

Excursion des 21-22 avril 1969 :

G. K. KNEUPER : General Outline of the Limnic Coal Basin of Saarland 65

2e Partie

R. NEVES : Report on the Proceedings of the 8th Reunion of the « Commission Internationale de Microflore du Paléozoïque (C.I.M.P.) » — 13-16 April, 1969 75

B. ALPERN : Notes sur les concepts d'espèces et de biozone . . 81

B. ALPERN : Les divisions palynologiques du Westphalien supérieur et la limite Westphalien/Stéphanien (Rapport et Synthèse du Projet A) 91

B. OWENS : A review of the Palynological Methods employed in the correlation of Palaeozoic sediments 99

B. OWENS & M. STREEL : Palynology of the Devonian-Carboniferous boundary (Report on Project B) 113

M. STREEL : Distribution stratigraphique et géographique d' *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo, d'*Hymenozonotriletes pusillites* Kedo et des assemblages tournaisiens (Synthèse du projet B) 121

3e Partie

T. N. GEORGE & R. H. WAGNER : Report and Proceedings of the Meeting of the I.U.G.S. Subcommission on Carboniferous Stratigraphy (S.C.C.S.) — 16-18 April 1969 . . . 151

Pages

R. AUSTIN, R. CONIL, G. DOLBY, M. LYS, E. PAPROTH, F.H.T. RHODES, M. STREEL, J. UTTING & D. WEYER : Les couches de passage du Dévonien au Carbonifère de Hook Head (Irlande) au Bohlen (D.D.R.) 167

R. L. AUSTIN, R. CONIL & S. HUSRI : Correlation and Age of the Dinantian Rocks North and South of the Shannon, Ireland 179

R. L. AUSTIN & F.H.T. RHODES (in collaboration with J. BOUCKAERT, R. CONIL, M. LYS & H. PIRLET) : New Dinantian Conodont Faunas of France and Belgium. A Preliminary Note . . 193

J. BOUCKAERT & A. C. HIGGINS : The Position of the Mississippian/Pennsylvanian Boundary in the Namurian of Belgium . 197

A. BOUROZ, H. GRAS & R. H. WAGNER : A propos de la limite Westphalien/Stéphanien et du Stéphanien inférieur . . 205

A. COMBAZ & M. STREEL : Microfossiles végétaux du Tournaisien inférieur dans le core-drill de Brévillers (Pas-de-Calais) . 227

R. CONIL & M. LYS : Données nouvelles sur les Foraminifères des couches de passage du Famennien au Tournaisien dans l'Avesnois 241

G. DOLBY : Spore Assemblages from the Devonian/Carboniferous Transition Measures in SouthWest Britain and Southern Eire 267

J. DOUBINGER : Réflexions sur la flore du Mont-Pelé (bassin d'Autun) 275

H. KAISER : Die « *Hymenozonotriletes lepidophytus* Zone » auf der Bäreninsel 285

M. KALIBOVÁ : The significance of megaspores for the stratigraphic zoning of the Plzeň Basin 289

J. P. LAVEINE : Note préliminaire sur les spores *in situ* de quelques Pécoptéridées houillères. Implications paléobotaniques et stratigraphiques 299

P. LLEWELLYN, I. HOSKIN & J. BACKHOUSE : Preliminary report on Lower-Middle Tournaisian miospores from the Hathern Anhydrite Series, Hathern borehole, Leicestershire, England 309

D. C. MCGREGOR : *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo and associated spores from the Devonian of Canada . . 315

B. L. MAMET & B. A. SKIPP : Preliminary foraminiferal correlations of early Carboniferous strata in the North American Cordillera 327

B. OWENS : Recognition of the Devonian/Carboniferous boundary by palynological methods 349

Pages

E. PAPROTH & M. STREEL : Corrélations biostratigraphiques près de la limite Dévonien/Carbonifère entre les faciès littoraux ardennais et les faciès bathyaux rhénans 365

A. RABITZ : Uebersicht der Entwicklung der marinen Horizonte im flözführenden Ruhrkarbon und Ausblick auf die Verhältnisse im Aachener Revier 399

J. UTTING & R. NEVES : Miospores from the Devonian/Carboniferous transition beds of the Avon Gorge, Bristol, England 411

W. von ALMEN : Miospores from Devonian/Mississippian boundary, Carter County, Oklahoma, USA 423

R. H. WAGNER : An Outline of the Carboniferous Stratigraphy of Northwest Spain 429

R. H. WAGNER, D. G. JONES, E. SPINNER & C. H. T. WAGNER-GENTIS : The upper Cantabrian rocks near Inguanzo, eastern Asturias, Spain 465

R. H. WAGNER & C. F. WINKLER PRINS : The stratigraphic succession, flora and fauna of Cantabrian and Stephanian A rocks at Barruelo (Palencia), N.W. Spain 487

AVANT-PROPOS

La 8e réunion de la Commission Internationale de Microflore du Paléozoïque (C.I.M.P.) et l'assemblée générale de l'I.U.G.S. Subcommission on Carboniferous Stratigraphy (S.C.C.S.) ont été organisées à Liège, du 13 au 20 avril 1969 par le laboratoire de Paléontologie végétale (Prof. S. Leclercq) et l'Institut National des Industries Extractives (Dir. P. Ledent).

76 personnes ont répondu à l'appel des secrétariats de la C.I.M.P. et de la S.C.C.S. et à l'invitation du comité organisateur local : R. Noel et Y. Somers, pour l'I.N.I.E.X., M. Streel et M. Vanguestaine pour l'Université.

Deux excursions encadraient la semaine de réunions : l'une dans la vallée de l'Ourthe, conduite par MM. J. Bouckaert, M. Streel et J. Thorez, le dimanche 13 avril, l'autre dans la région de Dinant, conduite par MM. R. Conil, H. Pirlet et M. Streel, les samedi 19 et dimanche 20 avril. A l'initiative du Secrétaire Général de la S.C.C.S., R. H.Wagner, une troisième excursion s'est déroulée en Sarre, les lundi 21 et mardi 22 avril sous la conduite de MM. G. Kneuper et H. Weingardt (Saarbrücken). Les comptes-rendus sommaires de ces excursions sont publiés ci-dessous tandis que les livrets-guides, mis à jour, font l'objet des 3 permiers articles du présent volume.

Les séances de travail de la C.I.M.P. se sont déroulées le lundi 14 avril à l'Université, les mardi 15 et mercredi 16 avril à l'I.N.I.E.X. La Sous-Commission « Acritarches » de la C.I.M.P. a poursuivi ses travaux les jeudi 17 et vendredi 18 avril. Les réunions de l'I.U.G.S. Subcommission on Carboniferous Stratigraphy ont eu lieu à l'Université le mercredi 16 au matin et ensuite à l'I.N.I.E.X. jusqu'au vendredi 18 inclus.

Les participants ont été reçus, le mardi 15 au soir par l'I.N.I.E.X. dans ses locaux du Val-Benoît. Le mercredi 16 au soir, après une brève visite du nouveau campus universitaire du Sart-Tilman sous la conduite de M. l'Architecte Gabriel, une réception a été organisée par l'Université

au Château de Colonster. A cette occasion, M. le Professeur Winand, Doyen de la Faculté des Sciences, a remis la Médaille de l'Université au Professeur R. Potonié, Président fondateur de la C.I.M.P. Jeudi 17, à midi, le Bourgmestre de la ville de Liège, M. M. Destenay, Ministre d'Etat, a reçu les participants à l'Hôtel de ville. L'excellence ambiance de ces diverses réunions témoignait de leur réussite.

Le Comité organisateur souhaite exprimer ici sa gratitude à M. le Recteur M. Dubuisson, Président de la Commission Administrative du Patrimoine de l'Université pour le soutient moral et financier qu'il lui a apporté. Notre reconnaissance va également à la Direction et au Personnel de l'I.N.I.E.X. ainsi qu'aux collègues et au personnel de l'Université qui ont collaboré à l'organisation des réunions.

*
* *

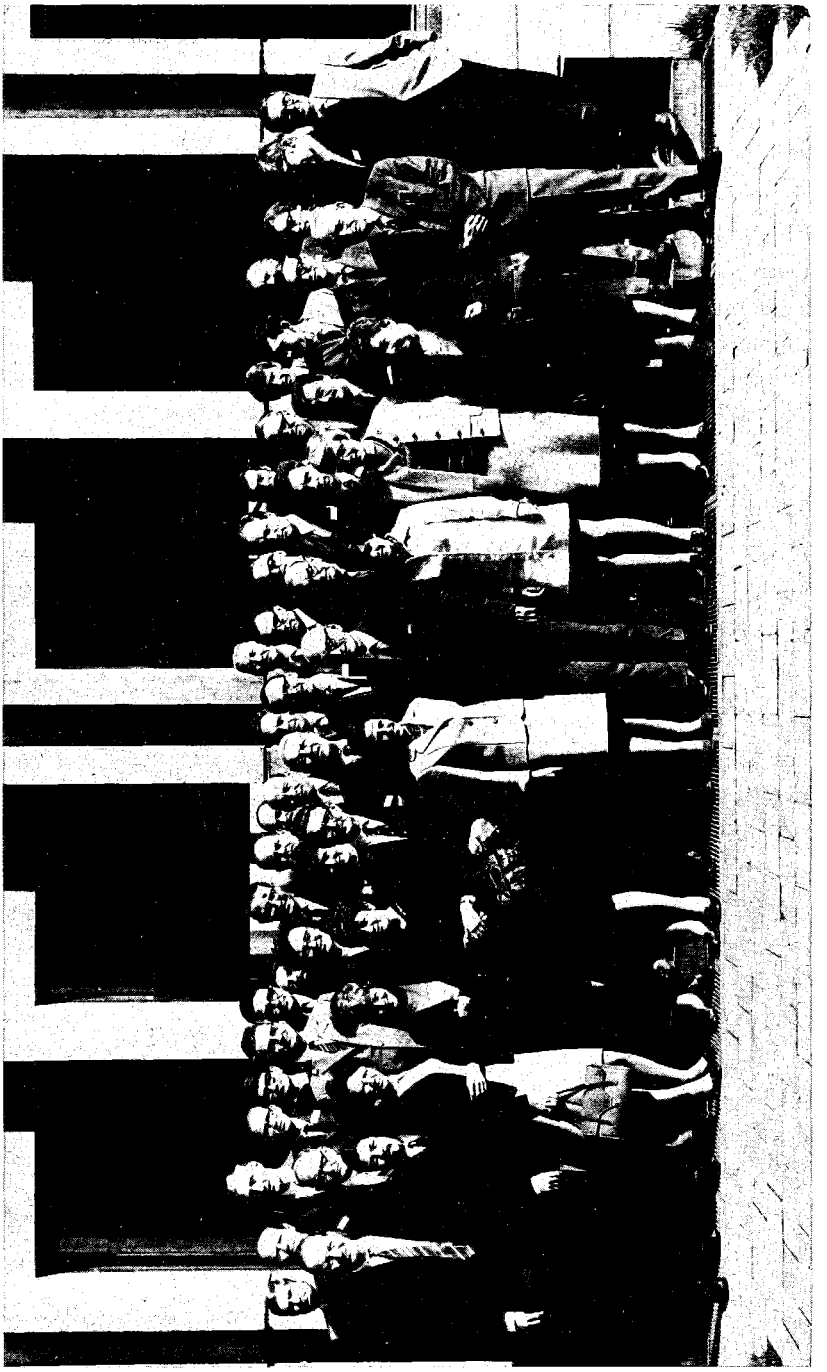
Depuis 1965, la Sous-Commission de Stratigraphie de la C.I.M.P. et l'I.U.G.S. Subcommission on Carboniferous Stratigraphy ont pris la décision de tenir au même endroit, à la suite l'une de l'autre, leurs assemblées générales. L'intérêt commun des deux sous-commissions pour un même thème de débats était particulièrement évident en avril 1969 à Liège : le 3e séminaire C.I.M.P. de Stratigraphie avait inscrit à son programme, outre des rapports sur les principes de corrélations stratigraphiques, les deux projets suivants : les subdivisions du Westphalien et la limite Dévonien/Carbonifère.

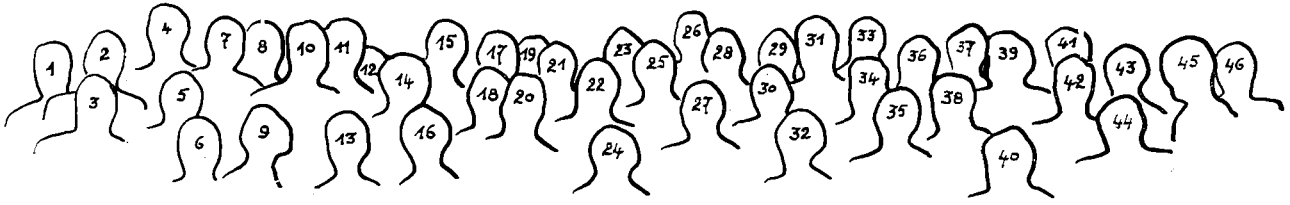
Il est apparu dès lors que ces rapports dont la diffusion n'était pas prévue par l'Atlas C.I.M.P., constituaient avec l'ensemble des travaux de la S.C.C.S. une publication homogène que nous présentons ici sous l'intitulé : « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère » et qui rassemble 31 communications.

Cette publication a été réalisée avec l'appui financier de l'Université de Liège et l'aide du Ministère de l'Education Nationale et de la Culture et de l'International Union of Geological Sciences. La Société Géologique de Belgique a collaboré à sa diffusion.

Qu'il nous soit permis d'adresser ici nos remerciements à chacune de ces institutions.

M. Streel.





1. J. Choignard
2. P. Vetter
3. R. Noel
4. A. Rabitz
5. F. Kahler
6. G. Peniguel
7. M. J. M. Bless
8. E. Lanzoni
9. M^me Paule Corsin
10. K. H. Josten
11. M. J. Lemos de Sousa
12. J. Jacquet
13. M^me D. Smet
14. M^me M. Kaiserová-Kalibová
15. J. P. Laveine
16. M^me O. Mercier
17. S. Loboziak
18. Mrs M. Muir
19. J. Truyols
20. W. S. Lacey
21. H. Fiebig
22. W. P. van Leckwijck
23. R. H. Wagner
24. Frl. H. Grebe
25. M. Streel
26. A. Bouroz
27. R. Potonié
28. H. Muller
29. B. Alpern
30. T. N. George
31. W. Riegel
32. Miss J. Kline
33. A. Grutman
34. M. Julivert
35. Frl. E. Paproth
36. J. Chalard
37. J. A. Knight
38. J. Danze
39. C. F. Winkler Prins
40. M^lle J. Doubinger
41. W. H. C. Ramsbottom
42. H. W. J. van Amerom
43. M^lle Y. Somers
44. H. Bode
45. M. Boersma
46. M. A. Calver

LISTE DES PARTICIPANTS

(29) ALPERN B. : CERCHAR, B.P. 27, 60 - CREIL, France.

AMEROM H. W. J. VAN : Geologisch Bureau v.h. Nederlandse Mijngebied, Akerstraat 86-88, HEERLEN, Pays-Bas.

AUSTIN R. L. : Department of Geology, The University, SOUTHAMPTON, Royaume-Uni.

(7) BLESS M. J. M. : Geologisch Bureau v. h. Mijngebied, Akerstraat 86-88, HEERLEN, Pays-Bas.

* BLESS-FERNÁNDEZ M. C. M^{me} : Belgiëlaan 172, HEERLEN, Pays-Bas.

(44) BODE H. : Gartenplatz 5, 4618- KAMEN/W, Rép. Féd. All.

(45) BOERSMA M. : Instituut voor Systematische Plantkunde, Afdeling Palaeobotanie, Fort Hoofddijk, Budapestlaan 42, UTRECHT, Pays-Bas.

BONAMO P. M^{lle} : Biology Dept., State University of New York, BINGHAMTON, New York 13901, Etats-Unis.

BOUCKAERT J. : Aardkundige Dienst van België, 13, Jennerstraat, 1040-BRUSSEL, België.

(26) BOUROZ A. : 184, Avenue de Neuilly, NEUILLY-92, France.

(46) CALVER M. A. : Institute of Geological Sciences, Ring Road Halton, LEEDS 15, Royaume-Uni.

(36) CHALARD J. : Service Géologique des Houillères du Nord et du Pas-de-Calais, 20, rue des Minimes, 59-DOUAI, France.

( ) Numéro correspondant à la photographie.

* Membres non présents.

(1) CHOIGNARD J. : C. R. P., S.N.P.A., Avenue du Président Angot, 64-PAU, France.

CLAYTON G. : Department of Geology, The University, St George's Square, SHEFFIELD 1, Royaume-Uni.

CONIL R. : Institut Géologique, 6, Sint Michielsstraat, LEUVEN, Belgique.

(9) CORSIN P. M^me^ : Laboratoire de Paléobotanique, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59-LILLE, France.

(38) DANZE J. : Laboratoire de Géologie historique, Tour 15, 1^er^ étage, 9, quai St Bernard, PARIS 5^e^, France.

DEMARET M. M^me^ : Laboratoire de Paléontologie végétale, Université de Liège, 7, place du XX Août, LIEGE, Belgique.

DOLBY G. : Department of Geology, King's College, Strand, London W.C. 2, Royaume-Uni.

(40) DOUBINGER J. M^lle^ : Laboratoire de Géologie, 1, rue Blessig, 67-STRASBOURG, France.

DOWNIE C. : Department of Geology, The University, St George's Square, SHEFFIELD 1, Royaume-Uni.

DRICOT E. : Institut Géologique, 6, Sint Michielsstraat, LEUVEN, Belgique.

EICKHOFF G. : Lehrstuhl für Erdölgeologie der Technischen Universität Clausthal, 3392-CLAUSTHAL-ZELLERFELD, Rép. Féd. All.

(21) FIEBIG H. E. R. : Geologisches Institut Westfälische Berggewerkschaftskasse, Hernerstrasse 45, 463-BOCHUM, Rép. Féd. All.

GANDL J. : Institut für Paläontologie, Pleichertorstrasse 3, 87 WÜRZBURG, Rép. Féd. All.

(30) GEORGE T. N. : Department of Geology, The University, GLASGOW W. 2, Scotland, Royaume-Uni.

(24) GREBE H. M^lle^ : Geologisches Landesamt Nordrhein Westfalen, De Greiffstrasse, 190-195, 415 KREFELD, Rép. Féd. All.

* GUEINN K.S. : Department of Geology, The University, St George's Square, SHEFFIELD 1, Royaume-Uni.

HAGEMANN H. W. : Lehrstuhl für Geologie der Festen Brennstoffe, Rhein. Westf. Techn. Hochschule, Birkenweg 4, 51 AACHEN, Rép. Féd. All.

JARDINE S. : ELF RE, Palyno-planctologie, BOUSSENS - 31, France.

JONES D. G. : Department of Geology, King's College, Strand, LONDON W.C. 2, Royaume-Uni.

(10) JOSTEN K. H. : Geologisches Landesamt Nordrhein Westfalen, De Greiffstrasse, 190-195, 415 KREFELD, Rép. Féd. All.

(34) JULIVERT M. : Departamento de Geomorfología y Geotectónica, Facultad de Ciencias, Universidad, OVIEDO, Espagne.

(5) KAHLER F. : Tarviserstrasse 28, 9020 - KLAGENFURT, Autriche.

KAISER H. : Institut für Paläontologie, Nussallee 8, 53 BONN, Rép. Féd. All.

(14) KAISEROVÁ-KALIBOVÁ M. M^{me} : Pospisilova 5, PRAHA 3, Tchécoslovaquie.

32) KLINE J. K. M^{lle} : Department of Geology, The University, St George's Square, SHEFFIELD 1, Royaume-Uni.

(37) KNIGHT J. A. : Department of Geology, The University, St George's Square, SHEFFIELD 1, Royaume-Uni.

(20) LACEY W. S. : School of Plant Biology, University College, BANGOR, Caerns, Royaume-Uni.

LAMBRECHT L. : 228, boulevard d'Avroy, LIEGE, Belgique.

(8) LANZONI E. : S.N. Repal, Chemin du Réservoir, HYDRA-ALGER, Algérie.

(15) LAVEINE J. P. : Laboratoire de Paléobotanique, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59 - LILLE, France.

(22) LECKWIJCK W. P. VAN : I. U. G. S., Mechelse Steenweg 206, ANTWERPEN, Belgique.

LECLERCQ S. M^lle : Laboratoire de Paléontologie végétale, Université de Liège, 7, Place du XX Août, LIEGE, Belgique.

LEJEUNE-CARPENTIER M. M^me : Laboratoire de Paléontologie animale, Université de Liège, 7, Place du XX Août, LIEGE, Belgique.

(11) LEMOS DE SOUSA M. J. : Rua Pêro de Alenquer, 16-2° Esq°, Foz do Douro, PORTO, Portugal.

LISTER T. R. : B.O.C. of Australia Ltd., 10 Stirling Highway, NEDLANDS, West Australia 6009, Australie.

(17) LOBOZIAK S. : Laboratoire de Paléobotanique, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59 - LILLE, France.

MC GREGOR D. C. : Geological Survey of Canada, 601 Booth Street, Room 613, OTTAWA, Ontario, Canada.

MAGLOIRE L. M^me : S.N. Repal, Chemin du Réservoir, HYDRA-ALGER, Algérie.

MARTIN DE HEINZELIN F. M^me : 13, avenue A. Bechet, KRAAINEM, Bruxelles, Belgique.

MEISCHNER D. : Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Berlinerstrasse 28, 34 GÖTTINGEN, Rép. Féd. All.

* MELÉNDEZ B. : Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias, Pabellón 5° de Medicina, Ciudad Universitaria, MADRID - 3, Espagne.

(18) MUIR M. D. M^me : Department of Geology, Imperial College, Prince Consort Road, LONDON S.W. 7, Royaume-Uni.

(28) MULLER H. : Bundesanstalt für Bodenforschung, Postfach 54, 3-HANNOVER-BUCHHOLZ, Rép. Féd. All.

* NEVES R. : Department of Geology, The University, St George's Square, SHEFFIELD 1, Royaume-Uni.

(3) NOEL R. : I.N.I.E.X., Bois du Val-Benoît, rue du Chéra, LIEGE, Belgique.

OWENS B. : Institute of Geological Sciences, Ring Road Halton, LEEDS 15, Royaume-Uni.

(35) PAPROTH E. M^lle^ : Geologisches Landesamt Nordrhein Westfalen, De-Greiffstrasse, 190-195, 415-KREFELD, Rép. Féd. All.

(6) PENIGUEL G. : S.N.P.A., C.R.P., Avenue du Président Angot, 64 - PAU, France.

PIRLET H. : Laboratoire de Géologie, Université de Liège, 7, Place du XX Août, LIEGE, Belgique.

PISSART A. : Laboratoire de Géomorphologie, Université de Liège, 7, Place du XX Août, LIEGE, Belgique.

(27) POTONIÉ R. : Geologisches Landesamt Nordrhein Westfalen, Steinstrasse 137, 415 KREFELD, Rép. Féd. All.

* PRADO J. G. : I.N.C.A.R., Apartado de Correos, 73, OVIEDO, Espagne.

(4) RABITZ A. : Geologisches Landesamt Nordrhein Westfalen, De-Greiffstrasse 190-195, 415 KREFELD, Rép. Féd. All.

(41) RAMSBOTTOM W. H. C. : Institute of Geological Sciences, Ring Road Halton, LEEDS 15, Royaume-Uni.

RAUSCHER R. : Laboratoire de Géologie, 1, rue Blessig, 67 - STRASBOURG, France.

(31) RIEGEL W. : Institut für Paläontologie, Nussallee 8, 53 - BONN, Rép. Féd. All.

SARJEANT W. A. S. : Department of Geology, The University, NOTTINGHAM NG7 2RD, Royaume-Uni.

(43) SOMERS Y. M^lle^ : I.N.I.E.X., Bois du Val-Benoît, rue du Chéra, LIEGE, Belgique.

(25) STREEL M. : Laboratoire de Paléontologie végétale, Université de Liège, 7, Place du XX Août, LIEGE, Belgique.

THOREZ J. : Laboratoire de Minéralogie, Université de Liège, Place du XX Août, LIEGE, Belgique.

(19) TRUYOLS J. : Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad, OVIEDO, Espagne.

UBAGHS G. : Laboratoire de Paléontologie animale, Université de Liège, 7, Place du XX Août, LIEGE, Belgique.

UTTING J. : Department of Geology, The University, St George's Square, SHEFFIELD 1, Royaume-Uni.

VANGUESTAINE M. : Laboratoire de Paléontologie végétale, Université de Liège, 7, Place du XX Août, LIEGE, Belgique.

(2) VETTER P. : Service Géologie-Gisement, Charbonnages de France, 9, Avenue Percier, PARIS 8e, France.

(23) WAGNER R. H. : Department of Geology, The University, St George's Square, SHEFFIELD 1, Royaume-Uni.

WILSON G.J. : Department of Geology, The University, NOTTINGHAM, Royaume-Uni.

(39) WINKLER PRINS C. F. : Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie, Hooglandse Kerkgracht 17, LEIDEN, Pays-Bas.

Ire PARTIE

EXCURSIONS

COMPTE-RENDUS SOMMAIRES DES EXCURSIONS

EXCURSION FAITE LE 13 AVRIL 1969

Les membres de la Commission Internationale de la Microflore du Paléozoïque et de l'I.U.G.S. Subcommission on Carboniferous Stratigraphy ont visité le matin, les coupes d'Esneux, Souverain-Pré, Montfort et Evieux. Après un repas pris à Esneux, le groupe a examiné l'après-midi, les coupes de Comblain-au-Pont (Beverire), Chanxhe et Rivage-gare.

La veille au soir, à l'Hôtel Moderne à Liège, J. THOREZ avait introduit l'excursion par un exposé détaillé sur les recherches sédimentologiques qu'il a menées dans le Famennien supérieur de la vallée de l'Ourthe.

Trente personnes ont participé à cette excursion : MM. BLESS, M. J. M.; BODE, H.; Mlles BECKERS, E.; BONAMO, P.; MM. BOUCKAERT, J.; CHOIGNARD, J.; CLAYTON, G.; DOLBY, G.; DOWNIE, C.; Mme DEMARET, M.; MM. EK, C.; JARDINE, S.; JULIVERT, M.; Mlle KLINE, J.K.; MM. LANZONI, J.P.; McGREGOR, D.C.; MEISCHNER, D.; NOEL, R.; Mlle PAPROTH, E.; M. et Mme POTONIÉ, R.; MM. PISSART, A.; RAUSCHER, R.; RIEGEL, W.; Mlle SOMERS, Y.; MM. STREEL, M.; THOREZ, J.; TRUYOLS, J.; UTTING, J.; VANGUESTAINE, M.

M. STREEL.

EXCURSION FAITE LES 19 ET 20 AVRIL 1969

Les membres de l'I.U.G.S. Subcommission on Carboniferous Stratigraphy ont visité d'abord les sites classiques des couches de passage du Dévonien au Carbonifère le matin, dans la vallée de l'Ourthe (à Chanxhe et à Rivage-gare), et l'après-midi, dans la vallée de la Meuse (à Anseremme et à Hastière). Pendant le trajet en autocar, séparant les deux

vallées, le Professeur W.P. van LECKWIJCK a bien voulu décrire les paysages traversés en les replaçant dans le cadre général de la Géologie de l'Ardenne. Dans l'après-midi (après un repas pris à Dinant) le groupe a visité également le Waulsortien dans son lieu classique de Waulsort et le Marbre noir de Dinant à proximité du rocher Bayard où l'on a pu voir le passage du Tournaisien au Viséen inférieur dans sa localité-type.

Le soir, à l'hôtel à Dinant, MM. CONIL et PIRLET ont exposé les grandes lignes de la sédimentologie et de la biostratigraphie du Calcaire carbonifère, particulièrement vues sous l'angle micropaléontologique (Foraminifères).

Le lendemain matin, le groupe a visité la coupe de Salet (Tn3-V2b) et de Moulin de Floye (V2a-V2b). L'après-midi, il a vu le Viséen moyen et supérieur d'Anhée (V2b à V3b sup.) puis les couches de passage du Viséen au Namurien dans la célèbre carrière de Jaiffe, à Warnant.

Trente personnes ont participé à cette excursion : MM. AUSTIN, R. L.; BLESS, M. J. M.; BODE, H.; BOERSMA, M.; CHOIGNARD, J.; CONIL, R.; DANZE, J.; EICKHOFF, G.; FIEBIG, H. E. R.; M. et M^me^ GANDL, J.; M. et M^me^ GEORGE, T. N.; MM. JONES, D. G.; JULIVERT, M.; KNIGHT, J. A.; LACEY, W. S.; MEISCHNER, D.; M^me^ MUIR, M. D.; M^lle^ PAPROTH, E.; MM. PIRLET, H.; RABITZ, A.; RAMSBOTTOM, W. H. C.; STREEL, M.; TRUYOLS, J.; van AMEROM, H.W. J.; VANGUESTAINE, M.; van LECKWIJCK, W. P.; WAGNER, R. H.; WINKLER PRINS, C. F.

H. PIRLET.

EXCURSION HELD ON 21-22 APRIL 1969

Members of the I.U.G.S. Subcommission on Carboniferous Stratigraphy were met at the station of Merzig, where the road to Ensdorf was taken for a visit to the Ensdorf Colliery tip. Plant impressions of Stephanian A age were found in profusion on this tip. The next locality was a new roadside exposure along the Bous/Völklingen road, where Stephanian A rocks with Holz Conglomerate at the base are found overlying plant-bearing strata of the Heiligenwalder Schichten (Westphalian D). In the valley of Köllerbach (Köllner Mühle) a section was seen of Stephanian A strata with the Grangeleisen Seam and *Leaia* Band 5.

During the evening the geological collections of the Bergingenieurschule at Vonderheydt were visited, and the party was entertained here at supper by the Saarbergwerke A.G. The next morning's excursion commenced at Göttelborner Höhe where a new road cut had made a temporary exposure in the upper Heiligenwalder Schichten and the overlying Holz Conglomerate. Plant fossils were collected here from the Heiligenwalder Schichten. Then, at Bildstock, an exposure of Buntsandstein overlying Westphalian was examined before visiting the *ca.* 150 m thick succession of Westphalian C strata (Sulzbacher Schichten) exposed in the Köppl brick pit near the König Colliery. This succession contains several coals and numerous lithologies, including tonstein 3. Another brick pit, at Wellesweiler, provided the opportunity to see the Geisheck Schichten of the lowermost Westphalian D. Time proved too short to continue the excursion into Stephanian A, B and C strata at Ostertal and near Ottweiler, since most of the participants in the excursion had to be back for the afternoon in Saarbrücken.

Participants :

Messrs. van AMEROM, H. W. J.; BLESS, M. J. M.; BOERSMA, M.; DANZE, J.; Mrs. DEMARET, M.; Messrs. JONES, D. G.; JOSTEN, K. H.; Mrs. KALIBOVÁ-KAISEROVÁ, M.; Miss KLINE, J. K.; Mr. and Mrs. KNEUPER, G.; Mr. KNIGHT, J. A.; Mrs. MUIR, M. D.; Miss PAPROTH, E.; Messrs. VETTER, P.; WAGNER, R. H.; WEINGARDT, H. W.

G. KNEUPER.

Excursion du dimanche 13 avril 1969

Le Famennien et les couches de transition Dévonien-Carbonifère dans la vallée de l'Ourthe (sud de Liège, Synclinorium de Dinant)

J. BOUCKAERT [1], M. STREEL [2] & THOREZ [3]

Avec 10 figures dans le texte.

RESUME.

De nombreuses carrières de la vallée de l'Ourthe dans la partie N-E du synclinorium de Dinant montrent diverses formations lithologiques qui s'étagent du Famennien au Viséen (fig. 1). L'intérêt de ce travail porte essentiellement sur l'étude des Psammites du Condroz et des couches qui les surmontent directement, dans les localités types : Esneux, Souverain-Pré, Montfort, Evieux et Comblain-au-Pont. Chaque section type est détaillée et son contenu paléontologique est décrit afin de permettre les corrélations entre les différentes sections.

Les couches de transition Dévonien-Carbonifère sont décrites et discutées. Les corrélations entre les localités classiques de Comblain-au-Pont (Rivage-gare), Etroeungt (Avenois, nord de la France) et les « Hangenberg Schiefer » (Hönnetal) sont relativement étroites. Les couches que nous appelons Fa2d contiennent le conodonte *Spathognathodus costatus ultimus* (Chanxhe). La subdivision supérieure de la zone à spores *pusillites-lepidophytus* commence au sommet des couches de Comblain-au-Pont *sensu stricto* à Rivage-gare, mais cette sous-zone est présente dans le Calcaire d'Etroeungt contenant *Cymaclymenia euryomphala,* qui paraît ainsi partiellement plus jeune que les couches de Comblain-au-Pont. Toutes les corrélations discutées dans cette note sont résumées sur la figure 3, en regard de la succession générale à Céphalopodes.

ABSTRACT.

Numerous quarries in the Ourthe Valley in the N-E part of the Synclinorium of Dinant expose lithological formations ranging in age from Famennian to Viséan (fig. 1). This note concerns particularly the « Psammites du Condroz » and their directly superimposed beds in the type localities : Esneux,

1 Service Géologique de Belgique, rue Jenner, Bruxelles.

2 Laboratoire de Paléontologie végétale, Université, place du Vingt-Août, Liège.

3 Laboratoire de Minéralogie, Université, place du Vingt-Août, Liège.

Souverain-Pré, Montfort, Evieux, Comblain-au-Pont. Each type-section is described in detail and the palaeontological aspects noted to allow the correlation between the different sections.

The Devonian-Carboniferous transition beds are described and discussed, and a relatively close correspondence is noted between the classic localities of Comblain-au-Pont (Rivage-gare), Etroeungt (Avesnois, North of France) and the « Hangenberg Schiefer » (Hönnetal). The beds here called Fa2d contain the conodont species *Spathognathodus costatus ultimus* at Chanxhe. The upper subdivision of the *pusillites-lepidophytus* spore-zone starts at the top of the Comblain-au-Pont beds *sensu stricto* at « Rivage-gare » whilst this subzone lies within the Etroeungt Limestone containing *Cymaclymenia euryomphala,* which thus seems to be partly younger than the Comblain-au-Pont beds. All the correlations discussed in this paper are summarized in figure 3, and placed in relation to the standard cephalopod succession.

I. INTRODUCTION

A l'extrémité nord-orientale du synclinorium de Dinant, la vallée de l'Ourthe recoupe, entre *Esneux* et *Hamoir,* des formations lithologiques d'âges Famennien à Viséen (fig. 1).

L'intérêt de cette excursion est centré sur l'étude des « Psammites du Condroz » et sur les couches qui les surmontent directement. Les diverses formations lithologiques classiques (ou « assises ») qui caractérisent les Psammites du Condroz, ont été définies en 1875 par M. Mourlon dans les localités-types de la vallée de l'Ourthe à Esneux, Souverain-Pré, Montfort, Evieux.

L'étude détaillée de ces formations a été effectuée sur le plan sédimentologique par J. Thorez (Thèse de doctorat inédite), sur le plan paléontologique par J. Bouckaert (Conodontes), R. Conil (Foraminifères) et M. Streel (Spores).

Au canevas biostratigraphique reconnu valable au travers du synclinorium de Dinant (J. Bouckaert, M. Streel & J. Thorez 1968) s'ajoutent, dans les coupes de la vallée de l'Ourthe et de ses affluents (plus de 30 coupes levées et étudiées en détail), des canevas de repères rythmiques de valeur locale. Le découpage stratigraphique très fin qui a résulté des études sédimentologiques et paléontologiques a permis de reconstituer la paléogéographie du bassin sédimentaire. Un exposé sédimentologique sort du cadre de ce livret-guide.

Nous passerons en revue les coupes de référence classiques des *formations lithologiques* (assises) de M. Mourlon en mettant l'accent sur les repères paléontologiques qui permettent d'établir les raccords entre coupes. Quelques informations paléontologiques acquises après

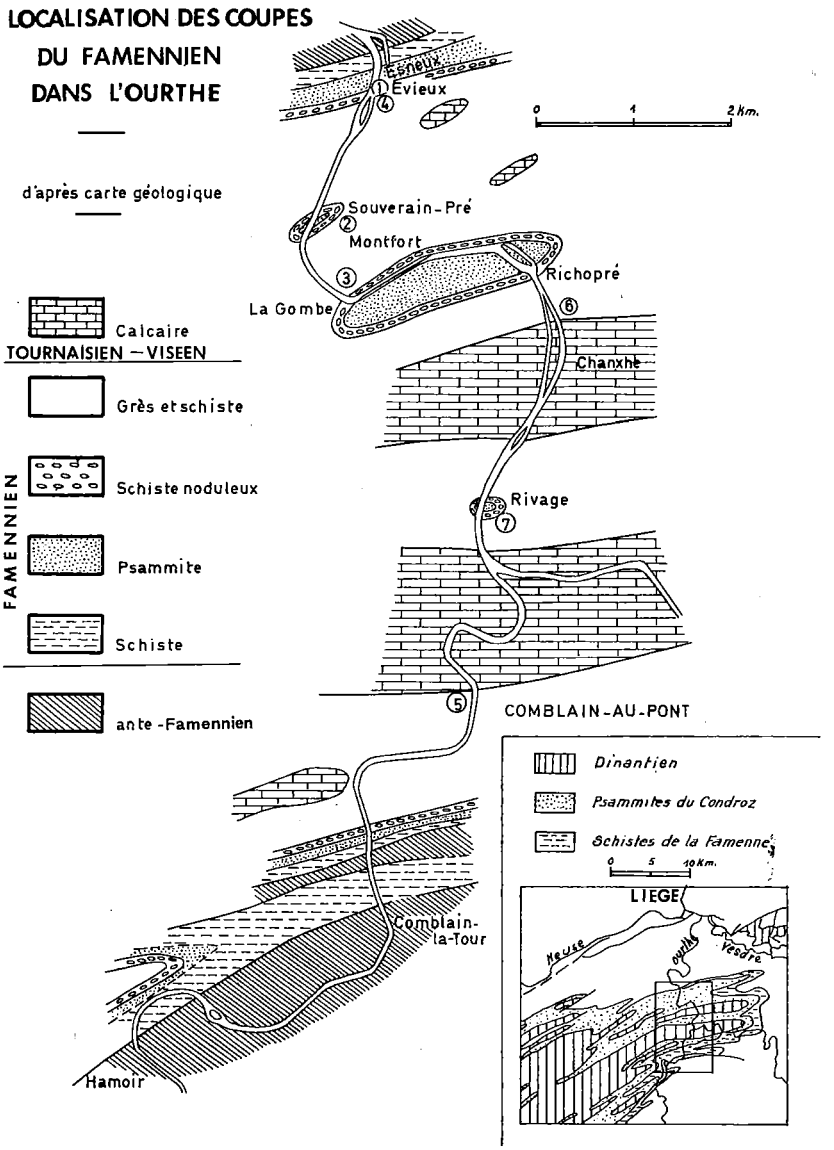


Fig. 1. — *Localisation des coupes du Famennien dans la vallée de l'Ourthe.* Les numéros renvoient aux numéros des profils figurés dans cette note.

notre publication (J. Bouckaert, M. Streel & J. Thorez 1968) ont été ajoutées sur les profils schématiques présentés ici.

Les deux limites Fa2a/Fa2b/Fa2c définies récemment (J. Bouckaert, M. Streel & J. Thorez 1968) sont matérialisées sur la coupe de référence principale dans l'Ourthe (Carrière de la Gombe-Montfort). Dans cette coupe, les limites inférieure et supérieure du Fa2b ont été mises en coïncidence avec celles de la Formation de Montfort Fm(Mt) - Membre de la Gombe *sensu* J. Thorez. Il faut insister sur le fait que cette coïncidence n'est réalisée pratiquement que dans cette coupe de référence ; nous avons, en effet, montré que sur la courte distance (8 km environ) qui sépare les affleurements du nord (Esneux) de ceux du sud (Comblain-la-Tour), les limites de la Formation Montfort Fm(Mt) sont recoupées en plusieurs points par les limites du Fa2b. Le diachronisme des formations devient plus évident encore quand on s'éloigne des coupes de la vallée de l'Ourthe, notamment vers le S-O.

Il s'imposait, par conséquent, de désigner les formations lithologiques par des symboles propres :

Formation des Psammites stratoïdes d'Esneux : Fm (Es)
Formation de Souverain-Pré : Fm (SVP)
Formation de Montfort comprenant 4 membres : Fm (Mt)
— membre du Hoyoux
— membre de Comblain
— membre de Poulseur
— membre de La Gombe
Formation d'Evieux : Fm (Ev)
tels qu'ils sont définis par J. Thorez (1969, inédit).

La figure 2 montre schématiquement les relations entre la coupe de *Montfort-La-Gombe* avec, respectivement : la coupe de *Aye 356* (où nous avons défini la base du Famennien supérieur) et celle de *Rivage-Gare* (coupe classique de M. Mourlon où affleurent les couches de passage du Dévonien au Carbonifère).

Les corrélations entre la coupe de référence de La Gombe-Montfort et celle de Aye 356 sont possibles grâce à la succession des zones à Conodontes *rhomboidea-quadrantinodosa* présentes dans les deux coupes. Cette succession de Conodontes est présente dans les affleurements situés en face de la carrière de La Gombe, sur la rive gauche de l'Ourthe.

II. LES COUCHES DE TRANSITION DEVONIEN-CARBONIFERE

Au fil des années, la définition correcte des couches de passage du Dévonien au Carbonifère est devenue un problème très complexe. Les

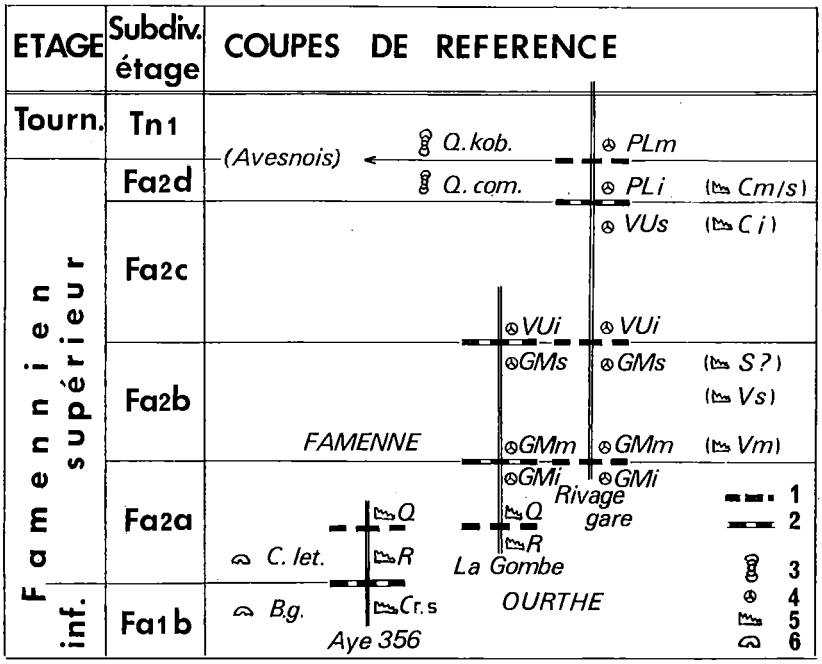


Fig. 2. — *Corrélation des coupes de référence du Famennien supérieur dans le synclinorium de Dinant* (J. Bouckaert, M. Streel & J. Thorez 1968).

1. corrélations par successions de zones biostratigraphiques.
2. base d'une subdivision de l'étage caractérisée par une succession de zones biostratigraphiques.

3 à 6. zonation biostratigraphique (s=supérieur, m=moyen, i=inférieur)

3. *Foraminifères* (R. Conil) :
   Q.kob.=Quasiendothyra kobeitusana
   Q.com.=Quas. communis radiata
4. *Spores* (M. Streel) :
   PL=pusillites —lepidophytus
   VU=versabilis —uncatus
   GM=gracilis —minutus
5. *Conodontes* (J. Bouckaert) :
   C=costatus
   S=styriaca
   V=velifera
   Q=quadrantinodosa
   R=rhomboidea
   Cr=crepida
6. *Brachiopodes* (P. Sartenaer) :
   C.let.=Camarotoechia letiensis
   B.g.=Basilicorhynchus basilicus gerardimontis.

difficultés résultent surtout d'une nomenclature très embrouillée car les corrélations entre les localités-types de Comblain-au-Pont (cf. Rivage-Gare), d'Etroeungt (Avesnois, Nord de la France) et des schistes de Hangenberg (Hönnetal) sont aujourd'hui relativement précises. Il est aussi démontré que la base du Tournaisien inférieur, généralement admise dans le synclinorium de Dinant (base de *Quasiendothyra kobeitusana)* est plus ancienne que la base du Carbonifère définie à Heerlen (1935).

Dans les coupes de Chanxhe et de Rivage est visible l'équivalent précis de cette base du Tn1a, telle qu'elle a été simultanément présentée par R. Conil, H. Pirlet & M. Lys (1967) au Congrès du Carbonifère à Sheffield et par B. Mamet (1968) au Congrès du Dévonien à Calgary (soit approximativement la base de la Formation de Comblain-au-Pont *sensu* Mourlon 1875 ; la base du Tn1aγ *sensu* Conil 1964).

En-dessous de cette zone affleurent sur une vingtaine de mètres, des sédiments qui n'appartiennent pas à la Formation d'Evieux et qui ont été dénommés Tn1aα et β par R. Conil (1964) (base placée à l'extinction des « *Umbellina* ornementées » et à l'apparition des *Girvanella ducii* et *G. wetheredi*) ou Fa2d par J. Bouckaert, M. Streel & J. Thorez (1968) (base placée à l'apparition de *Hymenozonotriletes lepidophytus).* Les couches que nous dénommons Fa2d contiennent *Sp. costatus ultimus* et *Quasiendothyra communis radiata* et sont marquées par l'apparition massive des Endothyridae. Comme l'ont montré R. Conil et M. Lys dès 1964, les couches équivalentes ont près de 150 mètres d'épaisseur dans l'Avesnois (France) où *Hymenozonotriletes lepidophytus* y apparaît aussi, peu avant *Q. communis radiata* (Streel 1969).

Les corrélations biostratigraphiques entre les coupes de la vallée de l'Ourthe (en particulier celle de Rivage-Gare) et celles de l'Avesnois (en particulier la tranchée d'Avesnelles) sont bien, *en ce qui concerne la base du Fa2d,* celles montrées par Conil (1964) et non celles proposées par Mamet, Mortelmans & Sartenaer (1965, fig. 2) dans leur tableau de corrélation des lithofaciès.

C'est dans la région de l'Avesnois que les couches du Fa2d et du Tn1a sont les plus épaisses et probablement les plus complètes. Le calcaire d'Etroeungt, à *Etroeungt, sensu* Gosselet 1857 en constitue la partie la plus supérieure et les auteurs s'accordent à mettre le sommet du Tn1a à la limite entre ce calcaire d'Etroeungt et le calcaire noir d'Avesnelles, dans la tranchée d'Avesnelles (Conil 1964, Pl. II).

Par contre, les corrélations sont moins évidentes entre le sommet de la Formation de Comblain-au-Pont à *Rivage-Gare,* le sommet du calcaire d'Etroeungt à *Avesnelles* et la base du calcaire d'Hastière, à *Hastière* (base du Tn1b Conil 1964).

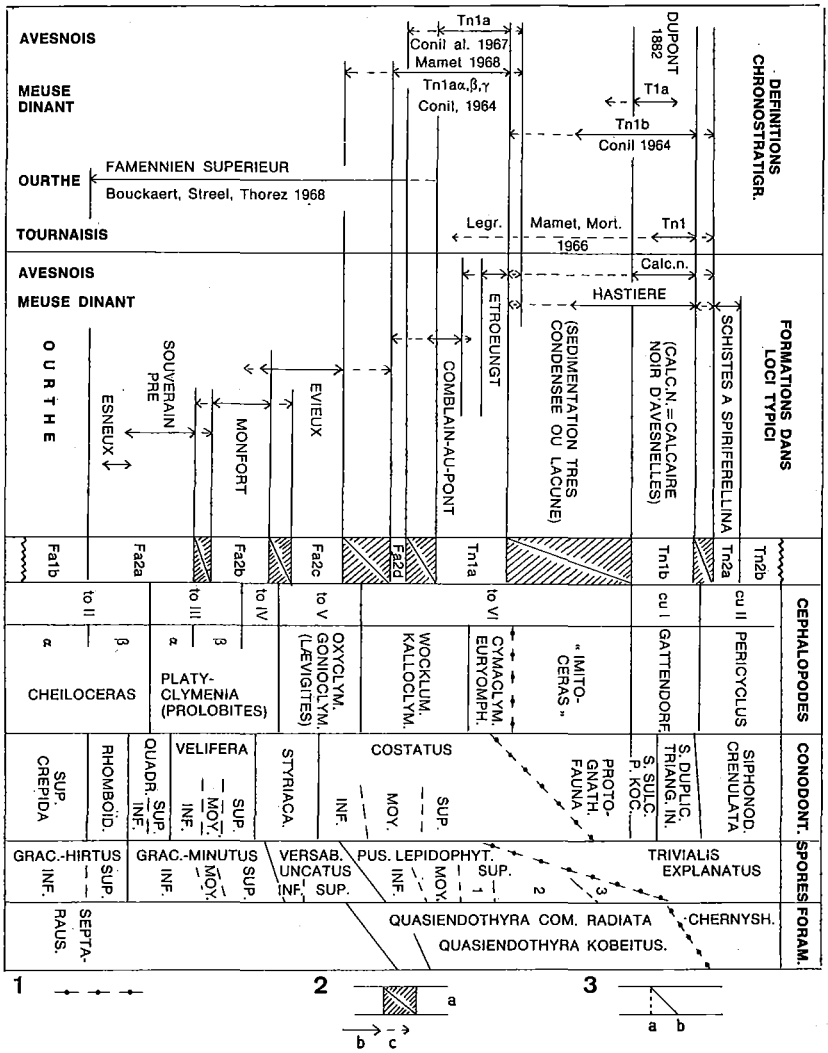
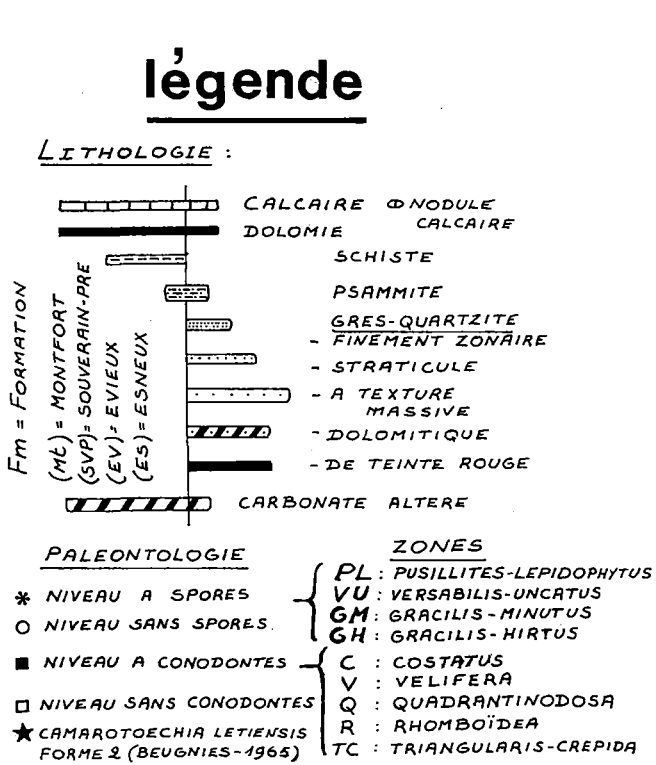


Fig. 3. — Chronostratigraphie, lithostratigraphie et biostratigraphie comparées par rapport à la zonation à Céphalopodes.

1. limite biostratigraphique peu définie.
2. a. intervalle d'incertitude de la zonation chronostratigraphique par rapport à la zonation à Céphalopodes.
   b. c. extension minimale (b) et maximale (c) des formations lithologiques classiques et des principales définitions chronostratigraphiques, par rapport à la zonation à Céphalopodes.
3. a. b. position la plus basse (a) et la plus haute (b) d'une succession de zones biostratigraphiques par rapport à la zonation à Céphalopodes.



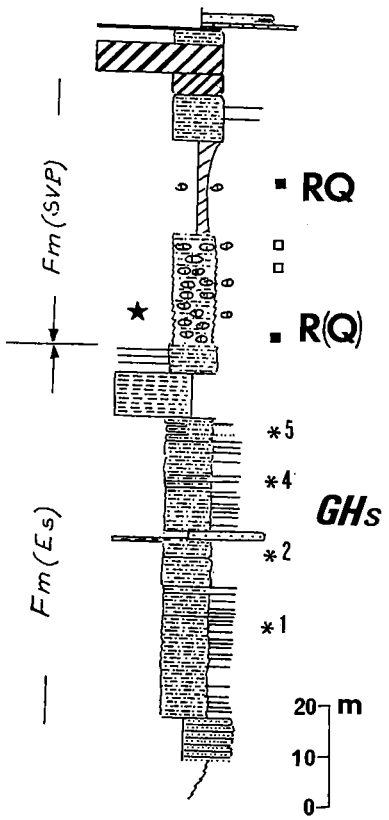


Fig. 4. — Légende des figures 4 à 10 et coupe d'Esneux (1).

Au stade actuel des recherches, la zone à spores *pusillites-lepidophytus* supérieure (voir définition plus loin) commence au-dessus des couches de Comblain-au-Pont à Rivage-Gare mais est présente dans le calcaire d'Etroeungt qui serait ainsi partiellement plus jeune que les couches de Comblain-au-Pont *sensu stricto*.

La partie moyenne du Tnlb, dans la région de Dinant (Conil 1964) et la partie inférieure du Tnlb dans le Hoyoux (Austin, Conil, Rhodes & Streel 1970) contiennent *Siphonodella*. La base du Carbonifère, définie à Heerlen, est donc comprise entre cette faune à *Siphonodella* dans la partie inférieure du Tnlb et le sommet des couches d'Etroeungt, contenant *Cymaclymenia euryomphala*.

La succession stratigraphique classique peut donc être « corrélée » très exactement avec la succession allemande basée sur les Céphalopodes (voir fig. 3).

III. DESCRIPTION BIOSTRATIGRAPHIQUE SIMPLIFIEE DES COUPES

Une définition précise et une mise au point de la taxonomie des espèces de spores citées ci-dessous font partie d'un mémoire en cours (M. Streel). (Description de bas en haut dans chaque coupe).

Esneux ① fig. 4 : coupe de référence de la formation d'Esneux, Fm(Es)
âge : Fa2aα.

Les schistes psammitiques (dont les niveaux 1 à 5) appartiennent à la zone *gracilis-hirtus* et contiennent les spores :

Archaeozonotriletes gracilis Kedo, abondant (+ de 2 %) ;
cf. *Acanthotriletes hirtus* Naumova, fréquent, parfois abondant ;
Retusotriletes punctatus Tchibrikova, très abondant (+ de 10 %) ;
Retusotriletes incohatus Sullivan, fréquent ;
Retusotriletes planus Dolby & Neves, abondant (+ de 2 %) ;
(syn. : *Punctatisp. irrasus* Hacq. *in* Bouck. Str. Th. 1968)
Endosporites gr. *minutus* H.S.M.
Perotrilites cf. *perinatus* Hughes & Playford, fréquent ;
Perotrilites cf. *magnus* Hughes & Playford ;
cf. *Auroraspora solisortus* H.S.M.
Spinozonotriletes cf. *tenuispinus* Hacq., fréquent ;
Hymenozonotriletes versabilis Kedo, fréquent ;
Lophozonotriletes cf. *macrogrumosus* Kedo
Hymenozonotriletes velatus Caro-Moniez ;
Hystricosporites multifurcatus (Winslow) Mortimer & Chaloner ;
Calamospora microrugosa S.W.B.
etc...

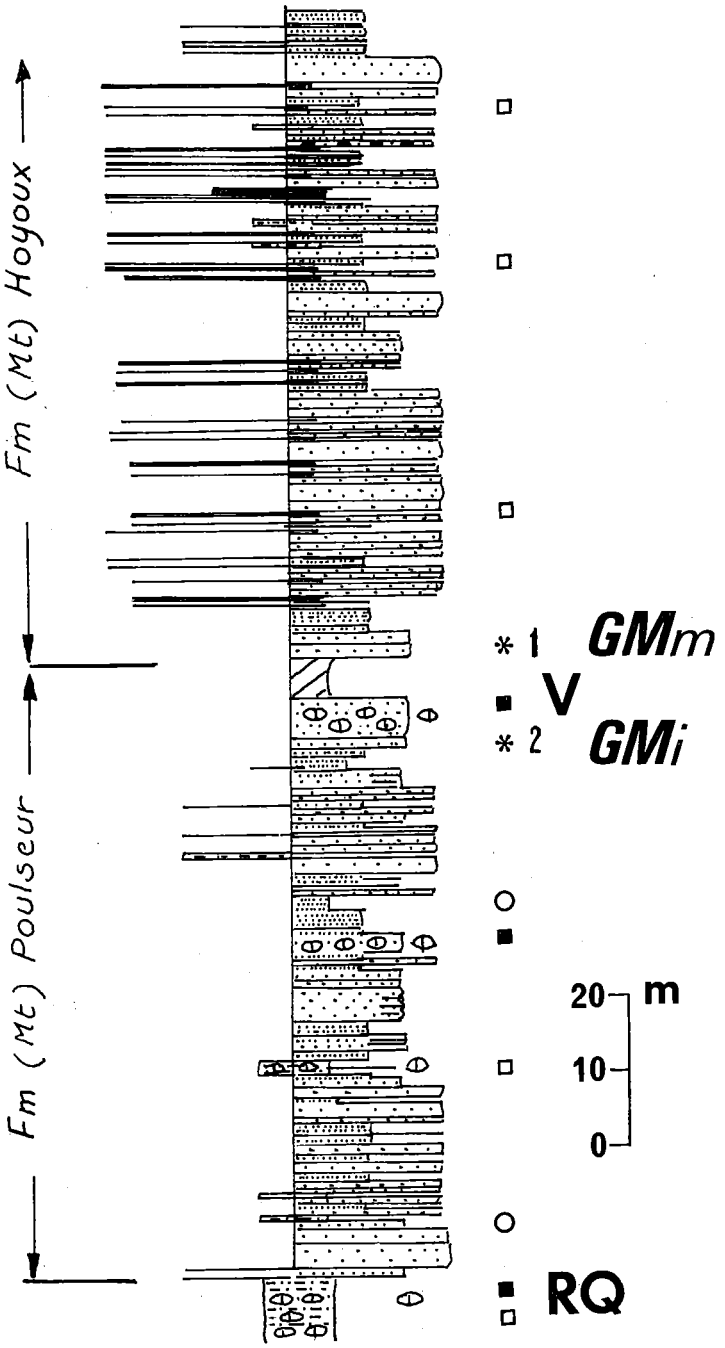


Fig. 5. — Souverain-Pré ②.

Parmi les acritarches :

Baltisphaeridium « triangulare » Stock. & Will.
Veryhachium downei Stock & Will.
Veryhachium octoaster Staplin.
Pterospermopsis de grande taille (> 50 μ)
etc...

Les premiers bancs du faciès calcareux à « nodules » de la formation de Souverain-Pré Fm (SVP) contiennent les Conodontes :

Polygnathus rhomboidea
P. pennatuloidea
P. nodocostata nodocostata
Icriodus cornutus
Palmatolepis quadrantinodosa marginifera
et le Brachiopode *Camarotoechia letiensis* fo. 2

Beugnies (1965) a trouvé *Camarotoechia letiensis* (fo. 1) à la base des psammites stratoïdes d'Esneux, sur l'autre rive de l'Ourthe.

Souverain-Pré ② fig. 5 : coupe de référence de la formation de Souverain-Pré *sensu* Mourlon 1875 et 1894.
contact des formations Fm(SVP) et Fm(Mt)
Membres de Poulseur et du Hoyoux,
âge : Fa2aα à Fa2bα.

Les derniers bancs de faciès calcareux « à nodules » de la formation de Souverain-Pré contiennent :

Palmatolepis glabra pectinata,
P. glabra,
Polygnathus glabra,
P. nodocostata,
P. semicostata,
Spathognathodus strigosus,
Pelekysgnathus sp.

Les niveaux à nodules de la formation Montfort (membre de Poulseur) contiennent :

Scaphignathus velifera,
Polygnathus cf. *semicostata.*

Les niveaux à spores sont rares et mal conservés. Au point 2 cependant, on peut identifier la zone GMi.

La zone *gracilis-minutus* se superpose à la zone *gracilis-hirtus,* non seulement dans la vallée de l'Ourthe, mais aussi dans le Hoyoux et dans la région de Silenrieux (Fagne). La zone GM inf. est caractérisée

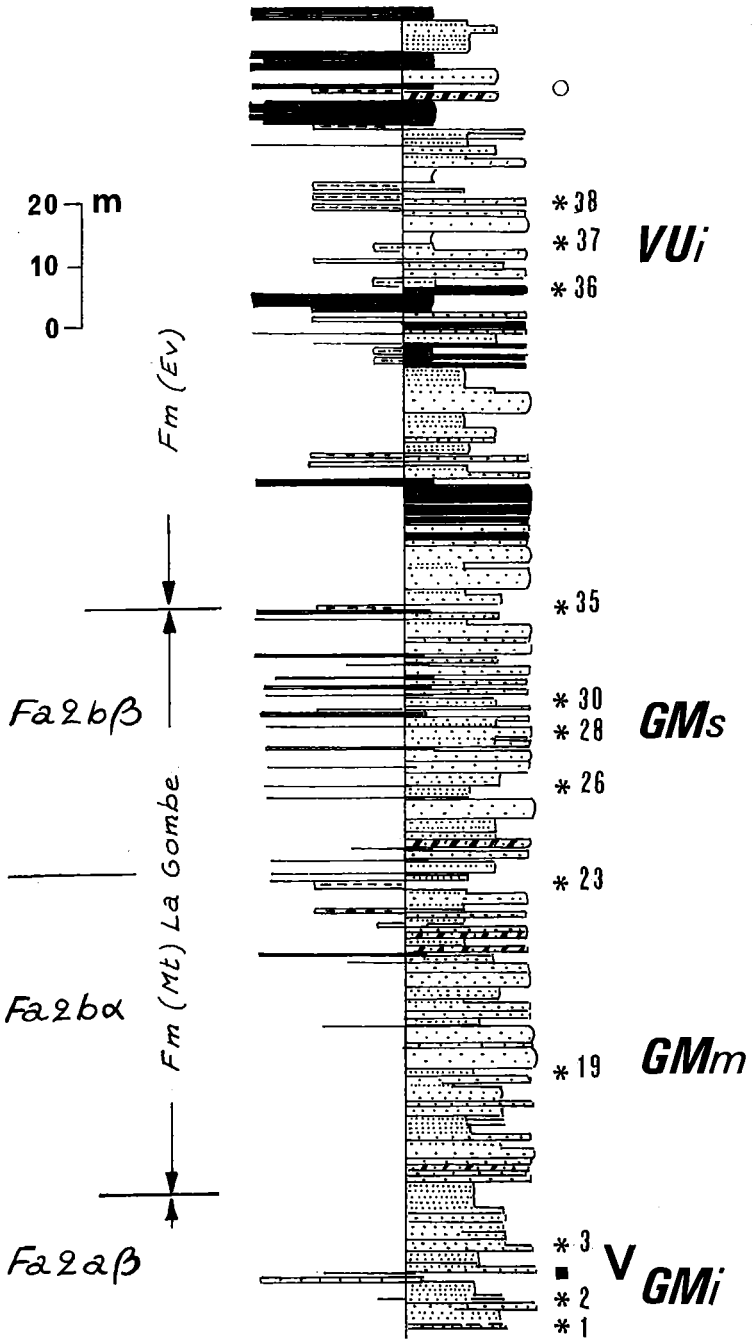


Fig. 6. — La Gombe-Montfort ③.

par l'apparition de *Archaeozonotriletes famenensis* ; l'abondance de *Endosporites* gr. *minutus* (+ de 2 %) ; *Hymenozonotriletes velatus* Caro-Moniez devient fréquent.

Par contre *Retusotriletes punctatus* est moins abondant que dans la zone GH. Cf. *Acanthotriletes hirtus* devient occasionnel.

Les autres espèces mentionnées à Esneux sont aussi présentes dans la zone GM.

Parmi les Acritarches, disparition dans l'aire étudiée de *Veryhachium octoaster* Staplin, des grands *Pterospermopsis,* apparition des premiers *Tornacia sarjeanti* Stock. & Will.

La zone GM moyenne qui apparaît quelques mètres plus haut est caractérisée par l'apparition de *Hymenozonotriletes microsetus* Kedo. *Archaeozonotriletes gracilis* Kedo devient très abondant (+ de 10 %). Les formes de *Endosporites* cf. *minutus* à « zone » étroite deviennent fréquentes.

La succession GM inf./GM moy. se retrouve dans d'autres coupes de la vallée de l'Ourthe et dans le Hoyoux, dans la même zone *velifera* inf. là où les Conodontes sont présents.

La Gombe-Montfort ③ fig. 6 : coupe de référence de la formation de Montfort Fm(Mt), membre de La Gombe.
Coupe de référence du Fa2b (limites inf. et sup.).

A la base du lithofaciès Montfort Fm(Mt) - membre de Poulseur, un niveau à Conodontes a donné :

Scaphignathus velifera,
Polygnathus semicostata,
Polygnathus nodocostata,
Palmatolepis sp.
Pelekysgnathus sp.

La coupe de La Gombe-Montfort recoupe des faciès lithologiques du Fm(Mt), membres de Poulseur (partie sommitale) et de La Gombe, plus favorables à l'abondance des spores que le lithofaciès contemporain (membre du Hoyoux) composé d'alternances de bancs de quartzite et de dolomie visité à Souverain-Pré. La totalité de la coupe jusqu'à la base de la formation d'Evieux Fm(Ev) appartient à la zone *gracilis-minutus* avec ses trois subdivisions inf., moy., sup.

La zone GMi coïncide avec la faune de Conodontes ci-dessus.

La zone GMm a été trouvée dans les premiers schistes (19) qui surmontent le banc des « calamanes », base de la formation Montfort Fm(Mt), membre de La Gombe, choisi également comme base du Fa2b dans la coupe.

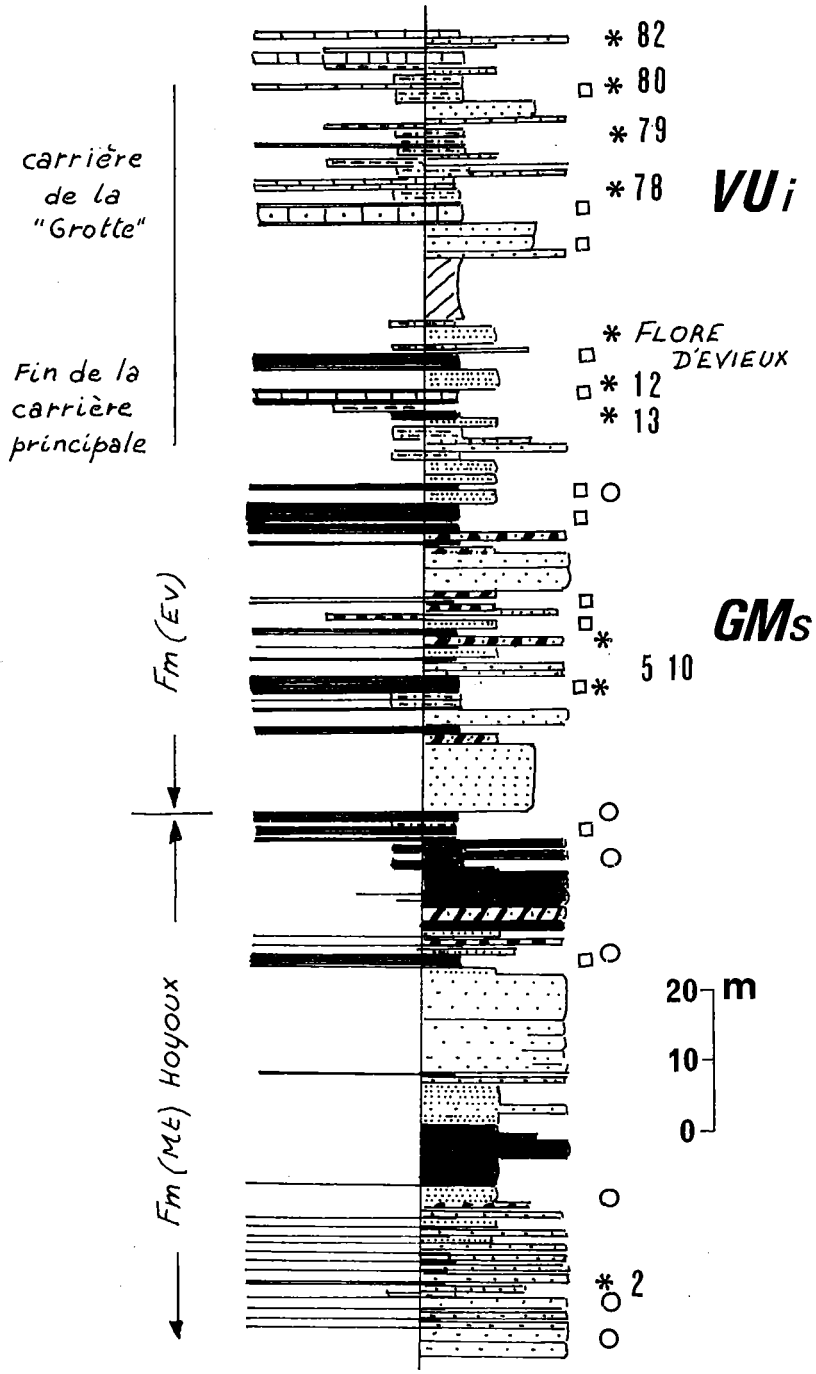


Fig. 7. — Evieux ④.

La limite GMm/GMs n'est pas encore localisée avec précision dans cette coupe ; elle se place au moins à partir du niveau 23. Elle correspond à un changement quantitatif net : *Retusotriletes punctatus* Tchibrikova devient de nouveau aussi abondant que dans la zone *gracilis-hirtus* ; *Endosporites* gr. *minutus* est toujours abondant mais on note une sensible diminution des pourcentages de *Retusotriletes planus* Dolby & Neves, qui reste fréquent et une abondance moindre de *Archaeozonotriletes gracilis.* La succession GMm/GMs se retrouve dans deux coupes plus méridionales dans la vallée de l'Ourthe et dans quatre coupes du Hoyoux.

Entre le niveau 35 et le niveau 36, un changement plus marqué se produit dans les assemblages de spores : *Hymenozonotriletes versabilis* Kedo et surtout *Perotrilites* cf. *perinatus* deviennent abondants (+ de 2 %), parfois très abondants (+ de 10 %). *Archaeozonotriletes famenensis* Naumova et *Hymenozonotriletes microsetus* Kedo deviennent fréquents.

Spinozonotriletes cf. *uncatus* apparaît, avec d'autres espèces comme :
Hymenozonotriletes famenensis Kedo,
Pulvinispora depressa Balme & Hassel,
Retusotriletes verrucosus Caro-Moniez, *non* Naumova.
Endosporites sp. Pl. 5 fig. 5 *in* Balme & Hassell
div. sp. nouvelles de *Reticulatisporites, Dictyotriletes, Retusotriletes, Lophozonotriletes,* etc...
un genre nouveau à « crumina ».

Archaeozonotriletes gracilis devient de moins en moins abondant. C'est la zone *versabilis-uncatus* qui caractérise le Fa2c dont la base est fixée au niveau 35.

La succession GMs/VU existe dans plusieurs coupes de l'Ourthe, du Hoyoux et du Bocq, dans la région de Silenrieux (Fagne) et dans les schistes de la gare de Sains (Fagne française).

Evieux ④ fig. 7 : coupe de référence de la formation d'Evieux Fm(Ev) ; séquences étudiées d'âge : Fa2aβ - Fa2c.

Aucun niveau n'a livré de Conodontes.

La moitié inférieure de la coupe à faciès Montfort (membre du Hoyoux) où les niveaux dolomitiques dominent, est défavorable à l'abondance des spores et à leur bonne conservation. On retrouve la succession GMs/VU dans la formation type d'Evieux entre les niveaux 5/10 et les niveaux 12/13.

Au-dessus des niveaux 12/13, Crépin (1874) a récolté, d'après F. Stockmans (1948) :
Archaeopteris roemeriana (Göppert),

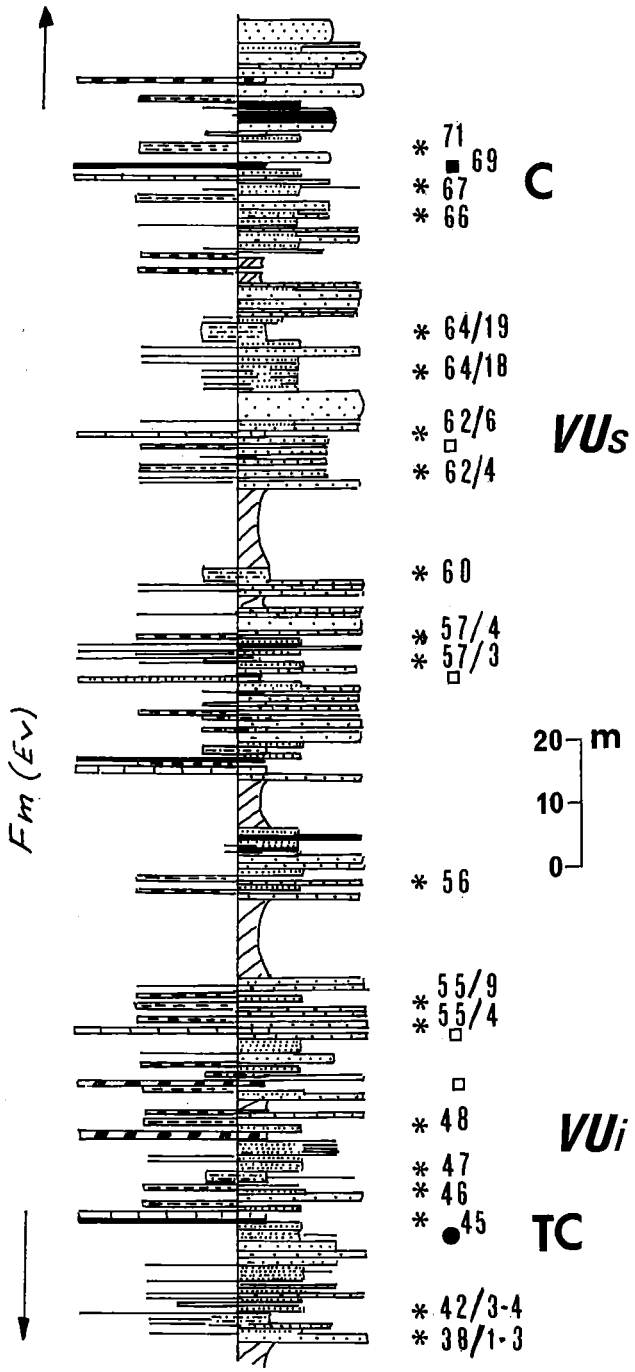


Fig. 8. — Comblain-au-Pont ⑤.

Rhacophyton condrusorum Crépin,
Sphenopteris flaccida Crépin,
Sphenocyclopteridium belgicum Stockmans,
Cyclostigma brevifolium Nathorst,
Barinophyton citrulliforme Arnold,
Eviostachya hoegi Stockmans,
Pinnularia devonica Stockmans.

Les niveaux du Fa2cα qui contiennent des spores en abondance ne contiennent en revanche aucun acritarche.

La partie supérieure de la formation d'Evieux est peu favorable aux spores ; les couches ne sont pas exposées d'une manière continue et n'atteignent pas le Fa2d.

Comblain-au-Pont ⑤ fig. 8 : âge Fa2c.

Il s'agit d'une coupe du Fa2c plus complète que celle d'Evieux, mais en faciès nettement marin. Acritarches et scolécodontes sont régulièrement présents mais peu abondants (moins abondants que dans les couches Fa2b de La Gombe-Montfort où l'on trouve encore des *Baltisphaeridium « triangulare »* Stock. & Will., des *Veryhachium downiei* Stock. & Will. et plusieurs espèces de *Cymatiosphaera).* A Comblain-au-Pont, c'est un *Gorgonisphaeridium* à appendices courts et nombreux qui est le plus fréquent.

On trouve la zone *versabilis-uncatus* dès la base de la coupe et jusqu'à son sommet. Au niveau 45, près de la base, se place un niveau à Conodontes remaniés. On retrouve cette faune à Conodontes remaniés dans quatre coupes, apparemment au même niveau stratigraphique du Nord au Sud dans la vallée de l'Ourthe.

Les assemblages de spores y sont en général les mieux conservés parmi ceux que nous avons isolés dans la vallée de l'Ourthe, particulièrement les niveaux 45 à 55 et 62/6 à 71. A partir du niveau 57, les assemblages contiennent généralement *Raistrickia variabilis* Dolby & Neves (Fa2cβ). Cette coupe n'atteint pas le Fa2d. Près du sommet, elle contient un banc calcaire à Conodontes : *Spathognathodus costatus, Pol. communis,* situé une dizaine de mètres sous un banc rouge. La même succession d'un banc de calcaire avec la *costatus* zone et d'un banc rouge se retrouve dans la coupe de Comblain-la-Tour, 20 mètres sous la base de la zone à *Hym.lepidophytus.*

Chanxhe ⑥ fig. 9 : âge : Fa2c - Fa2d - Tnl.

Cette coupe porte des repères de couleurs différentes suivant l'âge. On peut observer dans cette coupe le sommet de la formation d'Evieux Fm(Ev) avec la zone VUs (Fa2c) contenant *Raistrickia variabilis* Dolby & Neves (jaune).

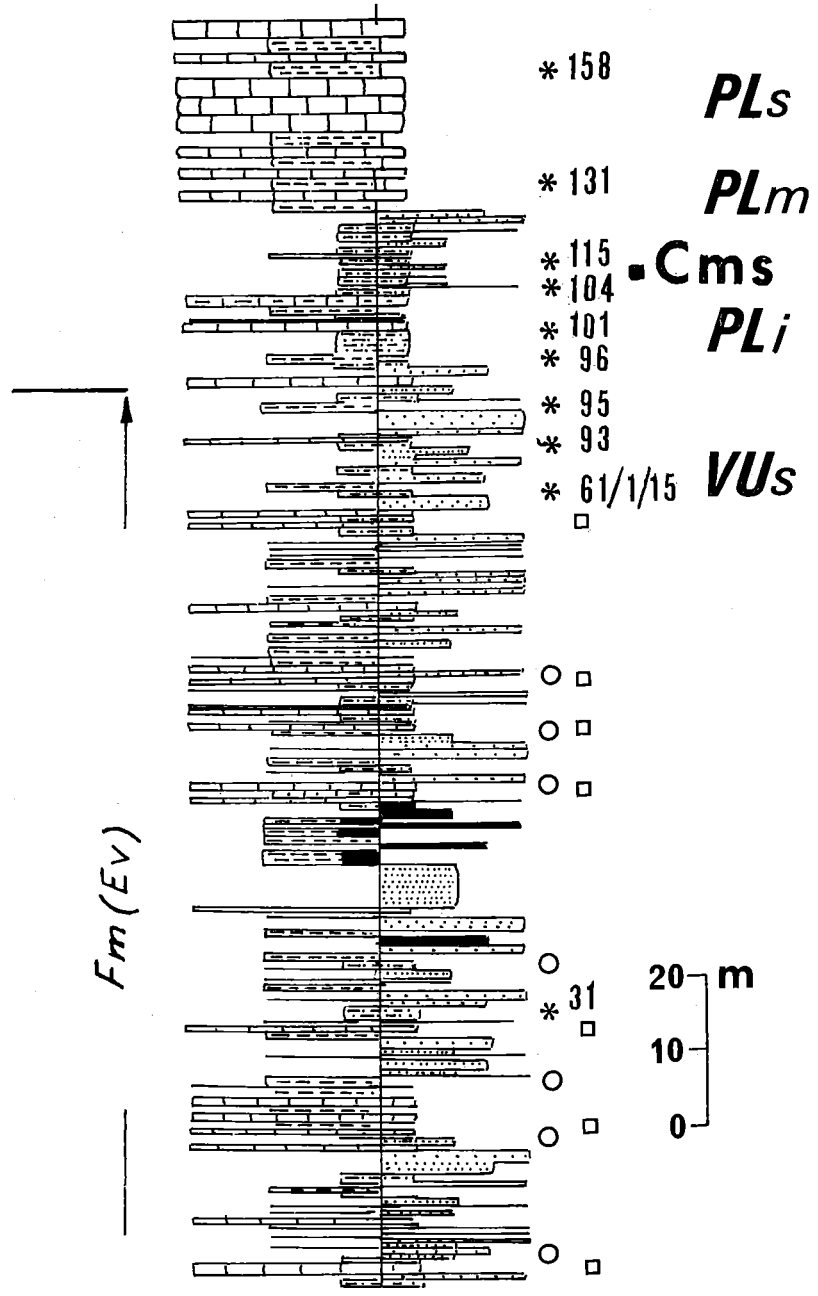


Fig. 9. — Chanxhe ⑥.

Au-dessus du niveau 93, caractérisé par l'extinction des *Umbellina* « ornementées », Conil (1964) plaçait la base de son Tnla α, β, caractérisé par le développement de *Girvanella ducii* et *G. wetheredi* (bleu). C'est dans cette zone à *Girvanella* qu'apparaît, au banc 96, *Hymenozonotriletes lepidophytus* qui devient très abondant quelques mètres plus haut là où l'on trouve *Quasiendothyra communis radiata* (vert).

L'apparition d'*Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo marque la base du Fa2d. Elle correspond à un nouveau changement sensible dans la composition quantitative des assemblages de spores où *Archaeozonotriletes gracilis* et *Hymenozonotriletes versabilis* deviennent moins fréquents. Cf. *Acanthotriletes hirtus* et cf. *Auroraspora solisortus* disparaissent. *Spinozonotriletes* cf. *tenuispinus* Hacq. devient plus rare. *Hymenozonotriletes pusillites* apparaît. Cet assemblage constitue la base de la *pusillites-lepidophytus* zone (PLi).

Le niveau calcaire 111 contient la faunule à Conodontes : *Spathognathodus costatus ultimus,* caractérisant la zone à *costatus* moyenne et supérieure.

Au niveau 115, apparaît *Quasiendothyra kobeitusana* (rouge) qui marque généralement dans les faciès à Foraminifères la base du Tournaisien inférieur (par exemple dans les bassins franco-belges et en U.R.S.S.). Ce banc correspond à la base du Tn1aγ de Conil (1964) c'est-à-dire la base du Tn1, telle que récemment proposée aux congrès de Sheffield (Conil, Pirlet & Lys 1967) et de Calgary (Mamet 1968). C'est approximativement à ce niveau que, dans les assemblages de spores, les grands spécimens (+ de 70 μ) de *Hym. lepidophytus* disparaissent tandis que les var. *minor* et *tener* se font plus nombreuses, caractérisant les zones PLm et PLs.

Au sommet de la coupe, au niveau 158, apparaissent en très petit nombre, plusieurs espèces nouvelles :

Lophozonotriletes rarituberculatus Kedo,
Raistrickia sp. A. Sullivan 1964,
Grandispora echinata Hacq.,
Cristatisporites echinatus Playf. etc...

Elles caractérisent la zone PLs dans laquelle *Hym. lepidophytus* atteint généralement les plus hauts pourcentages.

La coupe de Chanxhe est interrompue par une faille et ne permet pas d'observer complètement le Tournaisien inférieur, qui sera étudié à Rivage-gare.

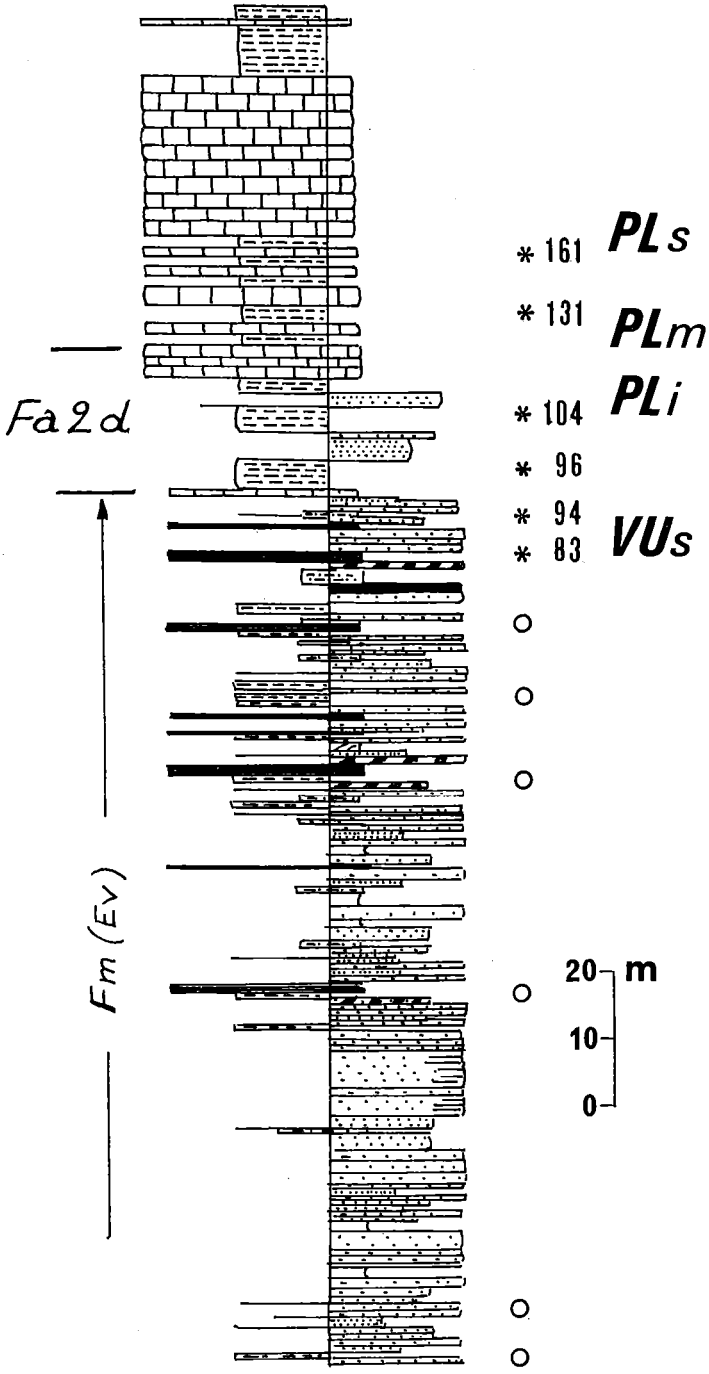


Fig. 10. — Rivage-gare ⑦.

Rivage-Gare ⑦ fig. 10 : coupe de référence de la formation de Comblain-au-Pont *sensu* Mourlon 1875.
âge : Fa2c - Fa2d - Tn1 - Tn2.

La même succession à Foraminifères, Algues et Spores décrite à Chanxhe se retrouve le long du quai de la gare de Rivage.

Le niveau 161 contient la zone PLs, avec des spores mieux conservées que dans le niveau équivalent de Chanxhe ; c'est le plus haut niveau à spores dans la vallée de l'Ourthe.

Ces schistes sont surmontés de calcaires massifs appartenant au Calcaire d'Hastière (Tn1b) encore que la base du Tn1b ne puisse pas être déterminée dans cette coupe avec précision.

C'est dans cette masse calcaire que passe la limite Dévonien/Carbonifère telle qu'elle a été définie à Heerlen, en 1935. Au-dessus, accessible du pont routier, on trouve un niveau schisteux d'une dizaine de mètres d'épaisseur, très constant sur toute l'étendue des synclinoriums de Dinant, de Namur et de la Vesdre ; ce sont les schistes à *Spiriferellina peracuta,* d'âge Tn2a. A Rivage, ils ne contiennent que des spores mal conservées. Par contre, sur le bord nord du synclinorium de Dinant et dans le synclinorium de Namur, ils contiennent un assemblage de spores où *Hym. lepidophytus* et *Hym. pusillites* ont disparu mais où dominent *Punctatisporites irrasus* Hacq. et *Retusotriletes incohatus.* On y trouve également : *Hymenozonotriletes explanatus* Kedo, *Dictyotriletes trivialis* Naumova *in* Kedo 1963 ; *Raistrickia corynoges* Sullivan ; *Archaeozonotriletes literatus ; Corbulispora subalveolaris* Sullivan, etc...

C'est l'assemblage *trivialis-explanatus* (TE).

La succession des zones *pusillites-lepidophytus/trivialis-explanatus* est très brutale et marque la disparition de nombreuses espèces du Famennien supérieur.

BIBLIOGRAPHIE

AUSTIN, R. L., CONIL, R., Rhodes, F.M.T. & STREEL, M. (1970) : Conodontes, Spores et Foraminifères du Tournaisien inférieur dans la vallée du Hoyoux. *Ann. Soc. géol. Belg.*, sous presse.

BEUGNIES, A. (1965) : Contribution à l'étude du Famennien du bord nord du bassin de Dinant. *Ann. Soc. géol. Belg., 88,* 7-10 : 411-450, 1 text-fig., 2 hors-texte.

BOUCKAERT, J., ZIEGLER, W. & THOREZ, J. (1965) : Conodont stratigraphy of the Famennian Stage (Upper Devonian) in Belgium. *Service géol. Belg., Mém. 5* : 1-40, pls. 1-5.

BOUCKAERT, J. & THOREZ, J. (1966) : Contribution à l'étude du Dévonien supérieur dans la région d'Esneux. *Bull. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol., 74 :* 1-7.

BOUCKAERT, J., CONIL, R. & THOREZ, J. (1967) : Position stratigraphique de quelques gîtes famenniens à Foraminifères. *Bull. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol., 75* : 159-175, pls 1-4.

BOUCKAERT, J., STREEL, M. & THOREZ, J. (1968) : Schéma biostratigraphique et coupes de référence du Famennien belge. *Ann. Soc. géol. Belg., 91*, 3 : 317-336.

CONIL, R, avec la collaboration de LYS, M. & PAPROTH, E. (1964) : Localités et coupes types pour l'étude du Tournaisien inférieur. *Mém. Acad. Roy. Belg. Cl. Sc., XV*, 4 : 1-87, pls 1-14.

CONIL, R., LYS, M. & PIRLET, H. (1967): Echelle biostratigraphique du Dinantien de la Belgique. *Service Géol. Belg., Prof. Paper 13* : 1-56, pls 1-5.

CONIL, R. (1968) : Le calcaire carbonifère depuis le Tn1a jusqu'au V2a. *Ann. Soc. géol. Belg., 90*, 4 : 687-726, 1 pl., 3 hors-texte.

DUPONT, E. (1882) : Explication de la feuille de Ciney. Carte géologique de la Belgique. Service Géologique de Belgique, Bruxelles.

FRANSEN, L. (1967) : Données nouvelles sur les foraminifères du Tournaisien et du Viséen. *Ann. Soc. géol. Belg., 90* : 571-583.

LEGRAND, R., MAMET, B. & MORTELMANS, G. (1966) : Sur la stratigraphie du Tournaisien de Tournai et de Leuze. Problèmes de l'étage tournaisien dans sa localité-type. *Bull. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol., 74* : 2-3, 140-188.

MAMET, B. (1968) : The Devonian-Carboniferous boundary in Eurasia. *Proc. Intern. Symposium Devonian System, Calgary, Canada 1967, II* : 995-1007.

MAMET, B., MORTELMANS, G. & SARTENAER, P. (1965) : Réflexions à propos du Calcaire d'Etrœungt. *Bull. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol., 74*, 1 : 41-51.

MOURLON, M. (1875) : Monographie du Famennien. *Bull. Acad. Roy. Belg., 2e série, 39*, 5 : 602-659.

MOURLON, M. (1895) : Compte rendu excursion dans le Famennien type de la vallée de l'Ourthe. *Ann. Soc. géol. Belg., 12* : 90-107.

STOCKMANS, F. (1948) : Végétaux du Dévonien supérieur de la Belgique. *Mém. Mus. Roy. Hist. Nat. de Belgique, 110* : 1-85, pls I-XIV.

STREEL, M. (1966) : Critères palynologiques pour une stratigraphie détaillée du Tn1a dans les bassins ardenno-rhénans. *Ann. Soc. géol. Belg., 89*, 1-4 : 65-96, pls. I-II.

STREEL, M. (1969) : Corrélations palynologiques entre les sédiments de transition Dévonien-Dinantien dans les bassins ardenno-rhénans. *C.R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, I* : 3-18.

STREEL, M. : Paléophytogéographie et biostratigraphie des micro-fossiles végétaux du Dévonien supérieur et du Tournaisien ardenno-rhénan (en préparation).

THOREZ, J. : Sédimentologie du Famennien supérieur dans le Synclinorium de Dinant. *Thèse de Doctorat, 1969*, Liège, inédit.

Excursion du samedi 19 et du dimanche 20 avril 1969

Le Calcaire Carbonifère du Synclinorium de Dinant et le sommet du Famennien

R. CONIL [1] & H. PIRLET [2]

Avec 3 figures dans le texte et 2 hors-texte.

RESUME.

Les grandes lignes de la division du Dinantien sont présentées sur une base biostratigraphique et le contenu micropaléontologique (Forams., Conodontes, Spores) des différentes assises du Tournaisien et du Viséen est précisé. On rappelle notamment l'existence de *Quasiendothyra* dans la partie supérieure du Famennien et dans le Tournaisien inférieur, la présence des *Siphonodella* dans le Tn1b, l'apparition des Archaediscidés dès la partie moyenne du Viséen inférieur. L'évolution rapide de ces derniers permet une subdivision très précise du Viséen moyen et supérieur. L'apparition massive des Archaediscidés à nodosités accompagne l'apparition de *Gnathodus commutatus nodosus* dans le Viséen supérieur (V3b). La partie supérieure de ce dernier niveau contient *Goniatites crenistria schmidtianus.*

ABSTRACT.

The main subdivisions of the Dinantian are presented on a biostratigraphical basis and their micropalaeontological contents (foraminifera, conodonts, spores) are discussed in detail. Attention is drawn to the existence of *Quasiendothyra* in the upper part of the Famennian and in the Lower Tournaisian, the presence of *Siphonodella* in Tn1b, and to the occurrence of the Archaediscidae in beds as early as the middle part of the Lower Viséan. The rapid evolution of the latter allows a detailed subdivision of the Middle and Upper Viséan. The occurrence « en masse » of nodose Archaediscidae matches the appearance of *Gnathodus commutatus nodosus* in the Upper Viséan (V3b). The upper part of the latter horizon contains *Goniatites crenistria schmidtianus.*

I. LA VALLEE DE L'OURTHE (BORD NORD DU SYNCLINORIUM DE DINANT)

CHANXHE - RIVAGE : Famennien supérieur et base du Carbonifère. (J. Bouckaert, M. Streel & J. Thorez 1968, p. 323, hors-texte 1 ; R. Conil 1961, pp. 347-348, pls 14-18 ; R. Conil 1964,

1 Institut Géologique de l'Université, rue St-Michel 6, Louvain.

2 Institut de Géologie de l'Université, place du XX Août 7, Liège.

pp. 46-51, pls 1, 4-14 ; R. Conil 1968, p. 726, pl. 3, hors-texte ; R. Conil, H. Pirlet, M. Lys, etc. 1967, pls 3-4 ; L. Franssen 1967, pp. 571-580, 2 pl. ; M. Streel 1966, hors-texte 2).

C'est à cet endroit que les *Quasiendothyra* furent découvertes pour la première fois en Europe occidentale (Conil 1961, pl. XVII, fig. 15). L'étude des Endothyridae a permis d'entreprendre de 1961 à 1967 une révision complète de la stratigraphie du Tournaisien inférieur. Récemment, la palynologie est venue compléter et corriger la première esquisse générale de 1964 (M. Streel).

« Fa2c » (1) (voir hors-texte 1 et 2) — Schistes et grès avec bancs dolomitiques ou calcaires. Ces calcaires renferment essentiellement des Algues (*Girvanella nicholsoni, Bevocastria, Umbellina,* etc...), des Ostracodes (dont de nombreux *Cryptophyllus*) et quelques Foraminifères uniloculaires (*Bisphaera*), à l'exclusion des Foraminifères endothyroïdes. Les Conodontes sont généralement très rares.

Fa2d (1) (« Tn1a α - β » de Conil 1964, moins l'extrême base) — Une brusque modification paléontologique survient sous la base de cette zone ; elle se marque par la disparition d'une association de type sublagunaire ou très peu profonde des couches inférieures et son remplacement par une association de petites Girvanelles et de Foraminifères pluriloculaires (*Quasiendothyra,* Tournayellidae, *Endothyra*). Nous y voyons la trace d'un mouvement général correspondant au début de la transgression carbonifère. Moins sensible dans les régions méridionales (Hastière-Avesnois), où les conditions étaient restées plus franchement marines, ce mouvement se marque en direction du Massif du Brabant par des contacts brutaux, et des lacunes de plus en plus importantes.

Cet ensemble, très schisteux et souvent peu favorable aux organismes calcaires dans les régions de l'Ourthe et de la Vesdre, n'est aisément identifiable qu'à son sommet, où un mince biostrome à Coraux et Stromatopores renferme les éléments de la zone à *Quasiendothyra communis* (partie supérieure). Cet assemblage est actuellement bien connu dans les « Schistes de l'Epinette », au parastratotype du Tn1 à Avesnelles.

« Tn1a » (γ de Conil 1964) — Un deuxième biostrome qui n'est bien développé qu'aux environs de Dolhain, correspond à l'apparition des premières *Quasiendothyra kobeitusana* qui ne vont cesser de se

(1) Fa2c, Fa2d=subdivisions de l'étage.
Fa2c : Sigle chronostratigraphique.
« Fa2c » : Sigle biostratigraphique.

développer jusqu'à la base du « Tn1b » inclusivement. Comme le premier biostrome, celui-ci disparaît sous un niveau schisto-gréseux important, le dernier du Tn1. Le régime calcaire deviendra ensuite de plus en plus franc tandis que se développe dans la région de la Vesdre et d'Aachen le biostrome principal, d'âge Tn1a (γ).

« Tn1b » (α - β de Conil 1968) — De l'Avesnois à l'Ourthe, le calcaire d'Hastière marque une étape franche vers le régime calcaire. Sa base très tranchée vers le SW se marque de moins en moins vers le NE, région moins atteinte par les apports terrigènes à la fin du Tn1a.

« Tn1b » (γ de Conil 1968) — Une subsidence prémonitoire précédant l'important mouvement du Tn2a ramène le fond, de la zone de turbulence, à une zone plus profonde à Foraminifères uniloculaires dominants. Les quelques pluriloculaires présents indiquent une zone intermédiaire entre celle à *Quasiendothyra* et celle à *Chernyshinella* du Tn2.

« Tn2a-b » — La deuxième grande séquence du Dinantien forme une belle progression dans la région de l'Ourthe ; comme à Landelies, le « Tn2b » renferme une riche association de *Chernyshinella* et d'*Endothyra* à loges dissymétriques. Les petites Girvanelles sont abondantes.

« Tn2c » — La base de la troisième grande séquence dinantienne, si bien marquée au SW du Hoyoux par un soudain apport terrigène, n'apparaît guère de façon évidente depuis le Hoyoux jusqu'à la Vesdre, région épargnée par cet apport. La subsidence qui, à Dinant, a modifié complètement l'association faunique ne se marque ici que par les caractères de l'assemblage paléontologique. L'absence d'apports terrigènes permet le développement d'une faune de Foraminifères très apparentée à celle du « Tn2b ».

« Tn3a » — La subsidence amorcée au « Tn2c » paraît bien se poursuivre et s'accroître durant le « Tn3a » inférieur ; les Coraux et Conodontes deviennent abondants tandis que les Algues et Foraminifères pluriloculaires disparaissent. La grande abondance des cherts permet de reconnaître immédiatement sur le terrain la base du Tn3.

II. ENVIRONS DE DINANT (PARTIE CENTRALE DU SYNCLINORIUM DE DINANT)

A) **Dinant (Faubourg St-Paul)** (Base du Calcaire carbonifère) (Stratotype du Viséen inférieur, V1)

(R. Conil, R.L. Austin, M. Lys, F.H.T. Rhodes 1969, pp. 40-74 ; pls 1, 2).

La proximité des grands récifs waulsortiens et l'épandage de leurs produits d'abrasion dans le lagon du Viséen inférieur V1, a toujours

rendu difficile l'identification des calcaires stratifiés formant à Dinant le passage du Tournaisien au Viséen. Ces calcaires ne renferment guère de macrofossiles. L'étude des Foraminifères a permis de tirer les premières conclusions et la richesse de cette coupe en Conodontes permet d'en espérer une utilisation plus efficace encore.

« Tn3c » — Calcaire violacé à Tetrataxidae et *Palaeospiroplectammina diversa.*

« V1a » — Alternances de calcaire violacé et de calcaire noir à *Pachysphaerina pachysphaeroïdes, Eoparastaffella* et *Brunsia.*

V1b — Calcaire noir et marbre noir de Dinant à Archaediscidae primitifs.

B) **Synclinal de Freyr (rive droite de la Meuse)**

(R. Conil 1968, pp. 708-711 ; H. Dupont 1969, pp. 121-123, pls 14, 15, 18).

Cet endroit se situe entre de grands récifs waulsortiens qui se sont plus particulièrement développés durant le Tn3. La partie la plus intéressante de la coupe montre des calcaires bien rythmés reposant sur des calcaires violacés bourrés de cherts, équivalent latéral des masses waulsortiennes. Ces calcaires rythmés ont été formés durant une période d'abrasion des récifs waulsortiens immédiatement antérieure au V1a. Au même moment, nous voyons dans la vallée de l'Ourthe le passage de calcaire argileux à faune très pauvre à du calcaire crinoïdique massif et très fossilifère. Ce relèvement du bassin semble avoir entraîné le déclin des formations waulsortiennes et provoqué le lagon du marbre noir Viséen inférieur, V1, derrière les récifs tournaisiens amenés en zone de turbulence et d'érosion.

L'assemblage à Tetrataxidae et *Pal. diversa,* caractérisant ces calcaires rythmés et les récifs dont ils proviennent, est le plus ancien que l'on connaisse et doit son développement aux conditions très spéciales de vie en milieu récifal waulsortien. Ce n'est qu'au Viséen inférieur, à la suite du rétablissement de communications coupées au Tn3ab que ces formes gagneront la région de l'Oural tandis que les faunes du Kizel de l'URSS apparaîtront dans la province de l'Europe de l'Ouest.

Les premiers *Scaliognathus anchoralis* proviennent de ces couches « Tn3c ».

C) **Anseremme (coupe du chemin de fer, rive gauche)**

(Parastratotype du Tn1b)

(R. Conil 1964, pp. 30-32, pls I, XIII ; R. Conil 1968, pp. 696-698, pl. III hors-texte).

Cette coupe montre une succession complète depuis le sommet du « Strunien schisteux » (« Fa2d ») jusqu'au sommet du « Tn2b ». Le « Tn1b » est divisible en 3 unités lithostratigraphiques :

« Tn1b » (α de Conil 1968) (2) — Couches inférieures reposant sur le « Calcaire d'Etroeungt ».

« Tn1b » (β de Conil 1968) — Gros bancs de calcaire crinoïdique.

« Tn1b » (γ de Conil 1968) — Alternances schisto-calcaire (zone à Foraminifères uniloculaires précédant la zone à *Chernyshinella*).

La comparaison avec le « Tn1b » de l'Ourthe montre qu'après un ensevelissement progressif du relief antérieur sous les sédiments « Tn1b »α, l'uniformité du fond se marque par la répercussion des moindres incidents sédimentaires sur de grandes distances.

La comparaison avec l'Avesnois montre de part et d'autre la disparition brutale des couches schisteuses à Coraux et *Phacops* et leur remplacement par des calcaires apparemment moins profonds, tout à fait différents dans les 2 régions : oolithe et calcaire crinoïdique sans Foraminifères dans la région de Dinant, calcaire noir d'Avesnelles à *Productus niger* et Tournayellidae dans l'Avesnois.

D) **Hastière (Sentier des Vignes)**

(R. Conil 1964, pp. 28-30, pls I, IV ; R. Conil 1968, pp. 701-704).

La succession visible à cet endroit s'étend pratiquement sans interruption du Famennien supérieur au « Tn1a » supérieur très riches en Foraminifères. Les calcaires du « Fa2c » renferment parfois de nombreux *Icriodus*. Le « Fa2d » (équivalent du Strunien schisteux et de la partie inférieure du Strunien gréseux, *sensu* Conil 1964) ne contient guère de Foraminifères, mais de nombreuses petites Girvanelles. Des *Quasiendothyra* d'un type déjà évolué (partie inférieure des Schistes de l'Epinette) apparaissent pour la première fois à Hastière dans la moitié supérieure du « Strunien gréseux ». Contrairement à ce qui se passe dans l'Avesnois, le milieu leur fut ici longtemps défavorable.

(2) Note en cours d'impression : dans la vallée du Hoyoux, le « Tn1b » α contient parmi de nombreux Conodontes *Siphonodella cooperi* et *Patrognathus variabilis* (voir Austin, Conil, Rhodes & Streel 1970).

E) Salet (Route de)

(Parastratotype du V1) (3)

(R. Conil 1967, pp. 424-425, fig. 1 ; R. Conil 1968, pp. 712-714 ; R. Conil 1969, note infrapaginale p. 494 ; R. Conil, R.L. Austin, M. Lys, F.H.T. Rhodes 1969, p. 55, note infrapaginale).

« Tn3 » — Cette coupe a l'avantage de montrer une succession presque continue depuis le « Tn3 » jusqu'au « V2b ». Le Tournaisien y comprend de bas en haut des calcschistes, du calcaire crinoïdique du type « petit-granit » et enfin du « calcaire de Leffe » de type fin, ne renfermant que quelques niveaux à Foraminifères dans sa partie supérieure, bien marquée par de nombreux cherts.

« V1a » — Comme dans le stratotype de Dinant, les tout premiers éléments microfauniques du Viséen inférieur, V1, apparaissent au milieu d'une série où alternent le faciès de Leffe et le faciès marbre noir (banc 87). La signification de cette faune a été discutée récemment par comparaison avec l'URSS (Conil & Lys 1968, pp. 493-494). L'apparition d'une famille notamment rend l'identification des premières couches viséennes particulièrement aisée dans nos régions (4).

Les matériaux terrigènes des niveaux plaquetés proviennent vraisemblablement d'érosions marginales produites lors du soulèvement au « Tn3c » supérieur. Après un hiatus de 3,30 m, l'importance du faciès marbre noir s'accroît et l'assemblage micropaléontologique devient plus complet et caractéristique de toute l'épaisseur du « V1a » de Salet ou

(3) Une révision détaillée de cette coupe est en voie d'achèvement.

(4) Nous avons rapporté jusqu'ici à la famille des Ammodiscidae les genres dinantiens habituellement désignés sous les noms de *Ammodiscus, Brunsia (sensu Glomospirella) et Glomospira.* Leur paroi microgrenue, comme celle des Endothyracea, les distingue cependant des Ammodiscidae, à paroi agglutinée. Nous suggérons de réunir ces genres dans une famille nouvelle d'Endothyracea : les Pseudoammodiscidae. Cette famille est probablement à l'origine des Archaediscidae dont les espèces primitives ont une paroi microgrenue très développée et une couche radiée réduite aux tours initiaux. Ce caractère s'inverse progressivement durant l'évolution des Archaediscidae, dont les espèces namuriennes ont en général une couche microgrenue à peine visible.

Les caractères essentiels des Pseudoammodiscidae sont :

— Proloculum + tube enroulé non cloisonné.
— Paroi calcaire, simple, microgrenue.
— Ouverture terminale simple.

Cette famille apparaît pour la première fois en Europe occidentale à la base du Viséen avec les Fusulinacées les plus primitives. Elle constitue donc un bon

Voir suite de la note au bas de la page suivante

de Denée. Nous voyons également dans les matériaux terrigènes, abondants dans certaines coupes du Viséen inférieur, V1, le résultat des érosions et karsts connus au même moment dans le Condroz ou le bassin de Namur, en marge du lagon (Conil 1967, p. B 413).

« V1b » — Nous avons divisé en deux le V1b sur la base de l'évolution des Archaediscidae.

V1bα (de Conil 1968) — Couches à Archaediscidae les plus primitifs (*Planoarchaediscus, Paraarchaediscus*), avec couche radiée peu développée.

V1bβ (de Conil 1968) — Apparition et développement des *Permodiscus* et *Archaediscus* avec couche radiée bien développée.

La barrière des récifs waulsortiens était toujours agissante au V1bα et leur croissance, bien que très localisée, s'est poursuivie jusque dans les premiers temps du V1bβ, comme le prouvent les produits de leur érosion (Anseremme). Il est donc compréhensible que des faciès marbre noir aient pu se poursuivre jusque dans le V1b, aussi bien à Salet qu'à Dinant. Le confinement disparaît néanmoins très vite durant le V1bβ où se forment des calcaires organoclastiques à microfaune de Foraminifères riche et variée, voire même des calcaires clairs à grands Foraminifères (banc 356) et des couches à Coraux (banc 399).

« V2a » — Cette sous-assise qui forme la base du Viséen moyen est particulièrement épaisse à Salet ; elle s'identifie faute de mieux par

guide régional, ayant migré à un moment bien déterminé depuis le bassin de l'Oural. Les premiers représentants sont, en effet, connus beaucoup plus tôt, dès le Dévonien et le Tournaisien supérieur, en URSS (Bykova, Lipina).

Nous proposons de désigner sous le nom de *Pseudoammodiscus* les espèces ammodiscoïdes à paroi microgrenue et de choisir comme espèce-type *Ammodiscus priscus* Rauser-Tchernoussova 1948.

COMPARAISON :

(Cf. A. Loeblich, & H. Tappan 1964)	TEXTULARIINA	FUSULININA	MILIOLINA
Planispiral	*Ammodiscus* Reuss	*Pseudoammodiscus* nov. gen.	*Cyclogyra* Wood
Pelotonné	*Glomospira* Rzehak	*Pseudoglomospira* Bykova	
Pelotonné puis planispiralé	*Glomospirella* Plummer	*Brunsia* Mikhailov	*Hemigordius* Schubert

(Notice préliminaire, par R. Conil & M. Lys).

l'apparition de *Koninckopora inflata* succédant à d'autres Dasycladacées du « V1b ». Elle clôture la 3e grande séquence du Dinantien en aboutissant au comblement des irrégularités héritées du Tournaisien supérieur.

Le « V2b » qui lui succède est séparé du « V2a » par un niveau conglomératique et pyriteux (Banc d'or de Bachant).

III. RESUME DE LA STRATIGRAPHIE DU VISEEN MOYEN ET SUPERIEUR, V2b, V3a, V3b, V3c (voir hors-texte 1 et 2)

A) **Le Viséen moyen, V2b,** qui forme la partie supérieure du Viséen moyen, ou « Calcaire de Namèche et de Lives », se caractérise par l'association *Lithostrotion martini, Productus corrugato-hemisphaericus, Seminula globularia* (zone S_2 de Vaughan).

Cette sous-assise, épaisse de 80 mètres dans le Synclinorium de Namur, présente dans les deux synclinoriums une sédimentation de type rythmique avec des calcaires organoclastiques bleu foncé à la base des séquences et des niveaux cryptiques et algaires de type stromatolithique au sommet. Ces rythmes ont pu être suivis en détail sur 60 km (G. Gerards & P. Michot 1955, 1963 - Simon & Hocq, inédit). Cette sous-assise a été divisée en plusieurs unités de rang inférieur sur la base de groupement de séquences de même type et de caractères paléontologiques (V2bα, β, γ, δ, ε).

Dans le Synclinorium de Dinant, cette sous-assise est fréquemment ravinée à son sommet par la base de la « Grande brèche », V3a.

Au point de vue micropaléontologique, on remarque l'apparition du genre *Koskinotextularia* et de *Quasiendothyra nibelis* dans le V2bα et la présence de nombreux *Archaediscus stilus.*

A la partie moyenne du V2b, il existe une grosse séquence de 20 mètres de puissance, le V2bβ *stilus* caractérisée par la grande abondance d'*Archaediscus stilus, Lituotubella glomospiroides magna* et *Forschiella prisca.*

La partie supérieure du V2b (V2b γ-ε), rarement atteinte dans le Synclinorium de Dinant, se caractérise par l'association de nombreux *Archaediscus convexus, Endothyra foeda,* de *Endothyra convexa* et de *Endothyra omphalota minima,* ainsi que par l'apparition des premiers et rares *Lithostrotion irregulare* et de *Dibunophyllum* primitifs, mais en l'absence de tout *Productus giganteus.*

Jusqu'à présent cette sous-assise n'a pas encore livré de Conodontes en Belgique, malgré de nombreuses recherches encore en cours.

B) Le Viséen supérieur

1) *Le Viséen supérieur, V3a*

Cette sous-assise qui forme la base du Viséen supérieur se caractérise par la présence de *Dibunophyllum vaughani, Carcinophyllum vaughani, Lithostrotion irregulare, Productus undiferus, Koninckopora inflata, Archaediscus convexus, Endothyra omphalota minima, Endothyra convexa, Endothyra foeda, Tetrataxis paraminimus.* Cette association caractérise la zone D_1 de Vaughan.

A la base de la « Grande brèche » des « Fonds-de-Leffe », P. Bourguignon (1951) a trouvé : *Beyrichoceras redesdalense, Beyrichoceras hodderense* var. *vallense* dans des niveaux qui reposent immédiatement sur le V2b. Aucun Conodonte n'y a été trouvé jusqu'à présent.

La partie inférieure, V3aα ou « Calcaire de Seilles », présente une sédimentation de type rythmique (20 séquences) dans la partie centrale et est du Synclinorium de Namur, où elle est épaisse de 45 mètres. Les séquences sont formées de calcaires organoclastiques et oolithiques clairs qui alternent avec des niveaux cryptitiques et stromatolitiques. L'assise diminue d'épaisseur vers l'ouest du Synclinorium de Namur où elle devient dolomitique.

Dans le Synclinorium de Dinant, cette partie inférieure du V3a est ravinée par la « Grande brèche » ou V3aβ, qui est épaisse de 30 mètres comme dans l'ouest du Synclinorium de Namur ; elle ravine même les niveaux supérieurs du Viséen moyen, V2b.

2) *Le Viséen supérieur, V3b*

Cette sous-assise épaisse de 100 mètres dans le Synclinorium de Dinant, se divise en trois zones paléontologiques :
a) le V3bα ou « Petit granit de Thon » à sédimentation rythmique ;
b) le V3bβ ou « Calcaires algaires et brèche de Poilvache » ;
c) le V3bγ ou «Bancs supérieurs d'Anhée» à sédimentation rythmique.

a. Le V3bα ou « Petit granit de Thon » est formé de calcaires organoclastiques bleu foncé et de calcaires varvoïdes (algaires) disposés en rythmes sédimentaires (6 séquences), avec de nombreux délits de kaolinite et deux lits de tonstein. *Caninia samsonensis, Productus giganteus, Spirifer striatus* s'y trouvent.

Apparition de : *Archaediscus gigas, Archaediscus mölleri, Howchinia, Gnathodus girtyi, Gnathodus commutatus commutatus* (5).

(5) Les Conodontes du Viséen supérieur ont été extraits et déterminés par le Dr J. Bouckaert du Service géologique de Pelgique.

Il est peu épais (20 m) dans le Synclinorium de Dinant et plus épais (35 m) et plus grossier dans le Synclinorium de Namur (à Thon-Samson).

b. Le V3bβ ou « Calcaires algaires et brèche de Poilvache », épais de 40 m, possède les mêmes fossiles que le V3bα sauf à la partie supérieure où apparaît la zone à *Neoarchaediscus incertus - Tetrataxis acutus.*

Il est principalement formé de calcaires algaires et bréchoïdes.

Sa limite supérieure se situe au sommet de 4 minces lits de houille qui se succèdent en moins de 2 mètres et qui forment un excellent repère stratigraphique.

c. Le V3bγ ou « Bancs supérieurs d'Anhée » est formé comme le V3bα de calcaires organoclastiques bleu foncé et de calcaires varvoïdes disposés en rythmes sédimentaires (11 séquences). On notera la présence de cherts noirs à la partie supérieure et de nombreux lits de kaolinites qui pourraient s'avérer être l'équivalent des cinérites du Kieselkalk d'Allemagne.

Dès la base du V3bα, apparition de la zone à *Neoarchaediscus incertus - Cribrostomum lecomptei.* Le V3bα est divisé en deux parties : à la base des « Gris-bancs », au sommet le marbre « Bleu-belge ».

Dans la base des « Gris-bancs », il existe un lit de houille de 25 cm d'épaisseur. Deux mètres au-dessus débute la zone à *Saccamminopsis carteri - Bradyina rotula.* Dans les « Gris-bancs » et le marbre « Bleu-belge », *Dibunophyllum bristolense, Aulophyllum fungites, Lithostrotion irregulare, Lithostrotion junceum, Productus giganteus, Productus latissimus, Archaediscus* à nodosités, *Archaediscus mölleri, Koskinobigenerina simplex, Endothyranopsis simplex, Gnathodus bilineatus, Gnathodus claviger, Gnathodus girtyi, Gnathodus commutatus commutatus, Gnathodus commutatus nodosus, Gnathodus commutatus punctatus, Gnathodus homopunctatus.* Il s'agit de la zone D_2-D_3.

C'est dans le « Bleu-belge » que j'ai trouvé *Goniatites crenistria schmidtianus* (détermination J. Bouckaert) du cu IIIα d'Allemagne. Il existe cependant des Goniatites non déterminables dès la base des « Gris-bancs ».

3) *Le Viséen supérieur V3c ou couches de passage au Namurien.*

a. - Le V3c inférieur à *Goniatites striatus,* épais de 7 m, est formé de calcaire organoclastique noir à cherts. *Lithostrotion junceum, Spirifer bisulcatus calcaretus, Productus latissimus, Productus longispinus,*

Productus striatus, Achaediscus à nodosités, *Neoarchaediscus incertus, Loblichia, Cavusgnathus.*

b. - Le V3c supérieur (8 m) formé de calcschistes et de schistes. Apparition de *Neoglyphioceras spirale, Goniatites granosus, Goniatites newsomi, Lithostrotion portlocki, Zaphrentis oystermouthensis, Cyathaxonia* cf. *rushiana.*

IV. ITINERAIRE DE L'EXCURSION DANS LE VISEEN MOYEN ET SUPERIEUR

POINT 1.

Moulin de Floye (vallée de la Molignée). Extrémité sud de la carrière exploitée par la S.A. de Fours à chaux de Haut-le-Wastia.

A la base, le Viséen moyen, « V2a » : calcaire beige oolithique en gros bancs, surmonté par un mince lit argileux pyriteux, dénommé « Banc d'or de Bachant ».

Viséen moyen « V2b » α, β et γ, à structure rythmique, zone à *Quasiendothyra nibelis - Archaediscus stilus.*

POINT 2 (fig. 1).

Yvoir, rive gauche 50 m en amont du pont d'Yvoir, derrière une cabine d'électricité.

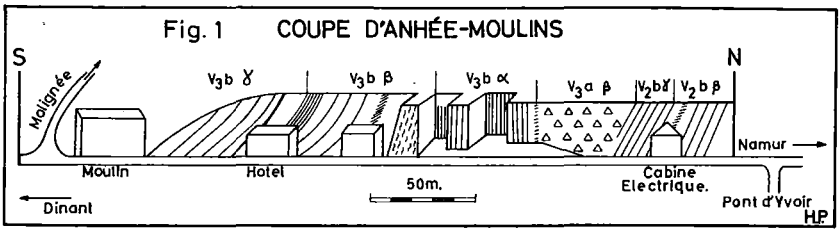


Fig. 1

a) Grosse séquence du « V2b » moyen (« V2b » β) à *Archaediscus stilus* abondants et rythmes supérieurs « V2b » γ. Dix mètres de calcaires bleus organoclastiques sont surmontés par 10 m de calcaires bleus cryptiques avec un mince lit argileux caractéristique de la partie supérieure de cette séquence qui forme le « V2b »β.

C'est la zone à *Archaesdiscus stilus - Forschiella prisca* qui est surmontée par la zone à *Archaediscus convexus - Endothyra convexa* du « V2b » γ.

b) Au Sud, la « Grande brèche » viséenne (« V3a »β) ravine les bancs supérieurs à cherts du « V2b »γ.

POINT 3 (fig. 1), dans le prolongement du point 2.

Route de Namur-Dinant au nord de l'entrée de la vallée de la Molignée ; série de 2 carrières et cour et jardin de 2 anciens hôtels (Eden-Roc) jusqu'au jardin du Moulin. Du Nord au Sud :

a) « V3b » inférieur (« V3b »α) à structure rythmique et peu épais (19 m) ; 6 minces séquences de calcaires bleus organoclastiques et cryptitiques finement rubanés (varvoïdes) (0 à 6), à nombreux cherts noirs et minces lits de kaolinite (zone à *Howchinia-Archaediscus gigas).*

b) « V3b » moyen (« V3b »β) rythmique à prédominance de calcaires beiges. Ce sont des calcaires d'origine algaire qui sont parfois bréchoïdes (séquences A à K, à phases organoclastiques très réduites).

Au sommet, zone à *Neoarchaediscus incertus - Tetrataxis acutus.*

c) 4 minces lits charbonneux qui se succèdent sur 2 mètres couronnent ce niveau.

d) « V3b » supérieur (« V3b »γ) « Gris-bancs » de la partie inférieure à structure rythmique. 8 séquences (-2 à 5) de calcaires bleus organoclastiques et cryptitiques finement rubanés (varvoïdes) ; un lit charbonneux vers la base (séquence 0). Zone à *Neoarchaediscus incertus - Cribrostomum lecomptei* à la base et zone à *Saccamminopsis carteri - Bradyina rotula* de la séquence +2.

POINT 4 (fig. 2).

Carrière Watrisse, en face de l'écluse d'Anhée-jonction, le long de la route de Namur à Dinant.

De la base au sommet :

a) 4 lits charbonneux du sommet du « V3b »β qui se succèdent sur 2 mètres ;

b) V3b supérieur (V3bγ) « Gris-bancs » et « Bleu-belge » dans la carrière souterraine à sédimentation rythmique ; 11 séquences de calcaires bleus organoclastiques et cryptitiques finement rubanés (varvoïdes) (−2 à 8) nombreux fossiles et cherts à la partie supérieure. Zones à *Neoarchaediscus incertus - Cribrostomum lecomptei* (séquence −2) et à *Saccamminopsis carteri - Bradyina rotula* (séquence +2). Présence de *Gnathodus commutatus nodosus* dès la base du V3bγ.

c) « V3c » inférieur (7 m) ; 4 séquences de calcaires noirs organoclastiques et cryptitiques. Zone à *Loeblichia* et à *Cavusgnathus.*

d) Début du « V3c » supérieur normalement épais de 13 m.

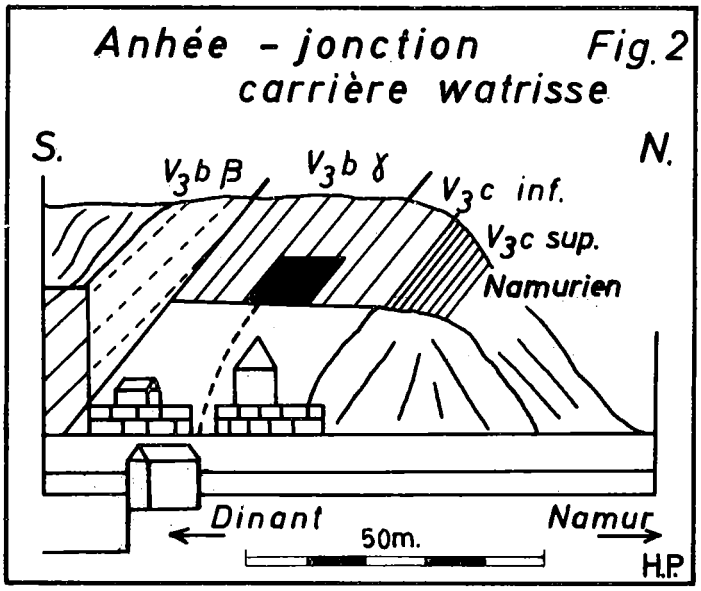


Fig. 2

POINT 5 (fig. 3, empruntée à R. Conil 1968).

Carrière De Jaiffe à Warnant.

C'est à cet endroit que fut récoltée par F. Demanet (1938 et 1958) la célèbre faune des « couches de passage » du Dinantien au Namurien. De bas en haut (fig. 3) :

a) Dans la carrière souterraine : Calcaire gris-noir formant les 2 dernières séquences du « V3b » γ (7 et 8). Les bancs de calcaires bleu foncé à noir, à texture assez fine, sont plus ou moins veinés de calcite en raison des contraintes tectoniques ; ils prennent un beau poli et sont exploités sous le nom de « Bleu-belge ».

b) La tranchée d'accès à la carrière souterraine expose 7 m de calcaires noirs du V3c inférieur bien stratifiés avec cherts noirs dans la partie supérieure. Les Foraminifères deviennent de plus en plus rares et font place aux Conodontes remarquablement conservés.

Le banc 55 renferme les premières *Loeblichia* associées à une faune très variée d'Archaediscidae. Plusieurs espèces nouvelles ont été décrites en provenance de ce banc. F. Demanet signale à ce niveau *Goniatites striatus* Sow. : « V3c » inférieur.

Il faut ensuite gravir les déblais de la carrière par un chemin d'exploitation pour arriver à un puits abandonné où apparaît le passage au Namurien.

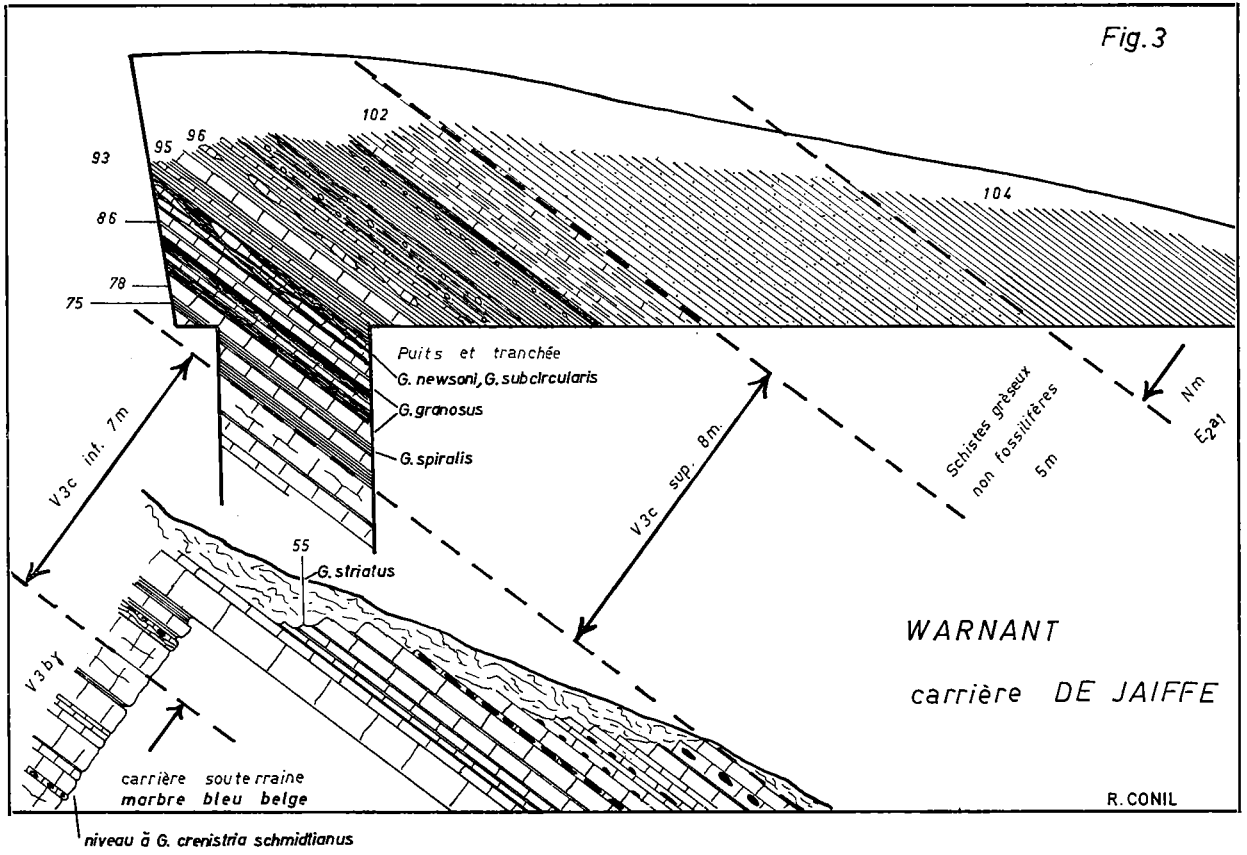

Fig. 3
102
93
95
96
104
86
78
75
Puits et tranchée
G. newsoni, G. subcircularis
G. granosus
G. spiralis
V3c inf. 7m
V3c sup. 8m.
Schistes grèseux
non fossilifères
5m
Nm
E2a1
55
G. striatus
V3bX
WARNANT
carrière DE JAIFFE
carrière souterraine
marbre bleu belge
R. CONIL
niveau à G. crenistria schmidtianus

Fig. 3.

c) 8 m d'alternances de bancs et de lentilles de calcaires foncés plus ou moins siliceux avec des schistes noirs et des phtanites.

La moitié supérieure plus schisteuse renferme des nodules phosphatés assez nombreux. Un banc calcschisteux à *Martinia* forme le sommet du V3c (102). Les conodontes sont abondants dans les calcaires *(Cavusgnathus, Gnathodus bilineatus, Gnathodus girtyi,* etc...) (voir Bouckaert & Higgins 1963).

F. Demanet signale notamment, banc : 75 *Goniatites spiralis ;* 78 *Goniatites granosus ;* 86 *Goniatites granosus ;* 93 *Goniatites subcircularis* et *Goniatites newsoni;* 97 *Leiorhynchus carbonarius polypleurus;* 99 *Caneyella membranacea ;* 102 *Martinia* aff. *glabra.*

d) Schistes gréseux non fossilifères (5 m).

e) Schistes bruns ampéliteux du Namurien : *Eumorphoceras bisulcatum bisulcatum, Eumorphoceras bisulcatum ferrimontanum ; Eumorphoceras bisulcatum grassingtonense ; Cravenoceras cowlingense* (Bouckaert & Higgins) : Nm (E_2a1).

Aucun fossile de la zone E_1 n'a été rencontré à cet endroit ni ailleurs en Belgique. L'étude de Bouckaert et Higgins (1963) a montré quelle était la position exacte des premiers gîtes namuriens dans le bassin de Dinant.

BIBLIOGRAPHIE

AUSTIN, R.L., CONIL, R., RHODES, F.H.T. & STREEL, M. (1970) : Conodontes, Spores et Foraminifères du Tournaisien inférieur dans la vallée du Hoyoux. *Ann. Soc. géol. Belg.*, sous presse.

BOUCKAERT, J. & HIGGINS, A. C. (1963) : La base du Namurien dans le bassin de Dinant. *Bull. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol., 72* : 106-122, pls. I-VII.

BOUCKAERT, J., STREEL, M. & THOREZ, J. (1968) : Schéma biostratigraphique et coupe de référence du Famennien belge. *Ann. Soc. géol. Belg., 91* : 317-336, 3 hors-texte.

BOURGUIGNON, P. (1951) : Etude géologique et sédimentologique des brèches calcaires viséennes de Belgiques. *Ann. Soc. géol. Belg., 74* : 105-211, pls I-II.

CONIL, R. (1961) : Les gîtes à Stromatopores du Strunien de la Belgique. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, 22* : 337-369, pls. XV-XVIII.

CONIL, R. avec la collaboration de LYS, M & PAPROTH, E. (1964) : Localités et coupes types pour l'étude du Tournaisien inférieur. *Mém. Acad. Roy. Belg. Cl. Sc. XV, 4* : 1-87, pls. 1-14.

CONIL, R. (1967) : Problèmes du Viséen inférieur dans le Condroz. *Ann. Soc. géol. Belg., 90* : 413-429, 2 hors-texte.

CONIL, R. (1968) : Le Calcaire carbonifère depuis le Tn1a jusqu'au V2a. *Ann. Soc. géol. Belg., 90,* 4 : 687-726, pl. 1, 3 hors-texte.

CONIL, R., AUSTIN, R. L., LYS, M. & RHODES, F. H. T. (1969) : La limite des étages tournaisien et viséen au stratotype de l'assise de Dinant. *Bull. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol., LXXVII*, 1 : 39-69, pls. I-II.

CONIL, R. & LYS, M. (1964) : Matériaux pour l'étude micropaléontologique du Dinantien de la Belgique et de la France (Avesnois). *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, 23* : 1-296, pls. I-XLII.

CONIL, R. & PIRLET, H. (1964) : Sur quelques Foraminifères caractéristiques du Viséen supérieur de la Belgique (Bassins de Namur et de Dinant). *Bull. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol., 72* : 183-204, pls. I-III.

CONIL, R., PIRLET, H. & LYS, M. (1967) : Echelle biostratigraphique du Dinantien de la Belgique. *Service Géol. Belg., Prof. Paper, 13* : 1-56, pls. I-III.

DEMANET, F. (1938) : La faune des couches de passage du Dinantien au Namurien. *Mém. Inst. Roy. Sc. Nat. Belg., 84* : 1-201, pls 1-14.

DEMANET, F (1958) : Contribution à l'étude du Dinantien de la Belgique. *Mém. Inst. Roy. Sc. Nat. Belg., 141* : 1-152.

DUPONT, H. (1969) : Contribution à l'étude des faciès du Waulsortien de Waulsort. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, 24*, 2 : 93-123, pls 1-15.

FRANSSEN, L. (1967) : Données nouvelles sur les Foraminifères du Tournaisien et du Viséen. *Ann. Soc. géol. Belg., 90* : 571-583, 1 hors-texte.

GÉRARDS, J. & MICHOT, P. (1963) : Le Viséen moyen, partie supérieure : V2b. *7e congrès international de Sédimentologie, Livret-guide de l'excursion G* : 10-12.

HOCQ, M. (1964) : Etude du calcaire U2b dans le synchinal de Namur; Ben-Ahin-Malonne; *mémoire de Licence, Université de Liège*, inédit.

LECKWIJCK, W. P. VAN (1964) : Le Namurien en Belgique et dans les régions limitrophes. *Mém. Acad. Roy. Belg., 4°, 2e sér., 16*, 2 : 1-58, pls 1-11.

LOEBLICH, A. & TAPPAN, H. (1964) : Protista 2, *in* MOORE, R. (ed.), *Treatise of Invertebrate Paleontology.*

PIRLET, H. (1963) : Sédimentologie des formations du Viséen supérieur, V3b dans la vallée du Samson (Bassin de Namur, Belgique). *Ann. Soc. géol. Belg., 86* : 1-45, 2 hors-texte.

PIRLET, H. (1963) : Sur la nature kaolinitique de certains joints argileux du Viséen supérieur. *Ann. Soc. géol. Belg., 86* : 359-360.

PIRLET, H. (1963) : La sédimentation rythmique dans les sédiments calcaires du V3b de la vallée du Samson. *7e Congrès International de Sédimentologie. Livret-guide de l'excursion G* : 15-19.

PIRLET, H (1963) : Le Viséen supérieur : partie inférieure V3a. La sédimentation rythmique du V3a. *7e Congrès International de Sédimentologie. Livret-guide de l'excursion G.*

PIRLET, H. (1964) : Lithologie, stratigraphie et tectonique du Viséen supérieur de Royseux (bord nord du synclinorium de Dinant). *Ann. Soc. géol. Belg., 86* : 397-404.

PIRLET, H. (1964) : La sédimentation rythmique du V3a inférieur du bassin de Namur; les relations entre le Dinantien et le Namurien, de Namèche à Moha. *Ann. Soc. géol. Belg., 86* : 461-468, 1 hors-texte.

PIRLET, H. (1968) : La sédimentation rythmique et la stratigraphie du Viséen supérieur V3b, V3c dans les synclinoriums de Namur et de Dinant. *Mém. Acad. Roy. Belg.*, *17*, 4 : 1-98, pls 1-18.

SIMON, J. (1963) : Sédimentologie rythmique des calcaires V2b de la région de Huy; *Mémoire de Licence*, *Université de Liège*; inédit.

STREEL, M. (1966) : Critères palynologiques pour une stratigraphie détaillée du Tn1a. *Ann. Soc. géol. Belg.*, *89*, 1 : 65-96, pls 1-2, 3 hors-texte.

SCHEMA STRATIGRAPHIQUE DU DINANTIEN DE LA BELGIQUE 1969

CEPHALOPODES | POLYPIERS | BRACHIOPODES | CONODONTES | FORAMINIFERES | DIVERS | ASSISE | ★ | Zones à Foram.

Nm
V3c
V3b
V3a
V2b
V2a
V1b
V1a
Tn3c
Tn3b
Tn3a
Tn2c
Tn2b
Tn2a
Tn1b
Tn1a

Gon. crenistria
Gon. cren. schmidtianus
Gon. striatus
Neogl. spirolx
Gon. gronosus
Gon. newsomi
Lonsdal. rugosa
Dibun. bristol.
Aoloph. fungites
Lith. junceum
Lith. portlocki
Zoph. oystermouth.
Cyath. aff. rushiana
Spir. striatus
Prod. latissimus
Prod. detensus
Beyrichoceras
Con. samsonensis
Dibun vaughani
Dibunophyllum
Lith. irregulare
Prod. undiferus
Prod. giganteus
Howchinia
Arch. gigas
Arch. möllerí
Neoarch aediscus
End. crassus
Cribr. lecomptei
Koskinobigsimplex
Bradyina rot.
Lasiodiscus
Sacc. carteri
Quas. nibelis
Koskinotextularia
Arch. convexus conv.
Lituotub. glom. magna
Cavusgnathus
Gnath. bilineatus (x)
Spir. tornacensis
Rhipid. michelini
Carcinoph. garwoodi
Carcinoph. vaugh.
Lithostr. martini
Periocyclus
Munsteroceras
Dorlodotia briarti
Chonet. papilion. Dav. munst.
Prod. corrug-hemisph.
Del. comoides
Prod. humerosus
Dav. ilongollensis
Michel. megastoma
Canin. patulum
Spiriferell. peracuta
Spir. struanianus
Prod. niger
Spir. koninckí
Spir. verneuili
Spir. julii
Gn. delicatus
Gn. planitaxanus
Gn. cuneiformis
Gn. semiglober
Scal. anchoralis
Spathogn. costatus
Siphonodella
Pseudopol. dentilineata
Icriodus
Tetrataxidae
Pol. diversa
Pseudoammodiscidae
Dainella
Fusulinacea
Paraarchaed. planoatchaed
Archaed. sitius
Forsch. prisca
End. amphiatata min.
End. convexa
End. à project.
Pachysphaera
Konickopora inflata
Cymaclym. eurycomph
Wocklumeria (x)
Gattendorfia
Ammiceras
Can. carnuscapiae
Zaphr. delepinei
Con. cylindrica cyl.
Cyathox. cornu
Zoph. delani
Zoph. koninckí
Palaeosm. aquisgran.
Can. cyl. hasteriensis
Chrysshinella
End. paralaxens.
Quas. communis
Akenella
Qu. kobeitus. & Quas. kon.
Palaeospir. tchernyshinensis
Archaeozonotr. famenensis
(x) ALLEMAGNE
(x) ALLEMAGNE pour le V2
Evieux

SPORES

Pulvinispora depressa
Hym. famenensis
Retusotr. incohatus
Retusotr. punctatus
Retusotr. planus
Acanthotr. Hoeguebordi
Hym. lepidophytus
Vallatisp. pusillites
Rastrickia ampullacea
Pustulatisp. gibberosus
Cristatisp. echinatus
Raistrickia macrurus
Lophozono. ranituberculatus
Baculatisp. fustriculus
Grandispora echinata
Verrucosisp. nitidus
Punctatisp. irrasus
Hym. triplanetus
Dictyotr. trivialis
Raistrickia corynoges
Leiotriletes arnatus

Nomenclature des spores voir PAPROTH et STREEL, 1970

ASSISE	★	Zones à Foram.
A. de WARNANT	V3c	SUP. / INF.
	V3b	γ / β / α
	"V3a"	β / α
A. de NAMECHE	"V2b"	ε / δ / γ / β / α
	V2a	
DINANT	V1b	
	V1a	
A. de CELLES	"Tn3b"	
	Tn3a	
A. de MAREDSOUS	Tn2c	
	"Tn2b"	
	Tn2a	
A. d'HASTIERE	Tn1b	
	"Tn1a"	
	"Fa 2d"	
	"Fa 2c"	

NAMURIEN

E2
Couches de passage
Bleu belge
Gris-bancs
Bancs sup. d'Anhée
Calcaire algaire et brèche de Poilvache
Grande Brèche des Grands malades
V3a
Calcaire de Namèche et de Lives
V2b
Banc d'or
Calcaire de Neffe
Petit granit de Thon
Calc. de Selles
STATTE-CHOKIER
SAMSON
NAMUR
SYNCLINORIUM DE NAMUR

BRUXELLES
VISE
Chokier
TOURNAI
Statte
Dolhain
Namur
Comblain
Modave
Samson
Dinant
N
Etroeungt
FRANCE
50 km

WAULSORTIEN
Marbre noir
Calcaire de Leffe
Oolithe à P. humerosus
Dolomie de Sovet
V1a
Calc. de Paire
Calcaire d'Yvoir
Calcsch. de Maredsous
calcaire de Landelies
Calcaire & sch. d'Hastière
calcaire d'Etroeungt
Fa 2d
Fa 2c
Brèche de l'Ourthe
Petit-granit de l'Ourthe
Sch. à Spiriferellina
Recif à Stromat. & coraux
HOYOUX
OURTHE
DOLHAIN
SYNCLINORIUM DE DINANT
MASSIF DE LA VESDRE
Environs de DINANT

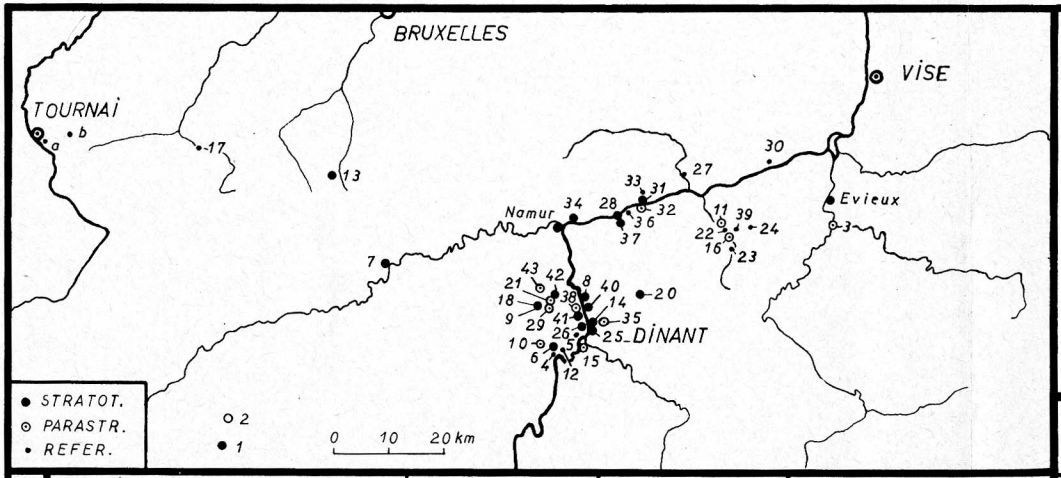
T Tonstein
Kaolinite

Echelle
0
50
100 m

★ Sigle chronostr. V2a
Sigle équivalent biostr. "V2b"

R. CONIL H. PIRLET M. LYS

Hors-texte 1 : d'après Conil, Pirlet & Lys 1967, mis à jour.



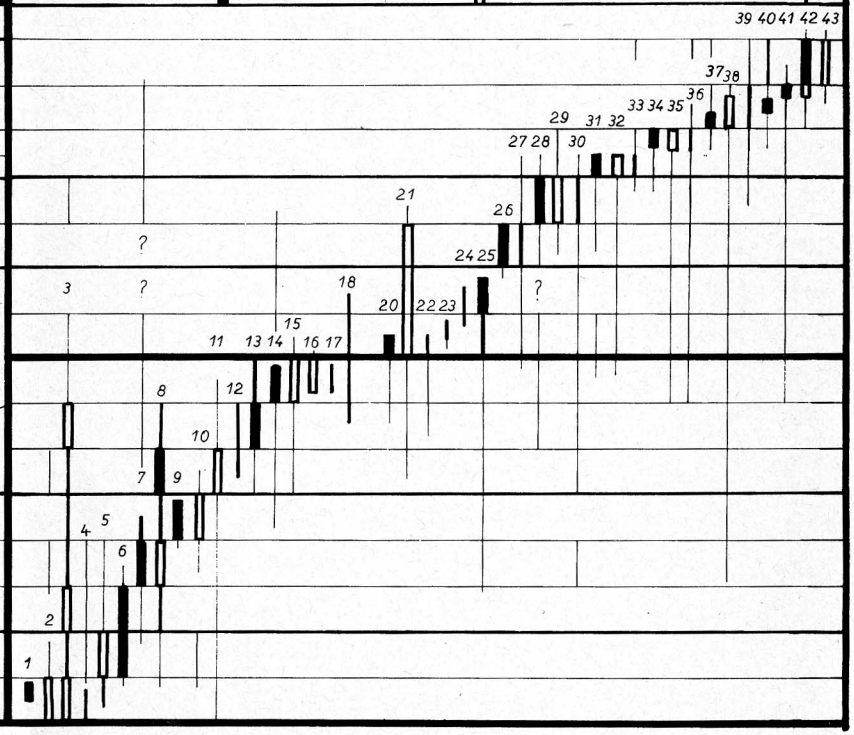
Localisation et Extension des Stratotypes, Parastratotypes et Coupes de référence du Dinantien.

R. CONIL & H. PIRLET

Légende : Stratotypes | Parastratotypes | Coupes de référence

Et.	Subdivisions de l'étage			Stratotypes	Parastratotypes	Coupes de référence
VISEEN	WARNANT (42) V3	c	Couches de passage	42 Warnant	43 Bioul	40 Houx
		b γ	Petit-granit de Thon & bancs sup. d'Anhée	41 Anhée (sud)	42 Warnant	39 Modave
		b β		40 Houx	38 Anhée (nord)	
		b α		37 Thon-Samson		
		a β	Calc. de Seilles & Grande-Brèche	34 Grands Malades	35 Fonds de Leffe	36 Gaurre
		a α		31 Seilles	32 Anton	33 Tramaka
	NAMECHE (28) V2	b	Calc. de Nameche et de Lives	28 Namèche	29 Haut-le-Wastia	30 Ravin des Awirs
		a	Calc. de Neffe	26 Neffe	Warnant, 21 Route de Salet	27 Moha
	DINANT (25) V1	b	Marbre noir & calc. de Dinant	25 Dinant		25 Dinant
		a	Calc. & dolomies de Sovet	20 Sovet		24 Terwagne, 23 Avins, 22 Modave
TOURNAISIEN	GELLES (19) Tn3	c	Calc. de Leffe	14 Leffe	15 Freyr, 16 Petit-Modave, b Tournai	13 Ecaussinnes, 17 Attre
		b	Petit-granit	13 Ecaussinnes	3 Comblain	8 Yvoir, b Tournai
		a	Calc. d'Yvoir	8 Yvoir	11 Modave	3 Comblain, a Tournai
	MAREDSOUS (9) Tn2	c	Calcschistes de Maredsous	9 Maredsous	10 Maurenne	8 Yvoir, 3 Comblain, 7 Landelies
		b	Calcaire de Landelies	7 Landelies	8 Yvoir	3 Comblain
		a	Schistes à Spiriferellina	6 Hastière (Insemont)	3 Comblain	7 Landelies
	HAST.(6) et ETR.(1) Tn1	b	Schistes & calc. d'Hastière	6 Hastière	5 Anseremme	3 Comblain
		a	"Strunien"	1 Etroeungt	2 Avesnelles, 3 Comblain	4 Hastière (Meuse), 5 Anseremme

FACIÈS W: 18 Sosoye; 12 Waulsort



Hors-texte 2 : d'après Conil, Pirlet & Lys 1967, modifié.

Excursion held 21-22 April 1969.

General Outline of the Limnic Coal Basin of Saarland

G. KNEUPER [1]

With 3 text-figures.

ABSTRACT.

The Saar Basin first formed part of the area of sedimentation of the Rhenish Schiefergebirge during Devonian times. Middle and Upper Devonian limestones 600 m thick, lie on a granite belonging to the Mid German Swell (« Mitteldeutsche Schwelle ») and these are followed by *ca.* 150 m of black shales representing the highest Devonian and the Lower Carboniferous. Namurian and Westphalian limnic coal-measures show a sediment derivation from the Rhenish Schiefergebirge in the NW, and mark the infilling of the Saar Basin, independent from the Ruhr Basin on the other side of these mountains. These grey sediments were mainly formed in the southwestern part of the basin. They thin against a NE-SW oriented swell in the centre of the basin which was uplifted in the northeastern part at the end of Westphalian D to the extent that erosion took place. With the Holz Conglomerate, formed after the erosional interval, a different sedimentary sequence commenced. It is characterized by red beds, the paucity of coals (which are linked to the few grey intercalations) and, particularly, by a sediment derivation pointing to the southeastern hinterland as the main source. The erosional interval below the Holz Conglomerate equates with a large part of the lower Stephanian *sensu lato,* viz. all of the « Cantabrian » and, probably, also the basal part of « Stephanian A ». The following Stephanian succession is closely linked to the Lower Rotliegendes, the only main difference being a general shift of the basin centre towards the NE. Folding took place during the Saalian Phase, between Lower and Upper Rotliegendes, and this produced the Main Saarbrücken Anticline (« Saarbrücker Hauptsattel ») on the site of the earlier, Westphalian, swell in the centre of the basin, and an associated overthrust of several kilometres displacement.

RESUME.

A l'origine le bassin de la Sarre formait une partie de la région de sédimentation du massif schisteux rhénan pendant le Dévonien. Des calcaires du Dévonien moyen et supérieur, avec une épaisseur de 600 m, reposent sur des granites appartenant à la « Mitteldeutsche Schwelle » et qui sont suivis par 150 m environ de schistes noirs représentant le Dévonien terminal et le Carbonifère inférieur. Des sédiments houillers limniques du Namurien et du Westphalien

1 Geologische Abteilung, Bergingenieurschule, Trierer Strasse 4, 6600 Saarbrücken, Postfach 1030, Germany.

démontrent que les sédiments proviennent du Massif schisteux rhénan dans le nord-ouest et marquent le remplissage du bassin de la Sarre, indépendant du bassin de la Ruhr situé de l'autre côté de ce massif. Ces sédiments grisâtres se sont formés surtout dans la partie sud-ouest du bassin. Ils s'amincissent dans le centre du bassin vers un seuil orienté NE-SO, qui fut soulevé dans la partie nord-est vers la fin du Westphalien D de sorte que l'érosion put y avoir lieu. Le conglomérat de Holz déposé après la phase d'érosion annonce le début d'une autre série de sédiments. Elle est caractérisée par des couches rouges, par la pauvreté en charbon (qui est lié aux quelques intercalations grisâtres), et particulièrement par une provenance sédimentaire indiquant, comme source principale, un arrière-pays situé au SE. L'intervalle d'érosion précédant le conglomérat de Holz correspond à une grande partie du Stéphanien inférieur *sensu lato,* à savoir tout le « Cantabrien » et, vraisemblablement, aussi la partie basale du Stéphanien A. La succession suivante du Stéphanien est liée étroitement au Rotliegendes inférieur, la seule différence importante étant un déplacement du centre du bassin vers le NE. Des plissements ont eu lieu durant la phase saalienne, entre le Rotliegendes inférieur et le Rotliegendes supérieur, ce qui créa l'Anticlinal principal de Sarrebrück à l'endroit de l'ancien seuil westphalien au centre du bassin, ainsi qu'un chevauchement associé qui montre un déplacement de quelques kilomètres.

I. INTRODUCTION

The Saar Basin of Southwest Germany forms a single geological unit with the adjoining Lorraine Basin of France. Nevertheless, there are clearly marked differences in the sedimentary as well as in the structural development of these areas. The geological boundary separating the two regions follows approximately the valley of the Saar river between Saarbrücken and Völklingen (text-fig. 1) and runs perpendicular to the strike of the basin. The following account is restricted to the Saar Basin northeast of this boundary.

II. SEDIMENTARY AND TECTONIC HISTORY OF THE SAAR BASIN

Upper Carboniferous sediments, both fine and coarsely clastic, are found in outcrop over a large area in the northwestern limb of the Main Anticline of Saarbrücken (Saarbrücker Hauptsattel of the German literature). Although it was generally accepted in the past that the coarsely clastic and poorly productive St. Ingbert Coal Measures would represent the basal coal-bearing strata of the basin, it is presently known, after a deep borehole, that these measures are underlain by coal-bearing deposits of lower Westphalian and Namurian ages.

The subsurface of the Saar Basin is formed by approximately 600 m of limestone dating from the Middle to Upper Devonian and which are

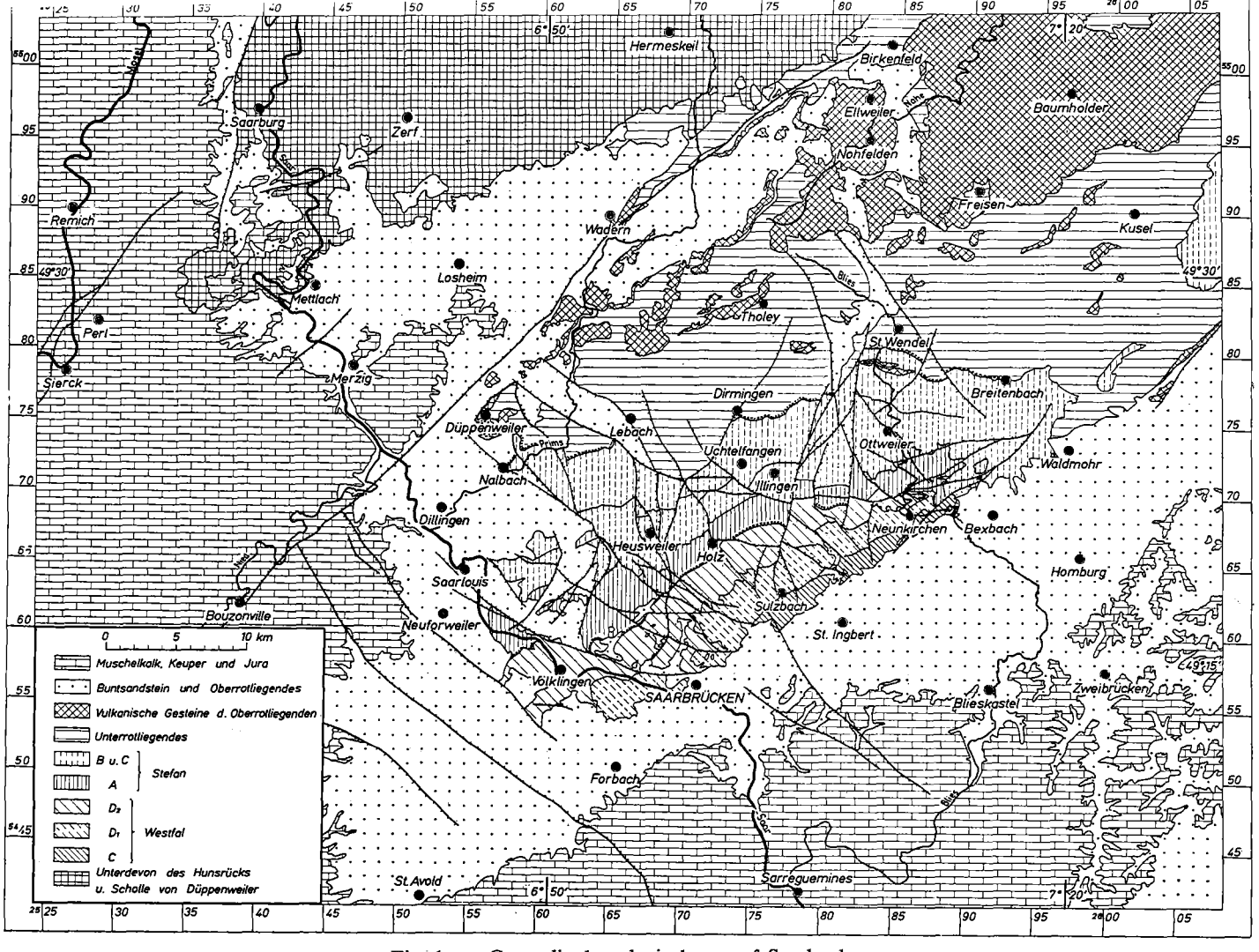


Fig. 1. — Generalised geological map of Saarland.

followed by some 150 m of black shales, probably representing the late Upper Devonian and Lower Carboniferous. These sediments are comparable to beds of the same ages found in the Rhenish Schiefergebirge. They were deposited on top of an aplitic albite granite which belongs to the Mid German Swell.

The Namurian and Westphalian rocks of the Saar Basin constitute a unit different from the Stephanian strata which show clear links with the Lower Rotliegendes. The boundary between the two major units lies at the Holz Conglomerate (text-fig. 2). Above the Lower Rotliegendes an even clearer separation follows as the result of the Saalian folding phase. Upper Rotliegendes passes gradually upwards into the Buntsandstein of the Lower Triassic. The sedimentary sequences mentioned are covered and preserved by the marine sediments of the Muschelkalk (Middle Triassic).

The boundaries of the main lithostratigraphic units in the Saar Basin do not coincide with the systemic boundaries, and it has not yet been possible to determine the exact position of the Carboniferous/Permian and Permian/Triassic boundaries in this area.

The Namurian and Westphalian succession contains conglomerates, sandstones, siltstones and lutites as well as intercalated coal seams. These rocks are grey and black in colour. Despite the occasional horizon of finely laminate sediments, showing quiet and presumably rather widespread conditions, there is a general tendency for strong facies changes, and only the presence of tonstein bands (i.e. Kaolin-Kohlentonstein) permits a regional correlation as these marker bands are followed throughout the basin. Plant fossils are common and diverse, but have failed thus far to be useful for the correlation and delimitation of minor sequences. Palynological methods have also proved to be inadequate in this respect. On the other hand, the major parts of the succession can be identified without difficulty.

Within the Namurian and Westphalian succession a clear increase in thickness has been noted along the strike of the basin, from NE to SW, and this is the result of stronger subsidence in the southwestern part of the basin. It is interesting that the thickness and number of coal seams also increases southwestwards. Besides, a strongly marked increase in the thickness of clastic sediments has been observed from the core of the Saarbrücken Anticline outwards, at right angles to the strike. This is probably due to an early manifestation of the anticlinal region which apparently functioned as a synsedimentary swell well before diastrophic movements produced the anticline. There is no uniform increase in the thickness and number of coal seams away from the swell, and conditions have proved to be more complex than those

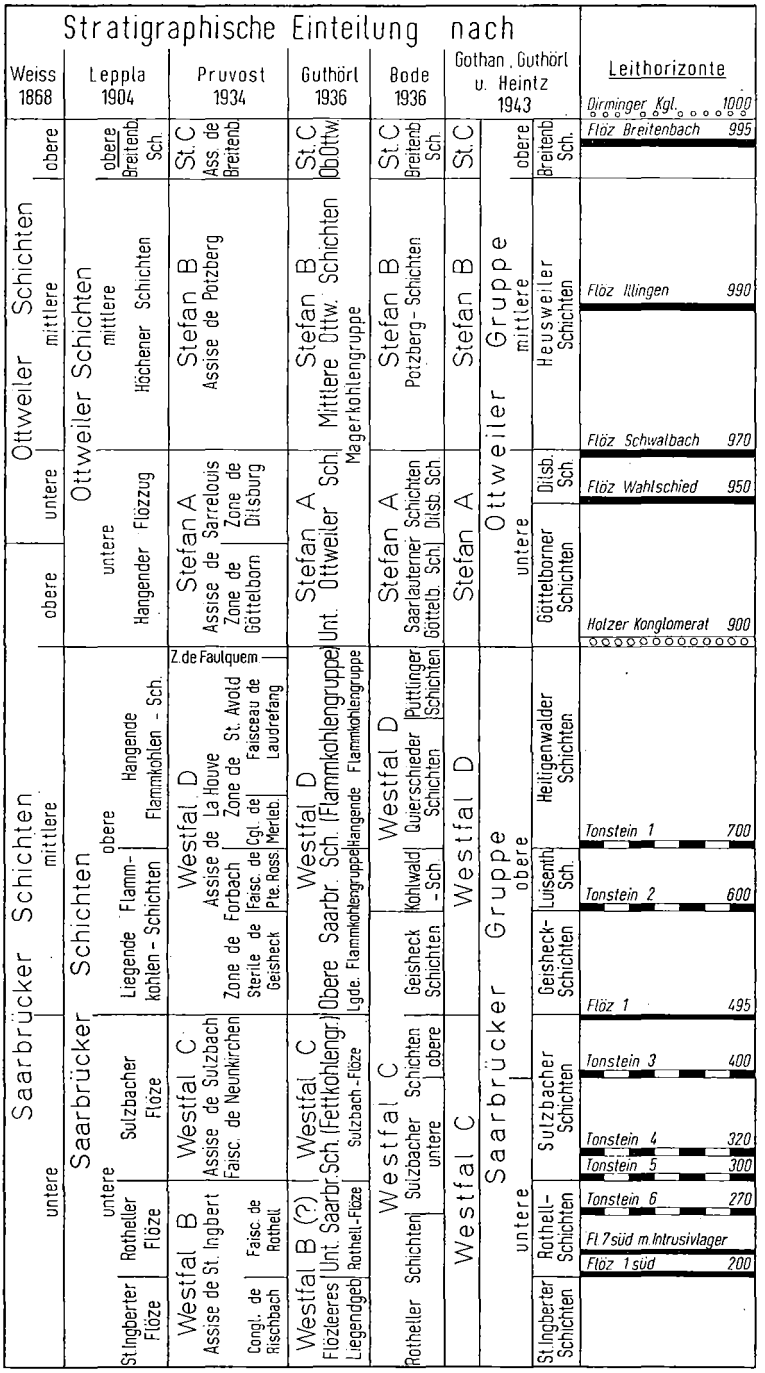


Fig. 2. — Stratigraphic sequence of upper Westphalian and Stephanian rock units in the Saar Basin. Marker horizons are indicated in the column labelled « Leithorizonte ».

controlled by subsidence alone. On the swell the peat bogs appear to have been subject to oxidizing influences, and the coals are correspondingly thinner and richer in resins and waxes. Away from the swell there is at first a facies of thick seams characterized by humolithic banded coals, and this is followed by a more distant zone with thinner coals showing sapropelic influences. Independent from these three zones of different coal formation there is a general increase in the thickness of sterile measures between the seams.

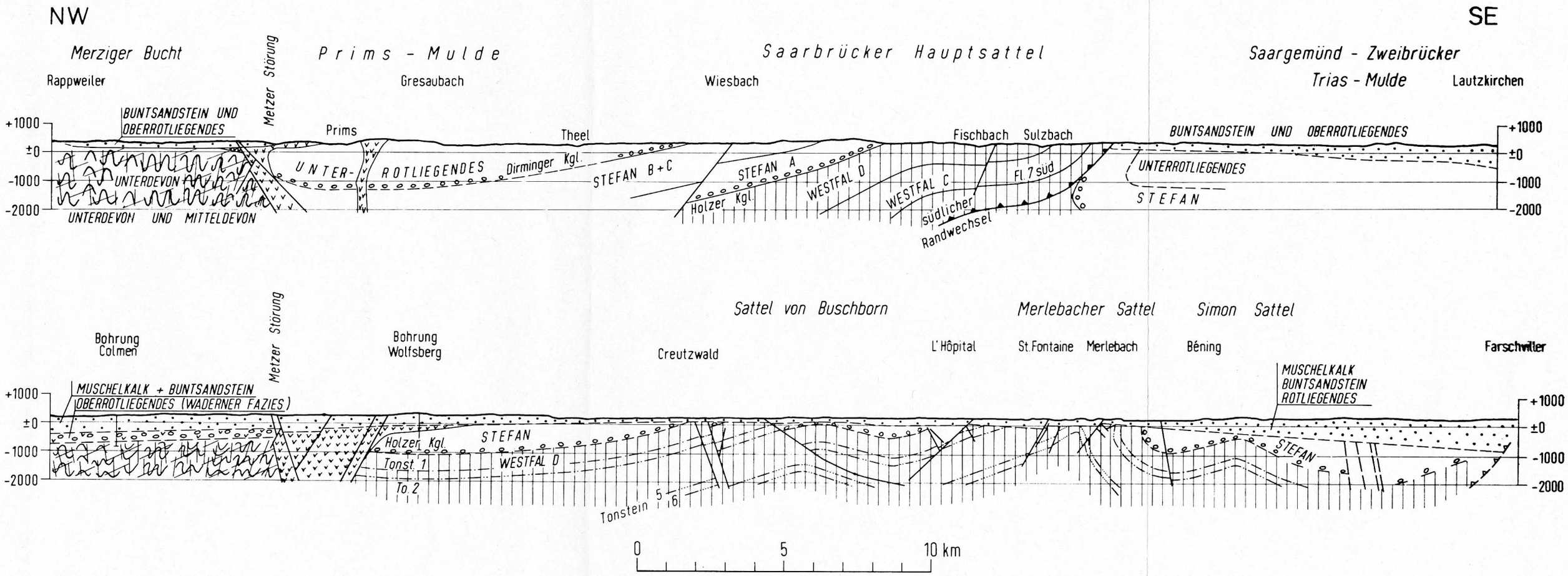
A biostratigraphical comparison between the successive floras in the Saar Basin and in Northwest Spain has shown the presence of a stratigraphic break starting at the top of Westphalian D, and comprising all of the Cantabrian (*sensu* Wagner 1969) as well as, probably, the earlier part of Stephanian A. During this time the sedimentation in the Saar Basin was interrupted and erosion took place in the core of the future Saarbrücken Anticline ; thus producing an erosional disconformity at the base of the (incomplete) local Stephanian sequence. Only uplift took place and there can be no question of an Asturian folding phase, as mentioned in the earlier literature.

The Stephanian rocks deposited show the following characteristics as opposed to those of the underlying Namurian and Westphalian strata :

— red and green colours of the sediments with subordinate grey beds.
— occurrence of only a few coal seams linked to the grey intercalations.
— rarer presence of conglomerates.
— clearly more mature sediments formed under conditions of lower energy.
— occurrence of dolomitic limestones and marls.

The petrographic composition shows that the Stephanian strata are also derived from a different sedimentary source. Whereas the Namurian and Westphalian beds derived practically all their material from the Rhenish Schiefergebirge to the north, the Stephanian sediments originated from a crystalline basement area on the southern rim of the basin. This area is hidden from direct observation by the Triassic cover of the northern Vosges.

During the Lower Rotliegendes (Lower Permian) the same kind of sedimentation was continued from the Stephanian, with minor differences, but the centre of the basin experienced a shift to the northeast. Southwest of the Saar river no Rotliegendes was deposited at all ; but 40 km northeast of Saarbrücken a thickness of *ca.* 1500 m is already reached.



Querschnitte durch das saar-lothringer Steinkohlengebirge

Fig. 3. — Sections through the Saar-Lorraine coalfield.

The early initiation of the Main Saarbrücken Anticline as a positive area produced variations in thickness and facies which naturally exerted an influence on the tectonic structure when the area was folded at the end of the Lower Rotliegendes. The coal seams provided ideal locations for bedding slip during the folding, and these slipped horizons converged with the general thinning of the sequences towards the swell and combined to form a large dislocation which thrust the northwestern limb of the anticline over the southeastern limb, with a displacement of several kilometres. Associated with this overthrust are diagonal strike-slip faults. At the end of the Saalian folding phase the anticline was broken up by numerous normal faults of greater and lesser importance.

REFERENCES

FALKE, H. (1966) : Zur Frage der Ausdehnung und faziellen Entwicklung des Saarkarbons nach Nordosten. *Z. deutsch. geol. Ges., 117 :* 134-144.

GERMER, R., KNEUPER, G. & WAGNER, R. H. (1968) : Zur Westfal/Stefan-Grenze und zur Frage der asturischen Faltungsphase im Saarbrücker Hauptsattel. *Geologica et Palaeontologica, 2 :* 59-71, Tafn 1-2.

KESSLER, P. (1914) : Versuch einer zeitlichen Festlegung der Störungsvorgänge im Saar-Nahe-Gebiet. *Geol. Palaeont. Abh.*, (N. F.), *13 :* 127-218.

KNEUPER, G. (1964) : Grundzüge der Sedimentation und Tektonik im Oberkarbon des Saarbrücker Hauptsattels. *Oberrh. Geol. Abh., 13 :* 1-49.

WAGNER, R. H. (1969) : Proposal for the recognition of a new "Cantabrian" Stage at the base of the Stephanian Series. *C. R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, I :* 139-150.

2e PARTIE

3e Séminaire C.I.M.P.
sur la Stratigraphie du Paléozoïque

Report on the Proceedings of the 8th Reunion of the Commission Internationale de Microflore du Paléozoïque (C.I.M.P.) Liège, 13-16 April, 1969

R. NEVES [1], General Secretary

The 8th Reunion of C.I.M.P. was held in Liège during April, 1969 at the invitation of the University of Liège and the Institut National des Industries Extractives (I.N.I.E.X.). Programme and accommodation arrangements were made through the good offices of Professors S. Leclercq and P. Stassen. In particular, the Commission is indebted to Drs. M. Streel and R. Noel, for their organisation which contributed largely to the success of the meetings.

The hospitality of our hosts was also manifest at receptions provided by I.N.I.E.X., the University and the Maire of the City of Liège.

Before the meeting, an excursion was held in the Ourthe valley (13th April).

PROGRAMME

1. Opening Session

Professor S. Leclercq, graciously welcomed the Commission to Liège on behalf of the hosts and Professor R. Potonié (President, C.I.M.P.) in his reply recalled the productive and enjoyable previous meeting held in Liège in 1962.

Apologies for absence were received from : K.C. Allen, M.A. Butterworth, W.G. Chaloner, E.V. Chibrikova, J.W. Church, A. Combaz, M.G. Mortimer, R. Neves, P. Piérart, J.B. Richardson, A.H.V. Smith, F. Stockmans, Y. Stockmans-Willière, H.J. Sullivan, J. Taugourdeau-Lantz, B.V. Timofeev and J.B. Urban.

1 Department of Geology, The University, St George's Square, Sheffield 1, England (U.K.).

2. **Third C.I.M.P. meeting on Palaeozoic Stratigraphy**

Two projects (A and B) which had been selected some twelve months prior to the meeting, provided the theme for papers and discussion.

The proceedings opened with three general lectures which were given by invitation :

M.A. Calver (Institute of Geological Sciences, U.K.) : « The Palaeontological Basis for Correlation in the Westphalian ».

B. Owens (Secretary, Strat. Working Group, C.I.M.P.) : « A Review of the Palynological Methods Employed in the Correlation of Palaeozoic Sediments » (see page 99 in this volume).

B. Alpern (CERCHAR) : « Le Concept de Biozone » (see page 81 in this volume).

Project A - « Palynological Characteristics of the Westphalian Boundaries » Project Organiser : B. Alpern.

The following contributions were read :

B. Alpern : « Palynological Zones in the Lorraine Basin ».

M. Kaiserová-Kalibová : « Upper Westphalian Miospore and Megaspore Sequences of Czechoslovakia » (see page 289 in this volume).

B. Owens : « Palynological Features of the Westphalian A/B Boundary in Britain ».

In the subsequent discussion the value of miospores for the recognition of the Westphalian boundaries locally, was emphasised. Several contributors, however, drew attention to qualitative/quantitative differences which became apparent when inter-basinal comparisons were made, i.e. absence of *Schulzospora* in Westphalian A of Northern France (S. Loboziak).

Bearing in mind the wealth of information available, it was generally considered worthwhile to continue the project by dealing with individual boundaries in turn.

A detailed report of the project proceedings is given by Dr. Alpern on page 91 in this volume.

Project B - « Palynology of the Devonian/Carboniferous Boundary Measures » Project Organiser : M. Streel.

A considerable response in the form of papers for verbal presentation and written contributions, reflected current interest in microfloras of this age. The report of Owens & Streel on the proceedings of the project meetings (see page 113) summarises the papers given.

Significant additions to the record of occurrence of the *Hymenozonotriletes lepidophytus,* Strunian assemblage, include Bear Island (Tunheim Series), Maritime Provinces of Canada (lower Horton Group),

Southern Ontario (Berea Sandstone), Yukon (Imperial Formation), Southern Eire (Old Red Sandstone), Northern Devon (Baggy and Pilton Beds) and Bristol district, U.K. (Old Red Sandstone).

These new data are classified and discussed by Streel (see page 121).

Several papers on this subject are included in that part of this volume relating to the meetings of the I.U.G.S. Subcommission on Carboniferous Stratigraphy.

3. C.I.M.P. (Spores) : General Assembly

Reports on the activities and conclusions of the following working groups were presented by the organisers :

i. *Recommended Morphographic Terminology* — H. Grebe

The final report was now completed and comprised sections on definition of terms, recommended terms, synonyms and language equivalents. Each morphographic feature is illustrated and « typed » by reference to a specific taxon.

ii. *Maceration Techniques* — M. Streel

Dr. Streel discussed the results of an oxidation project which had used an Upper Devonian shale from the Polignac Basin, Sahara, as basic material. The qualitative and quantitative characteristics of the residues which had been obtained by diverse treatment in eight laboratories, had been measured and compared. Details have been circulated by Dr. Streel.

iii. *Cuticles* — J. Doubinger

A Progress Report.

iv. *Classification* — M. Muir (for W.G. Chaloner)

The report on replies to a circular prepared by the organiser (W.G. Chaloner) was read by Dr. M. Muir. During the discussion Professor R. Potonié drew attention to the value of botanical affinity information and Dr. Owens presented the arguments for and against the interim use of a supra-generic system based on alphabetic grouping.

v. « *Lycospora* » — Y. Somers

Mlle. Somers presented the terminal report of the working group which makes sweeping synonomy recommendations. The position of the genus in relationship to *Aneurospora, Bellispores, Cingulizonates, Cirratriradites, Crassispora, Cristatisporites, Radiizonates* and *Savitrisporites* is also discussed in the report.

vi. *Monoletes* — B. Alpern and J. Doubinger

A comprehensive final report on the monolete genera — *Laevigatosporites, Thymospora, Torispora, Crassosporites, Punctatosporites, Spinososporites* and *Speciosporites* — was presented. Detailed synonymies were given and recommendations made, i.e. three species of *Laevigatosporites* should be used and are defined on arbitrary size limits — *L. perminutus* (15-20 μ), *L. vulgaris* (20-90 μ) and *L. maximum* (90-180 μ).

4. C.I.M.P. : Sub-Commission ACRITARCHA

Honorary Secretary — Dr. S. Jardiné, Laboratoire Exploration — E.L.F.-RE., 31-Boussens, France.

Three reports were presented to the Sub-Commission and substantial discussion ensued.

i. *Excystment Openings* — T.R. Lister

New evidence was presented concerning the presence and nature of excystment openings in certain forms of the Acritarcha. Particular reference was made to some British Silurian species and the orientational significance and possible structural control outlined. Some parallelism with dinoflagellate apertures was noted.

In the subsequent discussion, two widely separated positions were apparent. S. Jardiné questioned any implication of homology with the dinoflagellates, whilst W.A.S. Sarjeant on the other hand, considered that the evidence demonstrated the phytoplanktonic affinity of the acritarchs and in view of this, the Group name Acritarcha should be suppressed.

The general conclusion of the meeting was that further evidence was clearly necessary and information should be obtained on a broader scale.

ii. *Diacromorphitae* — F. Martin and M. Vanguestaine

A Progress Report — Work to Continue.

iii. *Acanthomorphitae* — T.R. Lister and W.A. Sarjeant

A Progress Report — Work to Continue.

In view of the unfinished business, it was agreed that a further meeting should be arranged and held in 1970, probably in Nottingham.

5. Concluding Remarks

In the absence of the Secretary General, Dr. B. Alpern reviewed the activities of the two days and outlined plans to produce the C.I.M.P. (Spores) Atlas. Terminal reports referred to above should appear in the first part of the Atlas.

Future activities of the Stratigraphy Working Group will include additional project work, and the following three projects have been proposed :

Project C — « Lower/Middle Devonian Boundary »

Organiser : Dr. J.B. Richardson, Department of Geology, King's College, University of London, The Strand, London.

Project D — « Tournaisian/Viséan Miospore Assemblages »

Organiser : Dr. K. Gueinn, Department of Geology, The University, Mappin Street, Sheffield.

Project E — « The Westphalian A/B Boundary »

Organiser : Dr. S. Loboziak, Laboratoire de Paléobotanique, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59-Lille, France.

All palynologists wishing to contribute to and be informed of the group activities, should contact the organisers. It is anticipated that progress reports and conclusions will be available for publication in 1971.

In conclusion the writer wishes to endorse the thanks and appreciation expressed by Professor Potonié (President) at the meeting on behalf of the Commission, to the hosts, the University of Liège and I.N.I.E.X., for their hospitality and excellent accommodation.

Notes sur les concepts d'espèce et de biozone

(Contribution au 3e séminaire C.I.M.P. sur la Stratigraphie du Paléozoïque)

B. ALPERN [1]

Avec 1 figure dans le texte.

I. QUELQUES THEMES DE REFLEXION ET DE DISCUSSION SUR LE CONCEPT D'ESPECE

1. - L'importance accordée à l'holotype de l'espèce par le Code International de Botanique traduit une influence linnéenne (pré-Darwinienne et fixiste) sensible.

2 - L'attribution d'un individu à une espèce revient à apprécier un certain degré de ressemblance entre cet individu et l'holotype. Cette appréciation des degrés d'analogie et de la variation qu'on peut admettre autour de l'holotype est *subjective*. Elle dépend de l'expérience et des conceptions de l'auteur.

3 - L'espèce est donc conventionnelle (mais non pas gratuite), elle n'attend pas dans la nature son identification, elle correspond à un concept résultant de l'activité de l'esprit humain.

4 - Il faut distinguer la bioespèce néontologique extraite de son contexte évolutif et la chronoespèce paléontologique intégrant le facteur temps et l'évolution (cf. concept de biozone).

5 - La bioespèce ou néoespèce est définie par l'interfécondité (Gamodème). Celle-ci n'est souvent que potentielle, on admet en néontologie qu'une variation génétique se traduit par une variation morphographique. Toutes les *paléoespèces sont morphographiques.*

6 - L'espèce correspond à une vaste population en constante évolution phylétique.

7 - Les espèces sont généralement trop nombreuses. Le progrès des connaissances se traduit par une réduction de leur nombre. Le centrage trop étroit sur l'holotype conduit à créer des noms nouveaux dans chaque bassin nouveau.

8 - L'extension chronologique absolue d'une morphoespèce est l'intervalle entre deux morphoespèces qui ne se chevauchent pas.

1 CERCHAR, Verneuil-en-Halatte (Oise), France.

9 - La hiérarchie des caractères ne s'établit pas arbitrairement et à priori ; elle se déduit empiriquement des données du terrain.

*
**

« ... dans un continuum phylogénétique une espèce est une sorte de zone nébuleuse et variable en incessante transformation ne présentant aucune limite précise chronologique, morphologique ou génétique avec les zones précédentes ou suivantes » Jepsen 1943 (1).

*
**

« ... le seul critère logique pour la dimension et la définition de la catégorie taxinomique en paléontologie est son utilité » Arkell 1956 (1).

II. LE CONCEPT DE BIOZONE EN PALYNOLOGIE HOUILLERE

Si le concept d'espèce a fait couler beaucoup d'encre, celui de biozone qui lui est pourtant étroitement lié, bien que largement discuté manque souvent encore de précision.

Dans le domaine de la palynologie houillère la biozone présente certains caractères particuliers. En effet lorsque les charbons sont macérables ils renferment souvent des millions de microspores par gramme de sédiment. De ce fait les lois de la statistique jouent pleinement et on peut, sur la base de la loi de Poisson — cas particulier de la loi binômiale — espérer déterminer le moment vrai d'apparition d'une espèce (voir tableau ci-dessous).

En outre le coefficient de tassement élevé de la matière organique par rapport à la matière minérale fait de chaque veine de houille un condensé de l'histoire évolutive de la flore fossile. L'image détaillée de cette flore s'est inscrite avec précision dans le sédiment par l'intermédiaire des quantités énormes de spores émises chaque saison et dispersées largement par le vent et par l'eau principalement sur le domaine continental mais aussi dans le domaine marin.

Dans le cas d'une série houillère continue, sans discordance ni lacune, la biozone pourra se décomposer en trois parties selon le schéma ci-dessous (voir fig. 1) :

— *Zone d'apparition* (zA) marquée par la présence discontinue puis quasi-continue d'individus toujours très peu nombreux.
— *Zone d'expansion* (zE) correspondant à l'épibole du taxon et dans laquelle les événements quantitatifs ont une signification plus écologique que stratigraphique.

(1) Ces 2 citations sont extraites de « The species concept in Palaeontology » System. Assoc. Publ., G.B., nº 2, 1956. Traduction B.R.G.M. nº 2168 à 2184.

— *Zone de régression* (zR) analogue à zA mais souvent beaucoup plus longue.

Ces trois zones permettent de tracer 4 niveaux principaux :

— le niveau d'origine réelle O
— la base de l'épibole Eb
— le sommet de l'épibole Es
— le niveau de fin réelle F

Le niveau Eb peut être considéré comme fournissant le meilleur plan de corrélation stratigraphique. On peut supposer en effet que la plante connaît alors un développement important lui permettant d'occuper très vite l'intégralité de son espace paléogéographique naturel. Dans ce domaine — essentiellement continental — la pluie de spores ne le cède en rien à la pluie de cendres (tonsteins volcaniques) qu'on lui oppose souvent dans le cadre des méthodes chronostratigraphiques lorsqu'on les compare aux méthodes biostratigraphiques.

En plus des 4 niveaux principaux on peut également distinguer deux niveaux secondaires :

— le niveau *d'origine apparente* O'
— le niveau de *fin apparente* F'

Lorsque le nombre de spores «n» est très grand (cas fréquent pour les charbons) O' tend vers O et la biozone apparente devient la biozone réelle.

Lorsque sous la biozone d'une espèce E, des millions d'individus ont été recensés sans que E ait été rencontré, on peut affirmer statistiquement l'absence de E. Dans ce cas le *critère d'absence* a la même signification et à peu près la même valeur pratique que le critère de présence.

En effet la fréquence F (99 %) qui est égale à 4,6/n devient pratiquement nulle (apparition vraie) lorsque le nombre n de spores vues sous la biozone est extrêmement élevé.

C'est le plus souvent :

— l'imprécision ou l'incertitude qui règnent en ce qui concerne les zones d'apparition et de régression.

— la confusion des niveaux O, O' ou Eb, qui explique certains échecs de la méthode biostratigraphique en général et de la palynologie en particulier. Ceci sans parler d'une conception de l'espèce généralement trop étroite. Une conception correcte de la biozone est d'une grande importance pour les corrélations régionales. Une bonne conception de l'espèce est d'une grande importance pour les corrélations interrégionales.

SIGNIFICATION STATISTIQUE DU POINT D'APPARITION D'UNE ESPECE E

Probabilité à 99 % de rencontrer encore l'espèce E sous sa biozone tracée empiriquement dans un bassin
(voir fig. 1)

Nombre total (n) de spores vues sous la biozone de E (donc sans E)	Il y a 99 % de chances que la fréquence réelle F % soit inférieure à	Le niveau correspondant peut être considéré conventionnellement comme
n = 50	10 %	
n = 500	1 % ⟶	niv. Eb : base de zone zE (épibole)
n = 5 000	0,1 %	
n = 50 000	0,01 %	↓ zone d'apparition zA
n = 500 000	0,001 %	↓ niv. Eb → niv. O si n → ∞
n = 5 000 000	0,0001 % ⟶	niv. O : niveau d'origine réelle

Loi binomiale (cas général) : $F_{0,99} = 1 - 0,01^{1/n}$

Loi de Poisson (cas relatif aux événements rares, il s'applique donc bien au problème de la première apparition d'une espèce) :

$$F_{0,99} = \frac{4,61}{n} \simeq \frac{5}{n}$$

Ces formules et valeurs n'ont de sens que par rapport à une série lithologique homogène sans discordance ni lacune.

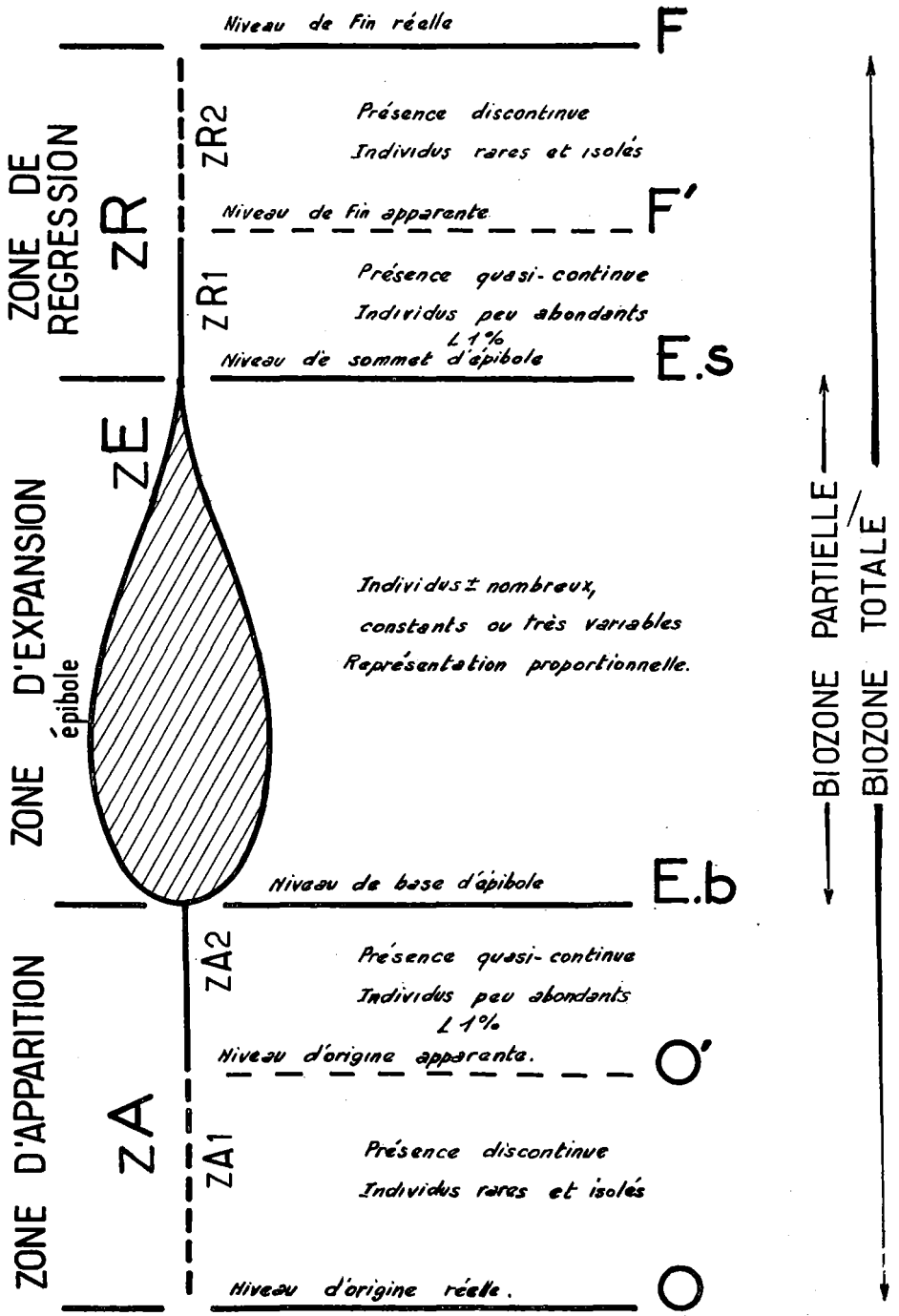


Fig. 1. — Divisions d'une biozone (B. Alpern, Congrès de Prague, 1968).

III. COMMENTAIRES

Il me paraît utile d'ajouter en outre les quelques considérations ci-dessous.

Lorsqu'un paléontologiste trace la ligne d'extension d'un taxon il utilise qu'il le veuille ou non un mode de représentation quantitatif et non qualitatif comme il le prétend souvent à tort. Simplement ce langage quantitatif est schématisé à l'extrême avec un système binaire n'utilisant que le couple « présent-absent ».

En fait, et j'espère l'avoir bien démontré, le début d'une ligne d'extension (même non quantitativement figurée) revêt des significations très diverses selon le nombre d'individus recensés.

Je ne prétends pas imposer à tous les palynologues, comme le comprennent à tort certains, l'obligation de recenser des millions d'individus avant de faire des zones, mais je crois utile de leur demander de pondérer ou de nuancer la signification de leurs lignes d'extension en fonction de ce qu'ils auront eu la possibilité de recenser. Il suffirait d'afficher le nombre de spores vues sous une biozone pour savoir si on est proche d'un niveau d'origine vraie, d'origine apparente ou de base d'épibole.

Il s'agit d'affiner un langage, un mode de représentation mais non de changer la méthode palynologique.

Pour définir correctement une espèce il faudra donc intégrer toutes les variations que celle-ci présente durant la période de temps correspondant à sa biozone totale. Plus encore ce sera la somme de tous les caractères relevés dans l'ensemble des localités où ces biozones ont été tracées. Ainsi par exemple *Thymospora thiessenii* après révision sera définie par la totalité des variations présentées tant dans l'Illinois qu'en France, en Pologne et en Chine.

La connaissance correcte de ces zones d'extension montre souvent que l'holotype est totalement décentré par rapport à la biozone de l'espèce correspondante. C'est le cas par exemple de *P. minutus,* défini à la base du Westphalien B, donc dans le pédoncule de la biozone, à partir d'une population inexistante alors que l'épibole se situe dans le Westphalien C et D.

Nous pourrions, à la CIMP, décider d'utiliser parfois dans de tels cas des types de référence centrés à posteriori tant morphographiquement que chronologiquement. Leur grande abondance permettrait alors de diffuser des lames de référence à tous les palynologues désireux d'éviter la création de nouvelles synonymies.

Pour terminer enfin je voudrais dire que dans cette confrontation générale entre bio- et chronostratigraphie on ne voit pas pourquoi une

pluie de pollen serait nécessairement de valeur inférieure en tous points à une pluie de cendres inorganiques (cinérites).

En effet l'émission pollinique est répétée chaque année, le matériel regerme en milieu favorable, la distance que peut parcourir le pollen est considérable et sûrement de plusieurs centaines de kilomètres, et la spore, indépendante de l'écologie du milieu de dépôt, est, même remaniée, facilement récupérable dans le sédiment inorganique qui la contient, ce qui n'est pas le cas des lits fins de cinérites déposés dans un sédiment schisto-gréseux.

DISCUSSION

S. Jardiné : En ce qui concerne les notions constatées sur le plan régional, vous avez parlé de régions mais vous n'avez pas parlé de régions climatiques.

B. Alpern : J'ai parlé de province Nord-Atlantique. Le Gondwana est bien distinct dans mon esprit.

S. Jardiné : Sont-ce des régions climatiques ?

B. Alpern : Oui, je le crois, mais elles sont très grandes.

S. Jardiné : Elles peuvent être aussi très petites. Les régions climatiques actuelles sont beaucoup plus restreintes que les régions climatiques du Paléozoïque. Est-il bien clair que dans la recherche de l'épibole et de la biozone, on ne parle que d'une région ? Est-ce que dans la recherche de la biozone totale vous avez dans l'esprit la région ou l'ensemble du monde car il est bien évident qu'alors il y a une migration des climats, les climats changent et s'étendent ; l'apparition des Angiospermes n'est pas synchrone à travers le monde ; il s'est écoulé un temps extrêmement long entre l'apparition des Angiospermes en Europe et l'apparition des Angiospermes en Afrique, par exemple. Il ne faut pas oublier que la palynologie est avant tout un outil de corrélation à l'échelle régionale. Je ne sais pas si à l'échelle mondiale les biozones auront une extension suffisamment limitée pour que leur utilisation soit bonne.

B. Alpern : Je suis tout à fait d'accord avec vous. Le tracé d'une biozone est tout d'abord un tracé local, c'est-à-dire que c'est une extension dans un bassin déterminé ; par exemple, nous traçons la biozone des monolètes verruqueuses dans le bassin sarro-lorrain. Une biozone locale ne peut pas avoir une valeur mondiale, c'est certainement à l'intérieur d'une même province paléogéographique que la biozone aura toute sa valeur ; mais en ce qui concerne le Paléozoïque supérieur, les régions houillères étaient très comparables puisque je suis persuadé que j'ai affaire aux mêmes espèces depuis l'Illinois jusqu'au bassin de Kaiping en Chine.

R. Potonié : Vous avez dit parmi beaucoup de choses intéressantes que les spores sont les seuls fossiles que l'on trouve à la fois dans les sédiments continentaux et dans les sédiments marins, pas toujours évidemment, mais

souvent dans les sédiments marins et continentaux indépendamment des variations de la salinité. Je voudrais rappeler que les espèces qui sont à la fois dans les sédiments marins et continentaux sont souvent cavates ou camerates dans les sédiments marins mais acavates ou acamerates dans les sédiments continentaux. C'est pourquoi, j'ai dit que l'on ne pouvait pas toujours faire, avec des espèces cavates, des genres nouveaux.

B. Alpern : Il y a beaucoup de choses à dire sur ce point : dans la classification des spores, nous opérons avec un esprit de symétrie trop poussé. Nous avons divisé les trilètes en Azono- et Zonotrilètes. Par esprit d'analogie gratuit, on a divisé également les monolètes en Azono- et Zonomonolètes ; en réalité, si on adopte cette conception de la cavité qui est fonction du mode de conservation de la spore et si on tient compte des seuls faits observés, il est inutile de vouloir, pour des raisons de symétrie faire les mêmes subdivisions chez les monolètes que chez les trilètes. A propos des monolètes, nous pourrions, demain matin, aborder une grande discussion sur la hiérarchie des caractères : comment découvrir la hiérarchie des caractères lorsque l'on fabrique des espèces. Là encore, c'est le terrain et l'ensemble de la stratigraphie qui donnent la clef de la hiérarchie des caractères.

R. Potonié : Même en paléobotanique, on observe des changements importants dans la valeur de certains caractères.

S. Leclercq : Il est évident que de plus en plus on abandonne le choix d'un seul caractère pour établir une classification. Aucun caractère ne se révèle avoir une valeur absolue. Il convient dans les cas favorables d'associer la morphologie externe et la morphologie interne, l'anatomie, les organes de reproduction, les spores et le pollen. En ce qui concerne la morphologie externe il est arrivé de mettre parmi les Sphénopsides des plantes dont l'anatomie a montré qu'on avait affaire à des végétaux proches des fougères. De même en se basant sur la morphologie externe on a considéré que certaines plantes appartenaient aux Psilophytales alors que l'anatomie montre qu'il s'agit de groupes appartenant aux fougères.

B. Alpern : En Palynologie, nous n'avons pas des caractères nombreux mais nous avons un avantage c'est le très grand nombre d'individus ; on peut les suivre très longtemps et la hiérarchie des caractères peut se faire justement sur la base de l'évolution ; certains n'évoluent pas ou peu mais d'autres évoluent plus vite, de telle sorte qu'on peut donner la préférence aux caractères les plus évolutifs.

T.N. George : You are saying that you define your biozone not by its appearance, not by its final disappearance, but by its abundance in this particular range.

B. Alpern : That depends on the number of specimens you have seen below the biozone.

T.N. George : I accept as a concept this situation. Your biozone shall include all these variances that you found not really in one locality but in a number of localities. I want to ask you this question: is the abundance at that position the result of the observation in one locality? If I go to another

locality where the base of the epibole is at that position higher, then go to another one where the base of the epibole is still higher, what is your biozone ?

Alpern : If you are in one locality, for instance in a coalfield, it is unlikely to find these different levels for the basis of the epibole. For example, *Thymospora* has always the base of its epibole at the same stratigraphic level in the Saar-Lorraine coalfield over a distance of ± 100 km. If there are no mountains between two coalfields, and if this species is at the epibole level, I am sure that we have a sufficient number of specimens disseminated each year (millions of pollen). This will assure that not only the regional but also the interregional correlation between Great Britain, Northern France and Lorraine can work. But When you are in the central part of France, presumably in high mountains, the limnic coal basins there would have had no possibility to exchange their material with the paralic coal basins. In these conditions it is possible that he correlation cannot be done on a quantitative basis, but within a single paralic basin I think that the Eb. level (see fig. 1) can be assumed to be more or less isochronous.

S. Jardiné : Je crois qu'il y a une question de terminologie. Vous allez avoir des épiboles également variables suivant les conditions locales.

B. Alpern : Mais, à la fin du Paléozoïque, la formation de charbon est un phénomène très général et le nom de Carbonifère en témoigne.

S. Jardiné : Vous parlez au-delà des charbons.

B. Alpern : Ici nous parlons Carbonifère : en Europe orientale et dans le N.W. de l'Europe, c'est le charbon qui marque.

S. Jardiné : Oui, mais si pour un sondage en Mer du Nord, nous ne sommes pas capables de corréler avec votre stratigraphie, cela n'a plus guère de valeur.

B. Alpern : Je ne vois pas pourquoi lorsque vous êtes déjà dans l'épibole sur le continent, les schistes marins qui sont en bordure du continent, même à 200 ou 300 km du rivage, ne contiendraient pas un écho, bien sûr atténué, de cette biozone.

S. Jardiné : Il est certain que comme l'on a fait la différence entre la biozone et une "range zone" locale ; il faut une différence entre l'épibole locale et l'épibole totale. A chaque travail de palynologie stratigraphique vous devez rappeler quelles sont les dimensions de l'étude.

B. Alpern : Lorsque je dessine une biozone dans un bassin, je la considère comme locale, mais je suis à l'échelle du bassin ; il ne s'agit pas que d'un sondage, c'est l'image synthétique de tous les sondages et de toutes les exploitations étudiés dans le bassin. En Lorraine, par exemple, c'est la totalité des informations obtenues sur 22 sondages et une dizaine de sièges. C'est déjà presque une région.

Les divisions palynologiques du Westphalien supérieur et la limite Westphalien-Stéphanien

(Rapport et synthèse du projet A du 3e séminaire C.I.M.P. sur la Stratigraphie du Paléozoïque)

B. ALPERN [1]

Avec 2 figures dans le texte.

Les bases de la subdivision du Carbonifère supérieur s'appuyant sur les Monoletes ont déjà été publiées (Alpern & Liabeuf 1967) et exposées au Congrès de Sheffield en 1967 (Alpern, Doubinger & Liabeuf 1970).

Il restait à contrôler si l'extension des biozones correspondantes conduisait à des séquences de cénozones comparables dans les divers pays. C'est l'objet du tableau de synthèse ci-après qui regroupe les résultats publiés :

— par Smith & Butterworth (1967), en Grande-Bretagne,
— par Alpern *et al.*, en Sarre et Lorraine,
— par Liabeuf & Loboziak (1968), dans le Nord-Pas-de-Calais,
— par Dybová & Jachowicz (1957), en Hte Silésie,
— par Kalibová, en Tchécoslovaquie.

Une difficulté se présente d'emblée lorsqu'il faut comparer les extensions taxon par taxon : les auteurs ont-ils détecté le niveau d'apparition vraie de leur espèce ou bien seulement la base de l'épibole, ou bien encore un quelconque niveau intermédiaire entre ces 2 plans ? Pour le savoir, il faudrait disposer de données précises concernant la continuité lithologique des séquences inventoriées et le nombre moyen de spores recueillies.

Malgré ces incertitudes, nous avons tenté un regroupement sur la base de l'alignement des diagrammes selon un axe marqué par l'épanouissement de *Torispora securis* (spore particulièrement bien reconnaissable).

Examinons d'abord la séquence des biozones totales dans chacun des bassins considérés.

1 CERCHAR, Verneuil-en-Halatte (Oise), France.

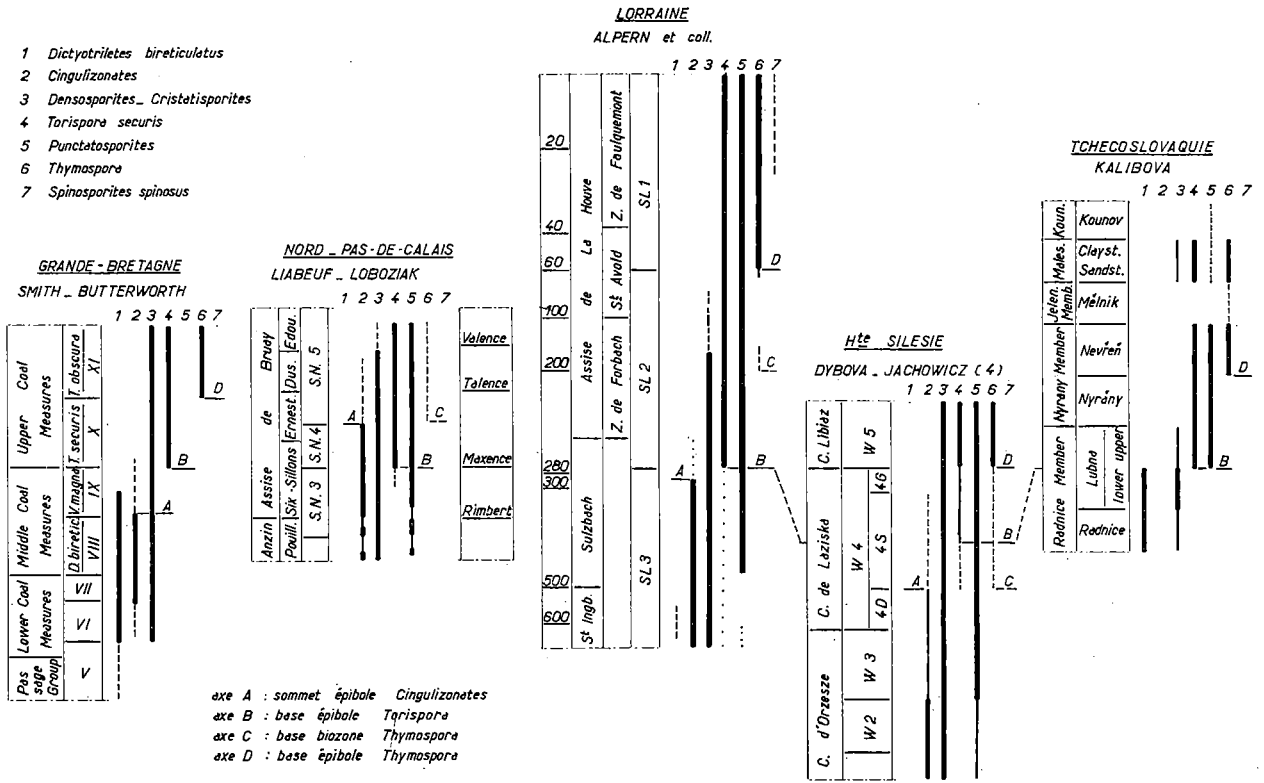


_Fig: 1 _ EXTENSION COMPAREE DE SPORES-GUIDES DE QUELQUES BASSINS DU CARBONIFERE EUROPEEN_

a. *Dictyotriletes bireticulatus* est abondante seulement en Grande-Bretagne et en Tchécoslovaquie, ailleurs elle est accessoire ou absente. Dans les 3 cas où elle est présente, elle figure dans la cénozone la plus basse de la coupe stratigraphique considérée.

b. Les *Cingulizonates* sont présentes partout sauf en Tchécoslovaquie. Elles s'éteignent toujours après la spore précédente et régressent fortement (sommet d'épibole) toujours avant l'apparition massive de *T. securis,* sauf dans le Nord de la France.

c. L'extension des *Densosporites-Cristatisporites* est considérable et ne permet généralement pas de se servir de leur apparition et disparition dans la zone étudiée.

d. Les Monoletes apparaissent ensuite dans l'ordre suivant : *Torispora - Thymospora - Spinosporites.*

Numérotons alors les événements selon la séquence suivante :

1 - sommet épibole *Cingulizonates* (axe A)
2 - base épibole *Torispora* (axe B)
3 - base biozone *Thymospora* (axe C)
4 - base épibole *Thymospora* (axe D)

Nous remarquons :

— une séquence normale en Grande-Bretagne, mais les niveaux 3 et 4 sont confondus ;

— une séquence normale en Lorraine, mais 1 et 2 sont très rapprochés tandis que 2, 3, 4 sont très écartés ;

— une séquence normale en Tchécoslovaquie, mais il manque les niveaux 1 et 3 ;

— dans le Nord de la France la séquence 2-3 est normale mais le niveau 1 atteint le niveau 3 ce qui contredit les résultats des autres bassins ;

— en Hte Silésie, on ne sait pas bien où placer les niveaux 1 et 2 car les limites des épiboles sont mal marquées mais il paraît anormal que Torispora et Thymospora apparaissent en même temps. Cependant la séquence 1-2-4 est normale.

En RESUME, si nous excluons *Cingulizonates* et *Densosporites* qui sont trop liées au faciès et qui peuvent prêter à confusion sur le plan systématique et si nous ne tenons compte que des bases des épiboles des Monoletes, nous constatons que la séquence B-D liée aux bases d'épiboles est partout correctement placée. Dans le Nord-Pas-de-Calais, le niveau D n'est pas visible mais il ne peut être que postérieur à C et sa position, s'il est découvert un jour, ne pourra être que correcte.

		Grande Bretagne	Lorraine Sarre	Nord Pas-de-Calais	Hte Silésie	Tchécoslovaquie	Spore-guide
STEPHANIEN		XI *Thymospora obscura*	SL 1		W 5	Malesice Mělník Nevřeň	axe D - base
WESTPHALIEN	C	X *Torispora securis*	SL 2	SN 5 SN 4	W 4 sup.	Nýřany Lubna sup.	épibole *Thymospora* axe B - base
	B	IX *Vestispora magna*	SL 3	SN 3	W 4 inf. W 3	Lubna inf. Radnice	épibole *Torispora*

Fig: 2 - CORRELATION INTERREGIONALE SUR LA BASE DE LA SEQUENCE B - D

Cette synthèse confirme donc l'hypothèse énoncée précédemment : le développement des monoletes ponctuées — *Torispora* — précède partout celui des monoletes verruqueuses — *Thymospora.*

Les axes correspondants peuvent donc servir aux corrélations interrégionales dans la province européenne et Nord-Atlantique.

Si le développement des *Thymospora* (axe D) permet de caractériser la base du Stéphanien, les *Punctatosporites* et *Torispora* correspondantes pourraient caractériser le Westphalien C.

Etant donné la conjonction des niveaux C et D dans de nombreux pays, le maintien d'un Westphalien D sur une base purement palynologique entre la base de la biozone et celle de l'épibole des *Thymospora* paraît impossible.

Le choix des tonsteins 60 ou 40 pour la limite Westphalien-Stéphanien ne nous incombe pas, cependant un marqueur n'est intéressant que s'il est bien visible et assez continu pour être repérable et utilisable sur le terrain.

Si nous alignons les zones palynologiques des divers pays sur la base de la séquence B-D proposée pour le Carbonifère supérieur, nous obtenons le tableau de la figure 2 qui n'est donné ici qu'à titre indicatif et en supposant que la définition des étages puisse reposer sur une base exclusivement palynologique, ce qui n'est généralement pas le cas.

RESUME DE LA DISCUSSION

1) Après une intervention de M[lle] *Doubinger* mentionnant la présence de *Densosporites* dans le Stéphanien du Massif Central français, M. *Alpern* précise qu'il a tenu compte de l'argumentation de Jachowicz d'une part et de Smith et Butterworth d'autre part qui ont montré que les *Densosporites* régressent fortement dans les séries gréseuses (cas en Lorraine des sédiments situés au-dessus du tonstein 100).

2) M. *Potonié* signale une corrélation entre les spores monolètes et des Marattiacées.

3) M. *Loboziak* souligne que si on considère comme isochrones les corrélations entre tonsteins établies par M. Bouroz, les extensions des biozones prises individuellement fournissent des lignes de corrélation qui parfois s'entrecroisent. On peut répondre que ceci n'est cependant pas le cas des axes B-D, en outre, il est difficile d'avoir toujours les niveaux vrais des apparitions et disparitions.

4) M[lle] *Doubinger* signale que, sur la base de l'étude de 7 gisements présumés autuniens, on trouve, au-dessus des 3 zones stéphaniennes déjà décrites dans le Massif Central :

— une zone où les *Thymospora* régressent et sont relayées par une grande abondance de *Laevigatosporites ;*

— une zone où les monolètes disparaissent presque complètement et sont relayées par *Florinites* et surtout *Potonieisporites.*

Au-dessus viendrait peut-être encore une zone à formes striées comme *Aumancisporites* et *Vittatina.*

M. *Alpern* souligne l'intérêt de la contribution de M^lle^ Doubinger qui coïncide tout à fait avec ce que M. Choffé a établi en Sarre où les *Thymospora* disparaissent dans le haut de la série.

5) M. *Loboziak* demande si dans la zone XI des Anglais, les *Thymospora* sont dans leur épibole ou au-dessous. M. *Owens* pense qu'on a pu atteindre la base de l'épibole. Une précision plus grande serait souhaitable.

6) M^lle^ *Doubinger* demande quelle est l'importance de la lacune en Sarre. M. *Alpern* précise qu'il manque en Sarre les sous-zones SL 111 et 112, soit environ 450 m à Göttelborn (Thèse de M. Choffé).

7) M^me^ *Kalibová* demande si les épiboles sont également visibles dans les sédiments inorganiques. M. *Alpern* pense que lorsque la plante est en plein épanouissement, l'émission annuelle des spores est tellement considérable qu'on ne voit pas pourquoi on n'en trouverait pas l'écho dans les sédiments argileux limitrophes. Ceci n'est pas vrai pour les bases de biozones où les individus sont encore trop peu nombreux. M^lle^ *Doubinger* précise qu'à Carmaux une comparaison systématique a été faite entre charbon et stériles. La différence n'est pas tellement considérable. Les fréquences sont moins élevées dans les stériles mais le cortège des spores accessoires est plus élevé. Les toits se différencient plus du charbon que les intercalaires.

Suit une longue discussion à laquelle participent de nombreux membres et de laquelle il résulte qu'en milieu lacustre ou marin l'image floristique est plus complète et plus diversifiée que dans la tourbière où les apports locaux massifs masquent fortement les apports venant de l'arrière pays. Ceci est particulièrement vrai des milieux forestiers très protégés de tout apport extérieur (M. *Potonié*). M. *Laveine* fait remarquer que certaines espèces atteignent 60 % de toute l'association, les autres formes sont alors nécessairement sous-représentées.

M. *Alpern* signale que ses échelles sont des moyennes établies à partir de points issus de toutes les régions du bassin, les images forestières et marécageuses sont donc nécessairement intégrées.

8) Une discussion a lieu entre MM. *Owens, Loboziak* et *Alpern* sur l'extension comparée de *Radiizonates aligerens* et *Schulzospora rara* et sur la confusion possible de *R. aligerens* et *Densosporites striatus.*

9) La question du maintien de Westphalien D fait également l'objet d'un large échange de vue. Les palynologues ne peuvent sur ce point que tenter de dégager leur contribution spécifique afin de la confronter avec celle des autres disciplines.

BIBLIOGRAPHIE

ALPERN B. & LIABEUF J. J. (1967) : Considérations palynologiques sur le Westphalien et le Stéphanien — Propositions pour un stratotype. *C.R. Acad. Sc., Paris, 265*, 1 : 840-843.

ALPERN B., DOUBINGER J. & LIABEUF J. J. (1970) : Bases logiques et nécessités objectives de la révision des monolètes. *C.R. 6e Congrès Carbonifère*, Sheffield 1967, *II* : 377-388, pls 1-4.

ALPERN B., CHOFFE M., LACHKAR G. & LIABEUF J. J. (1969) : Synthèse des zonations palynologiques des bassins houillers de Lorraine et de Sarre. *Rev. Micropal., 11*, 4 : 217-221.

DYBOVA S. & JACHOWICZ A. (1957) : Microspores des séries houillères de Hte Silésie. *Prace Inst. Geol., 23* : 1-328.

KALIBOVA M. (1969) : Communication au groupe de travail CIMP sur le Carbonifère supérieur, 1969 (inédit).

LIABEUF J. J. & LOBOZIAK S. (1968) : Etude palynologique de quelques couches de charbon du faisceau d'Edouard (Bassin du Nord et du Pas-de-Calais). *Ann. Soc. géol. Nord, 88*, 1 : 25-34.

SMITH A. V. H. & BUTTERWORTH M. (1967) : Microspores in the coal seams of the Carboniferous of Great Britain. *Special Paper in Palaeontology, 1* : 1-324, pls 1-27. Paleontological Association, London.

A Review of the Palynological Methods Employed in the Correlation of Palaeozoic Sediments

(Contributions to the 3rd C.I.M.P. Meeting on Palaeozoic Stratigraphy)

B. OWENS [1]

With 4 text-figures.

The rapid expansion in palynological research during the last two decades is largely a direct consequence of the recognition by commercial concerns in the fields of oil and coal geology of the enormous potential that palynology had in the correlation of sedimentary rock units. It was apparent to the early workers in palynology that it was possible to distinguish any particular group of sediments by the distinctive species of spores, pollen or plankton that they might contain. When it was confirmed that these distinctive species occurred within the same stratigraphic unit in widely separated geographical regions, the basic principle of stratigraphical palynology as it is known to-day had been established. During the last 20 years palynologists have contributed vast amounts of systematic and stratigraphic data which now permit much greater finesse to be applied in palynological correlations. The documentation of microfloral assemblages from an ever increasing number of reference and, in some cases, type sections has made available sufficient information to permit the stratigraphic palynologist to progress from the stage of correlating units at the system or stage level to producing reliable correlations at the local formation level or in some specialised cases between individual beds in the case of coal basins. Thus, the greater the amount of palynological data available for reference purposes the more precise become the potential correlations. The availability of large amounts of data has brought to the attention of stratigraphic palynologists the relationship which exists between facies and the composition of microfloral assemblages. It is now fully realised that a large number of external factors are involved in the overall distribution and frequency of microfloral elements in any assemblage. These factors are now recognised as important considerations in any palynological correlation. With all of the advances that have been

1 Institute of Geological Sciences (Geological Survey), Ring Road Halton Leeds 15, Great Britain. By permission of the Director.

made, the stratigraphic palynologist is now in a position to suggest an independent subdivision of any particular succession into a number of palynological zones. Although such zonation would be of considerable value for palynological purposes there are certain cases where in the broader geological sense it would be desirable to avoid their use, particularly where the boundaries between the palynological zones do not coincide with widely accepted zonal boundaries established by macropalaeontological techniques. Palynological zonation is a justifiable consequence of detailed stratigraphical palynology ; however, such zonation should be withheld until the stratigraphical, geographical and ecological distribution of the palynomorphs is fully understood.

In reviewing the progress that has been made in stratigraphical palynology and in palynological methods of correlation, it is apparent that a definite pattern of development emerges. This pattern is directly related to the degree of advancement in the state of palynological knowledge for any particular part of the stratigraphic column rather than to the overall chronological development of palynology as a science. There is of course an implied relationship in the above conclusion between the state of palynological knowledge for any group of sediments and their economic potential. This may lead obviously to there being more precise methods of correlation operating in one particular system or stage at any time than in adjacent systems. This may be illustrated by comparing the Westphalian, where it is possible under suitable conditions to correlate between individual coal seams, with the Devonian, where it is often difficult to correlate precisely at the stage level.

In the case of the Devonian it was not until relatively recently that the criteria for correlation at the « stage » level were established. Whilst knowledge of Devonian microfloras has been slowly accumulating over the last two decades, the state of knowledge of the stratigraphical distribution of Devonian miospores still, in general, only permits a number of broad subdivisions to be made. The Lower Devonian, for instance, is normally readily recognised by being characterised by an abundance of small smooth forms with simple ornamentation, the majority of which have clearly defined curvaturae, i.e. *Retusotriletes* (Naumova) Streel, *Apiculiretusispora* Streel and *Verruciretusispora* Owens. Specimens with prominent radially orientated ribs on the proximal surface, belonging to the genus *Emphanisporites* McGregor, are common components of Lower Devonian assemblages but zonate and camerate/pseudosaccate genera are almost completely absent. The Middle Devonian is characterised by the appearance in abundance of zonate and camerate/pseudosaccate spores together with spores of the genera *Hystricosporites* McGregor and *Ancyrospora* Richardson which are

characterised by the possession of an ornament composed of processes with bi-, tri-, or multifurcate terminations. This broad zonation may be regarded as being the initial stage in the development of stratigraphical correlation by miospores. In certain cases it is possible that the appearance of a distinctive morphological group of spores may permit this initial phase in the correlation process to delimit a relatively narrow stratigraphical interval. This can be illustrated by the occurrence of representatives of the morphologically distinctive group of monolete spores belonging to the genus *Archaeoperisaccus* (Naumova) Potonié which are restricted in their known distribution in the U.S.S.R. and Canada to the middle and lower part of the Upper Frasnian. Occasionally the occurrence of one morphologically distinct species may permit an even finer correlation to be made as for instance in the case of *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo which has a widespread geographical distribution but is stratigraphically restricted to deposits of Upper Fammenian (Strunian) age [see Owens & Streel 1967]. This one species is therefore of great importance in the definition of the Devonian - Carboniferous boundary. This method of correlation is only likely to be applicable where it is satisfactory to subdivide the succession into major units since it is only capable of recognising major breaks in the microfloral succession. Ecological peculiarities are not normally likely to be a significant problem in this type of correlation in view of the scale of the units involved.

In circumstances where significantly more palynological data are available, the logical development from the above method is the erection of a series of zones which would permit the detailed subdivision of any examined succession. Ideally, to erect such a series of zones the investigator should have information available from as complete a range of sedimentary environments as possible in order to obtain a complete representation of the contemporaneous microfloras. The erection of a zonal sequence based solely on the evidence available from, for instance, marine shale assemblages is undesirable since it will probably be applicable only within the local area of its erection. The absence of the marine facies or the incoming of additional facies within other areas of the same basin could render correlation difficult if not completely impossible.

In general terms it is possible to erect zonal schemes of two basic types. Zones may be defined on the absolute stratigraphic range of particular species but such a system could be prone to a number of serious disadvantages. Most serious would be the ecological restrictions which might be placed on a particular species. If the zonal index species had a restricted ecological distribution it is possible that the failure of development of that particular facies within certain regions of a basin could

result in the failure to recognise the existence of a particular zone. To be successful, therefore, it is imperative that such a zonal scheme should only utilise forms with a widespread ecological distribution and forms which are also likely to occur with reasonable frequency. It is therefore a prerequisite that there should be a certain degree of uniformity in the composition of the parent floras over wide areas to permit the widespread distribution of the zonal forms. Unfortunately, the species which appear to be the best zonal forms are in many cases found to be the accessory spores in an assemblage and are therefore likely to be infrequent in occurrence and erratic in their ecological distribution.

The alternative method of zonation is to utilise zones which are based on the occurrence of an association of several forms. The species utilized in such a series of assemblage zones should preferably be widespread in their ecological distribution but since several forms would be involved in the definition of a particular zone, the failure of a particular species to occur in a region due to either the absence of a particular facies or to inconsistencies in the composition of the parent flora will not result in the complete failure to recognise the zone. The species utilised in the definition of any particular assemblage zone need not necessarily be restricted in stratigraphic distribution to the limits of that particular zone. The range of particular species becomes less important than the overall composition of forms in the assemblage. This type of zonation was employed by Neves (1961) in the study of the stratigraphic distribution of miospores in the Namurian sediments of the southern Pennine region of England (see Neves 1961, table 1) and by Owens *in* Owens & Burgess (1965) in the study of Namurian and Lower Westphalian sediments in the Stainmore Outlier, Westmorland (see text-fig. 1). Whilst there is an appreciable degree of similarity in the composition and the boundaries of the assemblage zones established in these two studies, significant minor differences do exist between the separate zonal schemes which may be explained by differences in facies distribution between the two areas or by regional variations in the composition of the parent floras.

It is readily apparent that no system of zonation can be considered entirely satisfactory if it deals exclusively with the absolute stratigraphical range of a particular species, as it is essential that factors such as ecology and facies distribution must be incorporated. This can be clearly demonstrated by examination of the problems involved in the interpretation of results obtained from sequences where only coal seams are examined and, secondly, from a sequence where a number of differing lithologies are involved.

The subdivision of the Westphalian coal deposits of Western Europe is probably one of the best examples in the Palaeozoic of stratigraphical subdivision employing palynological methods. Despite the fact that a large number of species are recorded from these deposits, only a few occur with any regularity and only a very small number are ever abundant in the assemblages. Examination and sampling of coal deposits can be effected in two main ways. First, the coal seam can be treated as a whole and a channel sample representative of all sections of the coal can be prepared for examination. The resultant spore count and species list will thereby give a generalised picture of the seam as a whole. Alternatively the seam could be examined as a number of subsections which would as far as possible coincide with the petrographic boundaries within the seam. Smith (1962) has clearly demonstrated that a positive relationship exists between the petrographic type of the coal and the miospore association that it contains. This led Smith to propose the concept of miospore phases within a coal seam, with the phases normally occuring in a definite sequence. The sequence begins, according to Smith, at the base of the seam with the Lycospore phase, which is associated with bright vitrainous coal, and culminates in the middle or upper part of the seam with the Densospore phase which is associated with dull durainous coals. A transition phase may be developed between the Lycospore and the Densospore phases and can normally be correlated with a mixture of petrographic types related to those occurring above and below it. In cases where peat formation continued after the deposition of the Densospore phase it is possible that there would be a return to a vitrainous petrographic type and a Lycospore phase adjacent to the seam roof. This represents an idealised condition, but local conditions within the coal swamp were rarely ideal. It is common to find minor repetitions of certain of the phases within a particular seam and in thin seams one or other of the phases may not be developed at all. In view of these features it is essential that the subsection sampling of coal seams should be done at very close intervals with particular emphasis being given to any petrographic changes within the seam in order that a complete record of the succession of miospore assemblages is obtained for correlation purposes.

Where the correlation of palynological data involves information derived from a varying number of lithological types of sediment many more external agencies may affect the overall composition of the spore assemblages. It is not therefore surprising in view of the wide ecological range involved i.e., coal swamp to marine, to find major differences in the composition of the assemblages from these differing facies. Neves (1958) has convincingly demonstrated that in the case of the sediments associated with the *Gastrioceras subcrenatum* horizon in Staffordshire,

SUCCESSION

PLANT SPORE SPECIES

ZONE OR STAGE		*Rotaspora fracta*	*Apiculatisporis maculosus*	*Microreticulatisporites concavus*	*Tripartites ianthina*	*Rotaspora knoxi*	*Tripartites trilinguis*	*Grandispora spinosa*	*Anulatisporites lycosporoides*	*Punctatisporites pseudopunctatus*	*Schulzospora elongata*	*Verrucosisporites inaequalis*	*Leiotriletes tumidus*	*Schulzospora ocellata*	*Lycospora nitida*	*Remysporites magnificus*	*Dictyotriletes tuberosus*	*Stenozonotriletes triangulus*	*Mooreisporites trigallerus*	*Ibrahimispores brevispinosus*	*Knoxisporites stephanephorus*	*Crassispora kosankei*	*Dictyotriletes varioreticulatus*	*Knoxisporites dissidius*	*Knoxisporites semiradiatus*	*Cirratriradites rarus*	*Crassispora ovalis*	*Cyclogranisporites orbicularis*	*Cirratriradites ornatus*	*Secarisporites lobatus*	*Secarisporites remotus*	*Densosporites spongeosus*	*Apiculatisporis prisca*	*Laevigatosporites desmoinensis*	*Camptotriletes superbus*	*Raistrickia fulvus*	*Schopfipollenites ellipsoides var. corporeus*	*Cirratriradites alligerens*	*Cirratriradites saturni*	*Cristatisporites connexus*	*Dictyotriletes bireticulatus*	*Vestispora tortuosa*	*Endosporites globiformis*	*Verrucosisporites donarii*	*Callisporites nux*	*Knoxisporites polygonalis*	*Densosporites striatus*	*Florinites spp.*	*Schopfipollenites ellipsoides*
	MARINE SHALE	X		X		X						X	X	X				X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X		X	X	X	X													
	NON-MARINE SHALE	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X				X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
	COAL	X			X	X	X	X	X		X	X	X	X	X	X					X	X	X				X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X

A. modiolaris

ARGILL SHELL BED

C. communis

C. pseudorobusta BAND

G_2

SWINSTONE TOP MARINE BAND

G_1

SWINSTONE BOTTOM MARINE BAND

R

MOUSEGILL MARINE BEDS

?H

PEASAH WOOD LIMESTONE

E_2

HIGH WOOD MARINE BEDS

STRICEGILL GRIT

CROW LST

E_1

LITTLE LST

GREAT LST

CHART SHOWING OBSERVED STRATIGRAPHICAL RANGES OF SELECTED SPORE SPECIES IN THE UPPER CARBONIFEROUS OF STAINMORE

Fig. 1. — Chart showing the observed stratigraphical ranges of selected spore species in the Upper Carboniferous deposits of the Stainmore Outlier, England (after Owens & Burgess 1965, Bulletin Geol. Surv. Great Britain No. 23, Plate III).

A	Genera	Percentage of genera in assemblage			Number of species observed		
		Coal	"Non-marine"	Marine	Coal	"Non-marine"	Marine
1	*Leiotriletes*	0·2	1·3	3·8	1	4	3
2	*Punctatisporites*	1·4	0·8	12·4	3	1	3
3	*Calamospora*	5·3	3·0	4·8	2	4	4
4	*Granulatisporites*	0·2	0·4	1·2	2	2	5
5	*Cyclogranisporites*	0·5	1·2	1·4	1	3	2
6	*Planisporites*	1·2	0·2	2·2	2	1	1
7	*Apiculatisporites*	8·3	5·4	2·4	5	5	9
8	*Lophotriletes*	0·1	S	2·0	1	1	2
9	*Acanthotriletes*	0·2	S	0·4	1	1	3
10	*Raistrickia*	S	0·1	2·4	1	1	3
11	*Verrucosisporites*	0·5	0·2	3·0	2	1	2
12	*Convolutispora*	S	S	1·0	1	1	2
13	*Camptotriletes*	1·3	0·7	0·3	1	1	3
14	*Microreticulatisp.*	S	0·1	1·7	1	1	2
15	*Dictyotriletes*	1·3	2·0	S	2	1	2
16	*Reticulatisporites*	NS	NS	0·2	0	0	2
17	*Knoxisporites*	S	S	S	1	1	1
18	*Triquitrites*	S	0·1	0·2	1	2	1
19	*Ahrensisporites*	0·1	0·6	S	1	1	1
20	*Simozonotriletes*	NS	NS	S	0	0	1
21	*Lycospora*	76·0	75·0	S	3	3	1
22	*Anulatisporites* / *Densosporites*	0·3	0·6	0·7	1 / 1	1 / 2	1 / 1
23	*Cirratriradites*	S	0·2	NS	1	1	0
24	*Laevigatosporites*	0·1	0·1	NS	1	2	0
25	*Latosporites*	S	NS	NS	1	0	0
26	*Punctatosporites*	NS	0·1	NS	0	1	0
27	*Alatisporites*	NS	NS	0·3	0	0	2
28	*Endosporites*	0·2	0·1	0·3	1	2	2
29	*Schulzospora*	1·4	3·3	NS	1	1	0
30	*Florinites*	1·0	2·6	58·3	3	3	5
31	*Schopfipollenites*	S	0·4	NS	1	1	0
32	*Moorcisporites*	NS	NS	S	0	0	1
33	*Discernisporites*	NS	S	S	0	1	2
34	*Proprisporites*	NS	NS	S	0	0	1
35	Spore Type A	NS	NS	S	0	0	1
36	Spore Type B	NS	NS	S	0	0	1
37	Spore Type C	NS	NS	S	0	0	1
	Incertae Sedis.	0·4	1·5	1·0			

S = Frequency less than 0·1 per cent. NS = Not observed.

Fig. 2. — Ecological variation in miospore assemblages obtained from sediments associated with the *Gastrioceras subcrenatum* in Staffordshire, England.
A) Lists of generic percentages and species totals.

England (see text-fig. 2) considerable differences exist between the assemblages recovered from coal, non-marine shale and marine shale at this horizon. The coal seam assemblage was dominated by 76 % *Lycospora* (Schopf, Wilson & Bentall) Potonié & Kremp, with *Calamospora* Schopf, Wilson & Bentall (5.3 %) and *Apiculatisporis* Potonié & Kremp (8.3 %), the only genera with frequencies of greater than 2 %. In the associated non-marine shales, a similar result was obtained, *Lycospora* 75 %, *Calamospora* 3 % and *Apiculatisporis* 5.4 %, but this assemblage also contained significant numbers of *Schulzospora* Kosanke (3.3 %) and *Florinites* Schopf, Wilson & Bentall (2.6 %). The marine shale assemblage differed completely from the previous two with *Lycospora* constituting less than 0.1 % of the assemblage. *Florinites* (58.3 %) was the dominant element with *Punctatisporites* (Ibrahim) Potonié & Kremp (12.4 %) and *Calamospora*

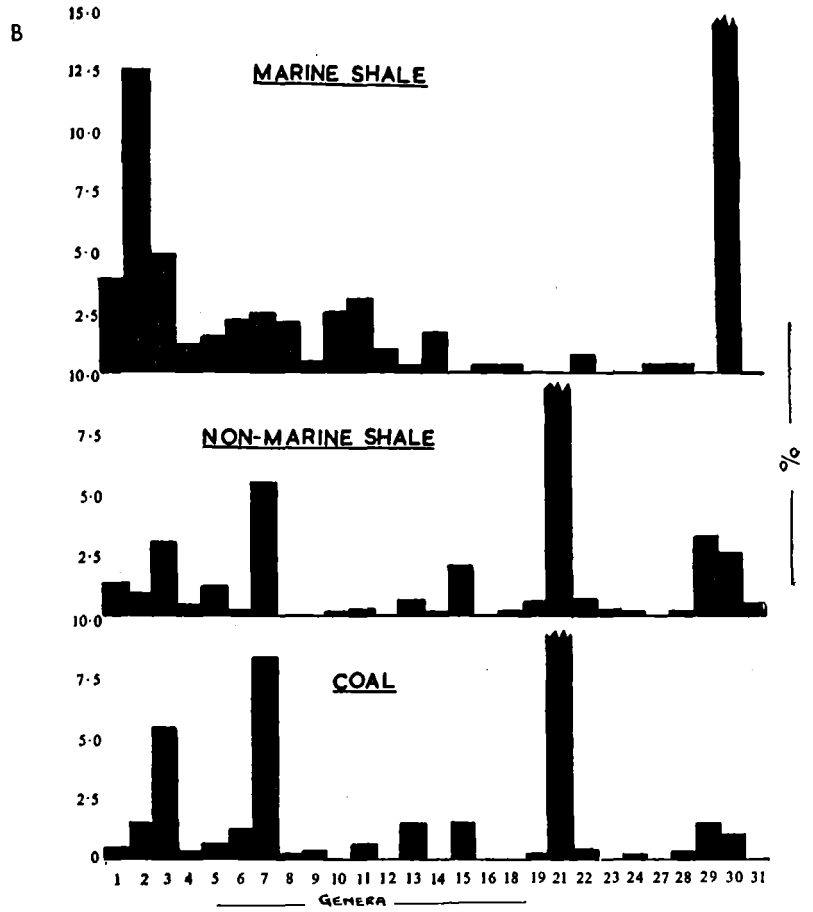


Fig. 2. — B) Histogram of generic frequencies.
Numbers below histogram refer to genera numbered in table (A) (after Neves 1958, Reproduced with permission from the Geological Magazine Vol. 95.)

(4.8 %) the only other forms present in significant numbers. The implications of these results are significant in terms of the interpretation of results using the assemblage zone method of correlation. The data presented by Neves summarise the differences which exist at a generic level but it is probable that these differences would be greatly accentuated when specific units were considered. This would obviously reflect the distribution in the differing facies of the accessory spores which are relied on for correlation purposes. It must, however, be pointed out that the example quoted by Neves must be regarded as a special case in which the differences between the composition of the assemblages in differing facies is particularly well defined. In the examples quoted

Table 1. — Percentages of the commonly occurring spore genera recorded in samples of variable lithology from the Upper Viséan of East Fife, Scotland. (after Neville 1968, table 1).

Sample	Spore genera						
	Anaplanisporites	Lycospora	Densospores	Punctatisporites	Schulzospora	Calamospora	Leiotriletes
F 100	2	50	1	5	14	3	2
F 99	3	6	69	10	X	5	5
F 98	8	56	29	2	1	3	X
F 97	51	27	1	2	9	4	2
F 96	51	19	5	3	1	12	1
F 95	25	53	5	1	X	7	3
F 94	32	49	3	1	1	10	3
F 93	41	36	17	1	X	4	1
F 103	27	15	1	X	6	35	2
F 102	42	25	1	2	10	14	1
F 101	10	55	2	5	5	12	X
F 92	41	48	2	2	1	1	2
F 91	50	40	2	X	X	6	1
F 90	11	60	5	8	6	5	X
F 89	33	17	3	5	3	17	2
F 88	96	X	X	1	2	1	X
F 87	57	8	X	4	X	22	X
F 86	59	10	X	6	X	20	X
F 85	86	11	X	X	X	2	X
F 84	94	3	X	X	X	2	X
F 83	50	26	X	6	X	14	X
F 82	87	4	X	7	1	X	X
F 81	72	16	X	5	2	3	X
F 80	5	92	1	X	X	X	1
F 79	43	24	X	3	1	10	10
F 78	7	21	1	4	2	26	1
F 77	69	22	X	1	X	2	4
F 76	14	29	1	2	1	16	8
F 75	9	23	1	5	2	19	7
F 74	7	71	3	X	1	3	6
F 73	X	85	4	X	X	7	1
F 72	3	73	X	X	8	8	2
F 71	3	88	X	1	X	8	X
F 70	3	38	3	4	9	39	5
F 69	5	68	1	X	1	22	2
F 68	55	39	X	1	X	4	X

by Neville (1968) from Upper Viséan rocks in the Midland Valley of Scotland (see table 1) the variation in composition of the dominant miospore types in a wide range of sedimentary environments is less clearly demonstrated. *Lycospora* and *Anaplanisporites* Jansonius, for instance, are the dominant elements in the assemblages from a wide range of facies. In the case of Neville's work significant differences were probably recorded in the distribution of the accessory spores.

It is now necessary to consider briefly which factors can be considered as contributory to the differentiation of spore assemblages according to their ecological position. These factors can in general terms be divided into two main categories, first, the character and extent of the regional macroflora from which the spores are derived and, secondly, those processes involved in the deposition of the spores in the contemporaneous sediments. The latter processes will include those factors affecting the transportation of the spores i.e., climatic conditions, wind speed, direction and frequency, distance from parent flora, water conditions, strength of currents, degree of turbulence, rate of sedimentation and the nature of the bottom conditions. There are, in addition to the above external factors, certain factors contributed by the spores themselves which may influence their distribution. The distance over which effective dispersal can be achieved will obviously be related directly to spore size, shape, structure, ornamentation and specific gravity.

So far the argument presented in this review has dealt largely with the absolute stratigraphical ranges of the species used for the purpose of correlation. Attention must now be turned to another aspect of the problem, that of the frequency of spores in the assemblages. If the frequency of spores in assemblages was to be of prime significance in their use for correlation purposes, the data to be correlated should, in view of what has been said regarding the variations in distribution according to facies, be derived from a series of monolithological samples. However, due to almost insurmountable difficulties in ensuring that this condition is fulfilled, it is most likely that ecological factors will, even in some minor way, influence the composition of the assemblages.

Raistrick, in a series of publications in the late 1930's, was not only amongst the first to use spores for correlation purposes but he also relied heavily on the frequency of the spores to achieve the correlation of different coal seams. By using a limited number of spore types Raistrick produced for each coal seam two histograms, one showing the recorded frequency of the common types in the assemblage and the other showing the distribution of several of the infrequent accessory spores. Correlation was achieved by direct comparison of the histogram

profiles. Raistrick recognised that if this method of correlation was to be successful, there must be a readily apparent difference in the composition of the miospore assemblages between the different seams in any sequence and that seams should possess certain diagnostic characteristics, e.g. the abundance of a particular accessory species. This would necessitate a gradual progressive change in the composition of the parent flora over large areas of the coal basin. Raistrick was aware of the possible influence that ecological and floristic differences within the coal swamp might have on the composition of the spore assemblages, but did not regard them as criteria which could effect so significantly the differing results which might be obtained from the same seam at differing localities. The method employed by Raistrick was satisfactory for the correlation of coal seams over short distances, but it was not designed to result in the formulation of a working zonation for the coal-bearing deposits. The principles of this method of correlation are still of value today in the solution of local correlation problems. Smith & Butterworth (1967, pp. 93-95, text-fig. 63) illustrate a typical example of this method for the solution of a correlation problem involving an unidentified coal seam encountered during mining operations in the Northumberland and Durhan Coalfield (see text-fig. 3). The only significant difference in the technique employed was that Smith and Butterworth utilised a binomial classification for the spores whilst Raistrick employed a numerical system.

When information related to spore frequency is combined with the overall stratigraphic range of the spore, a « biozone » for that species may be constructed. Under ideal conditions this feature could be of considerable significance for correlation purposes, particularly where it is possible to utilise a series of « biozones » for the definition of a number of assemblage zones. It must, however, be remembered that ecological criteria will in certain circumstances control the frequency of spores in any part of the « biozone ». The extent to which stratigraphical distribution and spore frequency data are combined for the purposes of correlation and zonation will depend obviously on the nature of the investigation.

Winslow (1962), in her study of the Upper Devonian and Lower Mississippian microfloral assemblages in Ohio, attempted to incorporate quantitative data on range charts of the stratigraphical distribution of the spores. This attempt to combine the two types of data cannot however be regarded as entirely satisfactory as Winslow only recorded the quantitative data in terms of relative frequency, i.e. present, common and abundant. Whilst a certain degree of correlation could be achieved by Winslow for these deposits it could be argued that, because of the interval between both samples and sample localities, no reliable degree

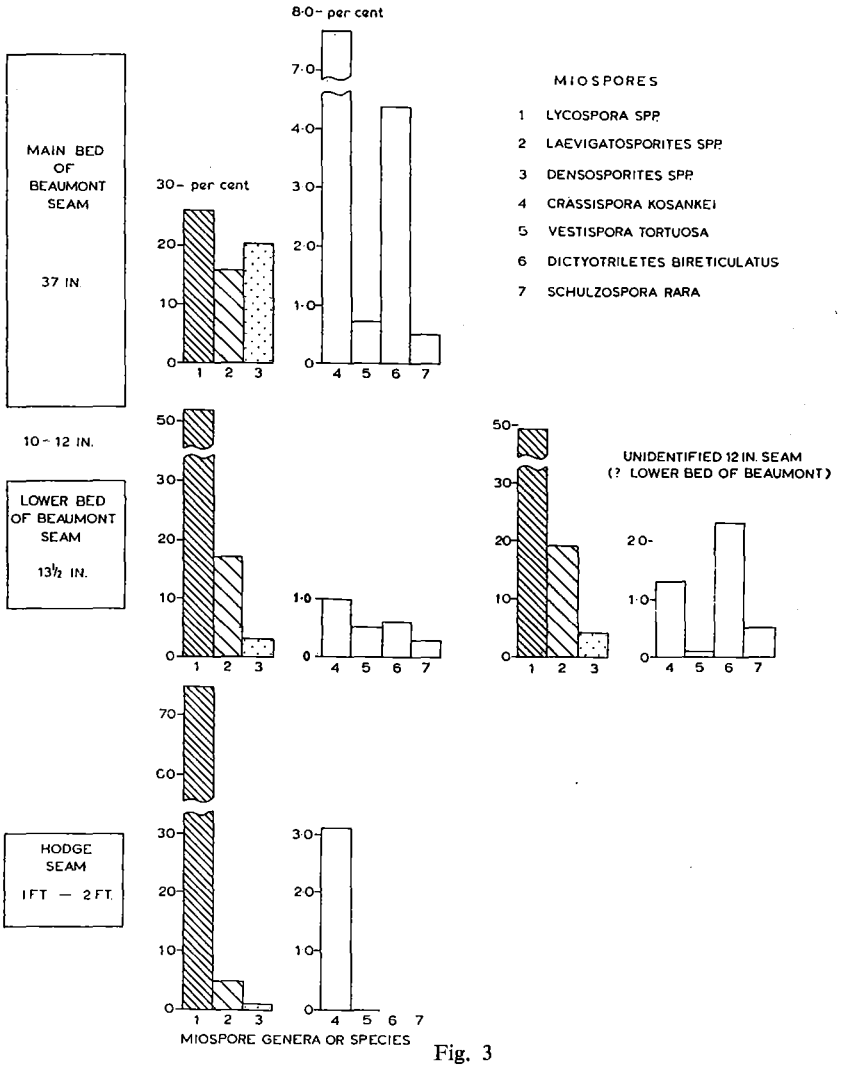


Fig. 3

Fig. 3. — Miospore frequencies in coal seams at Montagne Colliery, Northumberland, after Smith & Butterworth 1967 (Copied with the permission of the Palaeontological Association from the original figure used in *Palaeontology).*

of continuity could be attained from the quantitative data. If this method of correlation is to be successfully applied, it is essential that closely spaced samples are used and that reliable and uniform counting procedures are employed in order to achieve a degree of continuity in the quantitative results.

A more sophisticated approach to the problem of establishing correlations by the use of « biozones » has been made by Alpern. Instead of accepting the absolute stratigraphical range of a species as the limits for the « biozone », Alpern has defined them statistically (see proposals presented elsewhere in this symposium by Alpern) and claims (see text-fig. 4) that the resultant biozones may be utilised for the correlation of measures in the Upper Westphalian and Stephanian coal basins of France (see Alpern 1960 and Alpern *et al.* 1967).

Whilst it is readily conceded that the numerical frequency of spores and pollen often has considerable stratigraphical significance, it must be borne constantly in mind that frequency or abundance of particular spore types may well be a function of several physical or ecological criteria which can influence the composition of spore assemblages. Providing the « biozone » is established from data derived from a number of similar monolithological sources, there is every possibility that the principle of « biozone » correlation could be successfully applied. The chief problem, however, is in ensuring that the data are derived from uniform monolithological samples. In the case of coal seams this would involve uniformity of petrographic types within the seam over wide areas, since any local variations would be readily apparent in the form of the « biozone » profile. Undoubtedly the variations encountered in the composition of miospore assemblages obtained from varying lithologies and facies even within the same local area would be sufficiently great to make correlation using « biozones » completely unreliable.

To be effective for correlation purposes, a « biozone » should be constructed on such a scale that all minor vertical variations recorded from the succession should be apparent on its profile. When «biozones» are drawn for the distribution of a species throughout a long sequence, it is inevitable that certain generalisations are made. It would, for instance, be necessary to represent the data from any one coal seam in a generalised manner rather than as a series of records for each subsection within the seam. It is doubtful, therefore, if the « biozones » produced for long stratigraphic intervals serve any more useful function than to outline the broad trends in the distribution of the microfloral remains. It is doubtful that any palynological zonation produced from the « biozone » profiles throughout a long succession of sediments has any greater potential for correlation purposes than that which could be suggested using the absolute range of the species concerned and ignoring any apparent variations in frequency. The most successful application of the « biozone » correlation method obviously lies in the solution of local coal seam correlation problems where a certain degree of uniformity in ecological conditions can be anticipated.

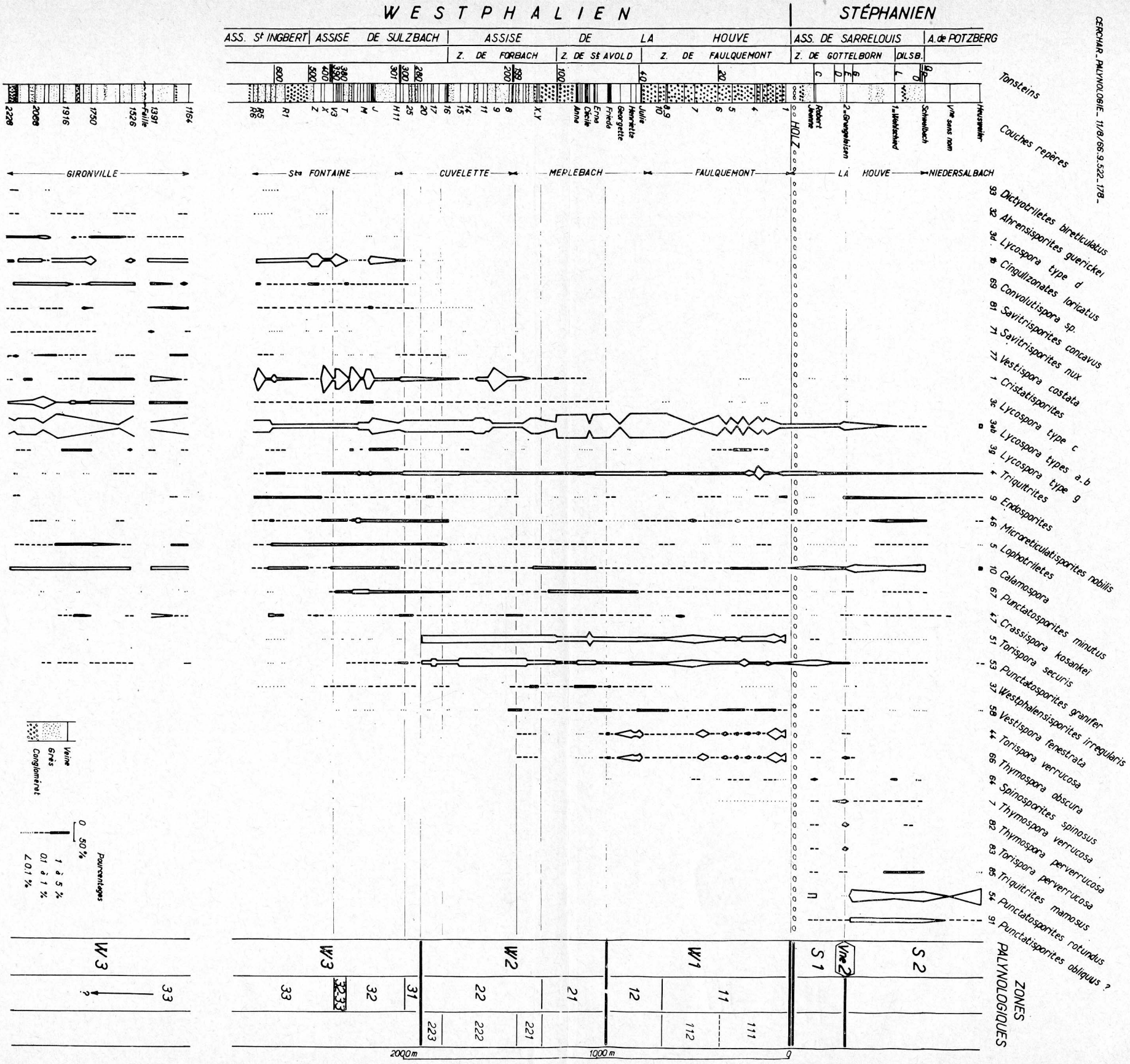


Fig. 4. — Stratigraphical distribution of miospores in the Saar—Lorraine coal basin (after Alpern *et al.* 1967, fig. 3).

This review emphasises that there can be no uniformity in the techniques and methods in which correlation by palynological methods is attempted. The method selected for use in any circumstances will depend on the relative state of palynological knowledge for the part of the stratigraphic succession involved and the ecological conditions represented in the sediments under examination.

REFERENCES

ALPERN B. (1960) : Etude palynologique préliminaire du bassin houiller de Lorraine Application à la corrélation des couches. *Bull. Soc. géol. France*, (7), *II* : 527-533.

ALPERN B., LACHKAR G. & LIABEUF J. J. (1967) : Le bassin houiller lorrain peut-il fournir un stratotype pour le Westphalien supérieur ? *Rev. Palaeobotan. Palynol.*, 5 : 75-91.

NEVES R. (1958) : Upper Carboniferous plant spore assemblages from the *Gastrioceras subcrenatum* horizon, North Staffordshire. *Geol. Mag.*, *95*, 1 : 1-19.

NEVES R. (1961) : Namurian plant spores from the southern Pennines, England. *Palaeontology*, *4*, 2 : 247-279, pls 30-34.

NEVILLE R. S. W. (1968) : Ranges of selected spores in the Upper Viséan of the East Fife coast section between St. Monance and Pittenweem. *Pollen et Spores*, *10*, 2 : 431-462, pls I-III.

OWENS B. & BURGESS I. C. (1965) : The Stratigraphy and Palynology of the Upper Carboniferous Outlier of Stainmore, Westmorland. *Bull. Geol. Surv. Gt Brit.*, *23* : 17-44, pls III-V.

OWENS B. & STREEL M. (1967) : *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo, its distribution and significance in relation to the Devonian-Carboniferous boundary. *Rev. Palaeobotan. Palynol.*, *1* : 141-150, pl. 1.

RAISTRICK A. (1937) : The microspores of coal and their use in correlation etc. *C. R. 2e Congres Carbonifère, Heerlen 1935, II* : 909-917.

RAISTRICK A. (1939) : The Correlation of Coal-seams by Microspore-content. Part II. The Trencherbone Seam, Lancashire and the Busty Seams, Durham. *Trans. Inst. Min. Eng. London*, *97*, 4 : 425-437.

SMITH A. H. V. (1962) : The Palaeoecology of Carboniferous Peats based on the Miospores and the Petrography of Bituminous Coals. *Proc. Yorks. Geol. Soc.*, *33*, 4 : 423-474, pls 29-33.

SMITH A. H. V. & BUTTERWORTH M. A. (1967) : Miospores in the Coal Seams of the Carboniferous of Great Britain. *Special Paper in Palaeontology*, *1* : 1-324, pls 1-27. Palaeontological Association, London.

WINSLOW M. R. (1962) : Plant Spores and other Microfossils from Upper Devonian and Lower Mississippian Rocks of Ohio. *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper*, *364* : 1-93, pls 1-22.

DISCUSSION

Jardiné : Dans le livret guide de l'excursion faite dans le Famennien supérieur de l'Ourthe, les auteurs parlent de cénozones et non de biozones et je pense qu'il y a là certainement une différence essentielle. Le Dr Owens ne parle-t-il pas de cénozone plutôt que de biozone ? C'est très important car il y a moins de différence entre une biozone réelle prise dans un milieu marin et une biozone prise dans un milieu continental qu'entre des cénozones prises en faciès marin et en faciès continental.

Alpern : Il est certain que toutes les spores venant du milieu continental, c'est l'écologie du milieu de production qui joue un rôle et tout le reste n'est que la question de mesurer l'écho de cette image continentale vers le milieu marin (capacité individuelle de chaque espèce d'être transportée). Je suis persuadé que l'image marine est toujours une image qui a subi une sorte de distorsion par rapport à l'image continentale qui est l'image d'origine, l'image primaire. Ces distorsions sont toujours spécifiques et ce sont ces lois de la distorsion de l'image primitive qui doivent être mieux connues ou mieux étudiées. Il est évident que l'image continentale n'est valable que si elle est la synthèse de nombreux points d'observation et qu'elle échappe ainsi aux surévaluations éventuelles dues aux massifs de végétation sporadiques.

Owens : I agree. If we want to erect a zonation we have to go to the continental or coastal deposits and not to a purely marine deposit. We need in fact a full representation of the contemporaneous microflora and not a restrictive representation. Of course, sometimes a restricted representation is all that we can obtain.

Palynology of the Devonian-Carboniferous Boundary

(Report on Project B of the 3rd C.I.M.P. Meeting on Palaeozoic Stratigraphy)

B. OWENS [1] & M. STREEL [2]

The organisation of Project B was entrusted to M. Streel by the Secretary General in December 1968.

Two circulars were sent out in December 1968 and February 1969 to palynologists likely to be interested in this particular stratigraphic interval. In order to promote discussions, the important palynological data concerning this interval in the Ardennes-Rhine Basin, data in part unpublished, was sent with the second circular. Very few palynologists replied in the detailed manner that was requested. We however wish to thank Drs. Kedo (Minsk) and Peniguel (Pau) who sent details of the stratigraphic distribution of the principal species in Bielorussia and France, Africa and Australia respectively. Several other palynologists have sent details of works in press : Lanzoni & Magloire (1969) on the western Sahara ; Eames & Graham, who have amplified the results previously obtained by Winslow in Ohio. Other palynologists provided details of texts or resumes of the principal points in the communications that they were to present at the meeting, i.e. Combaz (Pas-de-Calais), Kaiser (Bear Island), McGregor (Canada) and von Almen (Oklahoma).

In an introductory account, Streel proposed a precise terminology which could be used in the subsequent discussions. He described the various classic reference sections in the Ardennes-Rhine Basin and outlined the correlation possible between the sections as follows :

1. The boreholes from Tournai and Leuze in the Tournaisis and the sections designated as Lower and Middle Tournaisian by Legrand, Mamet & Mortelmans 1966.
2. The sections from the Avesnois : Etroeungt, Avesnelles and St. Hilaire designated by Conil *et al.* at Sheffield and by Mamet at Calgary to serve as a basis for a precise definition of the Famennian/Tournaisian boundary.

1 Institute of Geological Sciences, Ring Road Halton, Leeds, Great Britain.
2 Laboratoire de Paléontologie végétale, Université de Liège, Belgique.

3. The section at Hastières, reference section of Tn1b as defined by Conil (1964) or of the former T1a of the Belgian Geological Map.
4. The section at Rivage-gare, reference section for the Assise de Comblain-au-Pont (Mourlon 1875).
5. The section at Ratingen. Reference section for the easternmost part of the calcareous facies of the Carboniferous.
6. The sections from Hönnetal. International reference sections for the succession based on the cephalopods and conodonts.

These sections are published in detail in the Liège symposium volume in order to show the possible palaeontological correlations between British Isles, France, Belgium and Germany for the beds at the horizon of the Devonian - Carboniferous transition (see Austin *et al.* 1970).

On the basis of this evidence Streel commented on the principal non-palynological guide fossils. The most important is without doubt the appearance of the goniatite fauna including *Gattendorfia subinvoluta* in zone cu I, marking the base of the Carboniferous (in the sense defined by the Heerlen Congress in 1935). He recalled that unfortunately *Gattendorfia* was not found in the other sections where another cephalopod, *Cymaclymenia euryomphala* is present. The latter had been found not only in the shales below the limestone with *Gattendorfia* but also at the top of the section of the Etroeungt in the Avesnois. Streel noted next the apparent absence of conodont zones in the Hangenberg Shales below the limestones with *Gattendorfia* (1). Conodont assemblages were however present in the limestone with *Gattendorfia (Siphonodella* zones) and also in the Wocklumer Kalk below the Hangenberg shales (*costatus* zone). Streel showed next that *Siphonodella* is found in the Dinant region near to the type section at Hastières and that *Spathognathodus costatus ultimus* (= to VI) has been found in the section recently defined as Fa 2d in the Ourthe Valley (see Excursion Guide, 13th April). The conodonts and cephalopods present in the Franco-Belgian and German sections show well that the Etroeungt section is, at least in part, of Devonian age in the sense defined at Heerlen in 1935. This has resulted in the permanently confusing situation in which in France, Belgium and the USSR, one calls part of the Tournaisian the Etroeungt Beds which are of Devonian age according to the decisions of the Heerlen Congress. Streel next pointed out the additional difficulties which had resulted from the fact that the termino-

(1) *Postscript :* a *Protognathodus*-Fauna has recently been described by Ziegler (1969) from a limestone lens inserted within the Hangenberg Shales at Stockum.

logy of Lower Tournaisian chronostratigraphic connotations covered very diverse stratigraphic interpretations. He stated that the Lower Tournaisian defined at Tournai by Legrand, Mamet & Mortelmans possessed only a guide fauna of foraminifera which trangressed the Dev./Carb. boundary *sensu* Heerlen 1935. There was not, therefore enough non-palynological proof that the Lower Tournaisian defined at Tournai was to be regarded as Devonian or Carboniferous.

Streel then recalled that an assemblage of spores had been described in 1962 by Mrs. Caro-Moniez from the Tournai borehole in Belgium. He showed that his assemblage contained in reality both *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo and *H. pusillites* Kedo and he then attempted to place this assemblage in the succession of spore assemblages encountered in the Ardennes-Rhine Basin.

It was next pointed out by Streel that the assemblage isolated from the uppermost Famennian deposits (in the sense of Legrand, Mamet & Mortelmans 1966), is in reality of Lower Tournaisian age and seems to correspond to that part of Tn1b that could be of Carboniferous age in the sense of the Heerlen Congress of 1935.

Finally summarising the different quantitative and qualitative palynological characteristics which occur from Fa2c (Evieux) to Tn2a, Streel suggested by comparison with the reference sequence in the Ardennes-Rhine Basin, correlations for the different sets of detailed information that had been received. He placed particular importance on the quantitative characteristics of species such as *Hymenozonotriletes lepidophytus* and *H. pusillites* and noted particularly new important information received from Lanzoni & Magloire where assemblages rich in *Vallatisporites* had been found in samples from the Algerian Sahara occurring above the level of *Gattendorfia.* In conclusion, Streel proposed to supply a report on the stratigraphical value of those species. (This report is published in the present volume : see p. 121).

*
**

The principal palynological results of an examination of the Lower Carboniferous of Bear Island were then outlined by Dr. Kaiser. The succession examined is summarised below,

Upper Carboniferous

Culm Series	Lower Carboniferous plant fossils
Tunheim Series (coal bearing)	*Cyclostigma* - *Archaeopteris* flora
Flözleeres	
Misery Sandstone Series (coal bearing)	

Ordovician

Kaiser reported that he had recorded *Hymenozonotriletes lepidophytus* var. *minor* from the Tunheim Series which had also yielded a macroflora containing *Cyclostigma* and *Archaeopteris*. He suggested therefore that this unit was of Tn1a age. He noted that *H. lepidophytus* var. *minor* occurred in considerable numbers from its first appearance and that *Lophozonotriletes rarituberculatus* (Luber) Kedo occurred in the middle part and *Hymenozonotriletes explanatus* (Luber) Kedo in the upper part of the stratigraphical range of *H. lepidophytus* var. *minor*. Kaiser concluded that the sequence of miospores occurred in Bear Island in the same order as in the Belgian deposits described by Streel.

A report from Dr. von Almen on the microfloral assemblages from the Woodford Shale in Oklahoma was then read by Dr. Streel. The Woodford Shale spans the Devonian - Mississippian boundary. *Hymenozonotriletes lepidophytus* has not been recorded by von Almen and he therefore claimed that the assemblages from the upper part of the Woodford Shale were younger than Strunian. In general, the assemblages that have been recovered are dominated by leiospheres and *Tasmanites* but contain distinctive miospore species including *Pustulatisporites gibberosus* (Hacquebard) Playford, *Murospora subtera* (Waltz) comb. nov., *Perotrilites perinatus* Hughes & Playford, *Lophozonotriletes dentatus* Hughes & Playford, *Discernisporites irregularis* Neves and *D. concentricus* Neves. A Tournaisian age has been established for the upper part of the Woodford Shale which is supported by Woodford conodont assemblages from a nearby erea as reported by Hass & Huddle (1965). The absence of *Hymenozonotriletes lepidophytus, Dicrospora multifurcata* Winslow, *Lophozonotriletes rarituberculatus* and *Vallatisporites vallatus* Hacquebard from the Woodford Shale assemblages may well result from some ecological control on the composition of the assemblages or from inadequate sample coverage of the section.

Dr. McGregor next reported on the palynological work carried out in three widely separated parts of Canada at the horizon of the Devonian - Carboniferous boundary.

1) Maritime Provinces : There is unfortunately no stratigraphic control available for the assemblages that have been recovered from the lower part of the Horton Group in Nova Scotia. *Hymenozonotriletes lepidophytus, H. pusillites, Retusotriletes incohatus* Sullivan and spores with processes with multifurcate terminations belonging to either *Dicrospora* or *Hystricosporites* were however all recorded in the assemblages.

2) Southern Ontario : Miospore assemblages have been recovered from the Kettlepoint Formation, Bedford Shale, Berea Sandstone and Sunbury Formation from both surface and borehole material. Support-

ing palaeontological evidence is available from conodonts in the case of the Kettelpoint Formation ; this evidence was, however, obtained from different horizons to the spore assemblages. The assemblages from the Kettelpoint Formation contain the following distinctive elements : *Emphanisporites* sp. (rare), *Reticulatisporites fimbriatus* Winslow, *Hymenozonotriletes famenensis* Kedo, *H. pusillites* (including large spinose forms), and *Lophozonotriletes cristifer* (Luber) Kedo. The overlying Bedford Shale assemblages also contain *Hymenozonotriletes famenensis* and *H. pusillites* and, in addition, contain *Hymenozonotriletes lepidophytus, ? Dicrospora multifurcata* and *Corbulispora* cf *cancellatus.* Winder (1966), commenting on the conodonts recorded from this interval, has noted that the presence of *Spathognathodus inornatus* Branson & Mehl suggests an uppermost Famennian age for the formation.

McGregor has recorded the presence of *Hymenozonotriletes lepidophytus, H. pusillites, H. famenensis* and *Reticulatisporites fimbriatus* from the overlying Berea Sandstone which he therefore also considers to be of Strunian age.

3) Yukon : McGregor reported that he had recorded similar assemblages from the Imperial Formation on the eastern flank of the Richardson Mountains (no independent palaeontological evidence was available from the Imperial Formation to support the palynological results). The assemblages recorded by McGregor, which are considered to be of Strunian age, contained representatives of the following species : *Hymenozonotriletes lepidophytus, H. pusillites, Vallatisporites vallatus, Lophozonotriletes rarituberculatus, L. malevkensis* (Naumova) Kedo, *L. cristifer* and *Reticulatisporites fimbriatus.*

Details of the palynological work carried out on the Devonian - Lower Carboniferous boundary in Southern England and Southern Ireland were then presented. Dolby presented a palynological report on the transitional microfloras from the Upper Old Red Sandstone to Lower Carboniferous from four widely separated sections : Hook Head in Southern Ireland ; West Angle Bay, Pembroke, South Wales ; Baggy Point in North Devon ; and Burrington Combe, Somerset. As a result of this study Dolby has reported that it is possible to recognise three distinct associations of miospores which are characterised in ascending stratigraphical order by the following species : *Hymenozonotriletes lepidophytus, Verrucosisporites nitidus* (Naumova) Playford and *Vallatisporites vallatus* Hacquebard (with *V. verrucosus* Hacquebard). In the section at Hook Head in Eire, Dolby reported that *Hymenozonotriletes lepidophytus* was restricted in occurrence to the Old Red Sandstone, between 380 ft. and 415 ft. below the Lower Limestone Shales. *Verru-*

cosisporites nitidus appeared at an horizon 155 ft. below the Lower Limestone Shales. The gap of 225 ft. between these two assemblages contained mainly red beds, with three horizons containing neither the *H. lepidophytus* nor the *V. nitidus* associations but only the species common to both. The stratigraphic range of *Verrucosisporites nitidus* extends to the top of the overlying Lower Limestone Shales. The *Vallatisporites vallatus - V. verrucosus* association appears first some 42 feet above the base of the Lower Limestone Shales which are approximately 160 feet thick at Hook Head.

In the West Angle Bay succession Dolby has recorded *Hymenozonotriletes lepidophytus* from the Skrinkle Sandstone and *Vallatisporites* spp. as appearing in the Lower Limestone Shales which are up to 560 feet thick in Pembrokeshire. The sequence is comparable to the situation in the Burrington Combe succession where Dolby reported finding *Hymenozonotriletes lepidophytus, Corbulispora subalveolaris* (Luber) Sullivan, *Dictyotriletes trivialis* Naumova, *Knoxisporites literatus* (Waltz) Playford and *Dicrospora multifurcata* from the upper part of the Old Red Sandstone. *Vallatisporites* spp. did not appear in the Burrington Combe section until the middle of the Lower Limestone Shales.

At Baggy Point in North Devon, Dolby reported that *Hymenozonotriletes lepidophytus* had been found in the Baggy Beds and in the succeeding Pilton Beds. Local tectonic disturbances had led to extensive deformation of the microfloral residues in the Baggy Point succession.

Finally, Utting reported on a palynological study carried out in classic Lower Carboniferous section in the Avon Gorge, Bristol. Spore assemblages were described from the Lower Limestone Shales and Bryozoa Bed of K Zone age, the Shirehampton Beds of Km Zone age and the Portishead Beds of the Upper Old Red Sandstone. Utting reported the appearance of *Hymenozonotriletes lepidophytus* in the Portishead Beds at an horizon approximately 190 feet below the Bryozoa Bed. He noted that *Hymenozonotriletes pusillites* and *Vallatisporites* spp. were absent in the assemblages from the Portishead Beds but that *Hymenozonotriletes famenensis, Hystricosporites* sp. and *Ancyrospora* sp. were present. The assemblage recovered from a thin green shale with plant fragments belonging to *Rhacophyton* at the top of the Portishead Beds contained no representatives of *Hymenozonotriletes lepidophytus* but did contain *Retusotriletes incohatus* and *Knoxisporites literatus. Hymenozonotriletes lepidophytus* was also absent from the overlying Shirehampton Beds which yielded assemblages closely comparable in composition to those described by Sullivan (1964) from the Lower Limestone Shales of the Forest of Dean, Gloucestershire, England.

REFERENCES

AUSTIN, R., CONIL, R., DOLBY, G., LYS, M., PAPROTH, E., RHODES, F.H.T., STREEL, M., UTTING, J. & WEYER, D. (1970) : Les couches de passage du Dévonien au Carbonifère du Hook Head (Ireland) au Bohlen (D.D.R.). *In* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et Colloques Univ. Liège, 55.*

COMBAZ, A. & STREEL, M. (1970) : Microfossiles végétaux du Tournaisien inférieur dans le « coredrill » de Brévillers (Pas-de-Calais). *In* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège, 55.*

CONIL, R. (1964) : Localités et coupes-types pour l'étude du Tournaisien inférieur. *Mém. Acad. R. Belg., Cl. Sci., 15,* (4) : 1-87, pls 1-14.

CONIL, R., PIRLET, H., LYS, M. & coll. (1967) : Echelle biostratigraphique du Dinantien de la Belgique. *Service Géol. Belg., Prof. Paper, 13* : 1-56, pls 1-5.

DOLBY, G. (1970) : Spore assemblages from Devonian-Carboniferous transition measures in South-West Britain and Southern Eire. *In* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège, 55.*

EAMES, L. E. & GRAHAM, A. : New taxa of Devonian-Mississippian Palynomorphs from Northeastern Ohio. (In preparation).

HASS, W.H. & HUDDLE, J.W. (1965) : Late Devonian and Early Mississippian age of the Woodford Shales in Oklahoma, as determined from Conodonts. *Geol. Survey. Prof. Paper, 525-D* : 125-132.

KAISER, M. (1970) : Die *Hymenozonotriletes lepidophytus-Zone* auf der Bäreninsel. *In* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère » *Congrès et colloques Univ. Liège, 55.*

LANZONI, E. & MAGLOIRE, L. (1969) : Associations palynologiques et leurs applications stratigraphiques dans le Dévonien supérieur et Carbonifère inférieur du Grand Erg occidental (Sahara algérien). *Rev. Inst. Fr. Pétr., XXIV* : 441-466, pls I-VII.

LEGRAND, R., MAMET, B. & MORTELMANS, G. (1966) : Sur la stratigraphie du Tournaisien de Tournai et de Leuze. Problèmes de l'étage tournaisien dans sa localité-type. *Bull. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol., 74,* 2-3 : 140-188.

Mc GREGOR, D. C. (1970) : *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo and associated spores from the Devonian of Canada. *In*« Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège, 55.*

MAMET, B. (1968) : The Devonian-Carboniferous boundary in Eurasia. *Proc. Int. Symposium Devonian System, Calgary 1967, II,* 995-1007.

MOURLON, M. (1875) : Monographie du Famennien. *Bull. Acad. Roy. Belg., (2), 39,* 5 : 602-659.

SULLIVAN, H.J. (1964) : Miospores from the Lower Limestone Shales (Tournaisian) of the Forest of Dean Basin, Gloucestershire. *C.R. 5e Congrès Carbonifère, Paris 1963, III* : 1249-1259, pls 1-2.

UTTING, J. & NEVES, R. (1970) : Miospores from the Devonian-Carboniferous transition beds of the Avon gorge, Bristol, England. *In* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège, 55.*

VON ALMEN, W. F. (1970) : Miospores from the Devonian-Mississippian boundary, Carter Country, Oklahoma, U.S.A. *In* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège, 55.*

WINDER, C.G. (1966) : Conodont zones and stratigraphic variability in Upper Devonian rocks, Ontario. *Jour. Paleontology, 40* : 1275-1293.

ZIEGLER, W (1969) : Eine neue Conodonten Fauna aus dem höchsten Ober-Devon *Fortschr. Geol. Rheinl. Westf, 17* : 343-360, Tafn 1-2.

Distribution stratigraphique et géographique d'Hymenozonotriletes lepidophytus Kedo, d'Hymenozonotriletes pusillites Kedo et des assemblages tournaisiens.

(Synthèse du Projet B du 3e séminaire C.I.M.P. sur la Stratigraphie du Paléozoïque).

M. STREEL [1]

Avec 3 figures dans le texte.

Les recherches des dernières années ont montré que les stratotypes ouest-européens des couches de passage du Dévonien au Carbonifère ne pouvaient fournir une succession continue d'assemblages de spores qui transgressent la limite adoptée à Heerlen en 1935. Notamment, nous avons dû constater l'absence de spores dans le Hangenberg Kalk de l'Hönnetal et dans ses équivalents latéraux (Streel 1969). On connaît aujourd'hui des assemblages bien datés du sommet du Dévonien (Famennien et Tournaisien inférieur) et des assemblages du Carbonifère inférieur (Tournaisien inférieur, moyen et supérieur) soit qu'ils proviennent des stratotypes eux-mêmes, soit qu'ils sont associés à des faunes caractéristiques de ces âges. Mais l'intervalle stratigraphique précis où ces assemblages se remplacent l'un par l'autre n'a pas encore été nettement défini. Cela tient à la fois à une confusion de nomenclature au niveau de l'étage Tournaisien (« Strunien » etc...) et à une utilisation insuffisante des données biostratigraphiques des faunes en particulier de celles qui permettent la subdivision du Tournaisien. Les tableaux publiés par Playford 1962, Richardson 1964, Kedo 1967, Richardson (*in* Tschudy et Scott) 1969 et Kaiser 1970[a] sont tous plus ou moins critiquables à cet égard et leur révision s'impose à la lumière des nouvelles informations acquises.

Il nous paraît évident qu'à défaut de pouvoir caractériser la limite Dévonien/Carbonifère dans les stratotypes eux-mêmes on doit, comme première hypothèse de travail, utiliser les assemblages associés à des

1 Laboratoire de Paléontologie végétale, Université, place du Vingt-Août, Liège, Belgique.

faunes bien datées pour construire une trame de données palynologiques de références à laquelle on puisse ensuite superposer les données palynologiques dont l'âge est déduit des spores elles-mêmes. C'est la méthode de travail suivie ci-dessous. Nous l'appliquerons séparément aux assemblages du sommet du Dévonien et aux assemblages du Carbonifère inférieur parce que le nombre des informations faunistiques est bien plus considérable dans le premier cas que dans le second. Nous insistons cependant sur le fait que la limite Dévonien/Carbonifère, basée sur la succession de Céphalopodes toVI/cuI, ne se place pas nécessairement entre ces deux lots d'assemblages et peut, au contraire, se situer dans la partie supérieure extrême du premier ou dans la partie inférieure extrême du second (Streel 1969, fig. 3; Bouckaert, Streel & Thorez 1970, fig. 3; Paproth & Streel 1970).

I. LA ZONE D'ASSEMBLAGE A HYMENOZONOTRILETES LEPIDOPHYTUS KEDO ET A HYMENOZONOTRILETES PUSILLITES KEDO SENSU LATO.

Pour aborder le problème de la limite Dévonien/Carbonifère, il n'est pas nécessaire de considérer tout le Famennien. *H. lepidophytus* est sans aucun doute une espèce confinée au moins dans sa zone d'abondance au sommet du Dévonien supérieur (Kedo 1957[a], Streel 1966, 1969). Il apparaît dans de nombreuses coupes du bassin de Dinant en Belgique au sommet des couches d'Evieux dans le Famennien supérieur. Au stratotype de la gare de Rivage, le banc où se rencontrent les premières *H. lepidophytus* marque la limite Fa2c/Fa2d (voir Bouckaert, Streel & Thorez 1968, Bouckaert, Streel, Thorez & Mound 1969). Caractériser tout le Famennien par *H. lepidophytus* (Taugourdeau-Lantz 1967, Richardson 1969, fig. 11/3) constitue donc une approximation énorme tant que l'on n'a pas publié les arguments faunistiques qui la justifierait.

A. Succession d'assemblages à H. lepidophytus dans les bassins ardenno-rhénans et leur contrôle stratigraphique par les faunes marines.

Nous avons donnés (Paproth & Streel 1970, fig. 1) la distribution stratigraphique des principales spores étudiées dans les bassins ardenno-rhénans entre le Fa2b (zone de conodontes à *Sc. velifera*) et le Tn2a (zone de conodontes à *Siphonodella crenulata*) délimitant quatre zones (cénozones) et leurs subdivisions. Il doit être bien compris ici que cette succession biostratigraphique des bassins ardenno-rhénans repose, en ce qui concerne la sous zone Pls (*pusillites-lepidophytus* supérieur), sur une évidence récente : *la superposition dans le temps*, et non l'équivalence comme supposé précédemment, des schistes de

Hangenberg sur l'assise de Comblain-au-Pont, les couches d'Etroeungt *sensu stricto* (Gosselet) se plaçant approximativement entre les deux formations. Cette évidence est le résultat de découvertes récentes qui associent de bas en haut de l'échelle stratigraphique concernée :

a) *Spathognathodus costatus ultimus*, *H. lepidophytus* abondant (zone de taille C) et *H. pusillites* présent, soit la sous-zone Pli, dans la partie inférieure des couches de Comblain-au-Pont.

b) *Cymaclymenia euryomphala*, *H. lepidophytus* (var. *minor* et *tener*) abondant (zone de taille E-F), *H. pusillites* présent et l'apparition de *Lophozonotriletes rarituberculatus*, *Grandispora echinata* et *Cristatisporites echinatus*, soit la sous-zone Pls1 au-dessus des couches de Comblain-au-Pont *sensu stricto* (Mourlon, voir Streel 1966, hors-texte 2 : coupes de l'Ourthe), dans la partie supérieure du Calcaire d'Etroeungt.

c) Dans les 50 cm de base des schistes de Hangenberg à Oberrödinghausen, les mêmes associations de Céphalopodes et de spores sont observées auxquelles s'ajoutent *Knoxisporites literatus* et *Corbulispora* cf. *subalveolaris*. La grande taille des spores de *H. lepidophytus* est interprétée (Paproth & Streel 1970) comme le témoin d'un mélange de cette sous-zone Pls avec des éléments remaniés de la sous-zone Plm plus ancienne.

d) Au-dessus de c, à Oberrödinghausen, une faune à *Imitoceras* où *Cymaclymenia euryomphala* est absent, à laquelle est associée un assemblage de spores comparable à c, mais où *H. pusillites* peut atteindre des pourcentages élevés ($\pm$ 20 %).

c) et d) contiennent la sous-zone Pls2.

e) A Stockum, une faune à *Imitoceras* et une faune à *Protognathodus* (Ziegler 1969) associée à un assemblage de spores où *H. lepidophytus* et *H. pusillites* sont moins abondants mais qui contient par contre *Hymenozonotriletes explanatus* et *Dictyotriletes trivialis* soit la sous-zone Pls3. Si les faunes de Stockum indiquent sans ambiguïté un âge Dévonien terminal, il faut remarquer que l'assemblage de spores a été aussi trouvé plusieurs mètres au-dessus de cette faune et peut, par conséquent, transgresser la limite Dévonien/Carbonifère dans un faciès schisteux où cette limite n'a pu, même à l'aide d'Ostracodes (voir Rabien 1960), être définie jusqu'à présent.

Cette succession suggère un étalement assez considérable dans le temps des assemblages de spores présents dans les divers types de sédiments qui s'étagent entre le sommet des couches de Comblain-au-Pont dans la vallée de l'Ourthe et la base du Hangenberg Kalk (base du cuI) dans l'Hönnetal. Elle contraste singulièrement avec l'approximation relativement récente qui consistait à faire correspondre la base du Carbonifère avec le sommet des couches de Comblain-au-Pont.

Au fur et à mesure de l'avancement des recherches, la pertinence de la succession proposée plus haut et de ses conséquences sur l'interprétation des couches de passage du Tn1a au Tn1b, trouve un écho non seulement dans la faune des bassins ardenno-rhénans, mais aussi dans les successions des assemblages de spores décrites dans d'autres régions :

a) Weyer (communication personnelle, voir aussi Ziegler 1969, p. 348, Abb. 2) suggère qu'un hiatus faunistique se place entre la faune à *Gattendorfia* et la faune à *Wocklumeria* dans la coupe classique du Bohlen en République Démocratique Allemande.

Ziegler a montré qu'entre le sommet de la zone de conodontes *costatus* sup. et la base de la zone à *Siphonodella sulcata* s'intercale une faune à *Protognathodus* où l'on peut identifier au moins deux zones de la succession équivalente américaine, caractérisées de bas en haut respectivement par *Protognathodus meischneri* et par *Protognathodus kuehni* (voir Ziegler 1969, Nachtrag, p. 357 et Koch, Leuteritz & Ziegler 1970). Il existe donc une zone à Conodontes entre la faunule de Stockum et celle qui caractérise la base du Carbonifère dans l'Hönnetal. D'autre part, le contact entre la faune à *Protognathodus* et le sommet de la zone à *Sp. costatus* n'a jamais été observé et il est possible qu'au moins une zone à Conodontes encore non identifiée s'intercale à ce niveau.

Lors de l'examen des Pilton Beds près de Barnstaple et des Lower Limestone Shales de l'Avon Gorge, Austin, Druce, Rhodes & Williams (1970) ont particulièrement insisté sur la diversification probable des assemblages de Conodontes à ce niveau stratigraphique de transition Dévonien/Carbonifère. Les travaux récents d'Austin, Conil, Rhodes & Streel (1970) et d'Austin & Rhodes (1970) confirment leur point de vue en démontrant l'existence d'une zone particulière (peut-être une faune particulière de plateforme, contemporaine de la faune à *Protognathodus* ?) dans les équivalents lithostratigraphiques du Tn1b inférieur et comprenant notamment une faune à *Patrognathus variabilis*, en partie plus ancienne que les faunes à *Siphonodella duplicata*, mais plus récente que la zone à spores Pls1.

Il n'est pas inconcevable, par conséquent, d'admettre que les couches inférieures du Tn1b dans les région-types d'Hastière (assise d'Hastière) et de l'Avesnois (Calcaire noir d'Avesnes lles) représentent des formations extrêmement condensées. Ces formations prendraient dans le Tournaisis un développement mieux en rapport avec leur importance réelle dans le temps. Nous avons suggéré en effet (Streel 1966, 1969; Paproth & Streel 1970) que le Tn1b présentait quelque 50 mètres de puissance dans le sondage de Tournai contre une trentaine de mètres au maximum dans le bassin de Dinant. L'assemblage de spores situé à 315 m dans le

sondage de Tournai et attribué jadis au Famennien inférieur par Caro-Moniez (1962) correspond en réalité à la zone Pls3 sous un faciès un peu différent où *H. lepidophytus* (zone de taille F) et *H. pusillites* sont peu abondants. Il n'est pas exclus qu'il constitue l'assemblage le plus récent contenant *H. lepidophytus* qu'il nous ait été donné d'observer dans les bassins ardenno-rhénans; qu'il appartienne au Dévonien terminal ou à la base du Carbonifère est encore incertain.

b) Kedo 1963 en Biélorussie, Lanzoni & Magloire 1969 au Sahara algérien, Dolby 1970 en Grande-Bretagne, Peniguel *in* Owens & Streel 1970 en Australie et en Afrique du Nord, Walton & Mason au Canada (communication orale au Symposium du Dévonien à Calgary, 1967) ont montré que *H. pusillites* Kedo (1) est plus abondant, voire apparaît seulement, dans la partie supérieure de la zone à *H. lepidophytus*. On observe donc une succession comparable à celle des bassins ardenno-rhénans où *H. pusillites* est relativement rare dans les sous-zones Pli à Pls1.

La carte (fig. 1) montre la très large distribution de ces successions d'assemblages à *H. lepidophytus* et *H. pusillites sensu lato* autour du monde et leur incontestable caractère de généralité. La valeur stratigraphique précise du point d'apparition du début de l'abondance d'*H. pusillites sensu lato* est cependant extrêmement douteuse comme nous le verrons dans la suite (voir C) particulièrement si l'on accepte avec Dolby (1970 et communication personnelle) l'indépendance spécifique de *Vallatisporites pusillites*, *V. vallatus* et *V. verrucosus*.

B. Zonation basée sur les variations de taille d'H. lepidophytus.

Kedo (1957[a] et 1962) a attiré la première fois l'attention sur la réduction de la taille moyenne d'*H. lepidophytus* des assemblages les plus anciens aux assemblages les plus récents et sur le parti stratigraphique que l'on pouvait en tirer. Nous avons montré (Streel 1966 et 1969) que cette réduction était en réalité très progressive et qu'elle s'amorçait dans une population d'individus dont l'histogramme de distribution de taille a une allure typiquement bimodale et un interquartile maximum dépassant 65 µ (zone C).

Dès la zone D dont la base correspond dans le stratotype de la vallée de l'Ourthe grosso modo au contact Fa2d/Tn1a, les histogrammes de distribution de taille prennent une allure unimodale et l'interquartile

(1) Dans sa réponse à la deuxième circulaire échangée avec les palynologistes qui ont bien voulu collaborer au projet B, le Docteur G. Kedo a indiqué qu'elle considérait *Vallatisporites vallatus* Hacquebard et *V. splendens* Staplin & Jansonius comme faisant partie de la population d'*H. pusillites* Kedo.

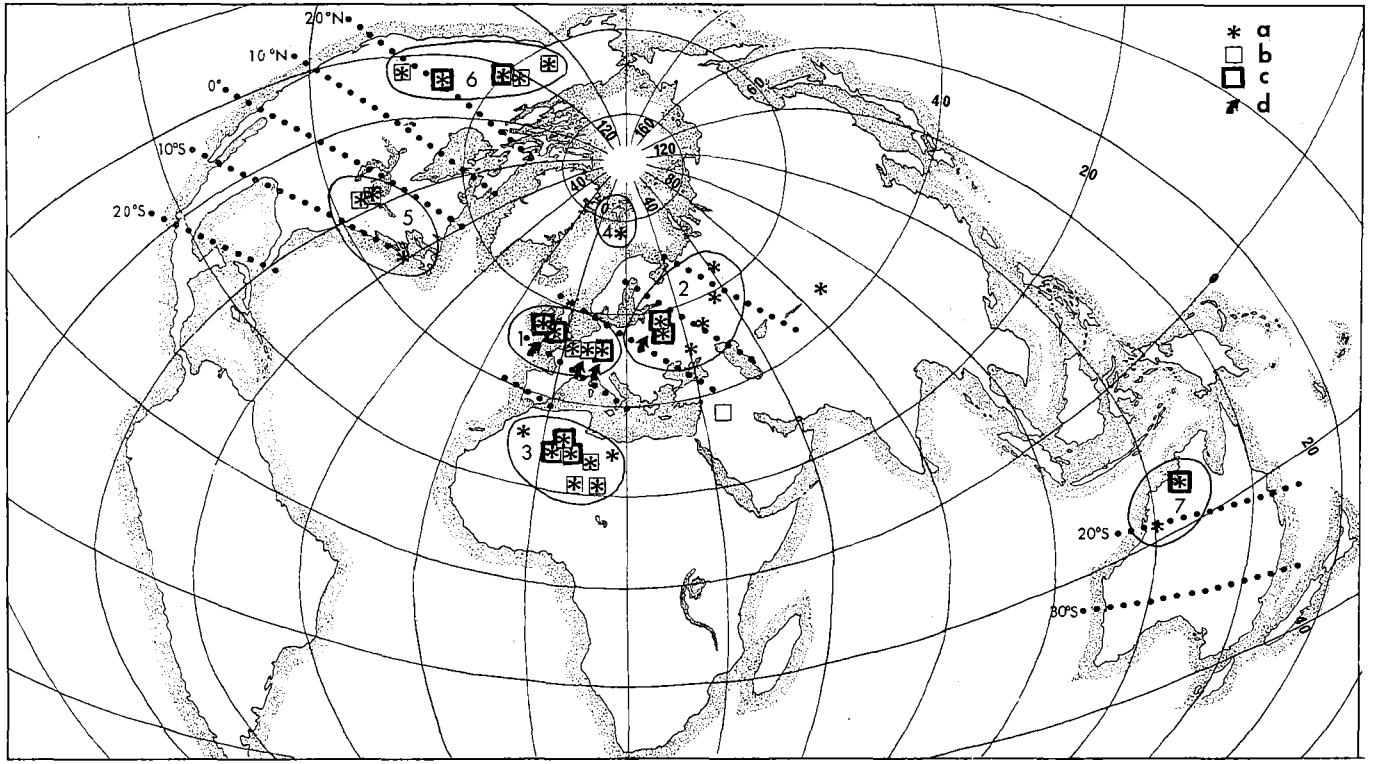


Fig. 1. — Distribution géographique d'*Hymenozonotriletes lepidophytus* et d'*Hymenozonotriletes pusillites* sensu lato.

a : distribution d'*H. lepidophytus* d'après les données de la fig. 3 et celles de Naumova *in* Garetsky 1960 au Kazachstan, Ischenko 1958, en Ukraine; Taugourdeau-Lantz *in* Richardson 1964, au Maroc et Wray 1964, en Lybie.

b : distribution de *H. pusillites* d'après les données de la fig. 3 et celles de Hemer 1965, en Arabie Séoudite.

c : localités où *H. pusillites* est abondant. Dans ce cas l'acmé (épibole) se situe toujours dans la partie supérieure ou au-dessus de la biozone locale d'*H. lepidophytus*.

d : localités où on a observé la succession des zones de taille décroissante dans les populations d'*H. lepidophytus* et notamment la succession C/D correspondant à la limite Fa2d/Tn1a dans le stratotype de la vallée de l'Ourthe en Belgique.

(Paléolatitudes du Dévonien supérieur d'après Bridon & Irving 1964 et Khramov 1968)

maximum passe progressivement par les valeurs 55 μ (D/E) et 50 μ (E/F). Dans la zone F, l'interquartile minimum descend à 40 μ voire même à 35 μ.

Cette décroissance de taille a été retrouvée par Dolby (1970) dans les Baggy et Pilton Beds en Grande-Bretagne. Nous avons indiqué par des flèches sur la carte (fig. 1) les régions où ces critères sont mis en évidence et ont été utilisés à des fins stratigraphiques. D'autres observations sur la taille d'*H. lepidophytus* ont été faites par Kaiser (1970[b]) dans l'Ile aux Ours, par Walton (communication personnelle) dans l'ouest et le nord-ouest canadien et par nous-mêmes dans des échantillons du Sahara algérien correspondant à la zone L7 de Lanzoni & Magloire 1969. Tous ces assemblages se placent dans les zones de taille E-F et correspondent d'ailleurs dans chaque cas à la cénozone Pls, comme dans les bassins ardenno-rhénans. Ce critère biométrique ne peut être utilisé avec sécurité si l'on ne dispose pas d'une séquence suffisamment continue pour, de bas en haut :

1) vérifier une partie au moins du phénomène de diminution de la taille;
2) contrôler par l'analyse des tailles de l'ensemble des spores de l'assemblage s'il n'a pas subi un tri granulométrique croissant et enfin
3) s'assurer de l'absence d'inversion dans le phénomène de diminution de la taille, liée par exemple à l'intervention de sédiments remaniés.

C. Succession basée sur les variations d'abondance d'H. lepidophytus Kedo et H. pusillites Kedo.

Dans le stratotype de la vallée de l'Ourthe, 3 m de sédiments séparent le point d'apparition d'*H. lepidophytus* de la base de sa zone d'abondance. Dans les sédiments de la plate-forme russe et de l'Oural des assemblages où l'on ne trouve pas *H. lepidophytus* sont surmontés sans transition par des assemblages, par ailleurs très semblables aux premiers, mais qui en contiennent une proportion importante (Kedo 1957[a], Shevchenko, Karpov, Nechayeva & Nazarenko 1965, Tchibrikova 1966). Aux U.S.A.. l'extension massive d'*Endosporites lacunosus* Winslow (il fait partie du concept spécifique d'*H. lepidophytus* selon Owens & Streel 1968) se produit au sommet des Ohio Shales (Cleveland Member) ou dans les Bedford Shales, soit dans des faciès lithologiques différents. Ces faits suggèrent une certaine indépendance du phénomène d'extension d'*H. lepidophytus* vis-à-vis du type de sédimentation et plaident plutôt en faveur d'une cause climatique.

Ni en Europe ni en Amérique du Nord, les faunes en présence ne s'opposent à l'idée d'une extension massive pratiquement contemporaine de cette espèce. L'utilisation pratique de ce critère est évidemment soumis aux lois générales de la distribution quantitative des microfossiles végétaux par les courants aériens, fluviaux et marins. Dans l'Avesnois,

par exemple, les apports en microfossiles végétaux, dont *H. lepidophytus*, sont relativement peu abondants dans les schistes de l'Epinette (Conil & Lys 1970). L'extension massive est retardée jusqu'au niveau des couches d'Etroeungt *sensu stricto* où la population d'*H. lepidophytus* se présente d'ailleurs avec les caractéristiques biométriques de la zone de taille E. Le critère de l'extinction d'*H. lepidophytus* n'est d'aucun secours pour les corrélations interrégionales. Il faut admettre, en effet, que cette espèce se prolonge localement, et généralement à l'état sporadique, au Tournaisien et même au Viséen sous les formes *H. lepidophytus* var. *tener* Kedo, *H. molestus* Ischenko, *H. mentitus* Ischenko et *Retispora florida* Staplin.

La signification stratigraphique de l'extension massive d'*H. pusillites sensu lato* ne peut être discutée sans mettre en cause le statut spécifique du taxon décrit par Kedo (1957[b]). L'illustration variée donnée ensuite (Kedo 1963, Tab. VI) démontre que ce concept spécifique est large et comprend plusieurs espèces décrites ultérieurement dans la littérature occidentale. Or ces espèces ont une extension massive qui se place à des niveaux stratigraphiques différents : par exemple : *Vallatisporites* sp. 2910, *V.* cf. *splendens* 2930 et *V.* cf. *banffensis* 2891 au Sahara algérien (Lanzoni & Magloire 1969). Parmi les espèces figurées par ces auteurs, aucune ne paraît correspondre au concept restreint de *Vallatisporites pusillites* Dolby & Neves. En revanche, nous voyons de fortes affinités entre : *Vallatisporites* sp. 2910 *in* Lanzoni & Magloire, *Hymenozonotriletes pusillites* figure 139 *in* Kedo 1963 et *Vallatisporites vallatus* Hacquebard ; *V.* cf. *splendens* 2930 *in* Lanzoni & Magloire, *H. pusillites* figure 141 *in* Kedo 1963 et *V. verrucosus* Hacquebard ; *V.* cf. *banffensis* 2891 *in* Lanzoni & Magloire, *H. pusillites* var. *major* Kedo 1963, *V. banffensis* Staplin & Jansonius et *V. ciliaris* (Luber) Sullivan.

L'extension massive de *Vallatisporites pusillites* Dolby & Neves est plutôt progressive à mi-hauteur des schistes de Hangenberg à Oberrödinghausen (Streel 1969, fig. 2). En revanche, elle est soudaine dès la base des sédiments attribués par Kedo (1963) aux couches de Malevka, mais nous savons qu'au niveau des couches d'Ozersk-Hovansk sous-jacentes, une lacune de sédimentation est fréquente (Golubkov *et al.* 1968).

V. vallatus et *V. verrucosus* sont abondants dans les assemblages de la partie supérieure des Lower Limestone Shales en Grande-Bretagne (Ass. 3 de Dolby 1970) séparés du sommet de la zone à *H. lepidophytus* par des assemblages à *Verrucosisporites nitidus* Playford. Les deux espèces ont été décrites dans des sédiments attribués au Horton Group en Nouvelle Ecosse (Hacquebard 1957, Playford 1964) et retrouvés récemment dans le New Brunswick (Varma 1969). Dans cette région, les

assemblages riches en *Verrucosisporites nitidus* ne sont pas plus anciens, mais au contraire sont plus récents que les assemblages à *Vallatisporites*. Au Sahara algérien cependant, *V. vallatus* paraît bien avoir été abondant dans des couches plus anciennes, c'est-à-dire dans la partie supérieure de la zone à *H. lepidophytus*, tandis que *V. verrucosus* y apparaîtrait en abondance immédiatement au-dessus de la lacune qui sépare les assemblages L10 et M2 de Lanzoni & Magloire (1969).

Les données palynologiques considérées isolément ne sont donc pas en faveur d'un synchronisme des zones d'abondance de ces diverses espèces de *Vallatisporites* dans les différentes régions du monde concernées. De plus, leurs alternances avec des assemblages moins caractéristiques à *Dictyotriletes trivialis* ou à *Verrucosisporites nitidus* les rendent suspectes d'être contrôlées au moins par le milieu régional. D'autre part, les faunes marines qui permettraient de les dater, sont relativement rares. D'où l'intérêt majeur de l'étude d'Utting & Neves (1970) dans la coupe classique de l'Avon Gorge où l'assemblage à *Verrucosisporites nitidus* (Ass. 1) est décrit de part et d'autre du « Bryozoa Bed » où apparaissent des Conodontes typiques (2) de la base du Carbonifère (voir Austin *et al.* 1970). Si l'on accepte les conclusions de Dolby (1970) qui utilise les successions des assemblages à *Vallatisporites* sur les assemblages à *Verrucosisporites nitidus* comme un niveau de corrélations régionales valable des Mendips à l'Irlande, il est évident que ces assemblages à *Vallatisporites* appartiennent au Carbonifère (zone K de Vaughan). Dolby (1970) les considère d'ailleurs de même âge que la seconde partie de notre assemblage *trivialis-explanatus* sans aucun doute Carbonifère lui aussi. Leur âge contraste donc avec l'âge Dévonien terminal des assemblages à *Vallatisporites pusillites* des Schistes de Hangenberg de l'Hönnetal. L'âge précis de la zone à *Hymenozonotriletes pusillites* Kedo (ml1) en Biélorussie pourrait se situer entre les deux précédents puisque cette zone contient, dans des proportions mal connues, à la fois *V. pusillites*, *V. vallatus* et *V. verrucosus*. Il reste à démontrer de quel côté de la limite Dévonien-Carbonifère cette zone se place exactement en Biélorussie. Néanmoins, on doit constater que son utilisation par Kedo pour identifier cette limite est assurément la meilleure approche palynologique du problème actuellement possible.

L'absence de *V. pusillites* Dolby & Neves dans les assemblages équivalents à notre sous-zone Pls dans le Yukon (McGregor 1970) et dans l'Ile aux Ours (Kaiser 1970 [a] et [b]) est plutôt surprenant. De même, nous avons pu étudier dans le laboratoire du Dr S. N. Naumova

(2) Il s'agit cependant de *Siphonodella* « évoluées » et leur point d'apparition ne marque pas, par conséquent, la base du Carbonifère mais déjà des couches équivalentes aux couches moyennes ou supérieures du Hangenberg Kalk de l'Hönnetal.

à Moscou des assemblages contemporains provenant de l'Oural et dépourvus aussi de *V. pusillites*. De plus, cette espèce, bien que présente, ne paraît pas jouer un rôle important dans les sédiments du Sahara algérien. Confrontées sur une carte (Fig. 1) portant les paléolatitudes du Dévonien supérieur (d'après Briden & Irving 1964 et Khramov 1968) ces observations rappellent la proposition de Sullivan (1967, 1968) de l'existence d'une zonation palynologique latitudinale « tournaisienne » où les *Vallatisporites* caractériseraient par leur abondance les régions « inter-tropicales ».

D. Successions d'assemblages à H. lepidophytus décrits en contribution au Projet B.

Nous reprenons en annexe (Fig. 3) la liste de toutes les espèces citées dans les 23 assemblages décrits par ailleurs dans ce volume ou dans des travaux immédiatement antérieurs des mêmes auteurs (par exemple Neves

	1	2	3-6	7-8	9-17	18-23
Hymenozonotriletes famenensis	———	———	———	———	———	
Hystricosporites div. sp.	– –	– –	– –	– –	– – –	
Hymenozonotriletes lepidophytus		———	———	———	———	
Vallatisporites pusillites		———	———	———	———	
Anapiculatisporites ampullaceous			———	———	———	
Apiculiretusispora sp. A			———	———	———	
Pustulatisporites gibberosus			———	———	———	———
Baculatisporites fusticulus				———	———	———
Cristatisporites echinatus				———	———	———
Grandispora echinata				———	———	———
Lophozonotriletes rarituberculatus				———	———	———
Ancyrospora ? capillata					———	
Reticulatisporites ? fimbriatus					———	
Dictyotriletes trivialis					———	———
Hymenozonotriletes explanatus					———	———
Knoxisporites literatus					———	———
Lophozonotriletes malevkensis					———	———
Punctatisporites irrasus					———	———
Raistrickia corynoges					———	———
Vallatisporites vallatus					———	———
Vallatisporites verrucosus					———	———
Corbulispora					– – –	– – –
Endosporites macromanifestus						———

Tab. 1. Voir l'identification des assemblages 1 à 23 en tête de la Fig. 3, en annexe.

& Dolby 1967 et Dolby & Neves 1970). Sur cette liste les assemblages sont ventilés en fonction de leurs affinités les plus probables avec les différents termes de la succession des assemblages ardenno-rhénans. Toutes les espèces figurées dans le présent volume sont répertoriées. Enfin, quelques synonymies probables sont mises en évidence (voir la légende de la Fig. 3) encore que nous soyons conscients qu'un tel travail de comparaison ne puisse être mené à bien que par l'examen des spécimens eux-mêmes. Les colonnes 18 à 23 groupent les assemblages « post-*lepidophytus* »; ils sont étudiés dans la deuxième partie de cette note.

Un certain nombre d'espèces (et de formes très voisines) dont nous avons encadré (Fig. 3) la distribution stratigraphique ont été ensuite sélectionnées parce qu'elles apparaissaient dans une même sous-zone dans plusieurs régions. Ces espèces sont réunies sur le tableau 1.

Deux changements majeurs dans la succession des cénozones se situent de part et d'autre des assemblages 9-17. Le premier correspond à l'apparition d'une dizaine d'espèces appartenant pour la plupart à des genres fréquents au Carbonifère inférieur, tels que *Dictyotriletes*, *Knoxisporites*, *Lophozonotriletes*, *Raistrickia*, *Vallatisporites* et *Corbulispora*. Dans les bassins ardenno-rhénans, il se situe dans l'intervalle sédimentaire qui sépare le sommet des couches d'Etroeungt des équivalents latéraux des schistes de Hangenberg. Aucun des assemblages 9 à 17 n'apparaissent cependant au-dessus d'assemblages plus anciens (Pls1) dans un même profil. Plusieurs espèces de type Carbonifère apparaissent dans les assemblages 18-23; on peut les rechercher dans les listes annexes de la Fig. 3. Mais le fait majeur de la limite 9-17/18-23 est sans nul doute l'extinction, au moins régionale, de plusieurs taxa dont les plus importants sont : *H. lepidophytus*, *Vallatisporites pusillites*, *Hymenozonotriletes famenensis* et *Ancyrospora* ? *capillata*. Ceci traduit plus un changement de faciès dans la végétation que le résultat d'une évolution progressive. Dans les bassins ardenno-rhénans, ce changement se place dans le Tn1b inférieur sans qu'il ait été possible jusqu'à présent de décider s'il intervient en-dessous ou au-dessus de la limite Dévonien/Carbonifère. Des bancs carbonatés épais dépourvus de spores s'intercalent généralement entre les assemblages 9-17 et 18-23. En Grande-Bretagne, en revanche, ce sont des bancs rouges terminant les séquences continentales « Old Red Sandstone » qui séparent les assemblages 1 et 2 de Dolby (1970). Ce changement profond de faciès ne dépend pas directement d'un changement dans la nature des sédiments puisqu'il se produit entièrement en faciès marin dans les bassins ardenno-rhénans et entièrement en faciès continental en Irlande (Dolby 1970). Il pourrait être lié à une modification du climat et/ou de la topographie littorale en relation avec la transgression marine dinantienne et avoir ainsi une signification stratigraphique interrégionale indéniable.

II. LES ASSEMBLAGES TOURNAISIENS AU-DESSUS DE LA LIMITE DEVONIEN/CARBONIFERE.

Une des conclusions majeures à tirer de l'analyse qui précède est sans aucun doute le contraste mis en évidence entre les assemblages à *H. lepidophytus* dominants, largement répandus au Dévonien terminal et les faciès palynologiques différents entre eux bien que contemporains dans les couches plus récentes. Nous connaissons au moins 3 faciès tournaisiens au-dessus de la limite Dévonien/Carbonifère : ils sont caractérisés respectivement par *Dictyotriletes trivialis* et *H. explanatus; Verrucosisporites nitidus; Vallatisporites vallatus* et *V. verrucosus*. Sullivan (1967, 1968) suggère de voir dans des assemblages tournaisiens décrits notamment par Playford (1962, 1963) au Spitsberg et par Ischenko (1956, 1958) en Ukraine, un autre faciès contemporain (d'âge Kinderhook) caractérisé par *Lophozonotriletes rarituberculatus* et dont la distribution serait liée à des climats de plus haute latitude que ceux qui contrôlent les faciès à *Vallatisporites*. Avant de discuter le caractère régional de la distribution de ces faciès, il convient de s'assurer qu'ils sont réellement d'âges comparables.

A. **Stratigraphie détaillée du Tournaisien.**

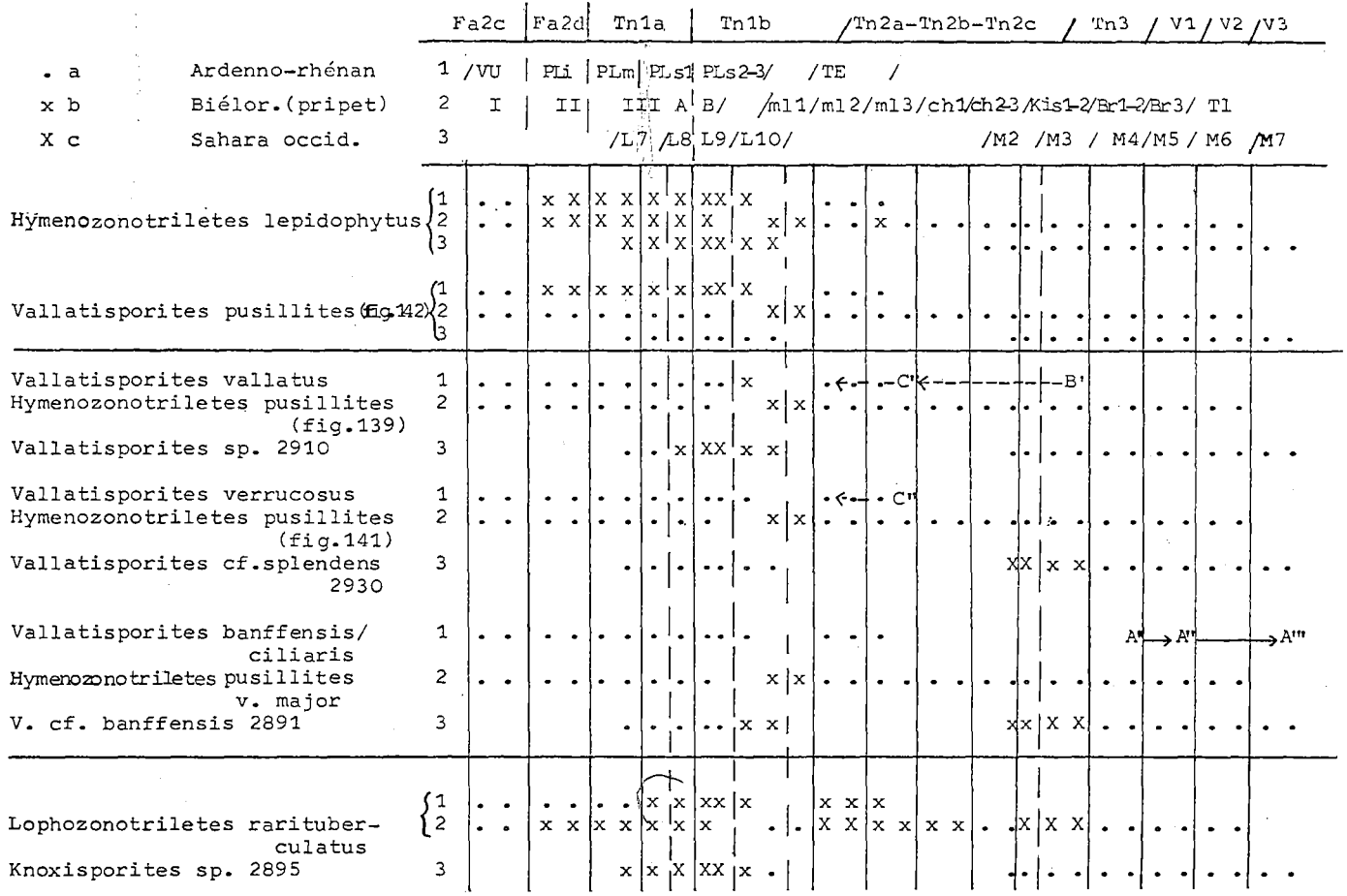
Playford (1962, 1963) déduit l'âge tournaisien de son « *rarituberculatus* ass. » principalement de ses affinités avec les spores « tournaisiennes » d'Ischenko (1956, 1958). Or, on peut constater dans les travaux d'Ischenko que d'une part, les assemblages ne sont pas différenciés dans les limites-mêmes du Tournaisien et que d'autre part, aucune faune n'est signalée qui permette une datation précise de ces spores. Or, on dispose aujourd'hui de deux successions tournaisiennes et viséennes (Kedo 1963 et 1967 en Biélorussie et Lanzoni & Magloire 1969 dans le Sahara algérien) où les assemblages qui se succèdent sont au contraire étonnamment diversifiés. Ces deux successions reposent, elles, en partie au moins, sur des datations de faune marine; nous les utiliserons donc de préférence aux travaux cités plus haut pour établir la trame nécessaire à notre raisonnement.

En tête de la Fig. 2, les zones palynologiques de Biélorussie et du Sahara sont distribuées en regard de l'échelle chronostratigraphique de la zonation palynologique partielle ardenno-rhénane. Les faunes marines associées aux assemblages sahariens M2 à M4 sont en grande partie comparables à celles du Tn2c et du Tn3 du Tournaisis tels que les rappelle Mortelmans (1969). La lacune sédimentaire entre les zones L10 et M2 est donc assez considérable au Sahara puisqu'elle comprend grosso modo une partie du Tn1b, le Tn2a et le Tn2b. Les assemblages M2 à M4 correspondent donc approximativement aux couches de Kisel dont l'âge

est bien connu par les corrélations que permettent les Foraminifères entre la plateforme russe et le bassin de Dinant en Belgique. On constatera (bas de la Fig. 2) que les formes du type « *Trilobozonotriletes* » et *Diatomozonotriletes* apparaissent successivement dans ces couches tant en Biélorussie qu'au Sahara. Il en va de même pour la plupart des nombreux travaux soviétiques sur le Tournaisien supérieur dont la région Volga-Oural a fait l'objet (voir la liste de ces travaux dans Kedo 1967). Sur la plateforme russe, les rares travaux qui décrivent les spores au passage des couches de Tcherepet à celles de Kisel (par exemple : Jushko 1960) indiquent l'apparition des *Trilobozonotriletes* à ces mêmes niveaux correspondant grosso-modo au passage Tn2/Tn3. Par conséquent, sur la base de ce critère, on peut raisonnablement admettre que le «*rarituberculatus* ass. » du Spitsberg caractérise aussi la partie supérieure du Tournaisien. Nous croyons donc que cet assemblage du Spitsberg n'est pas nécessairement contemporain des assemblages correspondant aux horizons de Malevka à Tcherepet en Biélorussie, d'âge Tn1b supérieur à Tn2b. Le même raisonnement peut être tenu concernant les assemblages T1 à T3 récemment décrits par Jachovicz (1967) en Pologne; ces assemblages ne sont pas nécessairement d'âge Kinderhook. Au bas de la figure 2, nous avons cherché à placer en regard de diverses échelles stratigraphiques régionales l'extension probable des assemblages tournaisiens publiés récemment en nous basant sur la distribution stratigraphique de quelques espèces sélectionnées. Les assemblages « post-*lepidophytus* » des Tournaisiens inférieur et moyen peuvent être identifiés, selon les faciès, par des associations d'espèces comme *Lophozonotriletes raritubercula tus*, *L. malevkensis*, *Archaeozonotriletes malevkensis*, *Dictyotriletes trivialis*, *Hymenozonotriletes explanatus* et *Endosporites macromanifestus*. Le statut taxonomique de cette dernière espèce est sujet à caution. Il n'est pas certain qu'il s'agisse de la même forme présente au Dévonien moyen. D'autre part, *Endosporites duplus* Jachowicz qui caractérise les zones TD à T2 paraît être une forme comparable à *E. macromanifestus*. Ces assemblages comprennent souvent des espèces comme *Retusotriletes incohatus*, *Punctatisporites irrasus*, *Verrucosisporites scoticus*, *Baculatisporites fusticulus*, *Raistrickia corynoges*, etc... des *Corbulispora* et des *Perotrilites* ou *Auroraspora* de petites tailles.

Notre interprétation n'est encore qu'une tentative; elle s'écarte considérablement de celle proposée par Kaiser (1970[a], Abb. 35) qui se base notamment sur l'apparition de *Tripartites* et *Diatomozonotriletes*, retardée au Viséen supérieur en Grande-Bretagne (voir Neves 1969).

Nous croyons que les assemblages du Spitsberg doivent être confrontés avant tout aux assemblages géographiquement les plus proches afin d'éviter autant que possible de comparer entre elles des zones palynologiques qui pourraient provenir de provinces paléophytogéographiques


Fa2c
Fa2d
Tn1a
Tn1b
/Tn2a-Tn2b-Tn2c
/ Tn3
/ V1
/ V2
/V3
. a Ardenno-rhénan
x b Biélor.(pripet)
X c Sahara occid.
1 /VU | PLi | PLm | PLs1 PLs2-3/ /TE /
2 I | II | III A B/ /ml1/ml2/ml3/ch1/ch2-3/Kis1-2/Br1-2/Br3/ Tl
3 /L7 /L8 L9/L10/ /M2 /M3 / M4/M5 / M6 /M7
Hymenozonotriletes lepidophytus
Vallatisporites pusillites (fig.142)
Vallatisporites vallatus
Hymenozonotriletes pusillites (fig.139)
Vallatisporites sp. 2910
Vallatisporites verrucosus
Hymenozonotriletes pusillites (fig.141)
Vallatisporites cf.splendens 2930
Vallatisporites banffensis/ciliaris
Hymenozonotriletes pusillites v. major
V. cf. banffensis 2891
Lophozonotriletes rarituberculatus
Knoxisporites sp. 2895
C'
B'
A'
A''
A'''

Atlas obszarów wiejskich w Polsce

Redakcja: Jerzy Bański

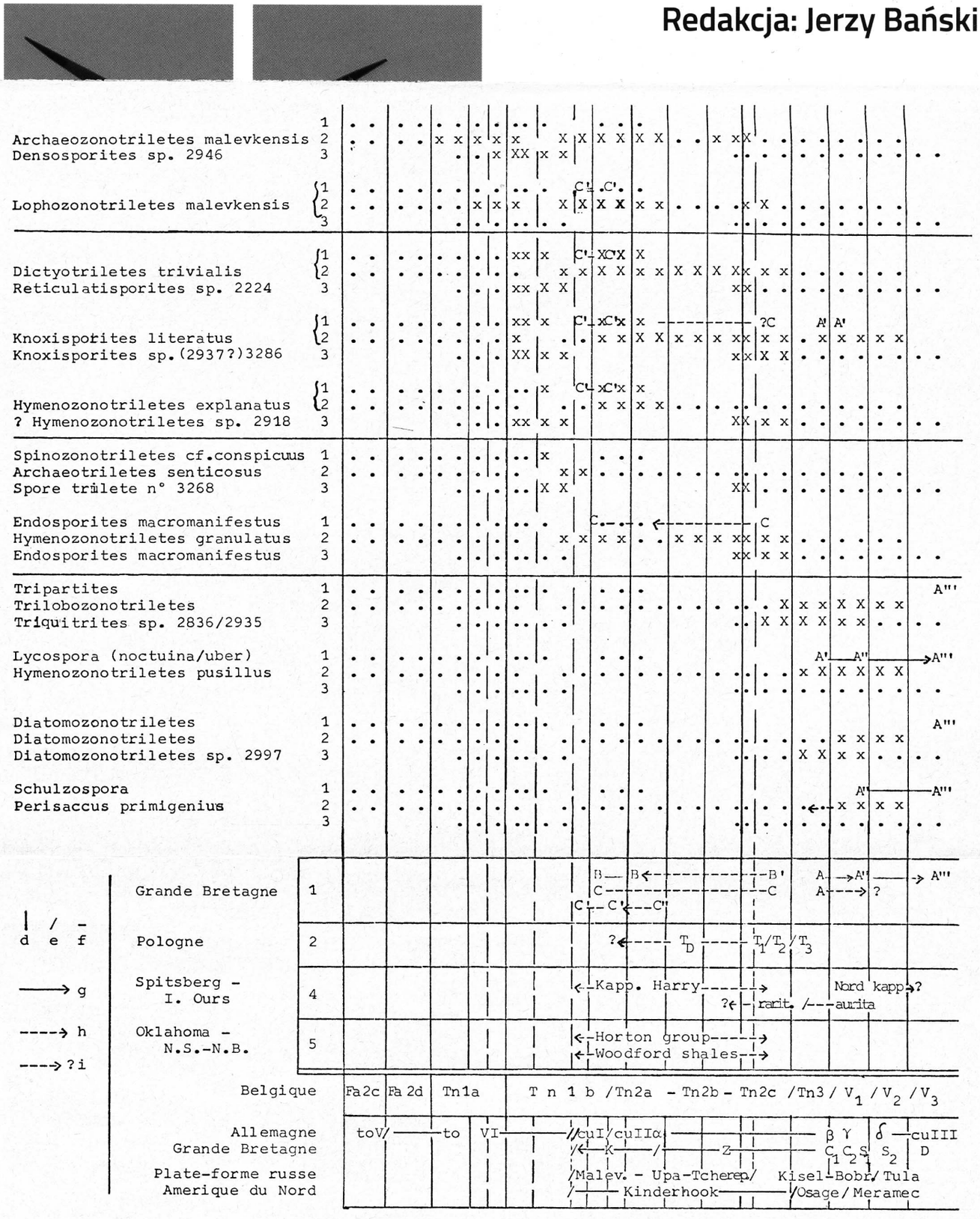


Fig. 2. — Distribution stratigraphique comparée de quelques espèces utiles à l'identification des couches de transition Dévonien/Dinantien.

— a : assemblage ne contenant pas l'espèce considérée.

b : assemblage contenant l'espèce considérée.

c : idem b, où l'espèce est particulièrement fréquente ou abondante.

d : limite stratigraphique (litho-, bio- ou chrono-) précise.

e : position approximative de la limite stratigraphique.

f : position indéterminée de la limite stratigraphique.

g : extension stratigraphique définie d'un assemblage.

h : intervalle stratigraphique probable où se place l'assemblage considéré.

g et h : la flèche indique que l'assemblage considéré (désigné par les lettres A, B ou C, son symbole ou sa localité) s'étale stratigraphiquement dans cette direction.

i : idem h où l'extension stratigraphique dans la direction indiquée par la flèche est mise en doute.

— Les N° 1 à 5 correspondent aux régions délimitées sur la carte Fig. 1.

— Les assemblages suivant sont pris en considération, en plus de la succession ardennorhénane, dans la région 1 :

A : Hibbert & Lacey 1969.

A'A''A''' : Neves 1969 comprenant notamment Butterworth & Spinner 1967 : A' = C1, A'' = S1, A''' = D2.

B : Sullivan 1964.

B' : Sullivan 1968.

C: Llewellyn *et al.* 1969, 1970.

C' : Dolby 1970 (ass. 2) et Utting & Neves 1970 (ass. 1-2).

C'' : Dolby 1970 (ass. 3).

— Assemblages provenant de régions diverses : Pologne d'après Jachowicz 1968, Spitsberg-Ile aux Ours d'après Playford 1962-63 et Kaiser 1970[a] et [b], Oklahoma- N.S. (Nova Scotia) et N.B. (New Brunswick) d'après von Almen 1970, Hacquebard 1957, Playford 1964 et Varma 1969.

différentes. Nous sommes en désaccord avec le tableau publié par Kaiser (1970[a], Abb. 35) sur les points suivants :

a) La limite cuI/cuII ne se situe pas dans le Tournaisien supérieur mais dans le Tournaisien inférieur.

b) La séquence Bedford Shale à Sunbury Shale (Winslow 1962) ne correspond pas au Fa2d et base du Tn1a mais à la base du Tn1b.

c) Les assemblages ml1 et ml2 de Kedo (1963) ne correspondent pas à la zone d'abondance d'*H. lepidophytus* var. *minor* Kedo. Cette espèce caractérise au contraire l'assemblage III de Kedo en-dessous des couches d'Ozersk-Hovansk alors que les assemblages ml1, 2 et 3 apparaissent au-dessus de ces couches. D'autre part, *Lophozonotriletes rarituberculatus* ne s'éteint pas dans le Tournaisien inférieur puisqu'il est encore abondant dans les couches de Kisel du Tournaisien supérieur.

d) L'hiatus palynologique entre le « *rarituberculatus* ass. » et « l'*aurita* ass. » de Playford 1962, 1963, ne couvre pas le Tournaisien moyen, le Tournaisien supérieur et le Viséen inférieur. Il est relativement bref au contraire et correspond grosso modo à une partie du Tournaisien supérieur et une partie du Viséen inférieur.

Les autres tableaux stratigraphiques donnant la distribution des assemblages tournaisiens et viséens que nous avons cités page 121, ne pèchent que par leur imprécision. Nous croyons cependant que la Palynologie stratigraphique lorsque l'on conjugue ses efforts à ceux d'autres disciplines paléontologiques, est arrivée, dans certaines parties de l'échelle stratigraphique, à un stade suffisamment élaboré pour lui permettre de subdiviser les étages. Cette subdivision est nécessaire si l'on veut tenter de comprendre les mécanismes de la régionalisation progressive des assemblages de spores au Dinantien.

B. **Régionalisme des assemblages dinantiens.**

Le régionalisme des assemblages tournaisiens ne nous paraît guère contestable; ce qui l'est plus, peut-être, c'est la mise en cause du climat.

Tripartites incisotrilobus et les *Diatomozonotriletes* appartiennent à la *Monilospora* Suite « tropicale et subtropicale » d'âge viséen de Sullivan (1964). *Lycospora uber* fait partie des espèces ubiquistes, mais *L. noctuina* appartient à la *Grandispora* Suite « équatoriale » avec *Schulzospora campiloptera*. Si l'on veut bien se reporter à notre Fig. 2, on constatera que les 4 taxons sont présents au sommet du Tournaisien dans les régions 2, 3 et 4 tandis que deux d'entre elles, celles qui appartiennent à la *Monilospora* Suite, n'apparaissent dans la région 1 qu'au sommet du Viséen.

La dépendance de *Tripartites incisotrilobus* vis-à-vis d'une zone géographique restreinte et la migration de cette zone au cours du Carbonifère,

nous paraissent assez évidentes. En effet, Luber (1960) a remarquablement montré d'une part que les *Trilobozonotriletes* abondants dans le Donbass sont absents du bassin de Karaganda; d'autre part, que leur proportion dans le Donbass décroît considérablement de la base du Viséen au Carbonifère supérieur. Si l'on veut synthétiser les données qui précèdent, on constate qu'au sommet du Viséen cette espèce décroît en abondance sur la marge ouralienne de la *Monilospora* Suite au moment même où elle apparaît en Grande-Bretagne. Il y a une migration évidente, mais le problème subsiste de savoir quelles en seraient les causes.

Luber (1960) montre que parallèlement à la diminution des *Trilobozonotriletes* vers le haut de l'échelle stratigraphique, on assiste aussi à une diminution des spores cingulées (le groupe 7 de Luber 1960). Or, Butterworth (1965) a attiré l'attention d'une part sur la liaison étroite entre les faciès à Densospores et certains dépôts de charbons (durite) et d'autre part sur la migration évidente de ces faciès à Densospores vers la Grande-Bretagne et les régions ardenno-rhénanes au Carbonifère supérieur à un moment où ces faciès tendent à disparaître de la plate-forme russe et du Spitsberg. Nous croyons que l'ensemble des faits rappelés ci-dessus sont étroitement liés et que c'est la distribution régionale et la migration de certains ensembles de faciès sédimentaires qui entraînent le régionalisme de la flore mise en évidence par la Palynologie. Que cette distribution régionale et cette migration aient une origine climatique est très vraisemblable, mais nous paraît une hypothèse supplémentaire.

N'y-a-t-il pas d'autres explications à ce régionalisme de faciès sédimentaires ? Nous sommes frappés en effet par l'étroite concordance entre la paléolatitude 20° N dont Sullivan (1965) fait état pour séparer les suites à *Grandispora* et à *Monilospora*, et la limite du socle Précambrien de la Plate-forme russe. Ce socle supporte une vaste aire sédimentaire qui est restée à l'abri des diverses phases tectoniques qui ont affecté l'aire varisque jusqu'à la base du Westphalien. Il pourrait y avoir, par exemple, dans l'aire varisque, un lien entre la cessation de ces mouvements et le développement des aires sédimentaires à Densospores.

Si nous descendons dans la partie moyenne et inférieure du Tournaisien nous savons que les *Dictyotriletes*, *Archaeozonotriletes literatus*, *A. malevkensis* et *Lophozonotriletes rarituberculatus* sont plus abondants dans les faciès continentaux et particulièrement dans les charbons (Kedo 1963, p. 21). L'absence ou la rareté de l'une ou l'autre de ces espèces dans les bassins ardenno-rhénans, voire même en Grande-Bretagne, peut être le résultat d'un régionalisme climatique; elle peut aussi correspondre à une distribution régionale de faciès défavorables.

BIBLIOGRAPHIE

AUSTIN, R.L., CONIL, R., DOLBY, G., LYS, M., PAPROTH, E., RHODES, F.H.T., STREEL, M., UTTING, J. & WEYER D. (1970) : Les couches de passage du Dévonien au Carbonifère de Hook Head (Ireland) au Bohlen (D.D.R.). *In* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège, 55.*

AUSTIN, R. L., DRUCE, E. C., RHODES, J. A. & WILLIAMS J. A. (1970) : The value of Conodonts in the recognition of the Devonian-Carboniferous boundary, with particular reference to Great-Britain. *C.R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield* 1967, *II* : 431-444, pl. 1.

AUSTIN, R.L., CONIL, R., RHODES, F. H.T. & STREEL, M. (1970) : Conodontes, Spores et Foraminifères du Tournaisien inférieur dans la vallée du Hoyoux (Belgique). *Ann. Soc. géol. Belg., 93,* 1 (sous presse).

AUSTIN, R. L. & RHODES F. H.T. with the collaboration of BOUCKAERT, J., CONIL, R., LYS, M. & PIRLET, H. (1970) : New Dinantian conodont faunas of France and Belgium. A preliminary report. *In* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège, 55.*

BOUCKAERT, J., STREEL, M. & THOREZ, J. (1968) : Schéma biostratigraphique et coupes de référence du Famennien belge. Note préliminaire. *Ann. Soc. géol. Belg., 91,* 3 : 317-336.

BOUCKAERT, J., STREEL, M., THOREZ, J. & MOUND, M. C. (1969) : Biostratigraphic chart of the Famennian stage (Upper Devonian) in the type localities of Belgium : a preliminary report. *Journ. Paleontology, 43,* 3 : 727-734, pls 93-94.

BOUCKAERT, J., STREEL, M. & THOREZ, J. (1970) : Le Famennien supérieur et les couches de transition dévono-carbonifère, dans la vallée de l'Ourthe. *In* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège, 55.*

BRIDEN, J. C. & IRVING, E. (1964) : Palaeolatitude Spectra of Sedimentary Palaeoclimatic Indicators. *In* A.E.M. NAIRN, Problems in Palaeoclimatology, *Proceedings of the NATO Palaeoclimates conference held at the University of Newcastle-upon-Tyne,* January 1963 : 199-224.

BUTTERWORTH, M. A. (1966) : The distribution of Densospores. *The Palaeobotanist, 15,* 1-2 : 16-28.

BUTTERWORTH, M. A. & SPINNER, E. (1967) : Lower Carboniferous spores from North-West England. *Palaeontology, 10,* 1 : 1-24, pls 1-5.

CARO-MONIEZ, M. (1962) : Sur un niveau à spores du Dévonien supérieur du Sondage de Tournai (Belgique). *Ann. Soc. géol. Nord, 82* : 111-115, pls 1-2.

CONIL, R. & LYS, M. (1970) : Données nouvelles sur les Foraminifères des couches de passage du Famennien au Tournaisien dans l'Avesnois. *In* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège, 55.*

DOLBY, G. & NEVES, R. (1970) : Palynological evidence concerning the Devonian/Carboniferous boundary in the Mendips, England. *C.R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield,* 1967, *II* : 631-646, pls 1-2,

DOLBY, G. (1970) : Spore assemblages from Devonian/Carboniferous transition measures in Southwest Britain and Southern Eire. *In* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège, 55.*

GARETSKY, R. G. (1960) : Dévonien supérieur et Carbonifère inférieur de l'anticlinal de Kokpekty (Pré-Mugodzhary). *Dokl. Akad. Nauk USSR, 134*, 2 : 404-407 (Trad. B.R.G.M. 3442).

GOLUBKOV, V. K., KEDO, G. I., KRYLOVA, A. K., LUTKEVITCH, E. M. & MAKHNATCH, A.S. (1968) : Le Dévonien de la Biélorussie. *Proc. Intern. Symposium Devonian System, Calgary 1967, I* : 367-378.

HACQUEBARD, P. A. (1957) : Plant spores in coal from the Horton group (Mississippian) of Nova Scotia. *Micropaleontology, 3*, 4 : 301-324. pls 1-3.

HEMER, D. O. (1965) : Application of palynology in Saudi Arabia. *5th Arab Petroleum Congress*, Cairo : 1-15.

HIBBERT, F. A. & LACEY, W. S. (1969) : Miospores from the Lower Carboniferous Basement Beds in the Menai Straits region of Caernarvonshire, North Wales. *Palaeontology, 12*, 3 : 420-440, pls 78-83.

ISHCHENKO, A. M. (1956) : Spores and Pollen of the Lower Carboniferous deposits of the western extension of the Donetz Basin and their stratigraphical importance. *Trudy Inst. Geol. Nauk, Kiev., Ser. Strat. Paleont., 11* : 1-185, pls 1-21.

ISHCHENKO, A. M. (1958) : Sporo-pollen analysis of the Lower Carboniferous sediments of the Dnieper-Donetz Basin. *Trudy Inst. Geol. Nauk, Kiev, Ser. Strat. Paleont., 17* : 1-188, pls 1-13.

JACHOWICZ, A. (1967) : Microflora of the Zareby beds from the Swietokrzyskie Mountains. *Instytut Geologiczny Prace, 49* : 1-105, pls I-XLII.

JUSHKO, L.A. (1960) : Nouvelles espèces de microspores du dépôt de Tcherepet et de la couche tournaisienne du Bassin de Padmoscovnova (texte russe).

KAISER, H. (1970[a]) : Die Oberdevon-Flora der Bäreninsel. 3. Mikroflora des höheren Oberdevons und des Unterkarbons. *Palaeontographica*, (B), *129*, 1-3 : 71-124, Tafn 16-25.

KAISER, H. (1970[b]) : Die « *Hymenozonotriletes lepidophytus* Zone » auf der Bäreninsel. *In* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège, 55.*

KEDO, G. I. (1957[a]) : Spores from the supra Salt Devonian deposits of the Pripyat depression and their stratigraphic significance. *Tr. Inst. Geol. Nauk, Akad. Nauk Belrussk. SSR. Ser. Strat. Paleont., 2* : 3-43. pls 3-43. (texte russe).

KEDO, G. I. (1957[b]) : The stratigraphical significance of *Hymenozonotriletes pusillites* sp. nov. *Dokl. Akad. Nauk Belorussk.* SSR, *1* : 21-23 (texte russe).

KEDO, G. I. (1962) : Spore assemblages of Upper Famennian and Tournaisian deposits and the Devonian/Carboniferous boundary in the Pripyat Depression. *Trans. Soviet Palynologists*, Acad. Sci. Moscow : 73-79.

KEDO, G. I. (1963) : Les spores de la zone tournaisienne de la dépression du Pripet et leur signification stratigraphique. *Paléontologie et Stratigraphie de Biélorussie : 3* : 121, pls I-XI (texte russe).

KEDO, G. I. (1967) : Les spores du Carbonifère inférieur de la Dépression du Pripet. *Paléontologie et Stratigraphie de Biélorussie*, 2[e] Conférence Intern. de Palynologie, Hollande 1966, *5* : 1-143, pls I-XII (texte russe)

KHRAMOV, A. N. (1968) : Importance of Palaeomagnetic data for Devonian Stratigraphy and Palaeogeography in the U.S.S.R. *Proc. Intern. Symposium Devonian System, Calgary 1967, II* : 1363-1370.

KOCH, M., LEUTERITZ, K. & ZIEGLER W. (1970) : Alter, Fazies und Paläogeographie der Oberdevon/Unterkarbon-Schichtfolge an der Seiler bei Iserlohn. *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., 17*, Krefeld (In press).

LANZONI, E. & MAGLOIRE, L. (1969) : Associations palynologiques et leurs applications stratigraphiques dans le Dévonien supérieur et Carbonifère inférieur du grand erg occidental (Sahara algérien). *Revue de l'Institut Français du Pétrole et Annales des Combustibles Liquides, XXIV*, 4 : 441-453, pls I-VIII.

LLEWELLYN, P. G., BACKHOUSE, J. & HOSKIN, I. R. (1969) : Lower-Middle Tournaisian miospores from the Hathern Anhydrite Series, Carboniferous limestone, Leicestershire. *Proc. geol. Soc. London, 1655* : 85-91.

LLEWELLYN, P. G., HOSKIN, I. & BACKHOUSE, J. (1970) : Preliminary report on Lower-Middle Tournaisian miospores from the Hathern Anhydrite Series, Hathern borehole, Leicestershire, England. *In* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège, 55.*

LUBER, A. A. (1960) : Mise en parallèle des complexes sporo-polliniques des formations houillères paléozoïques du Kazakhstan avec les complexes de spores et de pollens des bassins de Donetz et de Kouznetsk. *Trudy Sovensch. Univ. Stratigr. Skhem. Dopaleoz. Paleoz. ost. Kazakhst. Alma-Alta, Izd. A. N. Kaz. S.S.R., 2* : 161-171.

MCGREGOR, C. (1970) : *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo and associated spores from the Devonian of Canada. *In* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère » *Congrès et colloques Univ. Liège, 55.*

MORTELMANS, G. (1969) : L'étage Tournaisien dans sa localité-type. *C.R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, 1* : 19-43.

NEVES, R. (1967) : A review of some recent advances in the Palynology of the Carboniferous. *C.R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, 1* : 337-349.

NEVES, R. & DOLBY, G. (1967) : An assemblage of miospores from the Portishead beds (Upper Old Red Sandstone) of the Mendip Hills, England. *Pollen et Spores, IX*, 3 : 607-614. pls I-II.

OWENS, B. & STREEL, M. (1967) : *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo, its distribution and significance in relation to the Devonian/Carboniferous boundary. *Rev. Palaeobotan. Palynol., 1* : 141-150, pl. 1.

OWENS, B. & STREEL, M. (1970) : Palynology of the Devonian/Carboniferous boundary (Report on Project B). *In* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère » *Congrès et colloques Univ. Liège, 55.*

PLAYFORD, G. (1962) : Lower Carboniferous microfloras of Spitsbergen. Part one *Palaeontology, 5*, 3 : 550-618, pls 78-87.

PLAYFORD, G. (1963) : Lower Carboniferous microfloras of Spitsbergen. Part two *Palaeontology, 5*, 4 : 619-678, pls 88-95.

PLAYFORD, G. (1964) : Miospores from the Mississippian Horton Group, Eastern Canada. *Bull. Geol. Survey Canada, 107* : 1-47, pls I-XI.

RABIEN, A. (1960) : Zur Ostracoden-Stratigraphie an der Devon/Karbon-Grenze im Rheinischen Schiefergebirge. *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., 3*, 1 : 61-106.

RICHARDSON, J. B. (1964) : Stratigraphical distribution of some Devonian and Lower Carboniferous spores. *C.R. 5e Congrès Carbonifère, Paris 1963, III* : 1111-1114.

RICHARDSON, J.B. (1969) : Devonian spores. *In* TSCHUDY & SCOTT « *Aspects of Palynology, an Introduction to Plant Microfossils in Time* » : 193-222, pls I-VI.

SHEVCHENKO, V. I., KARPOV, P. A., NECHAYEVA, M. A. & NAZARENKO, A. M. (1965) : Upper Famennian deposits in the Southeast of the Russian platform. *Doklady Akad. Nauk. USSR, 160* : 66-68.

STAPLIN, F. L. & JANSONIUS, J. (1964) : Elucidation of some Paleozoic densospores. *Palaeontographica*, B, *114*, 4-6 : 97-117.

STREEL, M. (1966) : Critères palynologiques pour une stratigraphie détaillée du Tn1a dans les Bassins ardenno-rhénans. *Ann. Soc. géol. Belg. 89*, 1-4 : 65-96, pls 1-2.

STREEL, M. (1968) : Associations de spores des stratotypes du Famennien, du Strunien et du Tournaisien dans les Bassins ardenno-rhénans. *Rev. Paleobot. Palynol.* , *5* : 1-4, pl I.

STREEL, M. (1969) : Corrélations palynologiques entre les sédiments de transition Dévonien/Dinantien dans les bassins ardenno-rhénans. *C.R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, 1* : 3-18.

SULLIVAN, H. J. (1964) : Miospores from the Lower Limestone Shales (Tournaisian) of the Forest of Dean Basin, Gloucestershire. *C.R. 5e Congrès Carbonifère, Paris 1963, III* : 1249-1259, pls 1-2.

SULLIVAN, H. J. (1965) : Palynological evidence concerning the regional differentiation of Upper Mississippian floras. *Pollen et Spores, VII*, 3 : 539-560, pls 1-11.

SULLIVAN, H. J. (1967) : Regional differences in Mississippian spore assemblages. *Rev. Palaeobot. Palynol., 1* : 185-192.

SULLIVAN, H. J. (1968) : A Tournaisian spore flora from the Cementstone Group of Ayrshire, Scotland. *Palaeontology, 11* : 116-131, pls I-III.

TAUGOURDEAU-LANTZ, J. (1967) : Les spores du Frasnien du Bas Boulonnais (France). *Rev. Palaeobot. Palynol., 1* : 131-139.

TCHIBRIKOVA, E. V. (1966) : Upper Famennian microfossil assemblages and changes of complexes according to alternations of lithological composition of enclosing rocks in Bashkiria. The Importance of Palynological analysis for the stratigraphic and palaeofloristic investigations. *Academy of Sciences USSR :* 60-64, pl. 1 (texte russe).

UTTING, J. & NEVES, R. (1970) : Miospores from the Devonian/Carboniferous transition beds of the Avon Gorge, Bristol, England. *In* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifére ». *Congrès et colloques Univ. Liège, 55.*

VARMA, C. P. (1969) : Lower Carboniferous miospores from the Albert Oil Shales (Horton Group) of New Brunswick, Canada. *Micropaleontology, 15*, 3 : 301-324, pls 1-3.

von ALMEN, W. (1970) : Miospores from Devonian/Mississippian boundary, Carter County, Oklahoma, U.S.A. *In* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège, 55.*

WRAY, J.L. (1964) : Paleozoic palynomorphs from Libya. *In* Palynology in Oil Exploration, a symposium, 1962. *Soc. Econ. Paleont. Miner., special publication, 11* : 90-96.

WINSLOW, M. (1962) : Plant spores and other microfossils from Upper Devonian and Lower Mississippian rocks of Ohio. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 364* : 1-90, pls 1-22.

ZIEGLER, W. (1969) : Eine neue Conodontenfauna aus dem höchsten Oberdevon. *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. 17* : 343-360, pls 1-2.

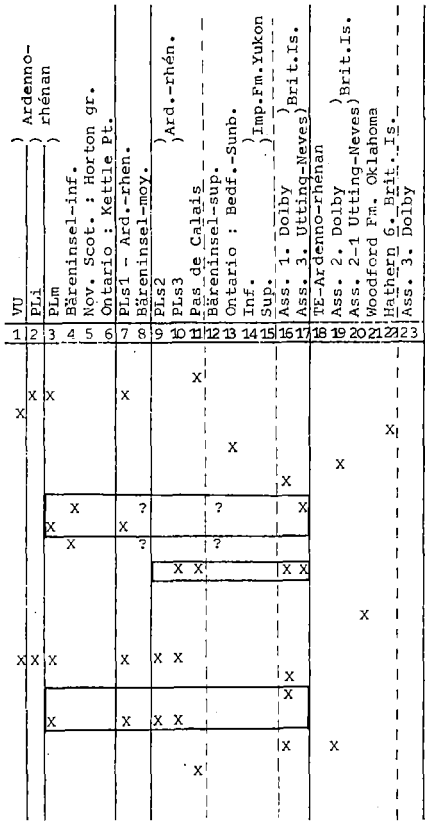


Fig. 3. — Liste des espèces constituant les assemblages décrits dans ce volume en contribution au projet B.

Les synonymies ou les espèces considérées comme très voisines sont regroupées sous un seul nom dans le seul but de permettre un examen synoptique. Ce regroupement n'implique donc pas de notre part le choix du genre le mieux approprié ni une proposition de mise en synonymie.

Ex. : *Anapiculatisporites ampullaceus* (Hacquebard) Playford
Raistrickia ampullacea Hacquebard
:
:
Raistrickia ampullacea Hacquebard (Voir *Anapiculatisporites*).

Acanthotriletes famenensis Naumova (Voir Archaeozonotriletes cf. acutus) Pl. 3 , fig. 4.
Acanthotriletes hacquebardii Playford
cf. Acanthotriletes hirtus Naum.
Acanthotriletes mirus Ishchenko - Pl.19 , fig. 5
cf. Acanthotriletes rarisetosus Kedo - Pl. 21 , fig. 5.
Acanthotriletes tersus Kedo
Acanthotriletes cf. uncinatus Ishchenko

Anapiculatisporites ampullaceus (Hacquebard) Playford
Raistrickia ampullacea Hacquebard
Anapiculatisporites hystricosus Playford

Ancyrospora ? capillata Dolby et Neves, Pl. 5, fig. 7, 8 ; Pl. 28, fig. 6,7.

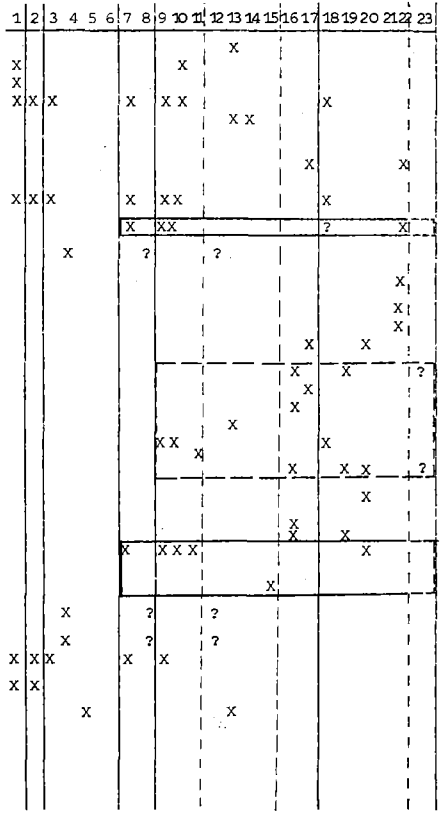
Apiculatisporis cf. macrurus (Luber) Potonié et Kremp (Voir Raistrickia)

Apiculiretusispora plicata (Allen) Streel
Apiculiretusispora setosus (Kedo) Dolby et Neves
Apiculiretusispora sp. A.

Retusotriletes verrucosus Caro-Moniez

Archaeozonotriletes cf. acutus

Acanthotriletes famenensis Naumova



Archaeozonotriletes amplectus (Naumova) Kedo, Pl.21, fig. 15.
Archaeozonotriletes dedaleus Naum.
Archaeozonotriletes famenensis Naum.
Archaeozonotriletes gracilis Kedo
Archaeozonotriletes literatus (Waltz) Naumova (Voir Knoxisporites) Pl. 21 , fig. 13 ; Pl. 23, fig. 15.

Auroraspora macra Sullivan (Voir Endosporites gr. minutus) Pl. 20, fig. 7, 9.
cf. Auroraspora solisortus Hoff. St. et Malloy

Baculatisporites fusticulus Sullivan, Pl. 19, fig. 6.

Cirratriradites rusticus Felix et Burbridge

Converrucosisporites parvinodosus Playford, Pl. 19 , fig. 9.

Convolutispora mellita Hoff., Stapl. et Malloy, Pl. 19,fig.12.
Convolutispora vermiformis Hughes et Playford, Pl. 19,fig. 13.
Convolutispora sp., Pl.27 , fig. 5.

Corbulispora cancellata (Waltz) Bharadwaj et Venk.,Pl.14,fig.4
Corbulispora cf. cancellata (Waltz) Bharadwaj et Venk.
Corbulispora subalveolaris (Luber) Sullivan
? Corbulispora subalveolaris (Luber) Sullivan,Pl. 22,fig.17.
Corbulispora cf. subalveolaris (Luber) Sullivan
Corbulispora cf. subalveolaris (Luber) Sullivan, Pl.3 ,fig.11.
Dictyotriletes subalveolaris (Luber) Potonié et Kremp.

Corystisporites sp., Pl. 28, fig. 3.

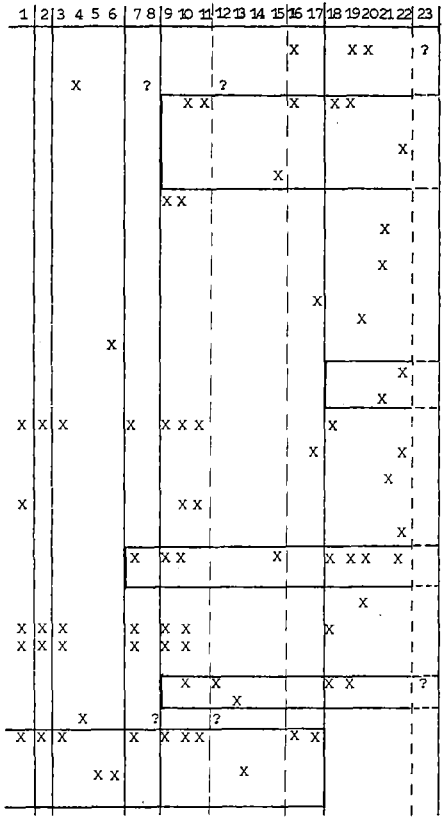
Crassispora balteata (Luber) Sullivan
Spinozonotriletes cf. balteatus Playford.
Cristatisporites echinatus Playford,Pl. 5, fig. 11 ; Pl. 27, fig. 4.
? Cristatisporites echinatus Playford.

Cyclogranisporites cf. commodus Playford.

Diaphanospora perplexa Balme et Hassel
cf. Diaphanospora perplexa Balme et Hassell

Dibolisporites echinaceus (Eisenack) Richardson

? Dicrospora multifurcata Winslow (Voir Hystricosprites) Pl. 21, fig. 20, 21.



Dictyotriletes subalveolaris (Luber) Potonié et Kremp
(Voir Corbulispora) Pl. 14, fig. 2.
Dictyotriletes submarginatus Playford
Dictyotriletes trivialis (Naum. in litt.) Kedo, Pl. 3,fig.13, Pl. 14, fig. 3 ; Pl. 26 , fig. 1 ; Pl. 27 , fig. 8.

Reticulatisporites planus Hughes et Playford.

Unidentified GSC n° 25499.

? Dictyotriletes sp., Pl. 26, fig. 2.

Discernisporites concentricus
(Voir Endosporites macromanifestus) Pl. 29, fig. 13.
Discernisporites irregularis
(Voir Endosporites gr. minutus) Pl. 29, fig. 11, 12.
Discernisporites micromanifestus (Hacquebard) Sabry et Neves.
Discernisporites sp., Pl. 27, fig. 3.

Emphanisporites ? rotatus Mc Gregor.

Endosporites macromanifestus Hacquebard, Pl. 20, fig. 11.

Discernisporites concentricus

Endosporites gr. minutus Hoff.,St. et Mall., Pl. 5, fig.9,10.

Auroraspora macra Sullivan

Discernisporites irregularis

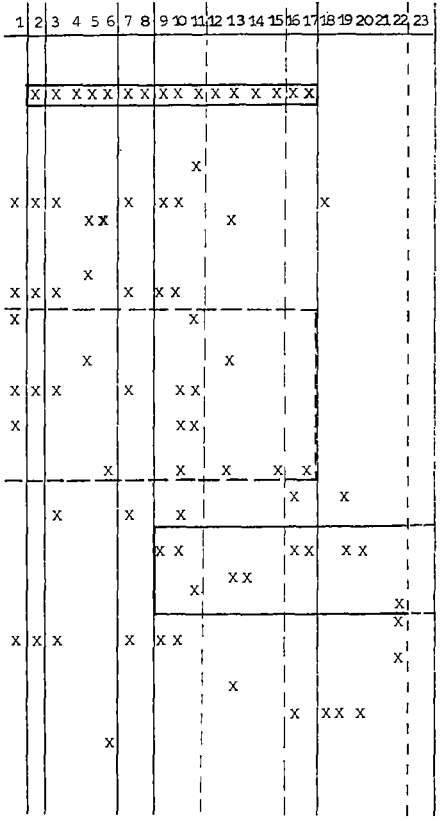
Endosporites ? sp. in Balme et Hassell, 1962,Pl. 6, fig. 3.

Foveosporites insculptus Playford, Pl. 20, fig. 1, 2.

Grandispora echinata Hacquebard, Pl.14, fig. 7 ; Pl. 20,fig.6, Pl.23 , fig. 19 ; Pl. 27, fig. 11.

Gulisporites torpidus Playford.

Hymenozonotriletes cf. acanthyrugosus Tchibrikova.
Hymenozonotriletes aff. H. archaelepidophytus Kedo, Pl. 25 fig. 2, 3.
Hymenozonotriletes explanatus (Luber) Kedo.
? Hymenozonotriletes explanatus (Luber) Kedo.
Hymenozonotriletes cf. facilis Kedo
Hymenozonotriletes famenensis Kedo, Pl. 3, fig. 7 ; Pl. 14, fig. 8 ; Pl. 27, fig. 9.
? Hymenozonotriletes famenensis Kedo in Neves et Dolby 1967, Pl. 21, fig. 6, 16 ; Pl. 22, fig. 5 ; Pl. 23, fig. 4.



Hymenozonotriletes lepidophytus Kedo, Pl. 5, fig. 13, 14 ; Pl. 14, fig. 6 ; Pl. 21, fig. 1, 2, 14, 17 ; Pl. 22, fig. 1, 2, 4, 8, 11, 12, 13 ; Pl. 23, fig. 1, 10, 11, 17, 18, 22 ; Pl. 28, fig. 1, 2.
Hymenozonotriletes luteolus (Naumova) Kedo (Voir Perotrilites Pl. 3, fig. 5, 6.
Hymenozonotriletes microsetus Kedo
Hymenozonotriletes pusillites Kedo (y compris V. splendens St. et Jans.) (Voir Vallatisporites) Pl. 21, fig. 3, 4, 19; Pl. 22, 7, 14 ; Pl. 23 , fig. 2, 3.
? Hymenozonotriletes rugosiusculus Jushko, Pl. 23,fig. 5.
Hymenozonotriletes versabilis Kedo.

Hystricosporites multifurcatus (Winslow) Mortimer et Chaloner, Pl. 5 , fig. 3, 4.

Dicrospora multifurcata Winslow.

Hystricosporites sp. aff. H. multifurcata (Winslow)Mortimer et Chaloner, Pl. 5, fig. 5, 6.
Hystricosporites cf. obscurus Mortimer et Chaloner,Pl. 5, fig. 1, 2.

Hystricosporites div. sp.

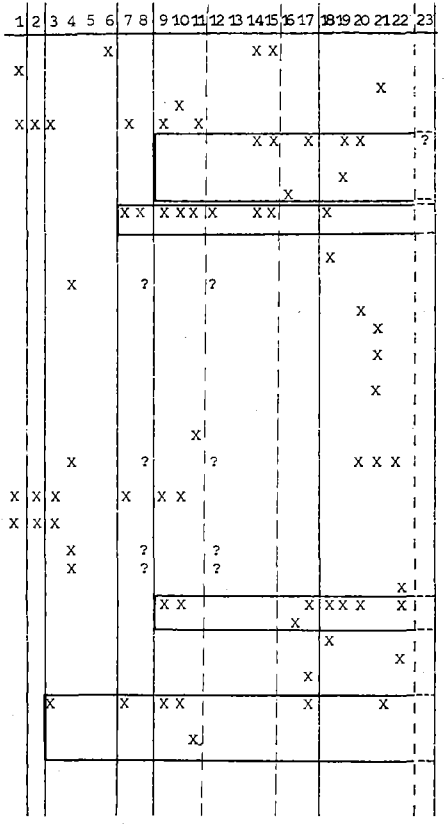
Knoxisporites hederatus (Ishchenko) Playford.
Knoxisporites cf. hederatus (Ishchenko) Playford.
Knoxisporites literatus (Waltz) Playford,
Pl. 14, fig. 5 ; Pl. 27, fig. 13.

Archaeozonotriletes literatus (Waltz) Naumova.
Knoxisporites cf. literatus (Waltz) Playford, Pl. 3, fig.12.
Knoxisporites cf. literatus (Waltz) Playford, Pl. 20, fig. 3.
Knoxisporites pristinus Sullivan, Pl. 20, fig. 10.
Knoxisporites cf. pristinus Sullivan,
Knoxisporites rotatus Hoff., Stapl. et Malloy, Pl. 20,fig.4,5

Laevigatosporites sp., Pl. 21, fig. 7 ; Pl. 22, fig. 18.

Leiotriletes ornatus Ishchenko, Pl. 25, fig. 6.

Lophotriletes salebrosus var. famenensis Naumova.



Lophozonotriletes cristifer (Luber) Kedo, Pl. 23, fig.13, 20.
Lophozonotriletes cf. curvatus Naumova
Lophozonotriletes dentatus Hughes et Playford, Pl. 29,fig.9,10
Lophozonotriletes cf. grandis Naumova
Lophozonotriletes lebedianensis Naumova, Pl. 3 , fig. 1.
Lophozonotriletes malevkensis (Naumova) Kedo, Pl.23,fig. 14 ; Pl. 27 , fig. 2.
Lophozonotriletes cf. malevkensis (Naumova) Kedo
Lophozonotriletes aff. malevkensis (Naumova) Kedo
Lophozonotriletes rarituberculatus (Luber) Kedo non Naumova, Pl. 23 , fig. 12, 21 ; Pl. 25, fig. 4.

cf. Lycospora magnifica Mc Gregor

Microreticulatisporites lunatus Knox

Murospora friendii Playford
Murospora subtera (Waltz) Playford, Pl. 29 , fig. 7, 8.

Perotrilites evanidus (Kedo) Von Almen comb. nov., Pl. 29, fig. 5, 6.
Perotrilites luteolus (Naumova) Von Almen comb. nov., Pl. 29, fig. 4.

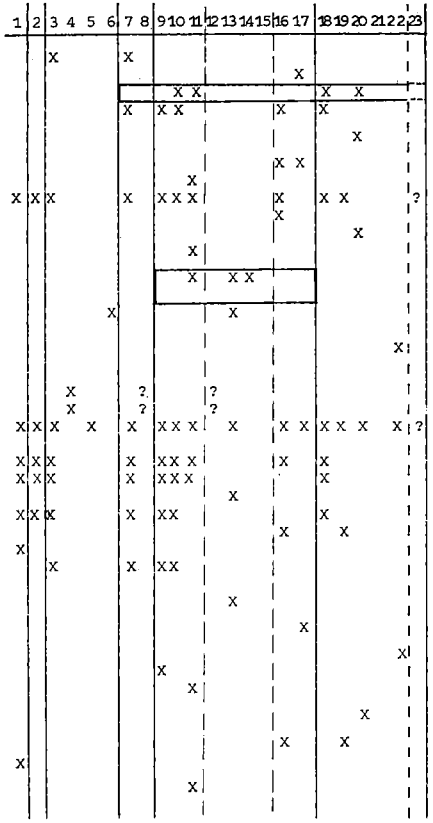
Hymenozonotriletes luteolus Naumova.

Perotrilites perinatus Hughes et Playford, Pl. 20, fig. 8 ; Pl. 29 , fig. 2, 3.
Perotrilites cf. perinatus Hughes et Playford

Pulvinispora depressa Balme et Hassel

Punctatisporites aerarius Butt. et Will.
Punctatisporites debilis Hacquebard
Punctatisporites glaber (Naumova) Playford,Pl. 19, fig. 2.
Punctatisporites irrasus Hacquebard, Pl. 19 , fig. 3.
Punctatisporites cf. irrasus Hacquebard.
Punctatisporites obliquus Kosanke.
Punctatisporites solidus Hacquebard, Pl. 19, fig. 1.
Punctatisporites viriosus Hacquebard.

Pustulatisporites gibberosus (Hacquebard) Playford, Pl.26 fig. 3 ; Pl. 29 , fig. 1.
Pustulatisporites cf. gibberosus (Hacquebard) Playford, Pl. 3, fig. 2.



Raistrickia ampullacea Hacquebard (Voir Anapiculatisporites)
Raistrickia clavata Hacquebard.
Raistrickia corynoges Sullivan, Pl. 4 , fig. 12, 13.
Raistrickia macrurus (Luber) Dolby et Neves, Pl. 4 ,fig.10,11

Anapiculatisporis cf. macrurus (Luber) Potonié et Kremp.

Raistrickia minor (Kedo) Neves et Dolby.
Raistrickia ponderosa Playford, Pl. 4 , fig. 1, 2.
Raistrickia variabilis Dolby et Neves, Pl. 4 , fig. 3, 5 à 9.
Raistrickia sp. A in Sullivan 1964.
Raistrickia sp., Pl. 27 , fig. 10.
Raistrickia sp., Pl. 4 , fig. 4.

Reticulatisporites ? fimbriatus Winslow, Pl. 3 , fig. 10 ; Pl. 21 , fig. 9.
Reticulatisporites fimbriatus var. spathulatus Winslow, Pl. 22 , fig. 16.
Reticulatisporites planus Hughes et Playford (Voir Dictyotriletes trivialis), Pl. 19 , fig. 11.

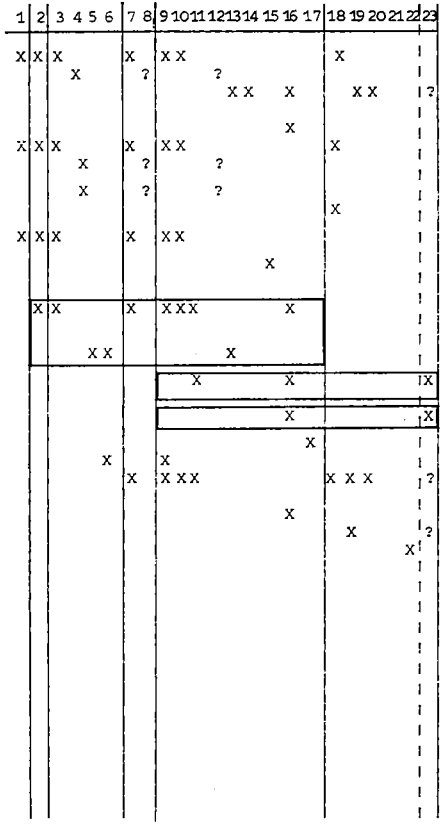
Retusotriletes communis Naumova.
Retusotriletes greggsii Mc Gregor.
Retusotriletes incohatus Sullivan, Pl. 19, fig. 4 ; Pl. 22, fig. 6 ; Pl. 23, fig. 8 ; Pl. 27, fig. 6.
Retusotriletes planus Dolby et Neves.
Retusotriletes punctatus Chibrikova.
? Retusotriletes punctatus Chibrikova, Pl. 22, fig. 9.
Retusotriletes rotundus (Streel) emend. Lele et Streel
Retusotriletes simplex Naumova.
Retusotriletes triangulatus Streel.
Retusotriletes verrucosus Caro-Moniez (Voir Apiculiretusispora sp. A).
Retusotriletes sp., Pl. 21, fig. 8 ; Pl. 22 , fig. 10.

Rhabdosporites cf. langi (Eisenack) Richardson.

Schopfites claviger Sullivan, Pl. 19, fig. 7, 8.
Schopfites cf. claviger Sullivan
? Schopfites sp., Pl. 3, fig. 3.

Secarisporites sp., Pl. 27 , fig. 1.

Spinozonotriletes cf. balteatus Playford (voir Crassispora).
Spinozonotriletes conspicuus Playford.
Spinozonotriletes cf. conspicuus Playford, Pl. 3 , fig. 8,9.



Spinozonotriletes cf. tenuispinus Hacquebard.
? Spinozonotriletes cf. tenuispinus Hacquebard.
Spinozonotriletes uncatus Hacquebard, Pl. 22, fig. 3 ; Pl. 23, fig. 16.
Spinozonotriletes cf. uncatus Hacquebard.
Spinozonotriletes cf. uncatus Hacquebard.
Spinozonotriletes cf. uncatus Hacquebard.

Stenozonotriletes illepidus Ishchenko.
? Stenozonotriletes sp.

Tumulispora ordinaria Staplin et Jansonius.

Unidentified GSC n° 25499 (Voir Dictyotriletes trivialis) Pl. 23, fig. 23.

Vallatisporites pusillites (Kedo) Dolby et Neves, Pl. 5, fig. 12 ; Pl. 14 , fig. 9 ; Pl. 25 , fig. 1.

Hymenozonotriletes pusillites Kedo.

Vallatisporites vallatus Hacquebard, Pl. 6 , fig. 1, 2 ; Pl. 14 , fig. 11.
Vallatisporites verrucosus Hacquebard, Pl. 14, fig. 10.

Verrucosisporites atratus (Naumova) Dolby et Neves.
Verrucosisporites congestus Playford.
Verrucosisporites nitidus (Naumova) Playford, Pl. 14, fig. 1 ; Pl. 25, fig. 7 ; Pl. 27, fig. 7.
Verrucosisporites primitivus (Ishchenko) Dolby et Neves.
Verrucosisporites rotundus (Naumova) Dolby.
Verrucosisporites scoticus Sullivan, Pl. 19 , fig. 10.

3e PARTIE

I.U.G.S. Subcommission on Carboniferous Stratigraphy

Report and Proceedings of the Meeting of the I.U.G.S. Subcommission on Carboniferous Stratigraphy held in Liège, 16th to 18th April, 1969

T.N. GEORGE[1], President & R.H. WAGNER[2], Secretary

The Subcommission enjoyed the hospitality of the University of Liège and of the Institut National des Industries Extractives (INIEX), through the kindness of Professor S. Leclercq and Dr. P. Stassen, respectively. Receptions were given by the University, INIEX, and the Maire of the City of Liège. Subsequent to the meeting, excursions were held in the region of Dinant (19th to 20th April) and in Saarland (21st to 22nd April). Apart from reports on the excursion areas, the following contributions were presented for publication (those read during the S.C.C.S. meeting are marked with an asterisk, those read or introduced during the C.I.M.P. meeting are marked with a double asterisk).

1. Contributions

R.L. AUSTIN, R. CONIL, G. DOLBY, M. LYS, E. PAPROTH, F.H.T. RHODES, M. STREEL, J. UTTING & D. WEYER. Les couches de passage du Dévonien au Carbonifère de Hook Head (Irlande) au Bohlen (D.D.R.).

* R.L. AUSTIN, R. CONIL & S. HUSRI. Correlation and age of the Dinantian rocks North and South of the river Shannon, Ireland.

R.L. AUSTIN & F.H.T. RHODES (in collaboration with J. BOUCKAERT, R. CONIL, M. LYS & H. PIRLET). New Dinantian conodont faunas of France and Belgium, a preliminary report.

* J. BOUCKAERT & A. C. HIGGINS. The position of the Mississippian/Pennsylvanian boundary in the Namurian of Belgium.

* A. BOUROZ, H. GRAS & R.H. WAGNER. A propos de la limite Westphalien/Stéphanien et du Stéphanien inférieur.

** A. COMBAZ & M. STREEL. Microfossiles végétaux du Tournaisien inférieur dans le core-drill de Brévillers (Pas-de-Calais).

1 Department of Geology, The University, Glasgow W. 2., Scotland (U.K.).

2 Department of Geology, The University, St George's Square, Sheffield 1, England (U.K.).

R. CONIL & M. LYS. Données nouvelles sur les Foraminifères des couches de passage du Famennien au Tournaisien dans l'Avesnois.

*/** G. DOLBY. Spore assemblages from Devonian/Carboniferous transition measures in South-West Britain and Southern Eire.

* J. DOUBINGER. Réflexions sur la flore du Mont Pelé (Bassin d'Autun).

** H. KAISER. Die « *Hymenozonotriletes lepidophytus* Zone » auf der Bäreninsel.

* M. KALIBOVÁ. The significance of megaspores for the stratigraphic zoning of the Plzeň Basin.

** J.P. LAVEINE. Note préliminaire sur les spores *in situ* de quelques Pécoptéridées houillères. Implications paléobotaniques et stratigraphiques.

P.G. LLEWELLYN, I.R. HOSKIN & J. BACKHOUSE. Preliminary report on Lower-Middle Tournaisian miospores from the Hathern Anhydrite Series, Hathern borehole, Leicestershire, England.

** D.C. McGREGOR. *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo and associated spores from the Devonian of Canada.

B.L. MAMET & B.A. SKIPP. Preliminary foraminiferal correlations of early Carboniferous strata in the North American Cordillera.

B. OWENS. Recognition of the Devonian/Carboniferous boundary by palynological methods.

E. PAPROTH & M. STREEL. Corrélations biostratigraphiques près de la limite Dévonien/Carbonifère entre les faciès littoraux ardennais et les faciès bathyaux rhénans.

* A. RABITZ. Übersicht der Entwicklung der marinen Horizonte im flözführenden Ruhrkarbon und Ausblick auf die Verhältnisse im Aachener Revier.

*/** J. UTTING & R. NEVES. Miospores from the Devonian/Carboniferous transition beds of the Avon Gorge, Bristol, England.

** W.F. von ALMEN. Miospores from Devonian/Mississippian boundary, Carter County, Oklahoma, U.S.A.

* R.H. WAGNER. An Outline of the Carboniferous Stratigraphy of Northwest Spain.

* R.H. WAGNER, D.G. JONES, E. SPINNER & C.H.T. WAGNER-GENTIS. The upper Cantabrian rocks near Inguanzo, eastern Asturias, Spain.

* R.H. WAGNER & C.F. WINKLER PRINS. The stratigraphic succession, flora and fauna of Cantabrian and Stephanian A rocks at Barruelo (Palencia), N. W. Spain.

2. Stephanian chronostratigraphic units

Following the establishment of a working group, headed by Dr. A. Bouroz, on the subdivisions of the Stephanian (see Subcommission Report, Sheffield 1967, *sub* 5) a progress report was presented by Dr.

Bouroz *et al.* It reached the conclusion that recent work indicated the time equivalence of rocks in the lower part of the succession in the Cévennes coalfield of France with most of the « Cantabrian » of Northwest Spain. It also recognised the existence of a stratigraphic gap below the Holz Conglomerate of the succession in Saar/Lorraine. The recent correlations, combined with the inadequacies of the succession in Saar/Lorraine, led the Subcommission to withdraw the following recommendations which were proposed and agreed, in 1967, *viz.* (a) that the Stephanian base be defined at Tonstein 60 (coincident with the W_1-W_2 spore zone boundary) in the Lorraine sequence ; and (b) that in consequence the stratotypic locus for the basal part of the Stephanian be designated as Lorraine. A final decision on the base of the Stephanian has now been postponed, and the Subcommission requested Dr. Bouroz and his working group to present a further report at the next general meeting of the Subcommission in Krefeld, 1971.

3. Westphalian B-C

The Subcommission requested Drs. Josten, Laveine and Calver to contribute general summaries on the stratigraphy of coalfields in Western Germany, the North of France and in Britain respectively, so as to assist the Subcommission in determining the most suitable location for permanently accessible stratotypes. These reports will be circulated to interested members of the Subcommission.

4. Westphalian B-C and Westphalian C-D

The Subcommission also decided to establish working groups to consider stratotypes and the boundaries between chronostratigraphic units in the Westphalian. Drs. K.H. Josten and M.J.M. Bless agreed to be responsible for a working group concerned with Westphalian B-C. Dr. J.P. Laveine similarly agreed to be responsible for a working group concerned with Westphalian C-D. A close collaboration between these two working groups is envisaged.

5. Carboniferous Stages / Series

The matter of rank of the various chronostratigraphic units of the Carboniferous of Western Europe was discussed, but no agreement was reached on (a) the equivalence in rank of Dinantian on the one hand and Namurian, Westphalian and Stephanian on the other ; and (b) the matter of according Westphalian and Stephanian the rank of a Series, or, alternatively, that of a Stage.

6. International Congress of Carboniferous Stratigraphy and Geology

On the recommendation of Dr. P. Vetter the Subcommission agreed to request the Congress to consider the desirability of spacing the Congress meetings a little more widely. An interval of about 6 years was suggested.

7. Field Meetings

On the recommendation of Dr. R.H. Wagner the Subcommission approved the organisation of field meetings at intervals between formal meetings of the Subcommission. Such field meetings are to be advertised to the entire Subcommission, and should offer as wide a range of interests as possible, even though it is realised that attendance is likely to be more restricted than that of formal meetings. It has been suggested that certain field meetings, outside the normal area of well known localities of Carboniferous rocks in Western Europe, may qualify for some financial support from the I.U.G.S. The promotion of field meetings shall be the responsibility of the Secretary of the Subcommission.

8. Publication of Proceedings

The Subcommission gratefully acknowledges the provision made by the University of Liège, under the general editorship of Dr. M. Streel, of the volume « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère », containing the contributions made during this Subcommission meeting and that held by the Commission Internationale sur la Microflore du Paléozoïque (C.I.M.P.). It also wishes to record its indebtedness to the parent body, I.U.G.S., for additional financial support.

9. Acknowledgements

The Subcommission has pleasure in expressing its gratitude to the hosts of this assembly, in particular Professor S. Leclercq and Dr. P. Stassen, and to the local organisers of the meeting, Dr. M. Streel and Dr. R. Noel. A special vote of thanks goes to Dr. Streel, whose efficient organisation is to a large extent responsible for the success of this meeting. The Subcommission is also indebted to the leaders of the field excursions, viz. Drs. R. Conil and H. Pirlet for the Dinant Excursion, and Dr. G. Kneuper and Mr. H.W. Weingardt for the Saar Excursion, who contributed in no small measure to the enjoyment and instruction of Subcommission members. Finally, the Subcommission wishes to record its indebtedness to Mr. J.A. Knight, who has given unstintingly of his time and effort as an Assistant Secretary.

PROCEEDINGS OF APRIL 16th, MORNING

Dr. M. Streel, on behalf of the University of Liège and the Institut National des Industries Extractives (INIEX), welcomed the members of the Subcommission. Professor T.N. George, President of the Subcommission, thanked Dr. Streel and formally opened the meeting. Professor George conveyed the apologies of Sir James Stubblefield who due to ill health was unable to attend the meeting, and who conveyed his best wishes for the success of the meeting. It was regretted that the Proceedings of the last meeting of the Subcommission, held in Sheffield in September 1967, were not yet published, due to printer's delay. The proofs of the relevant part of the Compte rendu of the 6th International Congress of Carboniferous Stratigraphy and Geology were, however, available for consultation by members of the Subcommission present in Liège. The President reminded the Subcommission that the discussions held in Sheffield indicated the presence of two major stratigraphic problems to be considered, i.e. 1/ the subdivisions of the Westphalian, and 2/ the Westphalian-Stephanian boundary and subdivisions of the lower Stephanian.

Discussion on the subdivisions of the Westphalian, and the problem of the Westphalian B-C boundary

The President read the relevant section of the Sheffield Report *(sub 6)*, and indicated that two problems presented themselves, viz. the position of the Westphalian B - C boundary and the location of the stratotype(s). A general discussion ensued.

J.P. Laveine : No new information on the problem of the Westphalian B-C boundary seems to be available since the Sheffield meeting. The main question seems to revolve around the relative merits of the successions proposed as stratotypes in Northern France and West Germany. Are the German workers in a position to enlarge on the report presented in Sheffield with regard to the new exposures of Westphalian C rocks in West Germany (mine and borehole information) ?

H. Fiebig : replied that over the last year new information on the higher Westphalian had become available as the result of mining activity and boreholes. This information, obtained in the Ibbenbüren area, would be published within a month. Mining is presently going on at an horizon at 700 m above the Aegir Marine Band, and a new borehole will provide additional information on the Westphalian C succession. It is hoped that this borehole will reveal the presence of the tonstein Maxence, facilitating correlation with the North of France. It was noted that no trace had been found thus far of the Top Marine Band which, by analogy with the Yorkshire coalfield in Britain, should be found at an approximate position of 500 m above the Aegir Marine Band.

E. Paproth : Above the Aegir Marine Band only some horizons with foraminifera have been found in West Germany. These horizons are not as well characterised as the higher marine bands in the British Coal Measures, which carry a well defined marine fauna. At present, it is impossible to decide which of these horizons would represent the Top Marine Band of the Yorkshire coalfield.

J. P. Laveine : The use of marine bands is naturally restricted, since they cannot be expected to extend over large areas ; e.g. one cannot expect the Aegir Marine Band to be identifiable in North Africa.

H. Fiebig : observed that a tonstein would also have a restricted occurrence, and would, therefore, be no better in this sense than a marine band.

J. Chalard : Il est nécessaire de placer la limite entre Westphalien B et Westphalien C à un niveau où il se produit un changement net dans la flore et la faune continentales, ceci pour permettre de retrouver la même limite dans les autres bassins, limniques ou paraliques. La limite pétrographique précise ne peut être choisie qu'ensuite. On a proposé le tonstein Maxence parce que c'est le seul repère pétrographique pratique existant au niveau proposé.

A. Rabitz : observed that the absence of information on the tonstein Maxence in Germany made it impossible to use this horizon as a boundary in this country, and made the following statement on the usefulness of the Aegir Marine Band.

« Die Aegir-Horizont unterscheidet sich durch seine relativ grosse Anzahl von Spezies und durch seine Brachiopoden-Fazies von allen anderen marinen Horizonten des Ruhr-Karbons. Da er mit den gleichen Eigenschaften auch in den westlichen Nachbarländern und darüber hinaus bis England eindeutig nachweisbar ist, sollten wir ihn als stratigraphische Grenze beibehalten ».

E. Paproth : requested information about the use of stratotypes, and wondered if it were not sufficient just to define the lower boundary of a chronostratigraphic unit.

T. N. George : replied that, according to Professor Hedberg (President of the Subcommission on Stratigraphic Classification), a stratotype is a rock section where the base of any given stage is defined.

E. Paproth : Für die Definition der Grenze ist die marine Fazies günstiger, weil marine Fossilien im allgemeinen sehr viel weniger abhängig von der Fazies als terrestrische sind. Alle älteren Grenzen im Silesium liegen im marinen Milieu und der Ägir-Horizont bietet die letzte Gelegenheit, die Westfal B-C Grenze ebenfalls im marinen Milieu zu definieren. Das Fehlen einer kontinuierlichen Überlieferung im marinen Milieu im Westfal B-C muss kein Argument gegen die Wahl des Ägir-Horizontes als Grenze sein. Wo die kennzeichnenden Fossilien fehlen, können andere Fossilien und andere Mittel zu Hilfe geholt werden. Der Stratotyp für die Westfal B/C Grenze — die Untergrenze des Ägir-Horizontes — könnte in einem Gebiet gesucht werden, in dem diese Schichten zu Tage treten.

J. P. Laveine : Should stratotypes be marine or continental ?

R. H. Wagner : We are presently concerned only with regional stratotypes for Western Europe. However, it would be useful if these regional stratotypes were defined with an eye on possible future correlations on the world wide scale. In this context, there is a case for the retention of the Ägir Marine Band as the lower limit to the Westphalian C stratotype, since this marine band apparently represents a eustatic transgression which might eventually be linked to an interglacial of the Upper Carboniferous Ice Age on Gondwanaland ; thus offering a possible means of world-wide correlation. It would seem doubtful that even a cineritic tonstein could be quite as widespread in its effect. Perhaps Dr. Chalard would care to comment on the areal extent of tonsteins.

J. Chalard : Les tonsteins ont une extension géographique du même ordre de grandeur que celle des niveaux marins. Ils ont même une extension plus grande puisque les niveaux marins n'existent que dans les bassins paraliques, tandis que les tonsteins existent également dans les bassins paraliques et dans les bassins limniques. Par exemple, le niveau marin d'Aegir n'existe pas dans le bassin de la Sarre et de la Lorraine et il n'est donc pas utilisable dans ce bassin, tandis que les tonsteins peuvent y être utilisés comme limites, aussi bien que dans les autres bassins.

T. N. George : We are presently concerned only with a regional, Western European set of stratotypes. It would be most useful to select these stratotypes in marine or largely marine successions, but, with the exception of some incompletely studied sequences in Spain, the Westphalian succession in Western Europe is predominantly of a continental facies. For the boundary between Westphalian B and C in Western Europe, it would seem useful to define this boundary at a line where a noticeable change in flora and fauna takes place. The problem seems to be to find changes which are sufficiently widespread to be useful for correlation, and to define an appropriate marker bed to coincide, even approximately, with such a biostratigraphic change.

M. A. Calver : The equivalent of the Aegir Marine Band, known as the Mansfield Marine Band, is well-known and widespread in Britain and this horizon is a reliable datum for correlation with the other coalfield areas of N.W. Europe. On the other hand, the various tonstein bands have not yet been studied sufficiently in Britain to be used for interbasinal correlation. The Top Marine Band is less extensive than the Mansfield horizon. Its position corresponds approximately with significant faunal, floral and palaeogeographic changes and it has therefore been adopted as a major line of correlation between the Middle and Upper Coal Measures of England and Wales. It has not been recognised in the coalfields of the Midland Valley of Scotland, where the major line of classification between the Middle and Upper Coal Measures is taken at Skipsey's (= Aegir) Marine Band.

K. H. Josten : Das Top-Marine Band ist im Ruhrkarbon nicht bekannt, wohl einige schwach-marine Horizonte.

J. P. Laveine : Wherever the boundary between Westphalian B and C is being taken, it should be at a line showing changes in flora and fauna. Such a change occurs at the horizon of tonstein Maxence in Northern France. This horizon would be a suitable boundary because it combines a noticeable palaeontological change with a well-marked and widespread marker bed.

K. H. Josten : Der Ägir Horizont ist in ganz Nordwesteuropa ausgebildet und gut zu identifizieren. Zusätzlich ändert sich im Bereich des Flözes Ägir auch die Flora, so dass man im allgemeinen, auch in Bohrungen, das obere Westfal B vom unteren Westfal C paläobotanisch unterscheiden kann. Im übrigen braucht ein Wechsel der Flora in verschiedenen Gebieten nicht gleichzeitig einzutreten, wie wir im Westfal C des Ruhrgebietes und des Ibbenbürener Karbons feststellen mussten.

R. H. Wagner : Could the French and German workers please inform us about the permanent accessibility of the proposed stratotype sections in Northern France and the Ruhrgebiet, respectively, and state clearly where mine and/or borehole information is involved.

J. P. Laveine : The sections in Northern France are in coal mines which are scheduled to be closed in ten years time.

K. H. Josten : The Westphalian D (Piesberg) and certain parts of Westphalian C are available in outcrop ; furthermore, good sections of Westphalian B and C exist in coal mines, some of which will continue to be worked for a long time, whilst others are scheduled to be closed.

R. H. Wagner : Perhaps the British workers could inform us on the permanent accessibility of Westphalian rock sequences in South Wales and other coalfields in Great Britain.

D. G. Jones : The accessibility and completeness of the Westphalian succession in South Wales is very good. All the marine bands are present and can be seen in surface exposure. Also the correlation — by means of these marine bands — is assured with Northern France and the Ruhr District. The succession in South Wales is not only complete in terms of rock sequence, but also contains abundant floras and non-marine lamellibranchs throughout.

T. N. George : wanted to know whether a shift to South Wales of the type section is envisaged, and wondered if this would entail any changes in the concept of Westphalian A, B and C as we know it.

R. H. Wagner : If it would be decided that South Wales provides a more suitable stratotype for Westphalian stages than either the Ruhr District or Northern France, this should not entail a change in concept of Westphalian A, B. and C, since the exact correlation between these areas is not in doubt

(thanks to the various marine bands). Can we perhaps reach agreement about the requirements for a stratotype, so that the relative merits of the various different areas can be assessed ?

T. N. George : stated that a stratotype should be well defined and permanently accessible.

K. H. Josten : Sowohl der marine Horizont Ägir als auch der Wechsel der Flora im (jetzigen) höheren Westfal C haben als stratigraphische Grenze Vor - und Nachteile. Da es wohl, wie die Diskussion zeigt, im Augenblick nicht möglich ist, die beste Grenze zwischen dem Westfal B und C festzulegen, schlage ich folgendes vor : Die Vertreter der einzelnen Länder stellen jeweils ein Profil des Westfals C zusammen, mit einer stratigraphischen Untergliederung. Dazu sollen die stratigraphisch wichtigsten Merkmale (Makrofauna, Mikrofauna, Makroflora, Mikroflora, Tonsteine, etc.) angegeben werden. Diese Unterlagen sollen gegenseitig ausgetauscht werden, so dass wir uns bis zum Karbonkongress 1971 Klarheit darüber schaffen können, wo die besten Leithorizonte liegen. Danach dürfte es auch leichter fallen, den am besten geeigneten Stratotypen zu finden. Diese Unterlagen, die gegenseitig ausgetauscht werden sollen, können gleichzeitig als Arbeitsgrundlage für die Diskussionen der nächsten Sitzung dienen. Vielleicht ist dann, wenn wir in Westeuropa Ergebnisse vorliegen haben, der nächste Schritt möglich, dass wir auch mit aussereuropäischen Ländern genauer vergleichen können.

T.N. George : invited Drs. Laveine, Josten and Calver to prepare summaries of prospective stratotype successions in Northern France, West Germany and South Wales, respectively. These summaries should include proposals for specifically designated rock sections, and contain clear information about the kind of exposure (viz. outcrop, mine and borehole) and the likelihood of permanent accessibility (including the possibility of preservation as officially protected sites). It was requested that these summaries should be available for publication in the « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère » (Liège 1969), and in print before the end of 1970.

M. J. M. Bless : The Carboniferous Congress in Heerlen, 1927, decided that the Westphalian should be divided into several units. As the boundaries between these units widespread and well-known marine bands were selected, viz. the Sarnsbank M.B. at the base of Westphalian A, the Katharina M.B. at the base of Westphalian B, and the Aegir M.B. at the base of Westphalian C. Each of these marine bands was characterised by a special fauna. In 1930 some « Richt-Schnitte » were measured in the Ruhr District. These were considered to be typical sections for Westphalian A, B and C. Since then, numerous workers have investigated the marine bands and non-marine successions of the Westphalian in north-western Europe. The exact meaning of Westphalian A, B and C in this area is now well known.

According to the code proposed by the International Subcommission on Stratigraphic Terminology (now the Subcommission on Stratigraphic Classification) in 1960 and 1964, a chronostratigraphic unit is defined by a speci-

fically designated stratotype or reference section — with preferably correlatable upper and lower limits — which is fundamentally independent of all physical and palaeontological bases for stratigraphic subdivision and which may cut across the boundaries of lithostratigraphic and biostratigraphic units. The present Westphalian B/C boundary complies in all respects with these conditions, if we accept as the formal stratotype the « Richt-Schnitte » of 1930 (which are no longer accessible) or their replacement, the « Richtschichtenschnitte » described by Fiebig over the last ten years. On the other hand, since these sections may no longer be accessible in a few years time (due to mine closures), it may be desirable to transfer the reference section to another area where permanent accessibility can be guaranteed, i.e. if the present stratigraphic boundaries can be maintained.

If it should be decided to change the boundary between Westphalian B and C, the meaning of these chronostratigraphic units would be altered ; thus causing confusion.

J. P. Laveine : The Aegir Marine Band appeared to be the best limit between Westphalian B and C at the time it was first proposed (1927), but this is not necessarily the position at present.

H. Bode : The proposed moving of the Westphalian B/C limit entails the difficulty that it introduces a new concept of Westphalian B and C, and that it forces future workers to state whether they refer to Westphalian B/C *sensu* 1927 or Westphalian B/C *sensu* 1969. It is axiomatic that a term, which has been in general use, can be abandoned, but cannot be changed in meaning. It would, therefore, become necessary to abandon Westphalian A, B and C, and change, for instance, to Westphalian 1, 2 and 3. If it is decided to abandon the Aegir Marine Band, the limit between Westphalian B and C can only be defined on fossil flora. This is possible, but cannot give as sharp a limit as is provided by the Aegir Marine Band.

A. Rabitz : Even though changes are permissible, il seems advisable to retain the established usage if there are no grave objections against this.

R. H. Wagner : During the Subcommission meeting of Sheffield, 1967, it was decided that the Namurian should be regarded as a Series which contained a number of stages. By analogy the Westphalian and the Stephanian should then also be recognised as Series, and the subdivisions Westphalian A, B, C, D and Stephanian A, B, C, regarded as stages, and formally named as such.

T. N. George : proposed to regard the Dinantian, Namurian, Westphalian and Stephanian as chronostratigraphic units of equivalent rank, and to recognise these units as Series. The question now arises whether it is right to continue with the informally named sub-divisions Westphalian A, B, C, etc. It may be considered more correct to give formal stage names to these units.

H. Bode : objected that the unit of equivalent rank to the Dinantian was the Silesian, incorporating the Namurian, Westphalian and Stephanian.

R. H. Wagner : The Silesian has been used as just another name for the Upper Carboniferous in continental facies in Western Europe. As a name it has not gained universal currency, and as a concept it is superfluous if Namurian, Westphalian and Stephanian are applied as major stratigraphic units. It may also be noted that it has never been defined as a chronostratigraphic unit with a specific type area.

E. Paproth : Bevor man sich entschliesst den Begriff « Silesium » fallen zu lassen, sollte man sich versichern in welcher Form er auf der Sitzung dieser Subcommission gebilligt worden ist. Wenn ich mich recht erinnere, ist der Begriff « Silesium » formell eingeführt worden. Er soll den Begriff « Oberkarbon » im Sinne der west-europäischen Geologen ersetzen, um eine Verwechslung mit dem Begriff « Oberkarbon » sowjetischer Geologen zu vermeiden. Ich bin aus diesem Grund dagegen, den Begriff « Silesium » jetzt wieder fallen zu lassen.

R. H. Wagner : The « Silesian » has been proposed as a replacement of « Upper Carboniferous » in the West European sense (see Int. Geological Congress Copenhagen 1960, pt. XXVIII, p. 288) in order to avoid confusion with the Russian « Upper Carboniferous » which roughly equals Stephanian. A proposal does not imply universal acceptance and it would seem that usage of the term since 1960 is not so intensive as to make abandonment of this term in 1969 a major embarrassment. The usefulness of the term is debatable, since it merely groups together Namurian, Westphalian and Stephanian, and sets the sum total of these units against Dinantian. It could be argued that this gives excessive weight to the Dinantian which, both in duration and number of successive fossil zones, is probably more comparable to each of these units separately. The relatively new term « Silesian » could be made redundant by assigning the same rank to Namurian, Westphalian, and Stephanian as has been accorded the Dinantian, i.e. to divide the Carboniferous in Europe into the Dinantian, Namurian, Westphalian and Stephanian Series. This would bring the general usage in line with the accepted usage of Namurian as a Series (see Report of the Subcommission meeting in Sheffield 1967), and would also provide a certain degree of parity with the main stratigraphic units recognised by Soviet geologists (which may be useful in the future when it is tried to establish a uniform set of chronostratigraphic units all over Europe). It is, therefore, proposed to suppress " Silesian " as a superfluous term, and to recognise Dinantian, Namurian, Westphalian and Stephanian as units of equivalent rank, to be considered as Series.

Written contribution by *W. P. van Leckwijck* (who did not attend this part of the meeting) : I would like to draw the attention of the members of the Subcommission to the fact that Silesian as a stratigraphic unit was not merely a « proposal » but a « decision » made by the Subcommission and subsequently ratified by the " Commission on Stratigraphy " and by the International Geological Congress, at its final General Assembly in Copenhagen in 1960. If the Subcommission now decides to drop Silesian, this will once again require ratification from the overall Commission and from the IGC at its final General Assembly in Montreal in 1972.

It may be useful to add another argument to the one raised by Dr. Eva Paproth, for the adoption of Silesian as a formal unit. You will remember that in 1951 at Heerlen, the Americans presented a proposal to drop the Carboniferous as a System and to consider the Mississippian and the Pennsylvanian as Systems. This was supported by a very small minority of European stratigraphers who were ready to raise the European units then named Lower Carboniferous and Upper Carboniferous to the status of systems, because they were more or less the equivalent of the Mississippian and the Pennsylvanian. However, the great majority of European geologists were not in favour of this modification and it was decided to maintain Carboniferous as a System. This did not satisfy the Americans who said they would go on considering Mississippian and Pennsylvanian as separate units of systemic rank. In order to reconcile these conflicting propositions, it was admitted that Mississippian and Pennsylvanian would be considered as « sub-systems » (or systems of provisionally non worldwide usage), although this term had not up to now been given a formal status in the hierarchy of stratigraphic units ; Carboniferous would be kept to designate the formal System. At the same time it was agreed that the Westeuropean approximate equivalents of Mississippian and Pennsylvanian, i.e. the Lower and Upper Carboniferous, should also be considered as sub-systems for European usage. It was however deemed more appropriate to give them, as was the case for the American sub-systems, geographical names. In the Lower Carboniferous there were already two names in existence : Dinantian and Avonian ; for priority reasons, Dinantian was chosen. For the Upper Carboniferous, the word Silesian was coined by Pruvost and unanimously accepted by the Subcommission. In order not to have to reconsider the whole problem once again, it would be advisable not to suggest a rather slight modification such as the dropping of a term, which, besides, serves its purpose.

If Dinantian and Silesian are sub-systems, then Tournaisian and Viséan, and also Namurian, Westphalian and Stephanian obviously have to be Series. How would our American Colleagues react, if the Europeans decided to relegate the Dinantian, that is their Mississippian, back to the status of a Series, when they want it to be a full-blown System ?

T.N. George : mentioned the tentative correlation between Northwestern Europe and Russia, as proposed by Russian geologists during the Carboniferous Congress in Heerlen 1958.

R. H. Wagner : Some aspects of the correlation proposed by the Russians in 1958 have to be regarded as truly tentative and subject to revision as soon as detailed information on interlocking marine and continental deposits in Spain and the Alps makes it possible to integrate the information on fusulinid and other marine fossil zones with that on continental floras and faunas in Western Europe.

T. N. George : stated that the Russian succession of chronostratigraphic units should be regarded as another regional stratigraphic scheme which,

for the time being, should be kept fully independent from the regional Western European scheme.

Proceedings of 16th April afternoon

Four papers were read on the subjects of Dinantian and Namurian stratigraphy, the Devonian/Lower Carboniferous boundary, and the Mississippian/Pennsylvanian boundary in terms of West European chronostratigraphy.

(See discussions at the end of these papers).

Proceedings of 17th April

Four papers were read, first on Upper Carboniferous marine bands in the Ruhr District, and afterwards on primarily Stephanian rocks in Spain, France and Saar/Lorraine.

(See discussions at the end of these papers).

Proceedings of 18th April

A general discussion on the activities of the Subcommission on Carboniferous Stratigraphy was followed by the presentation of papers on Stephanian flora in Autun, France, megaspores in the Plzeň basin of Czechoslovakia, and the co-existence of certain macro- and microfloral remains with marine fauna in a « Cantabrian » locality of eastern Asturias, Spain.

(See discussions at the end of these papers).

Discussion on future activities

1. Next meeting of Subcommission

A discussion was held about the next general meeting of the Subcommission which is to be on the occasion of the 7th Int. Congress of Carboniferous Stratigraphy and Geology. It was decided to restrict the Subcommission meeting to two days preceding the congress, i.e. the 21st and 22nd of August, 1971. A report on the Subcommission proceedings will be given by the President on the last day of the congress, and, if necessary, the meetings of the Subcommission will continue on one or two evenings during the congress.

2. International Congress of Carboniferous Stratigraphy and Geology

Members of the Subcommission raised the matter of spacing of the Carboniferous Congress meetings, and it was agreed to make a representation to the Permanent Organising Committee of the Congress to consider a wider spacing of congress meetings, e.g. every 6th year.

3. Field Meetings

It was suggested and approved that the Subcommission organise field meetings in the years between formal general meetings. These meetings are to be organised through the Secretary of the Subcommission and are official though informal Subcommission meetings. They should be advertised not only in Western Europe but also in Eastern Europe and America, since these may be occasions for a comparison between the West European chronostratigraphic scale and those erected in North America and Russia. It is also hoped that the Subcommission may be able to arrange field meetings in Eastern Europe, and Prof. W. P. van Leckwijck suggested that support for such meetings be requested from IUGS. A suggestion that the first field meeting be held in 1970 in Spain met with general approval. It was further suggested that the next one might well be held in the Alps ; the aim being to meet first on the less familiar areas. Although these field meetings should be organised to offer the widest possible range of Carboniferous strata, it is understood that these will not be occasions for a reunion of the entire Subcommission.

4. Programme for the general meeting in Krefeld, 1971

On the suggestion of the President the following general programme for this meeting was accepted :

(1) Further reports on the subdivision of the Stephanian, and on the Westphalian/Stephanian boundary, by the working group headed by Dr. A. Bouroz.
(2) Reports to be presented on the Westphalian B/C stratotypes.
(3) Reports on the Westphalian C/D stratotypes.
(4) Reports on the Devonian/Carboniferous junction.
(5) Any other papers that may be brought forward by individual members of the Subcommission.

5. New Working Groups

It was further decided to establish working groups on the problems of (1) the Devonian/Carboniferous junction, (2) the Westphalian B/C stratotypes and (3) the Westphalian C/D stratotypes. Dr. M. Streel was proposed as chairman of the first working group, Drs K. H. Josten and M. J. M. Bless for the second group, and Dr. J. P. Laveine for the third. The chairmen of these working groups cordially invite any contribution that can be made to a further solution of the problems in hand.

Publication and dissemination of reports

1. For the publication of the Proceedings of the Liège meeting, contributors to the volume « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère » were requested to send palynology papers to Dr. M. Streel and the other stratigraphy papers to Dr. R.H. Wagner.

2. During the meeting of 16th April, it was decided that Drs. Laveine, Josten and Calver would present summaries on the respective merits as Westphalian stratotypes of the coalfields of Northern France, West Germany and Britain and that these reports would be published. However, in the meeting of 18th April it was considered advisable to treat these reports as internal and to present them to members of the Subcommission in cyclostyled form. They will be distributed by Drs. K.H. Josten and M.J.M. Bless to interested members of the Subcommission.

Journal on stratigraphic type sections

Professor W.P. van Leckwijck drew the attention of the Subcommission to the recent establishment of a journal designed to take contributions on stratigraphic type sections and related information. This journal welcomes reports that will incite discussion, and will publish the discussions in full.

The editor is Dr. G. Lüttig, Niedersächsisches Amt für Bodenforschung, Alfred Bentz Haus, Postfach 54, Hannover-Buchholz, G.F.R.

Les couches de passage du Dévonien au Carbonifère de Hook Head (Ireland) au Bohlen (D.D.R.)

R. AUSTIN [1], R. CONIL [2], G. DOLBY [3], M. LYS [4], E. PAPROTH [5], F.H.T. RHODES [6], M. STREEL [7], J. UTTING [8] & D. WEYER [9]

Avec 2 hors-texte.

Le but de cette courte notice et surtout des deux hors-texte qu'elle introduit est de présenter, d'une manière aussi synthétique et homogène que possible, les données « 1970 » d'un problème à l'ordre du jour des précédents comme du prochain Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère. Il s'agit de la définition précise et adéquate de la limite entre les systèmes Dévonien et Carbonifère et sa matérialisation sur une coupe de référence.

Ces hors-texte n'ont d'autre ambition que d'exposer les faits : pour cette raison ne sont pas mentionnées les diverses propositions souvent contradictoires ou ambiguës faites dans la littérature concernant l'âge des couches de terrains représentées.

1 Geology Department, The University, Southampton, England.

2 Institut Géologique de l'Université, rue St-Michel 6, Leuven, Belgique.

3 Geology Department, King's College, Strand, London W.C. 2, England.

4 C.N.R.S. Géologie Historique, Faculté des Sciences, 91 Orsay, France.

5 Geologisches Landesamt, Nordrhein-Westfalen, Krefeld, B. R. Deutschland.

6 Department of Geology and Mineralogy, University of Michigan, Ann Arbor 48104, Michigan, U.S.A.

7 Laboratoire de Paléontologie végétale, Université, Place du Vingt-Août, 7, Liège, Belgique.

8 Geology Department, The University, St George's Square, Sheffield 1, England.

9 Zentrales Geologisches Institut, 44 Invalidenstrasse, Berlin 4, Deutsche Demokratische Republik.

Tous ces profils ont fait l'objet de publications récentes dont les références sont indiquées sur les hors-texte. Ces profils ne sont donc pas commentés ici, à l'exception du profil de Bohlen pour lequel des informations inédites sont présentées par D. Weyer (voir texte allemand).

Les auteurs de cette notice croient qu'il est nécessaire de faire coïncider la base du Tournaisien et la limite Dévonien/Carbonifère et que, par conséquent, une définition et un stratotype communs doivent être validés. L'étage représente l'unité de base de la classification chronostratigraphique ; il est défini en se référant à une séquence spécifique de roches représentant un seul interval de temps dans un stratotype. Le stratotype d'un étage peut consister en une seule coupe type désignée ou en plusieurs coupes séparées qui, ensemble, représentent complètement l'intervalle concerné. Le plus important est la désignation de la limite inférieure de l'étage.

Dans un but pratique, la base d'un étage peut être tracée dans le stratotype à la base d'une biozone commode. (La présence de cette biozone dans une autre séquence que le stratotype n'implique pas nécessairement une corrélation isochrone entre les deux successions de couches). Le sommet d'un étage est délimité par la base de l'étage qui lui succède, lequel peut avoir ou ne pas avoir sa coupe type dans la même région.

En général, un stratotype devrait être :

— fossilifère (contenant des organismes fossiles aussi diversifiés que possible) ;

— d'origine marine ;

— dépourvu de perturbation d'origine tectonique ;

— dépourvu de lacunes et discordances ;

— d'accès facile et

— protégé de sa destruction.

Les symboles Fa2c à Tn2a représentent les subdivisions du Famennien supérieur et du Tournaisien inférieur qui ont reçu jusqu'à présent la définition biostratigraphique la plus complète dans la région type franco-belge. (Voir notamment Bouckaert, Streel & Thorez 1968, et Conil, Pirlet & Lys 1967). La *base du Tn2a* est placée au sommet du banc 234 à Anseremme ; la *base du Tn1b,* à la base du banc 159 à Anseremme ; la *base du Tn1a,* à la base du terme q à Avesnelles ; la *base du Fa2d,* à la base du banc 96 à Rivage-gare.

La limite Famennien/Tournaisien qu'elle suggère (limite Fa2d/Tn1a) ne constitue en aucun cas un choix de notre part. Il convient

d'ailleurs de rappeler que d'autres positions stratigraphiques de la limite Famennien/Tournaisien ont été proposées dans la région type franco-belge, soit plus haut (le T1 de Dupont 1882 et de Forir, Soreil & Lohest 1899), soit plus bas (les Tn1aα, β de Conil 1964).

Nous croyons utile de reproduire ci-dessous une partie du « Report of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on Carboniferous stratigraphy » (6^e Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, Sheffield 1967, Volume I, 1969, pp. XLIV-XLV) : « The Subcommission... (Voir texte anglais).

Die Schichten an der Devon-Karbon-Grenze, von Hook Head (Ireland) bis zum Bohlen (D.D.R.)

Mit 2 Falttafeln im Anhang

Der Zweck dieser kurzen Notiz und besonders der beiden Tafeln im Anhang ist es, den gegenwärtigen (1970) Stand eines Problems darzustellen, das die vergangenen internationalen Karbon-Kongresse (Internationalen Kongresse für die Stratigraphie und Geologie des Karbons) beschäftigt hat und mit dem sich auch der kommende Kongress wieder befassen wird. Es handelt sich um die genaue und erschöpfende Definition der Grenze zwischen den Systemen Devon und Karbon und ihre Verkörperung in einem Richt-Schnitt.

Die Tafeln im Anhang wollen allein die Tatsachen darstellen. Es wird darauf verzichtet, auf die verschiedenen, oft widersprüchlichen und mehrdeutigen Äusserungen einzugehen, die über das Alter der Schichten in den betrachteten Gebieten veröffentlicht worden sind.

Alle dargestellten Profile sind neueren Arbeiten entnommen ; die Zitate sind auf den Tafeln angegeben. Die Profile werden im allgemeinen im Text nicht erläutert, nur zum Bohlen-Profil hat Dr. Weyer einige Bemerkungen gemacht.

Die Verfasser dieser Notiz halten es für wünschenswert, dass die Grenze zwischen dem Devon und dem Karbon mit der Untergrenze des Tournaisiums zusammenfällt, dass also für beide eine gemeinsame Definition und ein gemeinsamer Stratotyp gelten sollten. Die Stufe ist die Grund-Einheit der chronostratigraphischen Klassifizierung ; sie wird mit Hilfe einer Gesteinsfolge definiert, die einen bestimmten

Zeit-Abschnitt in einem Richt-Profil verkörpert. Der Stratotyp der Stufe kann aus einem bestimmten Richt-Profil bestehen oder aus mehreren, getrennten Abschnitten zusammengesetzt sein (« composite stratotype »), die zusammen, ohne dass sich die als typisch gekennzeichneten Abschnitte überlappen, den betreffenden Zeitabschnitt verkörpern. Am wichtigsten ist die Kennzeichnung der unteren Stufen-Grenze.

Aus praktischen Gründen kann die Untergrenze einer Stufe im Richt-Profil an die Untergrenze einer Bio-Zone gelegt worden. (Der Nachweis dieser Bio-Zone in einem anderen als dem Richt-Profil bedeutet nicht notwendig die Gleichaltrigkeit der beiden Schichtfolgen.) Die Obergrenze einer Stufe wird durch die Untergrenze der nächst folgenden Stufe bestimmt, deren Richt-Profil in der gleichen oder einer anderen Gegend liegen kann.

Im allgemeinen sollte ein Richt-Profil :

— Fossilien führen,

— in marinen Milieu entstanden sein,

— keine tektonischen Störungen enthalten,

— keine Schichtlücken und Diskordanzen aufweisen,

— leicht zugänglich und

— vor Zerstörung geschützt sein.

Die Symbole Fa2c bis Tn2a bezeichnen die Glieder des oberen Famenniums und des unteren Tournaisiums, die im belgischen und französischen Typus-Gebiet am vollständigsten biostratigraphisch definiert sind (vgl. besonders Bouckaert, Streel & Thorez 1968 und Conil, Pirlet & Lys 1967).

Die Untergrenze des Tn2a liegt im Dach der Bank 234 in Anseremme ; die Untergrenze des Tn1b liegt an der Untergrenze der Bank 159 in Anseremme ; die Untergrenze des Tn1a liegt an der Untergrenze des Abschnitts q in Avesnelles ; die Untergrenze des Fa2d liegt an der Basis der Bank 96 im Bahnhof Rivage. Die in dieser Gliederung angenommene Grenze zwischen Famennium und Tournaisium (die Grenze Fa2d/Tn1a) stellt keine Wahl unsererseits dar. Es wird hier auch daran erinnert, dass für die Grenze zwischen Famennium und Tournaisium französischen und belgischen Typus-Gebiet andere stratigraphische Positionen vorgeschlagen worden sind und zwar sowohl höhere (das T1 von Dupont 1882 und von Forir, Soreil & Lohest 1899) als auch tiefere (Tn1aα, β von Conil 1964).

Wir halten es für richtig, hier einen Abschnitt aus dem « Report of the International Union of Geological Sciences, Subcommission

on Carboniferous stratigraphy » wiederzugeben (6e Congr. Intern. Stratigr. Géol. Carbon., Sheffield 1967, C. R. Bd. I, S. XLIV f.) :

« The Subcommission... (Siehe englischen Text).

Der Aufschluss am Bohlen (D. Weyer)

Südlich von Saalfeld in Thüringen stehen am Steilhang der Saale am Bohlen und in einigen benachbarten Aufschlüssen oberdevonische und unterkarbonische Schichten an. In ihnen sind sämtliche biostratigraphischen Zonen von der *Manticoceras*-Stufe des basalen Oberdevons bis zur *Gattendorfia*-Stufe des tiefsten Unterkarbons mit zahlreichen Fossilien (vor allem Ammonoidea, Trilobita, Ostracoda, Conodontida) nachgewiesen. An die Kalkknoten-Schiefer der *Gattendorfia*-Stufe schließt sich im Hangenden die rein klastische Schichtfolge des thüringischen Kulms an ; ihr basaler Horizont, der Ruß-Schiefer, ist ein Äquivalent des belgischen Mittel- und Obertournai.

Der Aufschluss am Bohlen gehört zu den am frühesten und gründlichsten untersuchten Profilen. Die letzte zusammenfassende Bearbeitung stammt von H. Pfeiffer (1954). Die verschiedenen stratigraphisch bedeutsamen Fossilgruppen sind in mehreren Spezialarbeiten behandelt worden — Ammonoidea (O.H. Schindewolf 1952 ; H. Pfeiffer 1959), Trilobita (R. & E. Richter 1926, 1951 ; H. Pfeiffer 1954, 1959), Ostracoda (H. Blumenstengel 1959, 1965 ; J. Gründel 1961, 1962), Conodontida (J. Helms 1959, J. Gründel 1961).

Exakt horizontierte neue Aufsammlungen von K. Bartzsch, Saalfeld, lieferten wichtige Goniatiten-Funde aus der Zone des *Gnathodus kockeli* Bischoff 1957 an der Basis der *Gattendorfia*-Stufe. Von *Imitoceras acutum* Schindewolf 1923, dem Leitfossil der von E. Vöhringer (1960) vorgeschlagenen ältesten karbonischen Goniatiten-Zone, liegen drei Exemplare aus Kalkknoten-Schiefern im Bereich 0.3-0.7 m über dem Hangenden Quarzit vor. Aus dem gleichen Niveau stammen zwei Arten einer neuen, phylogenetisch wichtigen Ammonoidea-Gattung, die *Gattendorfia* Schindewolf 1920 in Sutur und Gehäuseform gleicht, aber kräftige Spaltrippen, ähnlich wie einige Pericyclinae, besitzt. *Gattendorfia subinvoluta* (Münster 1839) ist in einer Kalkbank 0.7 m über dem Hangenden Quarzit nachgewiesen worden. Die Korallen der Saalfelder *Gattendorfia*-Stufe sind identisch mit entsprechenden Funden aus der *Gattendorfia*-Stufe des Rheinischen Schiefergebirges und deutlich verschieden von den Korallen-Faunen der mitteleuropäischen *Wocklumeria*-Stufe.

Transitional Devonian/Carboniferous Sequences between Hook Head (Ireland) and Bohlen (D.D.R.)

With 2 text-figures

The aim of this short paper and particularly of the two figures it introduces is to present, as synthetically and homogeneously as possible, the « 1970 » information on a problem which was discussed at the 6th International Congress of Carboniferous Stratigraphy and Geology and which will be again on the agenda of the next Congress. The matter is to define accurately and adequately the limit between the Devonian and Carboniferous Systems and to materialize it on a type section.

The only purpose of the figures is to state the facts ; therefore we do not mention the different propositions, often contradictory or ambiguous, of the literature as to the age of figured beds.

All the represented sections formed the subject of recent publications the references of which are found on the figures. Therefore we do not comment on them here, except for the Bohlen profil for which Dr. Weyer gives unpublished information. (See the German text).

The authors of this paper believe it is necessary to make the base of the Tournaisian coincide with the Devonian/Carboniferous limit and, accordingly, a common definition and a common type section have to be authenticated.

The Stage represents the basic working unit of chronostratigraphic classification and is defined by reference to a specific sequence of rocks representing a unique interval of time in a type section.

The stratotype may consist of a single designated type section or it may be a composite stratotype, formed by the coordination of several separate sections which together, but without duplication of the intervals to be accepted as type, represent the desired interval. Of most critical importance is the designation of the lower type boundary of the Stage.

The base of a stage can, for practical purposes, be drawn in the type section at the base of a convenient biozone. (The occurrence of this biozone in a sequence other than the type section does not necessarily imply an isochronous correlation between the two successions). The top of a stage is delimited by the base of the succeeding

stage which may or may not have its type section in the same district.

The qualities of a type section should be as follows :

— fossiliferous (containing as wide a diversity of fossil organisms as possible) ;
— marine origin ;
— free from tectonic disturbance ;
— without non sequences and unconformities ;
— easily accessible ;
— protected from destruction.

The notations Fa2c to Tn2a represent the subdivisions of the Upper Famennian and Lower Tournaisian that have got up to now the most complete biostratigraphical definition of the Franco-Belgian type area. (See especially Bouckaert, Streel & Thorez 1968 and Conil, Pirlet & Lys 1967). The *Tn2a base* is placed at the top of the 234 bed in Anseremme ; the *Tn1b base,* at the base of the 159 bed in Anseremme ; the *Tn1a base,* at the base of the term q in Avesnelles ; the *Fa2d base,* at the base of the 96 bed in Rivage-gare.

The suggested Famennian/Tournaisian limit (Fa2d/Tn1a limit) is not at all a choice we make. Anyway, it must be recalled that other stratigraphical positions of the Famennian/Tournaisian limit were proposed in the Franco-Belgian type area, either higher (T1 of Dupont 1882 and of Forir, Soreil & Lohest 1899), or lower (Tn1aα, β of Conil 1964).

We found it useful to reproduce hereafter a part of the « Report of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on Carboniferous Stratigraphy» (6th International Congress on Carboniferous Stratigraphy and Geology, Sheffield 1967, Volume I, 1969, pp. XLIV-XLV) :

The Subcommission, in discussing the need for a precise separation of Carboniferous and Devonian, recognized the many difficulties that arise from variations and incompatibilities of usage :

a) an early distinction of the Tournaisian Stage from the Devonian Famennian Stage at the base of what has come to be called Tn1a ;
b) the invocation of stricter palaeontological controls in the use of shelly fossils for defining the Carboniferous base, notably goniatites (as in 1935, when the Subcommission accepted the incoming of *Gattendorfia* as definitive and the Tournaisian base as being designated at the base of the subzone of *G. subinvoluta)* and to a less degree trilobites and productellids : the base of the Carboniferous then being placed within Tn1a, perhaps at the base of Tn1b ; and the *locus typicus* being moved from France-Belgium to Germany ;

c) the recent discoveries of rich microfossil suites (foraminifers, conodonts, spores) in the Tn1a that suggest other palaeontological horizons useful in classification, each of which offers some inducement to be regarded as the base of the stage - notably the base of Tn1aγ (1) (with index fossil *Quasiendothyra kobeitusana)* in the Avesnois ;

d) the conflicting claims, at least in emphasis, of the different criteria ;

e) the nomenclatural confusion arising from shifts in horizon of a definitive base, involving the meaning of the notational symbols, the range of the Famennian, the place of the Strunian, and the identification of the Tournaisian base with the Carboniferous base.

The Subcommission, after considering at length proposals to change the basis of classification from goniatites to other groups, and to place the Tournaisian base at one horizon or another, proposed to defer a consideration of them until more information should become available especially on the fauna and flora of the present subdivisions of Tn1a. Meantime, the decision of the 1935 Congress stands — that the base of the Carboniferous system lies at the base of the *Gattendorfia* Zone.

(1) Authors' note : the base of Tn1aγ Conil 1964 is equivalent to the base of Tn1a Conil, Pirlet & Lys 1967. *Quas. kobeitusana* has recently been discovered below this horizon (see Conil & Lys 1970).

BIBLIOGRAPHIE

ANCION, Ch. & LECKWIJCK, W. P. van (1968) : Le Strunien de la vallée de la Méhaigne. *Ann. Soc. géol. Belg.* (Bull.) *81* : 507-520.

AUSTIN, R. L., CONIL, R., RHODES, F. H. T. & STREEL, M. (1970) : Conodontes, Spores et Foraminifères du Tournaisien inférieur dans la vallée du Hoyoux. *Ann. Soc. géol. Belg.* (sous presse).

AUSTIN, R. L., DRUCE, E. C., RHODES, J. A. & WILLIAMS, J. A. (1970) : The value of conodonts in the recognition of the Devonian-Carboniferous boundary, with particular reference to Great Britain. *C.R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, II* : 431-444, pl. 1.

AUSTIN, R. L. & RHODES, F. H. T. (1970) : New Dinantian conodont faunas of France and Belgium. A preliminary note. *In* « Colloque sur la stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège, 55.*

BISCHOFF, G. (1957) : Die Conodonten-Stratigraphie des rhenoherzynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der *Wocklumeria*-Stufe und der Devon-Karbon-Grenze. *Abh. hess. L. Amt Bodenforsh., 19* : 1-64.

BLUMENSTENGEL, H. (1959) : Über oberdevonische Ostracoden und ihre stratigraphische Verbreitung im Gebiet zwischen Saalfeld und dem Kamm des Thüringer Waldes, *Freiberger Forsch.-H., C 72* : 53-107, Tafn. 1-2.

BLUMENSTENGEL, H. (1965) : Zur Taxionomie und Biostratigraphie verkieselter Ostracoden aus dem thüringer Oberdevon. *Freiberger Forsch.-H., C 1823* : 1-127, Tafn. 1-29.

BÖGER, H. (1962) : Zur Stratigraphie des Unterkarbons im Velberter Sattel. *Decheniana, 114*, 2 : 133-170.

BOUCKAERT, J. & ZIEGLER, W. (1965) : Conodont stratigraphy of the Famennian Stage (Upper Devonian) in Belgium. *Service géol. Belg. 5* : 1-40, pl. 1.

BOUCKAERT, J., STREEL, M. & THOREZ, J. (1968) : Schéma biostratigraphique et coupes de référence du Famennien belge. Note préliminaire. *Ann. Soc. géol. Belg., 91*, 3 : 317-336.

BOUCKAERT, J., STREEL, M. & THOREZ, J. (1970) : Le Famennien et les couches de transition dévono-carbonifère dans la vallée de l'Ourthe (sud de Liège, synclinorium de Dinant, Belgique). *In* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège, 55.*

CARO-MONIEZ, M. (1962) : Sur un niveau à spores du Dévonien supérieur du Sondage de Tournai (Belgique). *Ann. Soc. géol. Nord, 82* : 111-115.

CONIL, R. (1959) : Recherches stratigraphiques sur les terrains dinantiens dans le bord nord du bassin de Namur. *Mém. Acad. R. Belg., Cl. Sci., 2*, XIV, 5 : 1-176, pls 1-18.

CONIL, R. avec la collaboration de LYS, M. & PAPROTH, E. (1964) : Localités et coupes-types pour l'étude du Tournaisien inférieur. *Mém. Acad Roy. Belg., Cl. Sci., 15*, 4 : 1-87, pls 1-14.

CONIL, R. (1968) : Le Calcaire Carbonifère depuis le Tn1a jusqu'au V2a. *Ann. Soc. géol. Belg.* (Bull.) *90* : 687-726.

CONIL, R., PIRLET, H., LYS, M. & coll. (1967) : Echelle biostratigraphique du Dinantien de la Belgique. *Service géol. Belg., Prof. Paper, 13* : 1-56.

CONIL, R. & LYS, M. (1970) : Données nouvelles sur les Foraminifères des couches de passage du Famennien au Tournaisien dans l'Avesnois. *In* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloque Univ. Liège, 55.*

DELEPINE, G. (1929) : Sur la présence de *Cymaclymenia camerata* Schind. dans la zone d'Etroeungt à Sémeries (nord de la France). *Ann. Soc. géol. Nord, LIV*, 99-103.

DOLBY, G. & NEVES, R. (1970) : Palynological evidence concerning the Devonian-Carboniferous boundary in the Mendips, England. *C.R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, II* : 631-646, pls 1-2.

DOLBY, G. (1970) : Spore assemblages from Devonian-Carboniferous transition measures in South-West Britain and Southern Eire. *In* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège, 55.*

DUPONT, E. (1882) : Explication de la feuille de Ciney. Carte géologique de la Belgique.

FORIR, H., SOREIL, G. & LOHEST, M. (1899) : Compte rendu de la session extraordinaire de la Société Géologique tenue à Hastière, à Beauraing et à Houyet, le 31 août et les 1er, 2 et 3 septembre 1895. *Ann. Soc. géol. Belg., 26 :* 241-306.

GRÜNDEL, J. (1961) : Zur Biostratigraphie und Fazies der *Gattendorfia*-Stufe in Mitteldeutschland unter besonderer Berücksichtigung der Ostracoden. *Freiberger Forsch.-H., C 111* : 53-173, Abb. 1-17.

GRÜNDEL, J. (1962) : Zur Taxionomie der Ostracoden der *Gattendorfia*-Stufe Thüringens. *Freiberger Forsch.-H., C 151* : 51-97, Abb. 1-14.

HELMS, J. (1959) : Conodonten aus dem Saalfelder Oberdevon. *Geologie, 8:* 634-677, Abb. 1-3.

LEGRAND, R., MAMET, B. & MORTELMANS, G. (1966) : Sur la stratigraphie du Tournaisien de Tournai et de Leuze. Problèmes de l'étage tournaisien dans sa localité-type. *Bull. Soc. belg. Géol. Paléont. Hydrol., 74,* 2-3 : 140-188.

MAMET, B. (1968) : The Devonian-Carboniferous boundary in Eurasia. *Proc. Intern Symposium Devonian System, Calgary 1967, II* : 995-1007.

MAMET, B., MORTELMANS, G. & SARTENAER, P. (1965) : Réflexions à propos du Calcaire d'Etroeungt. *Bull. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol., 64,* 1 : 41-51.

NEVES, R. & DOLBY, G. (1967) : An assemblage of miospores from the Portishead beds (Upper Old Red Sandstone) of the Mendip Hills, England. *Pollen et Spores, IX,* 3 : 607-614, pls I-II.

PAPROTH, E. (1969) : Die Parallelisierung von Kohlenkalk und Kulm. *C.R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, I* : 279-292.

PAPROTH, E. & STREEL, M. (1970) : Corrélations biostratigraphiques près de la limite Dévonien-Carbonifère entre les faciès littoraux ardennais et les faciès bathyaux rhénans. *In* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège, 55.*

PFEIFFER, H. (1954) : Der Bohlen bei Saalfeld/Thür. *Geologie, 11* : 1-105, Abb. 1-9. *Geologie, 8* : 262-279.

PFEIFFER, H. (1959) : Neue Beobachtungen und Funde aus dem Saalfelder Oberdevon. *Geologie, 8 :* 262-279.

RABIEN, A. (1960) : Zur Ostracoden-Stratigraphie an der Devon/Karbon-Grenze im Rheinischen Schiefergebirge. *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., 3,* 1 : 61-106, Abb. 1-4.

RHODES, F. H. T., AUSTIN, R. L. & DRUCE, E. C. (1969) : British Avonian (Carboniferous) conodont faunas and their value in local and intercontinental correlation. *Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Geol.),* Suppl. *5 :* 1-313.

RICHTER, R. & E. (1926) : Die Trilobiten des Oberdevons. *Abh. preuss. geol. Landesanstalt, 99* : 1-314, Abb. 1-18.

SCHINDEWOLF, O. H. (1937) : Zur Stratigraphie und Paläontologie der Wocklumer Schichten (Oberdevon). *Abh. preuss. geol. Landesanstalt,* (N.F.), *178* : 1-132.

SCHINDEWOLF, O. H. (1952) : Über das Oberdevon und Unterkarbon von Saalfeld in Ostthüringen. *Senckenbergiana, 32* (1951) : 281-306.

STREEL, M. (1966) : Critères palynologiques pour une stratigraphie détaillée du Tn1a dans les bassins ardenno-rhénans. *Ann. Soc. géol. Belg., 89* : 65-95, pls 1-2.

STREEL, M. (1969) : Corrélations palynologiques entre les sédiments de transition Dévonien/Dinantien dans les bassins ardenno-rhénans. *C.R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, 1* : 3-18.

STREEL, M (1970) : Distribution stratigraphique et géographique d'*Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo, *d'Hymenozonotriletes pusillites* Kedo et des assemblages tournaisiens. *In* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège, 55.*

STREEL, M, : Paléophytogéographie et biostratigraphie des microfossiles végétaux du Dévonien supérieur et du Tournaisien ardenno-rhénan. (en préparation).

SULLIVAN, H. J. (1964) : Miospores from the Lower Limestone Shales (Tournaisian) of the Forest of Dean Basin, Gloucestershire. *C.R. 5e Congrès Carbonifère, Paris* 1963, *3* : 1249-1259, pls 1-2.

UTTING, J. & NEVES, R. (1970) : Miospores from the Devonian/Carboniferous transition beds of the Avon Gorge, Bristol, England. *In* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège, 55.*

VOGES, A. (1960) : Die Bedeutung der Conodonten für die Stratigraphie des Unterkarbons I und II (*Gattendorfia-* und *Pericyclus*-Stufe) im Sauerland. *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., 3,* 1 : 197-228.

VÖHRINGER, E. (1960) : Die Goniatiten der unterkarbonischen *Gattendorfia*-Stufe im Hönnetal (Sauerland). *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., 3,* 1 : 107-196.

WEYER, D. (1965) : Etroeungt im Morvan (Zentralfrankreich). *Mitteilungen ZGI, 1* : 289-302, Taf. XXIV A.

ZIEGLER, W. (1962) : Taxionomie und Phylogenie ober-devonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. *Abh. hess. Landesamt Bodenforsch.*, Wiesbaden *38 :* 1-166.

ZIEGLER, W. (1969) : Eine neue Conodontenfauna aus dem höchsten Ober-Devon. *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., 17* : 343-360, Abb. 1-4.

Correlation and Age of the Dinantian Rocks North and South of the Shannon, Ireland

R.L. AUSTIN [1], R. CONIL [2] & S. HUSRI [1]

With 5 text-figures and plates 1-2.

ABSTRACT.

Dinantian rocks north and south of the River Shannon in Ireland are correlated using conodonts. Preliminary results of conodonts recovered from Counties Clare and Limerick are presented. Range charts show the distribution of conodonts and foraminifera in these areas. Correlations are also suggested with the Dinantian reference sections in Belgium.

RESUME.

Des corrélations par conodontes sont proposées pour les terrains dinantiens au nord et au sud du Shannon en Irlande. Ils correspondent à des résultats préliminaires obtenus dans les comtés de Clare et de Limerick. La distribution des Conodontes et des Foraminifères dans ces régions est présentées en tableaux. Des corrélations sont proposées également avec des coupes de référence du Dinantien en Belgique.

I. INTRODUCTION

Lower Carboniferous rocks outcrop to the north and south of the Shannon Estuary (text - fig. 1). The succession in County Limerick has been described by Shephard-Thorn (1963) and in County Clare by Tattersall (unpublished thesis 1963). Conodonts have been recovered from sections in both these regions and it is shown that the two successions can be correlated using conodonts. Thin sections were made of the rocks later processed for conodonts and the foraminifera present have been used to correlate with the Dinantian reference sections in Belgium. This paper presents preliminary results. Detailed results will be published at a later date.

1 Department of Geology, University of Southampton, England.

2 Institut Géologique de l'Université, rue St-Michel 6, Leuven, Belgique.

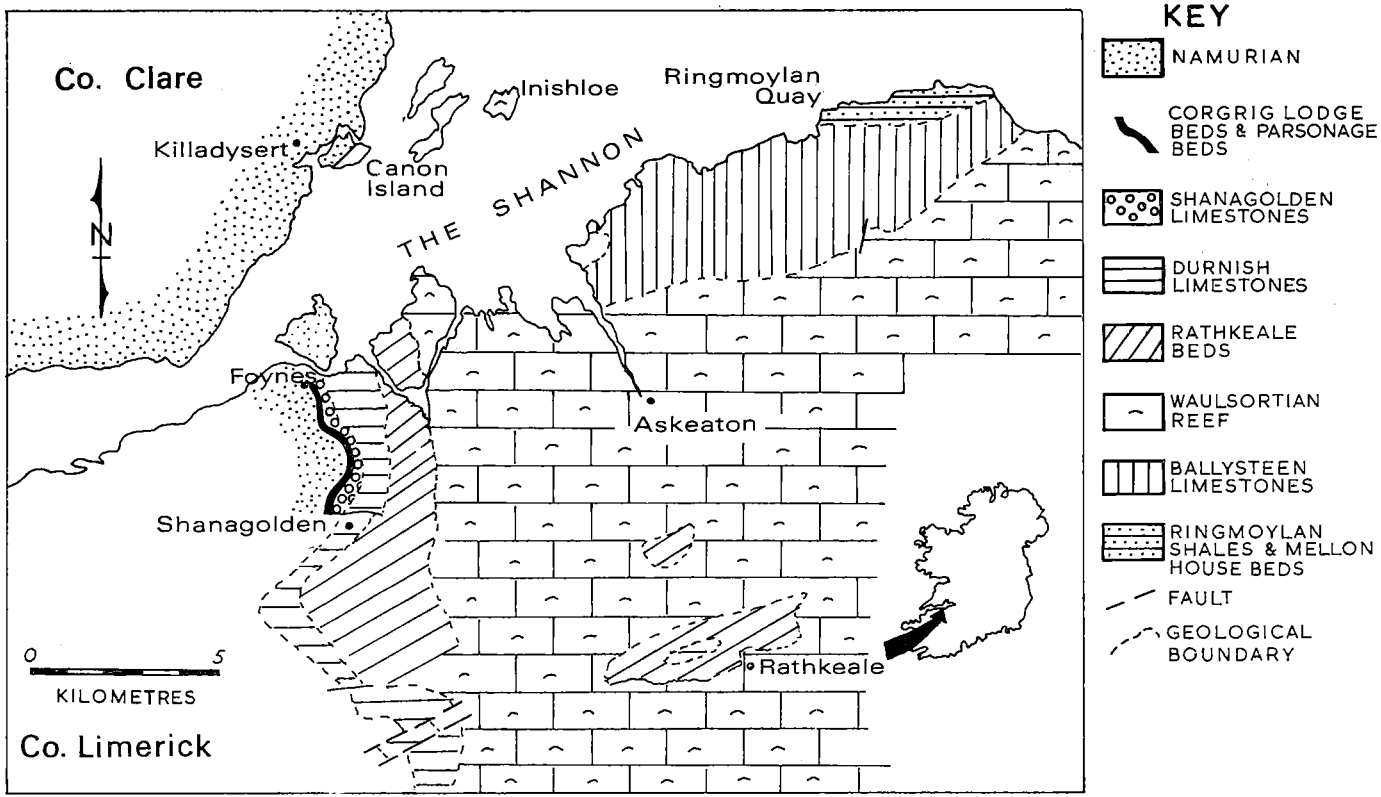


Fig. 1. — Map of the Lower Carboniferous outcrops North and South of the Shannon Estuary (after Shephard Thorn 1963).

II. STRATIGRAPHY AND LOCATION OF SAMPLES

A. South of the Shannon Estuary in North-West County Limerick

A general account of the geology of the region is given by Shephard-Thorn (1963). A total of over 6,000 feet of limestone, shales and pyroclastic rocks are exposed. According to Shephard-Thorn (1963) the rocks range in age from lower Tournaisian to Upper Viséan.

The succession is as follows :

Foynes Shales (Namurian)	
Corgrig Lodge Beds (D2 Zone)	20 feet
Parsonage Beds	80 feet
Shanagolden Limestones (D1 Zone)	250 feet
Durnish Limestones (S2-D1 Zone)	1,000 feet
Rathkeale Beds (S1-S2 Zone)	1,500 feet
Waulsortian Reef Limestones (C2-S1 Zone)	3,000 - 4,000 feet
Ballysteen Limestones (Z2 Zone)	600 feet
Ringmoylan Shales (K Zone)	200 feet
Mellon House Beds (Devonian)	30-40 feet

The terminology used by Shephard-Thorn in naming the rocks of Limerick and by Tattersall in naming the rocks of County Clare is not in agreement with the International Code of Stratigraphic Nomenclature. In order to avoid ambiguity the names used by these authors are quoted in this paper.

The following samples were collected (see text - fig. 4).

Mellon House Beds

These beds were collected from a small quarry 600 yards north-northwest of Mellon House (R 451572 sample Limerick 30).

Ringmoylan Shales

A sample was collected from the foreshore west of Ringmoylan Quay (R 407579 sample Limerick 25).

Ballysteen Limestones

Beds from the middle of the group were collected in shore exposures east of Beagh Castle (R 354563 sample Limerick 18) and at an inland quarry (R 352563 sample Limerick 24).

Waulsortian Reef

Samples from the base of the reef were collected from the shore section at Courtbrown Point (R 323541 sample Limerick 19) and from the top of the reef at Aughinish Island (R 283521 sample Limerick 1) and from Rathkeale (R 282462 samples Limerick 16, 17).

Rathkeale Beds

The upper Rathkeale Beds were collected from a small, sharply folded synclinal outlier crossed by the River Deel, a mile and a half west-north-west of Rathkeale (R 340432 sample Limerick 15). Samples from the Lower Rathkeale Beds were collected near Aughinish Island (R 270500 sample Limerick 23).

Durnish Limestones

The lower beds were collected on the banks of the River Deel (R 340432 samples Limerick 13, 14) and the upper beds were collected in a field south-south-east of Foynes (R 264498 samples Limerick 2-6).

Shanagolden Limestones

These limestones were collected from a small quarry near Moig House (R 251444 sample Limerick 12).

Parsonage Beds

Samples were collected from outcrops in the fields near the Old Parsonage at Foynes (R 251505 samples Limerick 7, 8).

Corgrig Lodge Beds

These beds were collected in the quarry at Corgrig Lodge (R 252499 samples Limerick 9, 10).

The Upper Viséan sediments are overlain near Foynes by the Foynes Shales of E2 age, (Hodson & Lewarne 1961, p. 325).

B. South County Clare, West of the River Fergus

The Lower Carboniferous rocks of this region outcrop on a group of Islands in the Shannon Estuary and on the mainland to the north. They have been described in detail by Tattersall (1963), who named the beds as follows :

Island succession

Inishtubrid Beds	80 feet
Striped Limestone Group	60 feet

Reef Limestone	
Island Slumped Series	200 feet
Lord's Rock Limestone	270-450 feet
Canon Island Limestone	500 feet
Abbey Limestone	300 feet
gap	
Mermaid Beds	100 feet
Inishloe Chert series	50 feet
Inishloe Reef	1500 feet

Mainland succession

Reef	?
Ballycorick Chert	30 feet
Cornfield Reef	150 feet

The following samples were collected (see text - fig. 4).

Inishloe Reef

A sample was collected from the top of the reef on Inishloe (R 313593 sample Clare 4) to the east of the quay.

Inishloe Chert Series

A small sample was collected on the shore at Inishloe (R 310586 sample Clare 5 A).

Mermaid Beds

A sample was collected on the north-north-west shore of Inishloe (R 307595 sample Clare 5).

Abbey Limestone

A sample was collected from the shore of Canon Island (R 301591 sample Clare 7).

Canon Island Limestone

Several samples were collected from the north-east part of the island (R 292582 samples Clare 6, 8).

Lord's Rock Limestone

Samples were collected on Canon Island (R 292582 samples Clare 9, 10).

Island Slump Series

The samples of the Slump Series were collected on Canon Island, one (R 290588 sample Clare 11) being taken from the limestone above

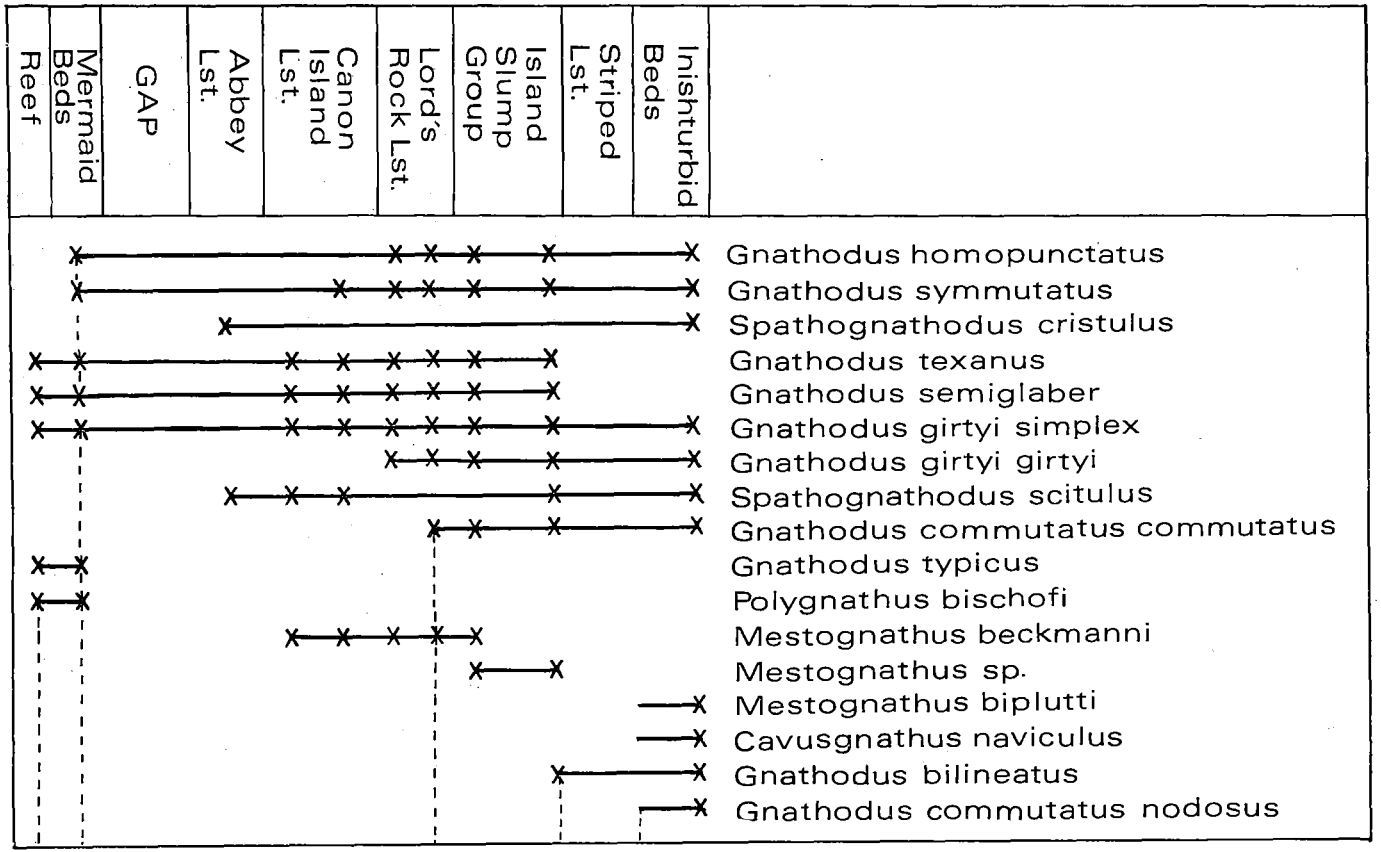


Fig. 2. — Range of stratigraphically useful conodont species from County Clare.

Erratum : for Inishturbid *read* Inishtubrid.

the slump at the Quay (see Tattersall 1963, p. 81) and the other from the top of the group on the foreshore (R 291587 sample Clare 12A).

Striped Limestone Group

This group was not sampled.

Inishtubrid Beds

A sample was collected on the foreshore of Inishtubrid above a slumped bed (R 282582 sample Clare 12B).

Cornfield Reef

A sample of the Cornfield Reef was collected from Tattersall's (1965) locality 7 (R 293647 sample Clare 1).

Ballycorick Chert

A sample was collected from the track opposite the entrance to the quarry (R 286645 sample Clare 3).

Reef Limestone

A sample of the highest beds of the reef was collected from a roadside exposure (R 279646 sample Clare 2).

In addition a sample of the Inch Bridge Limestone (D2) was collected from a roadside exposure north-east of Inch Bridge (R 306759 (Rhodes, Austin & Druce 1969). The equivalent Avonian rocks at

III. THE CONODONT FAUNA

The more important species of conodonts recovered from County Clare and County Limerick are shown in text-figs. 2 and 3.

In County Limerick the Ringmoylan Shales contain *Spathognathodus plumulus* Rhodes, Austin & Druce, *Patrognathus variabilis* Rhodes, Austin & Druce, *Polygnathus inornatus inornatus* E.R. Branson, *Polygnathus inornatus vexatus* Rhodes, Austin & Druce, *Polygnathus inornatus rostratus* Rhodes, Austin & Druce and *Polygnathus communis communis* Branson & Mehl. This is an assemblage typical of the upper part of the K Zone in the Avon Gorge at Bristol.

The Ballysteen Limestone contains *Pseudopolygnathus multistriatus* Mehl & Thomas, *Polygnathus inornatus* E.R. Branson, *Spathognathus cristulus* Youngquist & Miller and *Polygnathus communis communis.*

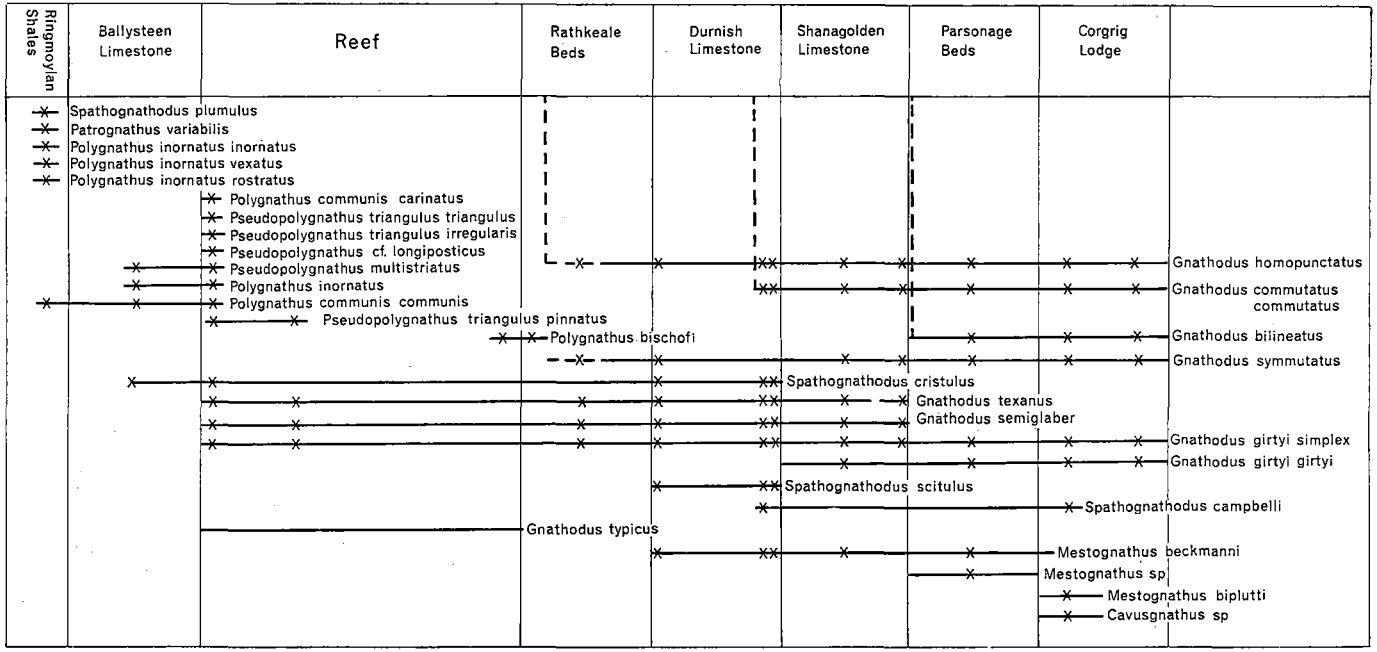


Fig. 3. — Range of stratigraphically useful conodont species from County Limerick.

Pseudopolygnathus multistriatus characterises the Z2 beds of the type Avonian.

The base of the Waulsortian reef has a fauna, including *Pseudopolygnathus triangulus* Voges, *Polygnathus communis carinatus* Hass, *Gnathodus texanus* (Roundy), *Gnathodus semiglaber* (Bischoff), *Gnathodus girtyi simplex* Dunn, and *Gnathodus typicus* (Cooper), which suggests an upper Tournaisian age.

The fauna of the middle part of the reef at Askeaton was described by Austin (1968). The top of the reef contains *Polygnathus bischoffi* Rhodes, Austin & Druce, *G. texanus, G. semiglaber, G. typicus* and *Gnathodus girtyi simplex.* A similar fauna has not been recovered from the type Avonian. The fauna is, however, similar to that of the lower part of the Viséan of Belgium (Conil, Austin, Lys & Rhodes 1969).

The conodonts recovered from the Rathkeale Beds, the Durnish Limestone, the Shanagolden Limestone, the Parsonage Beds and the Corgrig Lodge Beds are of interest, because they are different from those recovered from the type Avonian, but similar to those described from the mainland of Europe (Bischoff 1957). The dominant genus is *Gnathodus,* which was extremely rare in the British reference section (Rhodes, Austin & Druce 1969). The equivalent Avonian rocks at Bristol contain species of the genera *Cavusgnathus* Harris & Hollingsworth, *Mestognathus* Bischoff and *Apatognathus* Hinde, but the carbonate rocks in County Limerick contain an abundant fauna of gnathodids with few specimens of *Cavusgnathus, Mestognathus* and *Apatognathus.* These differences in regional distribution are interpreted as being due to facies change.

It is possible to recognise the following conodont zones in the interval from the middle of the Rathkeale Beds to the top of the Corgrig Lodge Beds :

a) The *Gnathodus homopunctatus - Gnathodus texanus* Assemblage Zone.
b) The *Gnathodus commutatus commutatus* Assemblage Zone.
c) The *Gnathodus bilineatus* Assemblage Zone.

The *Gnathodus homopunctatus - Gnathodus texanus* Zone is characterised by the presence of *Spathognathodus cristulus, Gnathodus girtyi girtyi* Hass, *Gnathodus semiglaber, Gnathodus texanus, Spathognathodus scitulus* and *Mestognathus beckmanni,* as well as the zonal name bearers. The zone is present in the Rathkeale Beds and the greater part of the Durnish Limestone.

The upper part of the Durnish Limestone and the Shanagolden Limestone contain the *Gnathodus commutatus commutatus* Zone. It

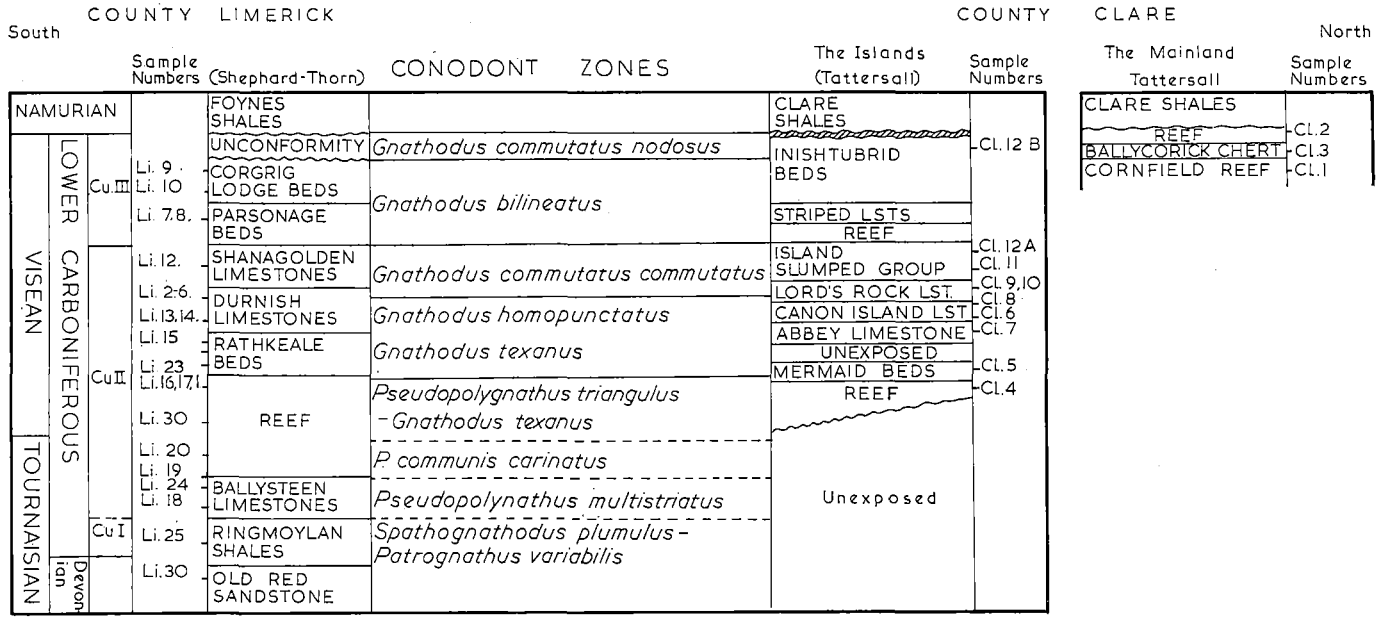


Fig. 4. — Correlation of the rock successions North and South of the Shannon using conodont assemblage zones. Sample numbers and horizons are also shown.

is characterised by the presence of the same species as characterise the underlying zone, with the addition of *Gnathodus commutatus commutatus* (Branson & Mehl).

The *Gnathodus bilineatus* Zone is present in the Parsonage Beds and the Corgrig Lodge Beds. The characteristic species are *G. homopunctatus, G. commutatus commutatus, G. symmutatus, Gnathodus bilineatus* (Roundy), *G. girtyi girtyi, G. girtyi simplex* and *Mestognathus* spp.

The same zones are recognised to the north of the Shannon in County Clare. There is in addition a younger zone, the zone of *Gnathodus commutatus nodosus* Bischoff. This assemblage zone contains *G. symmutatus, G. commutatus commutatus, G. commutatus nodosus, G. bilineatus, G. girtyi girtyi* and *G. girtyi simplex.*

IV. CORRELATION

Using the zones suggested above it is possible to correlate the rock sequences to the North and South of the Shannon Estuary (text - fig. 4). It is suggested that the base of the Mermaid Beds is equivalent to a level low in the Rathkeale Beds. The upper part of the Lord's Rock Limestone is equivalent to the upper part of the Durnish Limestone, and the base of the Striped Limestone is equivalent to the base of the Parsonage Beds.

In Germany the base of the *Goniatites* Stufe cuIII is characterised by the appearance of abundant *G. bilineatus.* It is, therefore, suggested that in County Clare the boundary between cuII and cuIII is at the base of the Striped Limestones and in County Limerick the boundary is at the base of the Parsonage Beds.

In Great Britain the first appearance of *G. bilineatus* was at the base of the D2 sub-zone. The need for caution in correlating this horizon was referred to by Rhodes, Austin & Druce (1969) and stressed by Austin (1968).

In order to correlate the rocks of Counties Clare and Limerick with the sequence in Belgium thin sections were made of rocks collected at horizons which were also collected as samples for conodonts. The foraminifera contained in these rocks have been identified by R. Conil, and the results are shown in text - fig. 5.

In County Clare the presence of *Neoarchaediscus* in the Ballycorick Chert suggests that the Cherts is of V3bγ age or younger. The Inch Bridge Limestone is high in the Viséan (probably V3bγ - V3c) as it contains *Neoarchaediscus* and *Howchinia.* The Canon Island Limestone, the Lord's Rock Limestone and the Island Slump Series are

	CLARE									LIMERICK									
	5	6	8	9	11	12a	1	3	13	19	16	13	2	3	4	5	6	12	3
Koninckopora inflata (de Kon.)		X																	
Archaesphaera minima Suleimanov	X	X	X	X	X		X		X						X				
Diplosphaerina sp.	X																		
Eotuberitina reitlingerae M.Maklay	X	X	X	X	X		X		X	X	X			X	X	X		X	
Pachysphaerina pachysphaeroides Pronina		X	X		X								X	X				X	
Earlandia elegans (Raus.-Tchern. & Reitl.)		X	X															X	
Earlandia vulgaris minor Raus.-Tchern.		X	X	X	X				X	X		X	X	X	X		X	X	
Earlandia vulgaris vulgaris Raus.-Tchern. & Reitl.		X																	
Ammodiscus sp.		X	X	X					X					X			X		
Glomospira sp.			X		X		?							X					
Brunsia sp.									X					X					
Cribrostomum sp.									X										
Tetrataxis sp.		X			X				X				X	X					
Howchinia bradyana (Howch.) emend. Davis									X										
Planoarchaediscus eospirillinoides Brazhn.					X														
Paraarchaediscus miloni Pelhate		X																	
Neoarchaediscus incertus (Grozd. & Lebed.)								X	X										
Archaediscus stilus Grozd. & Lebed.		X	X	X	X	X							X	X	X		X		X
Archaediscus karreri Brady		X	X										X	X					X
Archaediscus reditus Conil & Lys		X																	
Archaediscus convexus Grozd. & Lebed.		X	X										X						
Archaediscus clarus Conil & Lys var. latus (*)									X										
Archaediscus mölleri Raus.-Tchern. subsp. grandis Conil & Lys									X										
Archaediscus globosus Conil & Lys			X	X					X										
Archaediscus denticulés									X										
Endothyra sp.		X	X		X		X		X				X	X	X	X	X	X	

Fig. 5. — Range chart of foraminifera in County Clare and County Limerick.
(* This species is in need of revision. The illustrated specimen from Ireland is similar to one from Anhée illustrated by Conil & Lys 1964, fig. 272).

Erratum : for Limerick 3 in the outer column, *read* 9.

thought to be equivalent to the interval V2b - V3a in Belgium. The foraminifera of the Abbey Limestone and the Mermaid Beds are not diagnostic of any age.

The foraminifera of County Limerick indicate that the Durnish Limestone and the Shanagolden Limestone occupy the interval of time from V2b - V3a in terms of the Dinantian sequence in Belgium. Samples Cl 4, Li18, Li20, Li30, Li14, Li1 and Li10 did not yield foraminifera.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank Professor F. Hodson, Dr. R. Shepard-Thorn and Dr. J. Tattersall for advice and information. We also wish to thank Mrs. A. Dunkley for drawing the text-figures, Mrs. M. Long for typing the manuscript and Miss T. York for photography.

REFERENCES

AUSTIN, R. L. (1968) : Conodont faunas from the Waulsortian reef Limestone at Askeaton and from the Cork Red Marble at Middleton. *Scient. Proc. R. Dublin Soc.* (A), *3*, 9 : 107-114.

AUSTIN, R. L. (1968) : Five Viséan conodont horizons in the north of England. *Geol. Mag. 105 :* 367-371.

BISCHOFF, G. (1957) : Die Conodonten - Stratigraphie des rhenoherzynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der *Wocklumeria* - Stufe und der Devon/Karbon-Grenze. *Abh. hess. L. - Amt. Bodenforsch, 19 :* 1-64, Tafn. 1-6.

CONIL, R. & LYS, M. (1964) : Matériaux pour l'étude micropaléontologique du Dinantien de la Belgique et de la France (Avesnois). *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain XXIII :* 1-296, pls. 1-42.

CONIL, R., PIRLET, H. & LYS, M., with the collaboration of LEGRAND, R., STREEL, M., BOUCKAERT, J. & THOREZ, J. (1967) : Echelle biostratigraphique du Dinantien de la Belgique. *Serv. Géol. Belg., Prof. Paper, 13 :* 1-56.

CONIL, R. & LYS, M. (1967) : Aperçu sur les associations de foraminifères Endothyroïdes du Dinantien de la Belgique. *Ann. Soc. géol. Belg. 90* : 395-412, pls. 1-4.

CONIL, R. & LYS, M. (1968) : Utilisation stratigraphique des foraminifères du Dinantien. *Ann. Soc. géol. Belg. 91* : 492-557, pls. 1-11.

CONIL, R., with the collaboration of AUSTIN, R. L., LYS, M. & RHODES, F. H. T. (1968) : La limite des étages Tournaisien et Viséen au stratotype de l'assise de Dinant. *Bull. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol., 77* : 39-69, pls. 1-2.

HODSON, F. & LEWARNE, G. C. (1961) : A Mid-Carboniferous (Namurian) Basin in parts of the Counties of Limerick and Clare, Ireland. *Q. Jl. geol. Soc. Lond. 117* : 307-333.

PELHATE, A. (1967) : Algues et Foraminifères viséens du bassin de Laval (Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. France*, (7), *IX* : 897-902.

RHODES, F. H. T., AUSTIN, R. L. & DRUCE, E. C. (1969) : British Avonian (Carboniferous) conodont faunas, and their value in local and intercontinental correlation. *Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Geol.) Supplement 5* : 1-313, pls. 1-31.

SHEPHARD-THORN, E. R. (1963) : The Carboniferous Limestone succession in Northwest County Limerick, Ireland. *Proc. Roy. Irish Acad., 62B* : 267-294.

TATTERSALL, J. A. (1963) : The geological succession of the Carboniferous Limestone of South County Clare, Ireland, West of the River Fergus. *Unpublished Ph. D. thesis Univ. of Southampton.*

DISCUSSION

T. N. George (question) : The two aspects of nomenclature and correlation are brought out in the contrasts between the sequence in Ireland and the South-Western Province of Britain, when it is recalled that the Caninia Oolite is by definition referred to the Lower Avonian, but the Irish Waulsortian reef, without associated oolite, is placed in the Viséan. Would Dr. Austin care to comment on the manner in which he envisages lateral passage from Avonian to Irish rocks taking place in mid-Dinantian times ?

R. L. Austin (reply) : No, as at present sufficient information is not available.

W.P. van Leckwijck (question) : It has been recently recognised that there is no palaeontological evidence for beds of E_1 age in Belgium. Do we now have to admit that the conodont record conflicts with this assumption ?

D. Meischner (in reply to W. P. van Leckwijck) : Zur Frage, ob E_1 in Belgien nur scheinbar fehlt, weil es noch im Kohlenkalk enthalten ist. Higgins (1964) hat aus den « couches de passage » eine Subspezies von *Gnathodus girtyi* beschrieben, die identisch ist mit *Gn. girtyi* Form A Meischner 1962 und *Gn. girtyi collinsoni* Rhodes, Austin & Druce 1969. Diese Subspezies ist in deutschen Profilen auf das tiefe Go III beschränkt. Das ist ein Hinweis darauf, dass der Kohlenkalk noch vor dem Namur endet.

New Dinantian Conodont Faunas of France and Belgium
A Preliminary Note

R.L. AUSTIN [1] & F.H.T. RHODES [2]
with the collaboration of
J. BOUCKAERT [3], R. CONIL [4], M. LYS [5] & H. PIRLET [6]

ABSTRACT.

Conodont faunas of Tn1b, Tn2a, Tn2b, Tn3a, Tn3c, V1a and V3c ages are recovered from stratotypes and parastratotypes of the Dinantian succession in Belgium and France.

RESUME.

Des faunes de Conodontes d'âge Tn1b, Tn2a, Tn2b, Tn3a, Tn3c, V1a et V3c ont été trouvées dans les stratotypes et parastratotypes du Dinantien en Belgique et en France.

*
**

All the stratotypes and parastratotypes of the Dinantian succession in Belgium and France were collected by the authors with the help and advice of their collaborators. This note presents preliminary results of the more important conodont faunas recovered to date.

In 1964 Conil, Lys & Mauvier showed the distribution of conodonts in the Franco-Belgian Province. More detailed systematic descriptions of Belgian conodonts have been given by Bouckaert & Higgins (1963) for the V3 and E2a horizons, by Higgins & Bouckaert

1 Geology Department, the University, Southampton, England.

2 Department of Geology and Mineralogy, University of Michigan, Ann Arbor 48104, Michigan, U.S.A.

3 Aardkundige Dienst van België, Jennerstraat 13, 1040 Brussel, België.

4 Institut Géologique de l'Université, rue St-Michel 6, Leuven, Belgique.

5 C.N.R.S. Géologie Historique, Faculté des Sciences, 91, Orsay, France.

6 Laboratoire de Pétrologie, Université, Place du Vingt-Août, Liège, Belgique.

(1968) from Namurian and Westphalian horizons and by Bouckaert & Ziegler (1965) from the Famennian. Austin & Rhodes (*in* Conil 1969) gave a preliminary list of conodonts recovered from the stratotype of the Tournaisian-Viséan boundary.

The succession exposed in a railway cutting at Avesnelles (Conil, Lys & Paproth 1964) was extensively sampled, but unfortunately few conodonts have been recovered from the 30 kilograms of rocks so far processed. *Gnathodus kockeli* Bischoff, which is diagnostic of the Lower Carboniferous and of the Uppermost Devonian (Ziegler 1969) in the type-sections in Germany has been found in bed 16 (Calcaire Noir des Avesnelles of Tn1b age) at St-Hilaire (see Conil & Lys 1970, fig. 3).

Several samples have been collected from Feluy and from one of these : 932/21 (Conil 1959) the following have been recovered.

Polygnathus communis communis (Branson & Mehl)
Spathognathodus costatus costatus (E.R. Branson)
Spathognathodus costatus sulciferus (Branson & Mehl)
Patrognathus variabilis (Rhodes, Austin & Druce)
Hindeodella sp.
Hibbardella sp.

The Tn1b age of this part of the Feluy section is emphasized by Streel (1969).

Patrognathus is characteristic of the K Zone, Lower Limestone Shales, of the Bristol region in Britain and the *Spathognathodus costatus* group is characteristic of the topmost levels of the K Zone at Bristol.

Tournaisian faunas have been recovered from sections exposed in the quarries at Yvoir. The succession has been described in detail by Conil (1967). A fauna of abundant *Polygnathus inornatus inornatus* E.R. Branson and less abundant *Pseudopolygnathus multistriatus* Mehl & Thomas, *Spathognathodus cristulus* Youngquist & Miller, *Angulodus* sp., *Ozarkodina* sp., *Euprioniodina* sp. and *Siphonodella* sp. has been recovered from unit 20 (Tn2a). Unit 19 (Tn2b) has yielded *Pseudopolygnathus multistriatus* and *Polygnathus inornatus inornatus.* From unit 10 (Tn3a) *Spathognathodus crassidentatus* (Branson & Mehl), *Polygnathus communis communis* Branson & Mehl, *Polygnathus communis carinatus* Hass, *Ligonodina* sp., *Lonchodina* sp. and *Neoprioniodus* sp. have been recovered.

The succession along the roadside at Salet is continuous and to date few of the samples collected have been processed. The succession is described by Conil (1967a). From the upper part of the Tournaisian (Tn3c) *Polygnathus bischoffi* Rhodes, Austin & Druce, *Gnathodus commutatus* (Branson & Mehl), *Gnathodus antetexanus* Rexroad &

Scott and *Hibbardella* sp. have been recovered. The Lower Viséan (V1a) has yielded *Gnathodus semiglaber* (Bischoff), *Gnathodus typicus* Cooper, *Gnathodus antetexanus* Rexroad & Scott, *Apatognathus chauliodus* Varker, *Ligonodina* sp., *Lonchodina* sp., *Neoprioniodus* sp., *Ozarkodina* sp., *Hibbardella* sp., *Polygnathus bischoffi* Rhodes, Austin & Druce, *Gnathodus homopunctatus* Ziegler, *Gnathodus* cf. *bilineatus* (Roundy) and *Gnathodus girtyi* Hass.

An interesting and important fauna has been recovered from beds assigned to the V3c at Tramaka (Pirlet 1964, 1968). The fauna includes *Adetognathus unicornis* (Rexroad & Burton), *Adetognathus* sp., *Apatognathus geminus* (Hinde), *Cavusgnathus* sp., *Cavusgnathus unicornis* (Youngquist & Miller), *Gnathodus bilineatus* (Roundy), *Gnathodus commutatus* (Branson & Mehl), *Gnathodus nodosus* Bischoff, *Gnathodus semiglaber* (Bischoff), *Hindeodella undata* (Branson & Mehl), *Hibbardella* sp., *Hindeodus* sp., *Ligonodina* sp., *Ligonodina levis* (Branson & Mehl), *Neoprioniodus montanaensis* (Scott) and *Subbryantodus* sp. This is the first record of the genus *Adetognathus* in Western Europe. In North America the characteristic species *Adetognathus unicornis* is found in unit D of the Kinkaid Formation (Rexroad & Burton 1961). Swann (1963) referred unit D to a new formation — the Grove Church Shale Formation. The limits of the *Adetognathus unicornis* Zone in North America are still not fully established.

ACKNOWLEDGEMENTS

We are happy to acknowledge the contributions made to the results published in this note by Mr. I.H. Edwards and Mr. F. Cross. The help in translation given by Dr. P.W.M. Cogman is much appreciated. We also wish to thank Mrs. M. Long for typing the manuscript. The facilities and materials provided by the University of Southampton and University College of Swansea are also acknowledged.

REFERENCES

BOUCKAERT, J. & HIGGINS, A. C. (1963) : La Base du Namurien dans le Bassin de Dinant. *Bull. Soc. belge Géol. Paléontol. Hydrol., 72* : 1-17, pls. 1-7.

BOUCKAERT, J. & ZIEGLER, W. (1965) : Conodont Stratigraphy of the Famennian Stage (Upper Devonian) in Belgium. *Mém. Expl. Cartes Géologiques et Minières de la Belgique, 5 :* 1-62, pls. 1-10.

CONIL, R. (1959) : Recherches stratigraphiques sur les terrains dinantiens dans le bord nord du bassin de Namur. *Mém. Acad. Roy. Belg., Cl. Sci.*, 2, XIV, *5* : 1-176, pls. 1-18.

CONIL, R. (1967) : Le Calcaire Carbonifère depuis le Tn1a jusqu'au V2a. *Ann. Soc. géol. Belg. 90 :* 687-726.

CONIL, R. (1967[a]) : Problèmes du Viséen inférieur dans le Condroz. *Ann. Soc. géol. Belg. 90* : 413-429.

CONIL, R., LYS, M., MAUVIER, A. (1964) : Critères micropaléontologiques essentiels des formations — types du Carbonifère (Dinantien) du Bassin Franco-Belge. *C.R. 5e Congrès Carbonifère, Paris 1963, I* : 325-332.

CONIL, R., en collaboration avec LYS, M. & PAPROTH, E. (1964) : Localités et coupes types pour l'étude du Tournaisien inférieur. (Révision des limites sous l'aspect micropaléontologique). *Mém. Acad. Roy. Belg. Cl. Sci.*, (2), XV, 4 : 1-87, pls. 1-14.

CONIL, R., en collaboration avec AUSTIN, R.L., LYS, M. & RHODES, F.H.T. (1969) : La limite des étages Tournaisien et Viséen au stratotype de l'assise de Dinant. *Bull. Soc. belge. Géol. Paléont. Hydrol. 77* : 39-69, pls. 1-2.

CONIL, R. & LYS, M. (1970) : Données nouvelles sur les Foraminifères des couches du passage du Famennien au Tournaisien dans l'Avesnois. *In* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère », *Congrès et colloques Univ. Liège.*

HIGGINS, A. C. & BOUCKAERT, J. (1968) : Conodont Stratigraphy and Palaeontology of the Namurian of Belgium. *Mém. Expl. Cartes Géol. Min., Belgique, 10* : 1-64, pls. 1-6.

PIRLET, H. (1964) : La sédimentation rythmique de la partie inférieure du V3a dans le bassin de Namur; les relations entre le Dinantien et le Namurien de Namèche à Moha. *Ann. Soc. géol. Belg., 86* : 461-468.

PIRLET, H. (1968) : La sédimentation rythmique et la stratigraphie du Viséen supérieur V3b, V3c inférieur dans les synclinoriums de Namur et de Dinant. *Acad. Roy. Belg. Cl. Sci., 17* : 1-98, pls. 1-18.

REXROAD, C. B. & BURTON, R. C. (1961) : Conodonts from the Kinkaid Formation (Chester) in Illinois. *Jour. Paleontology, 32* : 1158-1159, pls. 138-141.

STREEL, M. (1969) : Corrélations palynologiques entre les sédiments de transition Dévonien/Dinantien dans les bassins ardenno-rhénans. *C.R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, I* : 3-19.

SWANN, D. H. (1963) : Classification of Genevievian and Chesterian (Late Mississippian) rocks of Illinois. *Illinois State Geol. Survey Rept. Inv., 216 :* 1-91.

ZIEGLER, W. (1969) : Eine neue Conodontenfauna aus dem höchsten Ober-Devon. *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., 17* : 343-360, Tafn 1-2.

The Position of the Mississippian-Pennsylvanian Boundary in the Namurian of Belgium

J. BOUCKAERT[1] & A.C. HIGGINS[2]

ABSTRACT.

The sequence of goniatite and conodont faunas from the Namurian of Belgium is compared to faunas of similar age in North America. A correlation of the early Kinderscoutian with the base of the Pennsylvanian in Arkansas and Nevada is indicated.

RESUME.

La succession de faunes de goniatites et de conodontes du Namurien de la Belgique est comparée avec celle des faunes équivalentes aux Etats-Unis. Il s'en suit que le Kinderscoutien inférieur d'Europe occidentale peut être mis en corrélation avec la base du Pennsylvanien d'Arkansas et du Nevada.

I. INTRODUCTION

Recently (Higgins & Bouckaert 1968), the sequence of conodont faunas in the Namurian of Belgium was described and compared with faunas of the same age in North America, Western Europe and Japan.

The faunas exhibit major changes within the Namurian in the Chokerian (H1) Alportian (H2) and Kinderscoutian (R1) stages involving the appearance of new species and genera and the disappearance of many pre-existing ones.

In this paper these major changes will be discussed and compared with the goniatite succession.

II. COMPARATIVE RANGES OF CONODONTS

Conodonts of Lower Pennsylvanian age are poorly known. The most extensive fauna is from the Dimple Limestone in the Marathon region, Texas (Ellison & Graves 1941).

1 Aardkundige Dienst van België, Jennerstraat 13, 1040 Brussel, België.

2 Geology Department, The University, St George's Square, Sheffield 1, England.

The conodonts of the Lower Pennsylvanian are less varied than those of the Upper Mississippian and are characterised by three genera, *Idiognathoides, Idiognathodus* and *Streptognathodus.* All of the species of *Idiognathoides* found in the lower transition zone of the Dimple Limestone also occur in the Namurian of Western Europe. A comparison of the faunas suggests a correlation of at least the lower part of the Dimple Limestone with the highest part of the Namurian.

All three genera first occur together in the Marsdenian Stage (R2). In Belgium only two genera, *Idiognathoides* and *Streptognathodus* were recorded. Lys, Mauvier & Serre (1962) recorded the occurrence of *Idiognathodus* in the R2b Zone *(R. bilingue)* in Northern France, and it is known to occur in R2a *(R. gracile)* in Britain. A general correlation of the Dimple Limestone with the later Namurian - Westphalian is suggested.

The same general correlation applies to the early Pennsylvanian conodonts described by Dunn (1966) from the S.W. United States.

Uppermost Mississippian and Lower Pennsylvanian conodonts from the type Morrowan region in Arkansas have recently been described by Lane (1967). The earliest faunas, referred to the *Adetognathus unicornis* Zone, show little similarity to any described faunas in Europe, but the presence of species such as *Cavusgnathus naviculus, Hibbardella milleri, Neoprioniodus varians* and *N. scitulus* suggest a late Viséan - early Namurian age. The next fossiliferous horizon is the *Idiognathoides* aff. *I. nodulifera* Zone which is separated from the preceding one by a considerable time gap. Only a few specimens have been described from this zone and of these only *Idiognathoides* aff. *I. nodulifera* bears any resemblance to European species. It is comparable to *Gnathodus japonicus* and possibly *Streptognathodus lateralis* and therefore the zone correlates broadly with the Alportian (H2) and Kinderscoutian (R1). The succeeding zone, that of *Gnathodus bassleri symmetricus,* contains *Idiognathoides corrugata, I. sinuata* and *I. attenuata* and therefore correlates broadly with Marsdenian and Yeadonian in Europe.

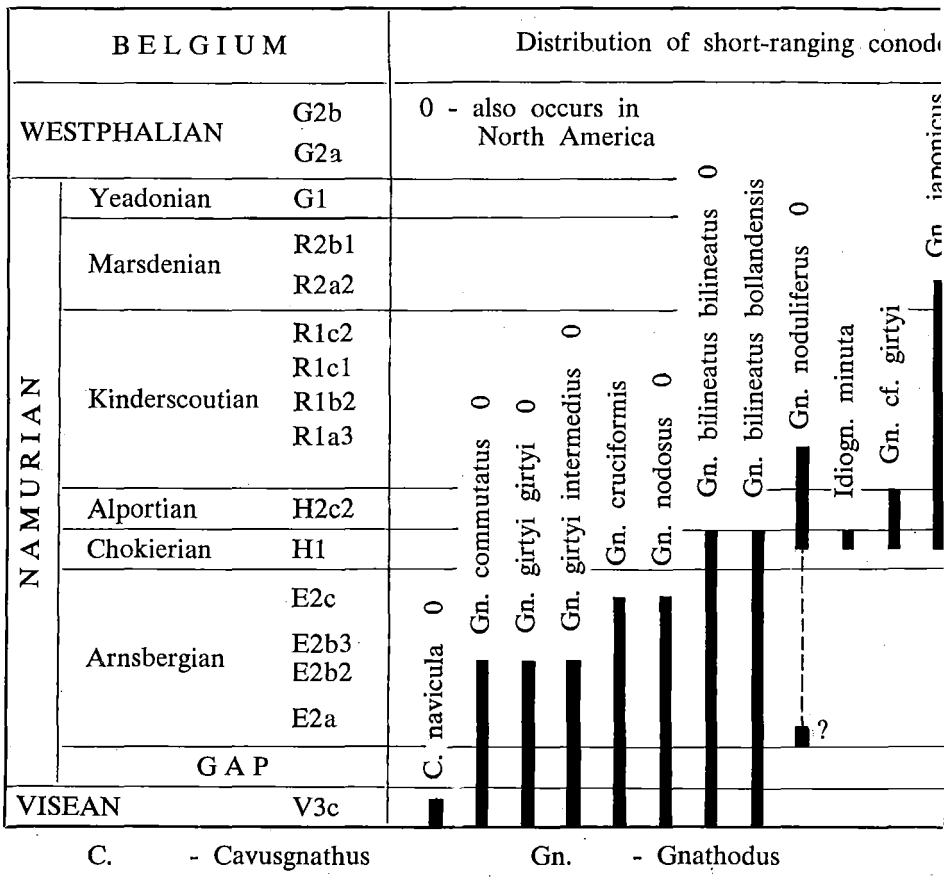
Recently two new goniatites *Retites semiretia* and *Cymoceras miseri* have been found in the Cane Hill Member (McCaleb 1964). The genus *Retites* is defined by the distinctive appearance of the suture, which serves to differentiate it from several closely similar forms such as *Reticuloceras.* In the genus *Reticuloceras* septa reach the cadicone stage (Bisat 1924). This stage is only known from the type *R. reticulatum* which occurs at the top of the Kinderscoutian. But the reticulate ornament, the transverse lirae forming a deep ventral sinus, the widely

spaced umbilical plication or sub-plications indicate a direct comparison with the European form of the *Reticuloceras circumplicatile - paucicrenulatum* group (Bisat & Hudson 1941, Bouckaert 1960). Therefore, the Cane Hill Member which did not yield conodonts (Lane 1967), could broadly correlate with the base of the Kinderscoutian.

In North America, intensive studies in the Upper Mississippi Valley by Collinson, Scott & Rexroad (1962) and others resulted in the publication of six charts showing the distribution of conodonts in the type area of the Upper Mississippian Chesterian and of the Devonian and the Lower and Middle Mississippian of the same area. The faunas from the Upper Chesterian show some similarity with those of the Pendleian and Arnsbergian of Western Europe, although the differences are significant. All the genera found in the Upper Chesterian, with the exception of *Lambdagnathus* and *Hindeodus,* have been recorded in the two lowest stages of the Namurian and eleven species including *Gnathodus bilineatus* and *Gnathodus girtyi* are common to the two areas. A general correspondence between the Glen Dean Formation conodonts and early Namurian faunas was noted by Higgins (1961) and a general correlation between the highest Chester, Grove Church Formation (called Kincaid by Rexroad & Burton 1961) and the base of the Chokerian Stage was suggested by Collinson, Scott & Rexroad (1962) on the basis of the mutual first appearance of *Streptognathodus.* Lane (1967) has shown that the Grove Church specimens do not belong to the genus *Streptognathodus,* but the general composition of the Grove Church faunas suggests a probable correlation with the late Arnsbergian and early Chokerian.

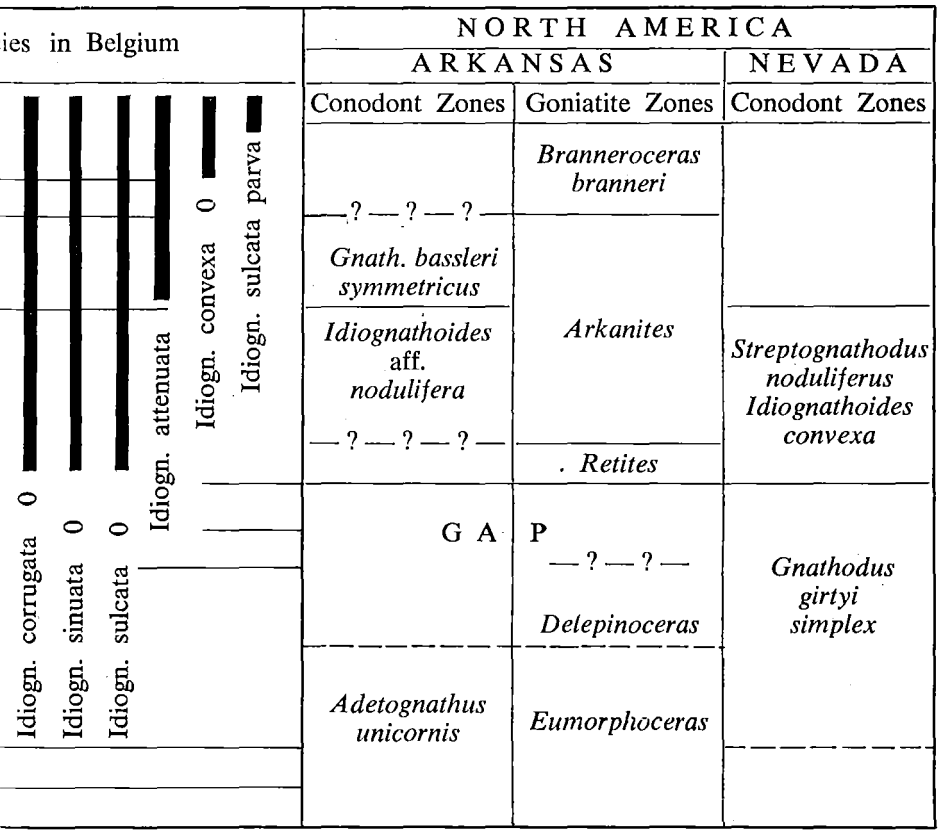
Rexroad (1958) first noted the presence of a southern faunal province, including Oklahoma and Texas, with rather different conodont faunas to those mentioned above. These are dominated by species of the genus *Gnathodus* rather than species of *Cavusgnathus,* which is the dominant genus in most of the northern province. The faunas of the southern province, notably from Texas (Hass 1953) and from Oklahoma (Elias 1956), are closely comparable to early Namurian faunas from Europe. Most of the common species in the two areas are similar, including *Gnathodus bilineatus, Gnathodus girtyi, Gnathodus commutatus* and *Neoprioniodus singularis,* and there seems to be a close correspondence in age between the upper faunal zone of the Barnett Formation of Texas, the Delaware Creek Formation of Oklahoma, and the early Namurian (E1 and E2) of Western Europe.

A fauna recently described from Nevada (Dunn 1965) shows elements of both faunal provinces, including *Gnathodus bilineatus, Gnathodus girtyi* and *Adetognathus unicornis.* The figured specimens



of *Gnathodus bilineatus* appear to be very similar to *Gnathodus bilineatus bollandensis* and those of *Gnathodus girtyi simplex* are closely similar to *Gnathodus noduliferus* which would place this fauna in the Chokerian or late Arnsbergian.

A more complete sequence of conodonts from the late Mississippian and early Pennsylvanian rocks of Nevada has recently been described (Webster 1969). In this succession the base of the Pennsylvanian is marked by the appearance of *Streptognathodus noduliferus* and *Idiognathoides convexus*. The former species is called *Gnathodus noduliferus* in this paper and in Belgium it first appears as an abundant species in the mid-Chokerian Stage. It occurs in association with abundant *Idiognathoides* in the Kinderscoutian Stage, which suggests a correlation of the Kinderscoutian with the early Pennsylvanian of southern Nevada.



Idiogn. - Idiognathoides St. - Streptognathodus

III. CONCLUSIONS

Comparison of the sequence of goniatite and conodont faunas of the Namurian of Belgium with late Mississippian and early Pennsylvanian faunas of parts of North America suggests a correlation of the Kinderscoutian Stage with the earliest Pennsylvanian. In Belgium the conodont faunas of Chokerian, Alportian and Kinderscoutian ages are clearly transitional between those of the Arnsbergian and the Marsdenian, and therefore major breaks in the succession of faunas are not seen. A similar transition has recently been described from southern Nevada by Webster, from rocks which were dated as late Mississippian - early Pennsylvanian and comparison of the species ranges with those in Belgium suggests that the base of the Pennsylvanian is correlatable with the early Kinderscoutian.

REFERENCES

BISAT, W. S. (1924) : The Carboniferous Goniatites of the North of England and their zones. *Proc. Yorks. Geol. Soc., V*, XX, pt. 1 : 40-124, pls. 1-10.

BISAT, W. S. & HUDSON, R. G. S. (1943) : The Lower Reticuloceras (R1) Goniatite Succession in the Namurian of the North of England. *Proc. Yorks. Geol. Soc., XXIV*, pt. VI : 383-446, pls. XXII-XXX.

BOUCKAERT, J. (1960) : Stratigraphie et Paléontologie de la Superzone R1 dans les Vallées de la Berwinne et de la Geule. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain, XXI* : 3-94, pls. 1-V.

COLLINSON, C. W., SCOTT, A. J. & REXROAD, C. B. (1962) : Six Charts showing Biostratigraphic zones and correlations based on conodonts from the Devonian and Mississippian rocks of the Upper Mississippi Valley. *Ill. Geol. Surv. Circ., 328* : 1-32.

DUNN, D. L. (1965) : Late Mississippian conodonts from the Bird Spring Formation in Nevada. *J. Paleont., 39*, no. 6 : 1145-1150, pl. 140.

DUNN, D. L. (1966) : New Pennsylvanian Platform Conodonts from south-western United States. *J. Paleont., 40*, no. 6 : 1294-1303, pls. 157, 158.

ELIAS, M. K. (1956) : Upper Mississippian and Lower Pennsylvanian formations for south-central Oklahoma, *in* Petroleum Geology of Southern Oklahoma, 1 : *Am. Assoc. Petrol. Geol.;* 56-134, pls. 1-5.

ELLISON, S. P. & GRAVES R. W. (1941) : Lower Pennsylvanian (Dimple Limestone) conodonts of the Marathon Region of Texas. *Univ. Mo. Sch. Min. and Met. Bull. Tech. Ser., 14* : 1-13, pls. 1-3.

HASS, W. H. (1953) : Conodonts of the Barnett Formation of Texas. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 243*-F : 69-94, pls. 14-16.

HIGGINS, A. C. (1961) : Some Namurian Conodonts from North Staffordshire. *Geol. Mag., XCVIII* : 210-224, pls. X-XII.

HIGGINS, A. C. & BOUCKAERT, J. (1968) : Conodont Stratigraphy and Palaeontology of the Namurian of Belgium. *Mém. Expl. Cartes Géol. Min. Belgique, 10* : 1-64, pls. 1-6.

LANE, H. R. (1967) : Uppermost Mississippian and Lower Pennsylvanian Conodonts from the Type Morrowan Region, Arkansas. *J. Paleont. 41* : 920-942, pls. 119-123.

MCCALEB, J.A. (1964) : Two New Genera of Lower Pennsylvanian Ammonoids from Northern Arkansas. *Oklahoma Geol. Notes, 24*, 10 : 233-237, pl. I.

REXROAD, C. B. (1958) : Conodonts from the Glen Dean Formation of the Illinois Basin. *Ill. Geol. Surv. Rept. Inv., 209* : 1-27, pls. 1-6.

REXROAD, C. B. & BURTON, R. C. (1961) : Conodonts from the Kincaid Formation (Chester) in Illinois. *J. Paleont., 35*, 6 : 1143-1158, pls. 138-141.

WEBSTER, G. D. (1969) : Chester through Derry Conodonts and Stratigraphy of Northern Clark and Southern Lincoln Counties, Nevada. *Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., 79* : 1-121, pls. 1-8.

DISCUSSION

T. N. George (question) : From the account given by Dr. Bouckaert it seems as if the correlation between Europe and North America indicates that the boundary between Mississippian and Pennsylvanian falls within the Namurian. Would Dr. Bouckaert care to comment on the advisability of abandoning the Namurian ?

J. Bouckaert (reply) : I would not like to comment on such a far-reaching conclusion.

D. Meischner (comment) : Es ist sehr schwierig, amerikanische stratigraphische Einheiten nach der Literatur in zeitliche Reihenfolge zu bringen, ebenso verschieden sind die Auffassungen, was bei Conodonten als taxionomische Einheit (Art) behandelt werden kann. Bei aller Vorsicht kann man sagen, dass die Grenze Mississippian/Pennsylvanian innerhalb des Namurs, über *Homoceras,* vielleicht aber sehr nahe an der Grenze Namur/Westfal liegt.

R. Austin (comment) : There is need for caution in interpreting Namurian conodonts, as many recent studies have been published and several are still in press. There is still no published continuous standard sequence of Namurian conodont faunas.

H. Bode (comment) : In the Appalachian basin in the U.S.A. the deepest Pennsylvanian coal-bearing layers contain a fossil flora which is the same as that which we find in Europe in the lower Namurian (Arnsbergian).

T. N. George (question) : If in the Appalachians the Pennsylvanian rocks descend to horizons of early Namurian age, would Dr. Bouckaert agree to the implication that not only was there a widespread unconformity at the diachronous Pennsylvanian base, but that there was a lateral passage, or a correlation, to be identified between uppermost Mississippian sediments and lowest Pennsylvanian ?

D. Meischner (further comment) : On the other hand, the oldest conodonts reported from Pennsylvanian rocks are of *Reticuloceras* or even *Gastrioceras* age, i.e. comparison with conodont faunas accompanying these goniatites in Germany. The Chesterian continues considerably into the Silesian. Therefore, something must be wrong with the rock/time relations as accepted by American geologists. Judging from the literature, I do not believe in great unconformities or stratigraphic gaps. There are good arguments supporting Prof. George's idea that the Mississippian/Pennsylvanian boundary is highly diachronous, descending in the time scale in a general East-West direction in the United States. These problems can, however, not be settled in Europe and should be worked out by American workers.

R. Austin (question) : I agree with Dr. Higgins (1967) that the Pennsylvanian/Mississippian boundary of North America is probably equivalent to part of the *Reticuloceras* Zone of Western Europe. Dr. Collinson and Mr. Druce have suggested that the conodont faunas of the Glen Dean

Formation are similar to those of the *Cravenoceras leion* Bed of Ireland. Have you recovered any "right-sided" *Cavusgnathus ?*

J. Bouckaert (reply) : Only *Cavusgnathus naviculus* was recovered by Dr. Higgins at Warnant and Bioul in upper V3c beds (Higgins 1963).

D. Meischner (question) : You have mentioned on your table a new subspecies *Gnathodus bilineatus bollandensis.* I wonder whether this new form is the same as *G. bilineatus schmidti* Meischner (in press, C.R. 6th Carb. Congress Sheffield 1967). In this case, the form could probably serve as an exact time marker since it is restricted to the *bisulcatum*-chert of the Sauerland.

J. Bouckaert (reply) : I have been unaware of your subspecies and shall be looking forward to its publication.

A propos de la limite Westphalien-Stéphanien et du Stéphanien inférieur

A. BOUROZ[1], H. GRAS[2] & R.H. WAGNER[3]

Avec 2 figures dans le texte.

RESUME.

Les derniers travaux sur le Stéphanien inférieur en France et en Espagne ont mis en évidence que les bassins des Cévennes et de la Cordillère cantabrique contiennent des séquences intermédiaires entre le Stéphanien A classique (*sensu* Rive-de-Gier à St-Etienne) et le Westphalien D supérieur (caractérisé par le faisceau de Steinbesch en Lorraine). Il est aussi établi que la succession en Sarre-Lorraine, au niveau du conglomérat de Holz, contient une lacune importante. Ceci rend la succession sarroise et lorraine peu appropriée pour servir de stratotype pour le Stéphanien inférieur. De même, le « type » classique du Stéphanien A à Rive-de-Gier (Loire) s'est révélé trop incomplet pour pouvoir être utilisé valablement comme stratotype à l'avenir. Des corrélations probables sont indiquées pour les formations actuellement connues comme étant les plus complètes : bassins des Cévennes et de la Cordillère cantabrique, ainsi que pour leurs équivalents à St-Etienne, à Carmaux, et en Sarre-Lorraine (fig. 2). Ils se basent en partie sur des corrélations inter-régionales par des cinérites et, d'une part, sur des successions de macroflores et de faunes d'eau douce. Cependant, les auteurs estiment que des investigations de détail dans les divers bassins et des études sur les flores et faunes reconnues sont encore nécessaires avant de proposer de nouvelles sub-divisions pour le Stéphanien inférieur *sensu lato*. De même, il serait prématuré de proposer de prendre une décision sur la limite Westphalien-Stéphanien, qui est forcément liée à la définition de l'unité chronostratigraphique la plus basse du Stéphanien inférieur *sensu lato*.

ABSTRACT.

Recent investigations on the lower Stephanian *(sensu lato)* of France and Spain have shown the presence of important rock sequences intermediate in age between upper Westphalian D (as characterised by the Steinbesch Beds of

1 Service Géologie-Gisement, Charbonnages de France, 9, Avenue Percier, Paris 8e, France.

2 Service Géologie-Géométrie, Houillères du Bassin des Cévennes, 30 — Alès (Gard), France.

3 Geology Department, The University, St-George's Square, Sheffield 1, England.

Lorraine) and « type » Stephanian A *(sensu* Assise de Rive-de-Gier of the St-Etienne (Loire) coalfield). It has also been shown that the upper Westphalian and lower Stephanian succession in the Saar-Lorraine basin (Germany/France) contains an important stratigraphic gap below the Holz Conglomerate which has been traditionally considered as the alternative base of the Stephanian. The Assise de Rive-de-Gier in the St-Etienne coalfield is too restricted to serve as an adequate stratotype of the Lower Stephanian *(sensu stricto),* and the succession in Saar-Lorraine is too incomplete at the horizon of the Holz Conglomerate to be considered either. For the more complete successions in the Cantabrian Mountains (Spain) and in the Cévennes (France), a number of tentative correlations are proposed in relation with the Saar-Lorraine, St-Etienne and Carmaux coalfields (fig. 2). These are based on the occurrence of cineritic horizons in the French coalfields and on the succession of megafloras in all the coalfields considered. However, more work needs to be done before truly detailed correlations can be established, particularly between the Cantabrian Mountains and the Cévennes. This involves the revision of floras and faunas, and the collaboration between specialists in different branches of coal-measure geology and palaeontology. A decision on the eventual subdivision of « lower Stephanian » and the recognition of corresponding stratotypes is therefore postponed, as is the definition of the base of the Stephanian. The latter is necessarily linked to the recognition of the basal lower Stephanian chronostratigraphic unit.

I. INTRODUCTION

De récentes publications proposent, soit de modifier la limite entre les étages (ou séries) Westphalien et Stéphanien en se basant sur la succession en apparence continue du Sud-Ouest de la Lorraine (Corsin, Corsin & Guerrier 1968 ; Alpern & Liabeuf 1967), soit d'intercaler entre le Westphalien D et le Stéphanien A, tels que définis dans leur localité type, un sous-étage ou étage Cantabrien (Wagner 1966).

Malgré l'importance des successions cantabriennes, il nous paraît prématuré de vouloir définir, dès maintenant, les limites des étages en question sans une étude comparative approfondie des flores du Cantabrien avec celles des autres bassins et surtout, et nous insistons là-dessus, sans avoir fait appel aux autres méthodes de corrélation stratigraphique notamment les faunes d'eau douce et dans une certaine mesure la palynologie. Ces méthodes doivent s'aider l'une l'autre car chacune d'elles peut tomber en défaut quand on l'emploie isolément comme l'ont montré récemment certains travaux : dans le cas de la macroflore, les corrélations établies entre les bassins du Nord-Ouest de l'Europe par le moyen des cinérites (Bouroz 1967) ont montré qu'une partie du Westphalien D était présente dans le bassin du Pas-de-Calais, ce qui n'avait jamais été admis jusqu'ici et la révision des flores a montré qu'il en était bien ainsi. Le cas de la palynologie est

également à discuter : une étude récente, très importante par les problèmes qu'elle soulève (Laveine, dans ce volume), vient de rappeler que des spores morphologiquement différentes peuvent provenir de la même plante et, bien plus, que des spores identiques peuvent provenir de groupes de plantes très différents ; il en résulte que la répartition stratigraphique des diverses espèces de spores conduit à une échelle très valable par elle-même mais dont les subdivisions n'ont pas de raison de coïncider dans le détail avec celles qui sont établies par l'étude des macroflores ; d'autre part l'ambiguïté d'origine de spores morphologiquement identiques ne peut conférer à une échelle de répartition sporologique une précision et une finesse aussi grandes que celles données par les macroflores correspondantes. Il apparaît donc bien que les définitions des limites en stratigraphie doivent s'appuyer sur le plus grand nombre possible de disciplines.

Dans la note actuelle nous ferons l'analyse des données stratigraphiques acquises récemment, en faisant appel aux publications antérieures aussi bien qu'à nos expériences personnelles. Celles-ci ont été augmentées notamment par un voyage d'étude fait ensemble dans les Cévennes, et d'autres faits par le troisième auteur sous la direction de M. G. Kneuper en Sarre et de M. P. Vetter à St-Etienne et Carmaux (1).

Nous indiquerons successivement comment les problèmes se posent dans les bassins de St-Etienne et des Cévennes, dans celui de Sarre-Lorraine, puis nous les comparerons au Cantabrien d'Espagne. La situation de ces bassins est indiquée dans la figure 1.

II. BASSINS DE SAINT-ETIENNE ET DES CEVENNES

Dans son *locus typicus,* le Stéphanien inférieur ou assise de Rive-de-Gier, comporte une puissante série conglomératique (brèche de la Fouillouse, poudingue de Rive-de-Gier, poudingue mosaïque) à niveaux de flores rares, au milieu de laquelle s'insère le faisceau de la Peronnière, d'une puissance maximale de 150 mètres et comportant quatre couches de houille. C'est ce faisceau, reposant sur la brèche de la Fouillouse et surmonté par le poudingue de Rive-de-Gier qui a fourni la plus grande partie de la flore caractéristique de l'étage Stéphanien A (P. Bertrand 1937). Les exploitations minières étant fermées depuis longtemps, on ne dispose actuellement que des échantillons de collection et de ceux que l'on peut trouver dans les rares affleurements

(1) Ces voyages ont été réalisés grâce à l'aide du Natural Environment Research Council en Grande-Bretagne (N.E.R.C. Grant 3/487) qui a également financé des recherches récentes dans la Cordillère cantabrique.

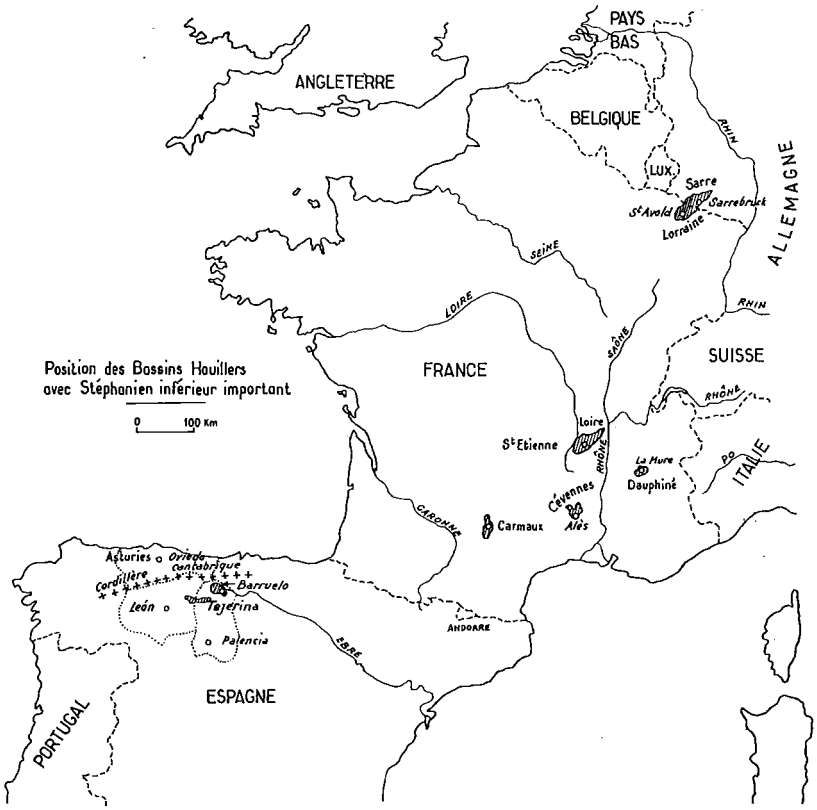


Fig. 1. — Position des bassins houillers en Europe Occidentale qui contiennent des séquences importantes de Stéphanien inférieur *sensu lato*. Pour l'Espagne la trace approximative de la limite entre les provinces de Palencia, de Léon et d'Oviedo (Asturies) a été indiquée. Le synclinal de Tejerina est en relation avec les terrains d'Ocejo de la Peña, de Valderrueda/Prado de la Guzpeña, et de Guardo-Cervera, représentés ensembles dans la figure. Les terrains de Barruelo, Redondo et La Pernía sont aussi mis ensemble.

de la région et dans les anciens terrils. Cependant, les corrélations qui ont pu être faites sur la base des niveaux volcaniques communs entre divers bassins du Massif-Central (Bouroz 1968) ont permis d'élargir les données du problème. En particulier, l'identification du gore vert de Grand-Croix dans le bassin de la Loire au gore de la couche Pommier II du bassin des Cévennes, permet de mettre en synonymie le faisceau de La Peronnière avec celui de la zone 3 du faisceau de St-Jean Molière du Gard. Les flores y sont très semblables. Notons surtout : *Pecopteris lamuriana* Heer, *Pecopteris arborescens* (von Schlotheim) et *Sphenophyllum oblongifolium* (Germar & Kaulfuss), encore en association

avec *Sphenophyllum emarginatum* Brongniart. Notons encore, à la base des deux formations, la présence de *Neuropteris ovata* var. *grand' euryi* Wagner, c'est-à-dire la variété stéphanienne de cette espèce qui débute au Westphalien supérieur. A St-Etienne, la flore de Rive-de-Gier se trouve dans le faisceau reposant sur la brèche de la Fouillouse, discordante sur le socle, mais dans les Cévennes, la série se continue vers le bas par la zone 2, de Panissière (300 m d'épaisseur) et la zone 1, de Gagnières (1000 m d'épaisseur).

La zone 2 comporte la flore suivante, comme nous avons pu le vérifier récemment sur le terrain : *Neuropteris ovata* Hoffman var. *ovata* (et transition à la var. *grand'euryi*), *Linopteris neuropteroides* (v. Gutbier) avec ses variétés *minor* et *major* Potonié, *Pseudomariopteris ribeyroni* (Zeiller), *Dicksonites pluckeneti* (v. Schlotheim), *Pecopteris vestita* Lesquereux (très abondant), *Pec. polymorpha* Brongniart, *Pec. multifurcata* Wagner, *Pec. unita* Brongniart, *Pec. paleacea* Zeiller, *Pec. monyi* Zeiller, *Alloiopteris erosa* (v. Gutbier), *Sphenopteris (Hymenophyllites) quadridactylites* v. Gutbier, *Sphenophyllum nageli* Grand' Eury, *Sph. alatifolium* Renault, *Annularia stellata* (v. Schlotheim), *An. sphenophylloides* (Zenker), *Lepidodendron* cf. *scutatum* Lesquereux (cf. *dissitum* Sauveur), et de nombreuses Sigillaires cannelées. L'abondance de *Pecopteris vestita* est toujours frappante. Il s'agit là d'une espèce premièrement décrite en Amérique du Nord et abondante dans le Westphalien D de l'Angleterre, qui probablement fait le passage à *Pecopteris lamuriana,* de la partie haute du Stéphanien inférieur. A noter aussi que c'est dans la partie supérieure de la zone 2 des Cévennes que *Neuropteris ovata* évolue de la variété type de l'espèce à la var. *grand' euryi,* très répandue dans le Stéphanien (surtout en Espagne). On trouve également, presque jusqu'au sommet de la zone 2 où elle s'éteint, *Estheria cebennensis* Grand'Eury, phyllopode qui ne se retrouve ailleurs en France que dans le Stéphanien inférieur du Dauphiné (2). C'est dans la zone 2 également qu'on voit débuter, vers le tiers inférieur de cette formation, *Leaia baentschiana* Beyrich.

Quant à la zone 1 sous-jacente (stérile de Gagnières), à faciès de schistes fins ou schisto-gréseux, elle ne contient comme plantes que des végétaux flottés : *Neuropteris ovata* Hoffmann var. *ovata, Linopteris neuropteroides* (v. Gutbier), *Pecopteris vestita* Lesquereux, *Calamites cisti* Brongniart, *Sphenophyllum* sp. ; par contre, elle est extrême-

(2) *Estheria cebennensis* a été signalée une fois, à la base du Stéphanien du Jura (G. Lienhardt - 1962 - Géologie du Bassin houiller stéphanien du Jura et de ses Morts-Terrains - Thèse d'Etat - Paris).

ment riche en faune d'eau douce et contient particulièrement de nombreux niveaux à *Estheria cebennensis* Grand'Eury et *Candona elongata* Goldenberg, cette dernière espèce typiquement stéphanienne. On sait que les spécialistes des Esthéridées attachent une très grande importance à la valeur stratigraphique de ce groupe (3) et l'absence d'*Estheria cebennensis* à la fois en Lorraine, à St-Etienne et dans les autres bassins français, à l'exception du Dauphiné et du Jura, nous conduit à interpréter les 1200 m d'épaisseur des faisceaux de Panissière et de Gagnières, où se trouve cette espèce, comme représentant une série n'existant pas ailleurs en France et s'insérant entre le Stéphanien A classique (Lorraine, Rive-de-Gier, Carmaux) et le sommet du Westphalien D de Lorraine et de la Sarre (faisceau de Steinbesch ou sommet des Heiligenwalder Schichten).

Rappelons d'ailleurs que les faisceaux de Gagnières et de Panissière avaient été attribués autrefois par P. Bertrand au Westphalien D (zone à « *Mixoneura flexuosa* ») et qu'ils ont été replacés dans le Stéphanien inférieur ultérieurement (Pruvost & Corsin 1949), ce qui montre qu'il est parfois difficile d'avoir une opinion nette sur le vu de la seule macroflore. Il nous semble, quant à nous, que le faisceau de Gagnières doit être postérieur à celui de Steinbesch, même si les éléments de corrélation basés sur la seule macroflore peuvent ne pas paraître suffisants.

III. **BASSIN DE SARRE-LORRAINE**

Le bassin houiller lorrain est, en France, le seul endroit où de puissantes assises westphaliennes soient surmontées par des couches appartenant au Stéphanien. La limite classique jusqu'ici admise entre le Westphalien et le Stéphanien est le conglomérat de Holz, matérialisant une discordance que l'on croyait générale dans l'ensemble sarro-lorrain entre ces deux séries ; cependant des sondages récents exécutés dans le Sud-ouest du bassin de Lorraine ont traversé, au niveau du Holz, une zone à passages conglomératiques en apparence continue et sans discordance visible. On pouvait donc supposer qu'il était peut-être possible d'y résoudre le problème du passage en continuité du Westphalien au Stéphanien. La flore recueillie dans les sondages a été

(3) On a constaté, sur les espèces actuelles d'Esthéries, une possibilité de grande diffusion géographique : après assèchement des marécages, les œufs restés attachés aux valves très légères de chitine, sont emportés par le vent et après chute dans l'eau, se développent et arrivent à maturité (renseignement oral de Madame Defretin, de la Faculté des Sciences de Lille).

déterminée par le Professeur Corsin et son analyse floristique a mis en évidence des associations correspondant aux trois formations suivantes :

— formation stéphanienne débutant vers la fin de la zone conglomératique (cf. Holz) ;

— faisceau de Steinbesch, en partie conglomératique à son sommet ;

— conglomérat de Tritteling ;

mais les renseignements complémentaires ainsi obtenus ne nous paraissent pas assez convainquants pour admettre que ces trois formations constituent une série ininterrompue ; ils sont certainement insuffisants pour servir de base à une modification de la limite classique entre Westphalien et Stéphanien en Sarre-Lorraine. En effet :

1) La flore du faisceau de Steinbesch et celle du conglomérat de Tritteling (= zone de Faulquemont) présentent de nombreuses espèces communes, comprenant notamment (d'après les listes établies par le Professeur Corsin) : *Neuropteris scheuchzeri* Hoffmann, *Alethopteris serli* Brongniart, *Al. lonchitifolia* P. Bertrand, *Al. friedeli* P. Bertrand (= *Al. ambigua* Lesquereux), *Callipteridium (Praecallipteridium) jongmansi* (P. Bertrand), *Mariopteris nervosa* Brongniart, *Mar. rotundata* Huth, *Pecopteris longifolia* Brongniart, *Pec. pectinata* P. Bertrand, *Pec. folchwillerensis* Corsin, *Pec. gothani* Guthörl ; toutes espèces qui ne dépassent pas le conglomérat de Holz.

2) La flore des couches situées au-dessus de la zone du conglomérat de Holz présente au contraire des caractères très différents : une cinquantaine d'espèces connues dans la zone de Faulquemont (ensemble Steinbesch et Tritteling) ne se retrouvent pas dans la formation d'âge stéphanienne ; remarquons notamment la disparition des *Mariopteris sensu stricto* et des *Praecallipteridium*. Enfin, un certain nombre d'espèces y apparaissent : *Odontopteris subcrenulata* Rost, *Alethopteris zeilleri* Ragot, *Callipteridium (Eucallipteridium) pteridium* (v. Schlotheim), *Pseudomariopteris ribeyroni* (Zeiller), *Pecopteris (Nemejcopteris) feminaeformis* (v. Schlotheim), *Pec. rotundifolia* Corsin, *Pec. wongi* Corsin, *Pec. rarinervosa* Corsin, *Pec. paleacea* Zeiller, *Pec. macronervosa* Corsin, et *Sphenophyllum oblongifolium* (Germar & Kaulfuss), qui ne sont pas connues dans les formations sous-jacentes.

Il y a là, sur le vu de la seule macroflore, un ensemble de modifications tellement net qu'on peut se demander s'il n'y a pas une lacune stratigraphique importante entre la zone de Faulquemont (faisceau de Steinbesch) et l'Ottweiler (Göttelborner Schichten), d'autant plus que dès les Dilsburger Schichten apparaissent déjà des espèces à tendance Stéphanien B (Germer, Kneuper & Wagner 1968). Une lacune très considérable a été admise en Sarre par les auteurs précités (Germer

et al.), qui estiment que tout le « Cantabrien » est absent entre le conglomérat de Holz et le sommet des Heiligenwalder Schichten. Grâce à des affleurements nouveaux on a pu vérifier que la flore du sommet des Heiligenwalder Schichten est identique et même plus variée que celle du faisceau de Steinbesch en Lorraine. Il faut ajouter ici que Kneuper (*loc. cit.*) a signalé un changement de provenance des galets des conglomérats, à partir du conglomérat de Holz, qui par lui seul est déjà indicatif de la valeur du conglomérat de Holz comme marqueur d'un changement de conditions sédimentaires qui sépare nettement la séquence westphalienne en Sarre-Lorraine de la stéphanienne. Enfin, il signale également que le faciès des roches westphaliennes est bien différent de celui des couches stéphaniennes, ce qui prouve l'importance majeure des mouvements autour du bassin (et, en partie, dans le bassin même) qui sont associés à la lacune admise au-dessous du conglomérat de Holz.

L'étude comparative de la flore, faite par Germer *et al.* (1968), indique l'absence de l'équivalent de quelque 2 500 mètres de couches cantabriennes déposées en Espagne. Enfin, la faune limnique paraît indiquer également qu'il existe une lacune en Sarre-Lorraine correspondant au moins aux 1 200 m des faisceaux de Gagnières et de Panissière à *Estheria cebennensis* Grand'Eury dans les Cévennes. Et c'est avec les faisceaux de Saint-Jean et de Lavabreille des Cévennes que le Stéphanien inférieur de Sarre-Lorraine (Göttelborner Schichten) peut être mis en équivalence ; on y retrouve de part et d'autre les mêmes *Leaia baentschiana* Beyrich, associées à des flores comparables qui sont, en général, celles de la zone 4 des Cévennes et de l'assise de Lentin à Carmaux. Ajoutons que, même si la présence de *Leaia baentschiana* a été signalée dans des couches de position plus ou moins comparable en Sarre-Lorraine et aux Cévennes, il faut rappeler également que ce phyllopode est lié à des faciès lacustres spéciaux et qu'il a été retrouvé en Espagne non seulement dans du Stéphanien inférieur (couches de Calero à Barruelo) mais aussi dans un Stéphanien B indubitable (bassin minier de Ciñera-Matallana). Sa répartition stratigraphique est donc assez grande.

Etant donné que la succession Westphalien supérieur-Stéphanien inférieur en Sarre-Lorraine est coupée par la lacune associée au conglomérat de Holz, il est évident que cette succession se prêterait très difficilement à des tentatives d'en faire un stratotype du Stéphanien inférieur, tel que certains auteurs l'ont proposé récemment. Il serait plus adéquat de le chercher soit dans les Cévennes, soit dans la Cordillère cantabrique, où le Stéphanien inférieur est beaucoup plus complètement représenté. Nous estimons aussi que la proposition de Alpern & Liabeuf (1967) visant à abaisser la limite Westphalien-Stéphanien à la

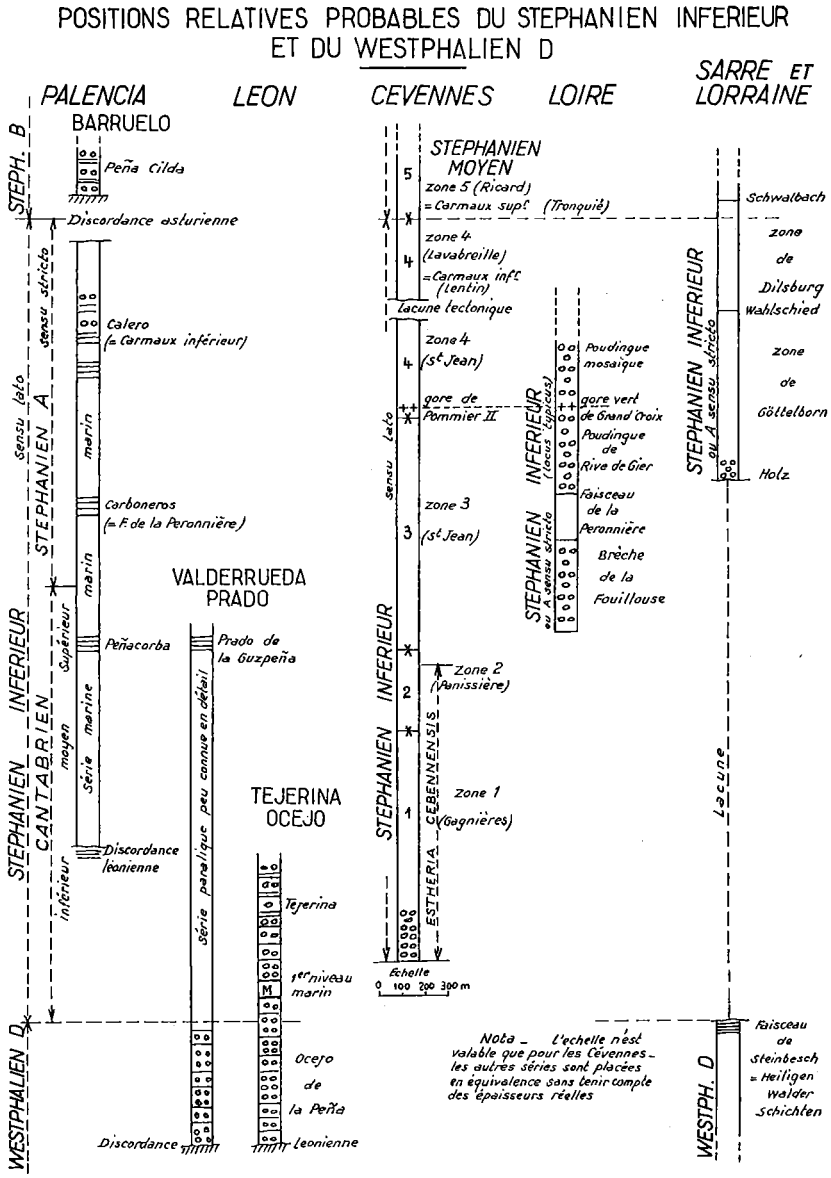


Fig. 2. — Positions relatives probables du Stéphanien inférieur (au sens large) dans les terrains de Barruelo (Palencia), de Valderrueda/Prado (Léon) et de Tejerina/Ocejo (Léon), en Espagne (Cordillère cantabrique), et les bassins des Cévennes, de la Loire et de Sarre/Lorraine en France (et région limitrophe d'Allemagne). Sauf la colonne des Cévennes, l'échelle n'a pas été respectée, et il est à signaler, notamment, que la séquence à Rive-de-Gier (bassin de la Loire) est très étirée, tandis que celle du Cantabrien est comprimée. Les proportions dans les mêmes colonnes ont été modifiées aussi : notamment dans les colonnes correspondantes aux séquences en Espagne, où le Cantabrien est en réalité trois fois plus épais que le Stéphanien A *sensu stricto*.

base de l'épibole des spores monolètes verruqueuses, c'est-à-dire au milieu de la zone de St-Avold (faisceau de Laudrefang) est à rejeter. D'une part cette proposition venait donner une extension encore plus considérable au Stéphanien inférieur, avec une restriction concomittante sur l'acception traditionnelle du Westphalien D, et d'autre part la succession incomplète de la Sarre et de la Lorraine deviendrait automatiquement le stratotype du Stéphanien inférieur. Ni l'un ni l'autre ne nous paraît désirable. Récemment, Corsin, Corsin & Guerrier (1968) ont proposé que la limite Westphalien-Stéphanien soit fixée aux environs du tonstein 40, c'est-à-dire dans la partie supérieure du faisceau de Laudrefang. L'argument paléontologique sur lequel s'appuient ces auteurs est l'apparition des Pécoptéridées cyathéoïdes dans la zone de Faulquemont. Cette proposition est essentiellement semblable à celle des palynologistes, avec les mêmes désavantages, et ces deux propositions fournissent un exemple très clair de l'inconvénient qu'il y aurait à changer les limites sur la base de critères paléontologiques trop limités.

IV. CORDILLERE CANTABRIQUE

Des successions très complètes, à flore abondante et variée, dans la partie sud-orientale de la Cordillère cantabrique (Nord-Ouest de l'Espagne), ont permis de proposer des équivalences avec celles de la France. Commençant avec les couches d'Ocejo de la Peña, discordantes sur le Carbonifère supérieur plus ancien (du Viséen jusqu'au Westphalien C), on a récolté des flores qui vont du Westphalien D supérieur jusqu'au Stéphanien A, en passant par une séquence intermédiaire de quelques 2 500 m qui a été attribuée provisoirement à un étage « Cantabrien » (Wagner 1966, 1969).

La partie inférieure des couches d'Ocejo, qui affleure près du village d'Ocejo de la Peña, dans le nord-est de Léon, a livré notamment : *Neuropteris ovata* Hoffmann var. *ovata, Neur. scheuchzeri* Hoffmann, *Linopteris neuropteroides* (v. Gutbier), *Lin. neuropteroides* var. *linearis* Wagner, *Odontopteris reichiana* (v. Gutbier), *Callipteridium (Praecallipteridium) armasi* (Zeiller), *Call. jongmansi* (P. Bertrand), *Alethopteris grandinioides* Kessler var. *grandinioides, Al. grandinioides* var. *subzeilleri* Wagner, *Al. lesquereuxi* Wagner, *Al. kanisi* Wagner, *Mariopteris nervosa* (Brongniart), *Dicksonites pluckeneti* (v. Schlotheim), *Pecopteris polymorpha* Brongniart, *Pec. unita* Brongniart, *Pec. raconensis* Němejc, *Pec. ocejensis* Wagner (espèce proche de *Pec. arborescens* v. Schlotheim), *Sphenophyllum emarginatum* Brongniart. Les espèces *O. reichiana, D. pluckeneti, P. polymorpha* et *P. unita* y ressortent comme apparaissant pour la première fois au niveau du faisceau de Steinbesch

(ou partie supérieure des Heiligenwalder Schichten) en Sarre-Lorraine. Etant donné l'absence des espèces exclusivement stéphaniennes dans cette association, il faut attribuer la flore d'Ocejo de la Peña au Westphalien D supérieur.

A plusieurs centaines de mètres plus haut dans la même formation d'Ocejo, on constate la présence d'une flore légèrement différente dans les affleurements au nord du village de Tejerina (Wagner, Villegas & Fonollá 1969). Il y a lieu d'insister notamment sur la première apparition des espèces suivantes : *Odontopteris cantabrica* Wagner, *Alethopteris bohemica* Franke, *Pseudomariopteris ribeyroni* (Zeiller), *Pecopteris monyi* Zeiller, *Lepidodendron* cf. *scutatum* Lesquereux. C'est surtout *Al. bohemica* qui donne un aspect nettement stéphanien à cette association, puisqu'il s'agit d'une espèce qui semble cantonnée dans le Stéphanien inférieur et moyen (et, peut-être, la partie basale du Stéphanien supérieur). *Odontopteris cantabrica* est une nouvelle espèce, caractéristique des couches dont nous discutons. *Pseudomariopteris ribeyroni* et *Pecopteris monyi* sont inconnues dans le Westphalien D type de Sarre-Lorraine, mais ont été signalés très sporadiquement dans des couches attribuées au Westphalien D supérieur en Angleterre, au Canada, et dans l'Afrique du Nord. L'espèce citée comme *Lepidodendron* cf. *scutatum (L. dissitum* Sauveur selon Stockmans) est caractéristique du Stéphanien en Espagne.

Cette flore de la partie haute de la formation conglomératique d'Ocejo à Tejerina ne paraît plus attribuable au Westphalien D supérieur, parce qu'elle est plus moderne que celle du faisceau de Steinbesch (ou Heiligenwalder Schichten) en Sarre-Lorraine. Il s'agirait donc d'une flore du Stéphanien inférieur *sensu lato*. Cependant, on y trouve aussi une espèce de *Praecallipteridium* (c'est-à-dire *Call. jongmansi* P. Bertrand) dans un état de développement des pinnules intercalées qui prouve un stade évolutif peu éloigné du Westphalien D.

La formation d'Ocejo est terminée par un niveau marin de 45 m qui est suivi à son tour par la formation de Tejerina, de faciès fluviatile et marécageux. Cette formation a livré une flore abondante (Wagner, Villegas & Fonollá 1969) qui montre l'apparition de *Mixoneura raymondi* (Zeiller), notamment.

La corrélation en détail entre la séquence de plus de 1000 m à Tejerina et celle de la région de Valderrueda et de Prado de la Guzpeña, plus au sud, n'est pas encore faite. Cependant, nous connaissons là des séquences paraliques à flores généralement plus jeunes que celles de Tejerina. Ce pays minier se continue vers l'est par la région minière de Guardo-Cervera, dans la province de Palencia. A peu près 30 km à l'est encore de Cervera de Pisuerga, dans le bassin minier de Barruelo

(Palencia), la série se complète avec les 2600 m de couches marines et paraliques qui se trouvent là dans le flanc inverse d'un synclinal isoclinal (Wagner & Winkler Prins, dans ce volume). La partie supérieure de cette séquence contient trois faisceaux de couches de charbon, nommés Peñacorba, Carboneros et Calero.

Les couches de Peñacorba donnent une flore comparable à celle de Prado de la Guzpeña, le faisceau le plus moderne de la région de Valderrueda/Prado. On constate à ce niveau la première apparition de *Sphenophyllum oblongifolium* (Germar & Kaulfuss), ainsi que, pour l'Espagne, la dernière présence de *Neuropteris scheuchzeri* Hoffmann. On y trouve aussi la variété *grand'euryi* de l'espèce *Neuropteris ovata :* on a donc, à ce niveau, le passage de la variété type à cette variété caractéristique du Stéphanien. Signalons également la présence de *Callipteridium jongmansi* (P. Bertrand) et de *Callipteridium striatum* Wagner, terme de passage entre *Praecallipteridium* et *Eucallipteridium.* De plus on y trouve les espèces stéphaniennes suivantes : *Odontopteris minor-zeilleri* Potonié, *Alethopteris barruelensis* Wagner, *Sphenopteris rotundiloba* Němejc, *Sphen. elaverica* (Zeiller), *Pecopteris multifurcata* Wagner, *Sphenophyllum alatifolium* Renault.

Le faisceau des Carboneros montre l'achèvement définitif du stade évolutif d'*Eucallipteridium* du genre *Callipteridium,* une assez grande fréquence de *Pecopteris arborescens* (v. Schlotheim), et l'absence de *Neuropteris scheuchzeri* Hoffmann, espèce encore présente à Peñacorba et à Prado de la Guzpeña. On y trouve également la première apparition de *Pecopteris (Nemejcopteris) feminaeformis* (von Schlotheim), une espèce stéphanienne très caractéristique.

Le faisceau de Calero y ajoute *Alethopteris zeilleri* Ragot, *Alethopteris magna* Grand'Eury. L'espèce très typiquement stéphanienne, *Al. zeilleri,* est issue de l'espèce westphalienne *Al. grandinioides* par voie de la variété *subzeilleri* qui commence à se développer dans le Westphalien D supérieur d'Ocejo de la Peña et qui est assez fréquente dans le terrain houiller de Valderrueda. On trouve déjà des échantillons appelés *zeilleri* à Valderrueda, mais le passage n'est vraiment achevé qu'au niveau des couches de Calero à Barruelo. Pour les couches de Calero signalons également une grande abondance de *Pecopteris lamuriana* Heer, une espèce qui s'est déjà montrée avec son terme de passage de *Pecopteris vestita* Lesquereux dans une seule localité de Valderrueda, mais qui est excessivement rare avant la flore de Calero. La flore du faisceau de Calero est très semblable à celle du faisceau de Lentin à Carmaux, en France. Il est probable que le faisceau des Carboneros soit plus ou moins du même âge que le faisceau de la Peronnière de l'assise de Rive-de-Gier, le type classique du Stéphanien A (P. Bertrand

1937). Cette corrélation n'est pas encore bien établie, étant donnée la pauvreté des flores de Rive-de-Gier.

Même si les flores des diverses « zones » (formations) reconnues dans les Cévennes sont moins riches que celles trouvées dans la Cordillère cantabrique, on peut proposer des équivalences. Il paraît probable que la zone 2 (Panissière) des Cévennes soit légèrement plus ancienne que le faisceau de Peñacorba (et celui de Prado de la Guzpeña) du « Cantabrien supérieur » de Barruelo (et de Valderrueda). Dans la partie supérieure de la zone 2 on trouve des indications du passage de la variété type de *Neuropteris ovata* à la variété *grand'euryi,* tandis que ce passage a été fait au niveau de Peñacorba. Il est donc probable que l'équivalent de la zone 2 des Cévennes soit représenté dans la succession des couches paraliques à Valderrueda. Si nous attribuons la zone 2 des Cévennes au Cantabrien moyen et, peut-être, base du supérieur, il devient probable que la zone 1 appartient au Cantabrien inférieur à moyen. Malheureusement, il y a très peu de flore connue de la zone 1 des Cévennes, et on ne peut pas savoir si une plus ou moins grande partie du Cantabrien inférieur y est représentée. Plus haut dans la succession des Cévennes, dans la zone 4 (Lavabreille), on a signalé une abondance de *Pecopteris lamuriana* qui le met en équivalence avec le faisceau de Calero à Barruelo.

Il faut encore ajouter que la partie inférieure de la séquence « cantabrienne » à Barruelo est incomplète à cause d'une lacune stratigraphique due à la phase léonienne. Cette lacune devient de moins en moins importante vers le nord dans la province de Palencia, où on voit une puissante série marine et paralique s'intercaler à la base. Des corrélations en cours indiquent que la province de Palencia contient très vraisemblablement toute une succession de quelque 4 700 m de couches marines et paraliques, commençant avec le Westphalien D supérieur et se terminant avec le Stéphanien A (*sensu stricto*) de Calero et Carboneros, à Barruelo. Les couches du « Cantabrien » y seraient d'une épaisseur de 2500 m environ. Toute cette succession est beaucoup plus marine que les couches d'âge équivalente à Tejerina et à Valderrueda/Prado qui ont un faciès paralique plus largement continental.

V. CONCLUSIONS

1) L'assise de Rive-de-Gier a été choisie comme stratotype du Stéphanien A à la suite des travaux sur le Stéphanien de Grand'Eury (1877, 1890), de Zeiller (1888, 1890, 1906) et de P. Bertrand (1918, 1922, 1937). La minceur de sa fraction productive et fossilifère (faisceau de la Peronnière), ainsi que sa relative pauvreté en nombre d'espèces végétales ne permet plus de le considérer actuellement comme

une bonne base de comparaison, d'autant plus que les travaux miniers sont fermés depuis longtemps et qu'il n'existe plus que quelques affleurements fossilifères, notamment dans la brèche de la Fouillouse et le poudingue de Rive-de-Gier.

2) Le Stéphanien inférieur *sensu lato* est beaucoup plus développé, à la fois dans le bassin des Cévennes et dans la Cordillère cantabrique (le faisceau de la Peronnière ne se met en corrélation qu'avec une fraction seulement de ces deux successions). La division en unités chronostratigraphiques formelles de ce Stéphanien inférieur au sens large ne pourra donc être entreprise et les nouveaux stratotypes correspondants définis qu'à la lumière des séquences en cours d'étude dans les deux bassins précités.

3) Dans l'état actuel de la question et en attendant les résultats de ces études exhaustives dans toutes les disciplines (cette question d'études pluridisciplinaires est très importante car la méthode biostratigraphique pure se prête à des opinions divergentes selon les spécialistes et les groupes de fossiles utilisés), il ne nous paraît pas souhaitable de vouloir préciser dès maintenant la limite Stéphanien-Westphalien, car on risquerait d'être obligé de revenir sur des décisions prises prématurément.

***

Ce rapport n'a pour but que de marquer les progrès réalisés sur la question du Stéphanien inférieur et de fournir une mise au point des données actuelles, rassemblées par le groupe de travail sur le Stéphanien qui a été créé au sein de la sous-commission de stratigraphie du Carbonifère. Il est évident que de grands progrès sont encore à réaliser, et nous faisons appel à tous nos collègues pouvant contribuer à la solution des problèmes soulevés, de bien vouloir s'associer à notre tâche, car la coopération internationale est indispensable pour la solution des problèmes de chronostratigraphie.

BIBLIOGRAPHIE

ALPERN, B. & LIABEUF, J. J. (1967) : Considérations palynologiques sur le Westphalien et le Stéphanien : propositions pour un parastratotype. *C. R. Acad. Sci., Paris*, (D), *265 :* 840-843, pl. I.

ALPERN, B., LACHKAR, G. & LIABEUF, J. J. (1967) : Le bassin houiller lorrain peut-il fournir un stratotype pour le Westphalien supérieur. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, *5 :* 75-91.

BERTRAND, P. (1918) : Les grandes divisions paléontologiques du Stéphanien du bassin de la Loire. *C. R. Acad. Sci., Paris, 167 :* 689-691.

BERTRAND, P. (1918) : Caractères distinctifs des flores houillères de St-Etienne et de Rive-de-Gier. *C. R. Acad. Sci., Paris, 167 :* 760-762.

BERTRAND, P. (1920) : Succession normale des flores houillères dans le bassin houiller du Gard. *C. R. Acad. Sci., Paris, 170 :* 331-333.

BERTRAND, P. (1922) : Sur les flores houillères de la Sarre. *C. R. Acad. Sci., Paris, 175 :* 770-772.

BERTRAND, P. (1937) : Tableaux des flores successives du Westphalien supérieur et du Stéphanien. *C. R. 2e Congrès Carbonifère, Heerlen 1935*, I : 67-79.

BOUROZ, A. (1967) : Corrélations des tonsteins d'origine volcanique entre les bassins houillers de Sarre-Lorraine et du Nord-Pas-de-Calais. *C. R. Acad. Sci., Paris*, (D), *264 :* 2729-2732, pls. I-IV.

BOUROZ, A. (1968) : Corrélations entre quelques bassins stéphaniens du Massif-Central par le moyen des niveaux cinéritiques. *C. R. Acad. Sci., Paris*, (D), *266 :* 2219-2222.

CORSIN, P. (1952) : Sur la limite entre le Westphalien et le Stéphanien et sur la flore du Westphalien D et du Stéphanien A. *C. R. 3e Congrès Carbonifère, Heerlen 1951*, I : 93-98.

CORSIN, P., CORSIN, P. Mme & GUERRIER, R. (1968) : A propos de la limite Westphalien-Stéphanien. *C. R. Acad. Sci., Paris*, (D), *266 :* 1373-1378.

DOUBINGER, J. & VETTER, P. (1969) : Observations et réflexions sur les zones paléobotaniques des bassins de Carmaux et de Decazeville. *C. R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, I :* 171-182.

GERMER, R., KNEUPER, G. & WAGNER, R. H. (1968) : Zur Westfal/Stefan-Grenze und zur Frage der asturischen Faltungsphase im Saarbrücker Hauptsattel. *Geologica et Palæontologica, 2* : 59-71, Tafn 1-2.

GRAND'EURY, F. C. (1877) : Flore carbonifère du Département de la Loire et du Centre de la France. *Mém. Acad. Sci., Paris*, (2), *24 :* 1-624, pls A-D,I-XXXIV.

GRAND'EURY, F. C. (1890) : Géologie et Paléontologie du Bassin houiller du Gard. *St-Etienne Impr. Théolier & Cie :* 1-354, pls I-XXII.

LAVEINE, J. P. (1970) : Note préliminaire sur les spores *in situ* de quelques Pécoptéridinées houillères. Implications paléobotaniques et stratigraphiques. *In* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère », *Congrès et Colloques Univ. Liège.*

PRUVOST, P. & CORSIN, P. (1949) : Westphalien supérieur et Stéphanien inférieur. *C. R. Acad. Sci. Paris, 229 :* 1284-1286.

WAGNER, R. H. (1966) : El significado de la flora en la Estratigrafia del Carbonífero superior. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, (Geol.), *64 :* 203-208 (traduction d'un travail lu à Sheffield à l'occasion d'une réunion de la sous-commission de Stratigraphie du Carbonifère — « Proceedings » distribués en février, 1967).

WAGNER, R. H. (1966) : Sur l'existence, dans la Cordillère Cantabrique, de séries de passage entre Westphalien et Stéphanien : la limite inférieure de ces formations « cantabriennes ». *C. R. Acad. Sci., Paris*, (D), *262 :* 1337-1340.

WAGNER, R. H. (1966) : La succession des séries cantabriennes et leur limite supérieure. *C. R. Acad. Sci., Paris*, (D), *262 :* 1419-1422.

WAGNER, R. H. (1969) : Proposal for the recognition of a new « Cantabrian » Stage at the base of the Stephanian Series. *C. R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, I :* 139-150.

WAGNER, R. H., VILLEGAS, F. J. & FONOLLA, F. (1969) : Description of the lower Cantabrian stratotype near Tejerina (León, N. W. Spain). *C. R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, I :* 115-136, pls 1-5.

WAGNER, R. H. & WINKLER PRINS, C.F. (1970) : The stratigraphic succession, flora and fauna of Cantabrian and Stephanian A rocks at Barruelo (Palencia), N. W. Spain. *In* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère », *Congrès et Colloques Univ. Liège.*

ZEILLER, R. (1888) *in* (Renault & Zeiller) : Etudes sur le terrain houiller de Commentry, II. Flore fossile, 1re partie. *Soc. Industrie minérale :* 1-366, pls I-XL.

ZEILLER, R. (1890) : Bassin houiller et permien d'Autun et d'Epinac, 2. Flore fossile. *Etudes Gîtes minéraux France :* 1-304, pls I-XXVII.

ZEILLER, R. (1906) : Bassin houiller et permien de Blanzy et du Creusot. II. Flore fossile. *Etudes Gîtes minéraux France :* 1-265, pls I-LI.

DISCUSSION

T. N. George : read section 4 of the Report of the Subcommission meeting in Sheffield 1967 (dealing with the Westphalian-Stephanian boundary) — *C.R. 6e Congrès Carbonifère,* I, p. xliii.

4. **The Stephanian-Westphalian boundary :**

In the discussion of the nature and position of the base of the Stephanian, it appeared that characteristic macrofloras or selected elements of macrofloras have often been regarded conceptually as marking the lower Stephanian, and the Assise de Rive-de-Gier, at Saint-Etienne, as providing the stratotype. The Assise de Rive-de-Gier, however, has an unconformable diachronous base, and cannot be related to defined Westphalian rocks beneath ; it contains inadequately known, probably restricted fossil assemblages in a thin sequence of strata ; and increasingly it has proved unsuitable as a stratotype. In practice, alternative " Lower Stephanian " sequences have been accepted for reference in the coalfield of Carmaux and in Saar-Lorraine where Upper Westphalian and Stephanian rocks occur in sequence. Hitherto the local base of the Saar-Lorraine Stephanian has been arbitrarily placed at the Holz Conglomerate, a lithological marker useful over most of the coalfield but defective and diminishing in importance in the western part of the area where an apparently continuous sequence of Westphalian and Stephanian rocks is found. Recent palynological work in Lorraine emphasizes the unsuitability of the Holz Conglomerate as a definitive junction of Westphalian and Stephanian in suggesting that an assemblage of monolete spores of Stephanian aspect enters at a horizon, below the Conglomerate, approximately coinciding with Tonstein 60 (which separates spore zones W_1 and W_2 of Alpern, Lachkar & Liabeuf). Tonstein 60 lies in the Zone de St. Avold, about midway in the Assise de La Houve — that is, in mid-Westphalian D as hitherto understood. At a slightly higher level, in the Zone de Faulquemont, and particularly in the Faisceau de Steinbesch, the incoming of numerous pecopterids has been recorded by P. Corsin *(Etudes Gîtes Minéraux de la France,* 1951). These fossil suites of Stephan-

ian aspect are widely recognised in Europe, and have been encountered as far afield as China to the east and Illinois to the west.

On the proposal of B. Alpern, supported by A. Bouroz, the Subcommission agreed to recommend that :

a) the Stephanian base be defined at Tonstein 60 (coincident with the W_1-W_2 spore zone boundary) in the Lorraine sequence ;

b) in consequence the stratotypic locus for the basal part of the Stephanian be designated as Lorraine ;

c) as the lowering of the specified base of the Stephanian from the horizon of the Holz Conglomerate down to Tonstein 60 is an encroachment onto the upper part of what hitherto has been called " Westphalian D ", consideration should be given to a contingently modified nomenclature of the Westphalian divisions ;

d) as the lowering of the specified base gives the lower part of the Stephanian an expanded range not commensurate with the former " Stephanian A " or the Assise de Rive-de-Gier at St. Etienne, consideration should be given to the need for a revised nomenclature, the rocks being called for the time being merely " the lower part/division of the Stephanian ".

B. Alpern : M. Bouroz déduit du fait que la palynologie n'est que morphographique une certaine incapacité à saisir l'évolution. Je voudrais dire ici que toute la paléontologie est morphographique par obligation, seule l'espèce néontologique peut être basée sur l'interfécondité qui définit le « gamodeme », unité spécifique cette fois objective. Si plusieurs espèces paléobotaniques peuvent ne donner qu'une seule forme de spore, comme M. Laveine paraît l'avoir établi, c'est que le nombre de caractères est beaucoup plus grand au niveau du sporophyte que du gamétophyte. On connaît par contre aussi des cas où une même plante produit des types morphographiques différents de spores. Tout ceci paraît aller à l'encontre de la palynologie qui connaît pourtant de grands succès dans le domaine de la stratigraphie et des corrélations. En effet on trouve des spores de familles de plantes dont les macrorestes n'ont pas été conservés et Chaloner cite au Devonien 16 genres de mégaspores alors qu'il n'y a que 4 plantes hétérosporées connues. En outre les spores font le lien entre le domaine continental et le domaine marin. Enfin en sporologie beaucoup d'espèces ont une valeur internationale et sont reconnues et utilisées dans le monde entier avec le même nom (rôle de la CIMP), ceci est moins vrai en paléobotanique où l'unité est moins grande entre les chercheurs.

A. Bouroz (reply) : Ce que M. Laveine a rappelé (et non pas « paraît avoir établi », comme le dit M. Alpern, car ces observations ont été déjà signalées depuis longtemps), c'est qu'une même forme de spore peut provenir de différentes espèces de plantes et qu'inversement une même plante peut donner des spores de forme différente (ce qui pourrait expliquer la constante concomitance de certaines espèces de spore). Il en résulte à l'évidence qu'une échelle stratigraphique basée sur la macroflore sera plus

fine, plus précise, que celle qui s'appuie sur les spores. Cela n'enlève d'ailleurs rien à la commodité d'emploi des échelles de répartition sporologique qui gardent leur valeur, mais il faut en reconnaître les défauts et surtout ne pas vouloir changer une limite stratigraphique importante sur les résultats d'une seule discipline, surtout quand la question n'est pas encore mûre. En effet, la proposition faite par M. Alpern à Sheffield ne répond plus à l'état des connaissances acquises depuis cette date sur le Stéphanien inférieur *sensu lato,* notamment dans les bassins du sud de la France par M. H. Gras et moi-même et du nord-ouest de l'Espagne par M. R. H. Wagner, et que j'ai exposé ici au nom de mes collègues et en mon nom. Il semble donc qu'il serait préférable de surseoir à toute nouvelle définition de la limite Westphalian-Stéphanien jusqu'à nouvel ordre, en attendant l'avancement et les résultats des travaux en cours.

H. Bode (question) : The authors of the report would put the Cantabrian into the gap which we have in Saar/Lorraine between the Steinbesch Formation and the Holz Conglomerate. If they do so, the question arises of how to define the limit between — (a) Westphalian D (Faisceau de Steinbesch) and the Cantabrian, and — (b) Cantabrian and Stephanian A, if the Holz Conglomerate is no longer regarded as the Westphalian/Stephanian boundary. We could then have a new Westphalian D and Stephanian A which would differ from the old ones. On the other hand, the Westphalian D is defined by P. Bertrand as the « zone of *Neuropteris ovata* ». If we follow this definition, we must put the lower part of the Rive-de-Gier beds in the Westphalian D, as it contains *Neuropteris ovata.* Then the Cantabrian would be the same as the Westphalian D and the introduction of the Cantabrian would represent no progress but a complication.

A. Bouroz (reply) : En ce qui concerne le Westphalien D, si l'on peut admettre que l'apparition de *Neuropteris ovata* caractérise le début de ce sous-étage, il ne peut être question de le caractériser en totalité par cette unique plante dont l'extension est très variable suivant les bassins. D'autre part, les corrélations établies entre l'assise de Rive-de-Gier à St. Etienne et le Stéphanien inférieur des Cévennes, montrent que dans les Cévennes il y a près de 2.000 m de terrains qui sont plus anciens que le Stéphanien A *sensu stricto* (assise de Rive-de-Gier) ; ces 2.000 m de terrain présentent une flore analogue à celle du Cantabrien espagnol (Cordillère cantabrique) et différente du Westphalien D classique. La flore du Stéphanien inférieur de Lorraine étant équivalente à celle de Rive-de-Gier ou même des couches plus modernes (Carmaux), il en résulte qu'il existe une lacune en Lorraine, correspondant au Stéphanien inférieur (partie inférieure) des Cévennes et au Cantabrien de la Cordillère cantabrique.

R. H. Wagner (reply) : The limit between Westphalian D and « Cantabrian » will have to be the lower limit of the Cantabrian in its type section. Obviously, this cannot be defined in the Saar/Lorraine area, where beds of Cantabrian age are absent. The matter of the « Cantabrian »-Stephanian A boundary may become relevant when it is decided how many chronostratigraphic units can be usefully defined within the lower Stephanian interval comprised by Cantabrian and Stephanian A. Probably, Stephanian A

as hitherto known will be quite markedly changed (i.e. expanded) and the upper Cantabrian will then have to be changed in consequence. With regard to the « zone of *Neuropteris ovata* », it should be noted that P. Bertrand did not link this zone exclusively to *Neuropteris ovata,* but regarded it, in fact, as an assemblage zone. This zone was covered by the Assise de la Houve in Lorraine. However, if Dr. Bode thinks of the zone of *Neuropteris ovata* as being defined by this species only, its usefulness is debatable, since this species has a diachronous top occurrence in different parts of the world.

J. P. Laveine (reply to H. Bode) : *Neuropteris ovata* débute dans le sommet du Westphalien C tel qu'il est jusqu'ici compris. D'autre part, le Professeur Remy a déjà signalé qu'on le rencontrait encore dans l'Autunien. Aussi le problème est de savoir quels sont les critères qui seront mis en avant pour la définition du Westphalien D.

M. A. Calver (question) : Could the President of the Subcommission please state the terms of reference of the working party headed by Dr. Bouroz ?

T. N. George (reply) : read the following section of the Report of the Subcommission on Carboniferous Stratigraphy of the meeting in Sheffield 1967 (section 5). — *C.R. 6e Congrès Carbonifère,* I, pp. xliii-xliv.

5. The lower Stephanian rocks in N. W. Spain :

Awareness has grown during recent years of the great thickness and variety of rocks ranging from (former) upper Westphalian D to Stephanian A, including an intermediate group of strata younger than Westphalian D (as hitherto known from Saar-Lorraine) and older than Stephanian A (as known from the St. Etienne and Carmaux coalfields). The group may be some 2000 to 3000 m thick, and can probably be subdivided into three units characterized by floral assemblages. To accommodate the group, R. H. Wagner, in the Subcommission meeting of Sheffield 1965, proposed a " Cantabrian " Stage (or sub-stage). An abundantly fossiliferous, permanently exposed suitable stratotype for the lower part of this proposed Cantabrian Stage has been described by Wagner, Villegas & Fonollá, and studies on higher parts are in progress. A renewed proposal was put by Wagner for the recognition of the " Cantabrian " Stage by the Subcommission.

The Subcommission recognized the weight of the Spanish evidence in any reassessment of Stephanian classification. The Cantabrian rocks, however, equate in part with " lower Stephanian " (see 4d). An introduction of a new stage name (and the propriety of the name) would clearly bear directly on the meaning and continued use of " Stephanian A " (and contingently of " Westphalian D ", and cannot well be sustained in isolation. The Subcommission therefore referred the nomenclature of the divisions of the Stephanian to a working party, under the chairmanship of Dr. A. Bouroz, for consideration and report.

B. Alpern (question) : Je voudrais avoir quelques éclaircissements sur des apparentes contradictions que j'ai cru relever dans l'exposé de M. Bouroz.

Tout d'abord les auteurs semblent opposer M. Corsin à lui-même puisqu'ils déduisent des listes établies par cet auteur que le changement est plus considérable au niveau du Holz qu'ailleurs alors que M. Corsin, au contraire, a publié qu'il était d'accord pour adopter une limite plus basse, proche du tonstein 40 (et peu éloignée de la limite palynologique). D'autre part ne pensez-vous pas que les changements considérables relevés par M. Vetter au niveau du Holz conduisent justement à refuser ce niveau comme limite stratigraphique ? Une bonne limite d'étage doit être choisie dans une série « sans discontinuité, ni lacune ». Dans ce cas les changements paléontologiques ne peuvent être que faibles et normaux et non massifs et anormaux. Enfin M. Bouroz est en contradiction avec lui-même (position Sheffield 1967) et avec les géologues lorrains qui admettent *une coupe continue* dans la partie extrême occidentale du bassin sarro-lorrain. Nous pouvons informer la Commission à ce propos que la thèse de M. Choffe a permis d'établir que la coupe sarroise présentait environ un déficit de 450 m de terrains par rapport à la série lorraine occidentale (absence totale de la zone palynologique SL11). C'est sur la base des déclarations des géologues lorrains que nous avons admis et que nous admettons toujours le fait que la série était continue, mais nous n'avons sur ce point aucune responsabilité personnelle.

A. Bouroz (reply) : La question de M. Alpern sous la forme où elle est posée, me paraît surprenante car il faut bien tout de même admettre que tout progrès dans l'acquisition des connaissances conduit à réviser les positions adoptées antérieurement, sinon, où seraient les possibilités de progrès. En ce qui concerne les listes établies par M. Corsin et en utilisant des données complémentaires réunies en Sarre et en Lorraine, il demeure incontestable que le changement majeur de flore se produit au niveau de Holz et nous l'avons expliqué dans notre texte. Il n'a jamais été question, pour nous, de considérer le conglomérat de Holz comme une bonne limite stratigraphique et de demander à le maintenir comme tel, comme semble le suggérer l'ambiguïté de cette partie de la question de M. Alpern, et nous sommes bien d'accord sur le fait qu'une bonne limite d'étage doit être choisie dans une série sans « discontinuité ni lacune ». Et c'est bien pour cela que nous nous refusons à admettre que la limite Westphalien-Stéphanien puisse être choisie en Lorraine car nous avons établi sur la base de l'évolution des formes de la macroflore et sur la répartition des faunes limniques, que malgré une apparente continuité lithologique dans le sud-ouest de la Lorraine (coupée d'ailleurs par un certain nombre de conglomérats), il existe une lacune entre le Steinbesch et la zone de Göttelborn qui correspond au temps de dépôt de 1.500 à 3.000 m de sédiments, soit dans les Cévennes, soit dans la Cordillère cantabrique. Quant à la contradiction dans laquelle je me suis mis avec ma position de 1967, elle provient sans doute de ce que j'ai cru pouvoir attacher à cette époque une certaine valeur à une discipline dont il a été rappelé depuis, qu'elle n'était pas aussi fine qu'on pouvait le croire, ce qui m'a amené à reconnaître le danger qu'il y a à ne vouloir s'appuyer que sur cette discipline *(perseverare diabolicum).*

P. Vetter (in reply to B. Alpern) : Sur les listes établies d'après les déterminations faites par M. le Professeur Corsin, sur le matériel paléontologique recueilli dans les sondages forés dans le bassin de Lorraine, je me suis livré à un petit calcul statistique sur les trois formations : Stéphanien, Steinbesch et Tritteling. En dehors d'un certain nombre d'espèces communes aux trois faisceaux, je constate un changement considérable dans la composition de la flore dans les séries situées au-dessus du conglomérat de Holz : apparition d'une trentaine d'espèces et « disparition » d'une cinquantaine d'espèces des faisceaux de Tritteling et de Steinbesch.

J. P. Laveine (question to P. Vetter) : Avez-vous fait une étude critique des espèces que vous relevez dans les environs du conglomérat de Holz ?

P. Vetter (reply) : Non, il n'y a pas encore eu d'étude critique ; cette étude reste à faire.

R. H. Wagner (in reply to B. Alpern) : A Westphalian/Stephanian boundary in Saar/Lorraine below the Steinbesch Formation would entail the inconvenience that the first chronostratigraphic unit of the Stephanian would have the stratigraphic gap associated with the Holz Conglomerate as its upper limit.

B. Alpern : J'accepte de différer la mise en application de ma proposition jusqu'à ce que les autres disciplines se soient clairement prononcées. Cette proposition reste cependant maintenue car rien sur le plan palynologique n'est jusqu'à présent venu la contredire. Ceci n'est pas vrai sur le plan paléobotanique où on oppose certaines listes à d'autres listes ni sur le plan lithologique où M. Bouroz admet maintenant une lacune dans une série présentée comme continue en 1967 et où le Tonstein 60 se révèle être un choix contestable du fait de sa rareté et de sa faible extension latérale. Je continue de penser que, sur la base des données de terrain, établies par MM. Guerrier et Merri, il y a continuité dans les coupes de l'ouest du bassin (sondages La Houve 1 et 2).

T. N. George : formally proposed to withdraw the 1967 proposal on lowering the base of the Stephanian.

M. Boersma (question) : If neither the Holz Conglomerate, nor Tonstein 60, nor Tonstein 40 are suitable marker horizons between Stephanian A and Westphalian D, what is proposed to be done if no good marker horizon is found either in the Cévennes or in Northwest Spain, based on micro- and macro-palaeobotanical evidence ?

Microfossiles végétaux du Tournaisien inférieur dans le «core-drill» de Brévillers (Pas-de-Calais, France)

A. COMBAZ [1] & M. STREEL [2]

Avec 1 figure hors-texte et planches 3-6.

RESUME.

31 espèces de spores et 9 espèces d'Acritarches sont identifiées et indiquent un âge Tournaisien inférieur. Les variations quantitatives des principales d'entre elles sont étudiées sur un carottage de 6 mètres de puissance. Le caractère partiellement remanié des assemblages est déduit de sa comparaison avec la succession des assemblages de spores dans le bassin de Dinant.

ABSTRACT.

31 Species of spores and 9 species of acritarchs are identified. They indicate a Lower Tournaisian age. The quantitative variations of most of the species are studied withtin a 6 m length of core. The partially reworked aspect of these assemblages is deduced from a comparison with the succession of spore assemblages from the Dinant basin.

I. GENERALITES

En 1961-1962 la Compagnie Française des Pétroles (Normandie) effectuait une campagne de sondages à faible profondeur dans l'Artois et le Cambraisis dans le but de reconnaître le toit du Paléozoïque.

L'un de ces sondages était foré en janvier 1962 à Brévillers (Pas-de-Calais) dans le « permis de Montreuil » jusqu'à une profondeur de 226 m. (Coordonnées : x = 578.345, y = 294.168, z = 127.80 m).

On peut résumer les formations traversées de la façon suivante :

0- 6 m :	Argile plastique brune à silex	- Récent
6-124 m :	Craie blanche à grise, ± argileuse	- Turonien

1 Compagnie Française des Pétroles (Total), Direction Exploration, 20, rue Jean Jaurès, 92-Putaux, France.

2 Laboratoire de Paléontologie végétale, Université de Liège, Place du Vingt-Août, 7 — Liège, Belgique.

124-180 m :	Craie et marne grises - Glauconite	- Cénomanien
180-185 m :	Argile plastique grise, glauconieuse	- Gault
185-205 m :	Calcaire cristallin ± oolithique et marne, noirs - Calcaire organogène gris brun à oolithes et débris organiques ferrugineux	- Tournaisien inférieur
205-226 m :	Calcaire gris noir cristallin, calcaire à entroques et alternances d'argiles noires, de calcaire cristallin et de calcaire à Entroques et lumachelliques	- Tournaisien inférieur

La partie comprise entre 220 et 226 m. a été carottée et son étude en macro- et micro-paléontologie a été conduite par Madame Arnould-Saget et Mademoiselle M. C. Deny.

De nombreuses épines de *Productus* ont été observées a côté d'une grande abondance d'articles de Crinoïdes. En outre, des Brachiopodes : *Schellwienella, Chonetes, Camarotoechia letiensis* sont signalés avec des Lamellibranches : Aviculidae, Taxodontes ?, des Fenestelles, des Girvanelles, des *Endothyra,* des Bryozoaires et d'abondants débris d'Echinodermes. Des Ostracodes, dont le genre *Primitia,* sont également présents, ainsi que de rares Conodontes.

Les microfaciès observés évoquent ceux de l'Assise d'Hastière (Tournaisien inférieur).

En palynologie les populations observées rassemblent de nombreuses spores et des fragments de tissus végétaux, des Acritarches et de rares Scolécodontes. Dans l'ensemble, l'état de conservation n'est pas excellent, mais cependant meilleur que dans la plupart des autres core-drills effectués dans cette région.

II. ETUDES DES MICROFOSSILES ORGANIQUES

A. Spores

1. *CARACTERES GENERAUX*

Elles sont très largement dominantes et notamment bien représentées par les formes appartenant à *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo et aux genres *Raistrickia, Ancyrospora - Hystricosporites, Dictyotriletes - Corbulispora - Knoxisporites.*

En plus des espèces décrites plus loin, nous avons observé : *Retusotriletes punctatus* Tchibrikova, *R. incohatus* Sullivan, *R. planus* Dolby & Neves, *Lophozonotriletes rarituberculatus* Kedo, *Verrucosisporites nitidus* Playford et divers *Punctatisporites* et *Leiotriletes.*

Il faut noter ici l'importance des ornementations constituées par de grossières excroissances telles qu'appendices longs, épais, plus ou moins fourchus, crêtes et verrucosités plus ou moins épaisses et difformes (voir *Raistrickia variabilis).*

Ce caractère général qui affecte une fraction importante de la «microflore » *(Raistrickia, Hystricosporites, Ancyrospora, Lophozonotriletes malevkensis,* etc...) paraît assez caractéristique du Dévonien terminal et du début du Carbonifère.

Nous avons observé cette tendance à l'hypertrophie et à la difformité de l'ornementation notamment chez des populations contemporaines du Sahara occidental et oriental et de Libye (Fezzan & Djeffara).

Il semble également que ce phénomène soit observable au Canada (D. C. McGregor & B. Owens 1966).

Les figures 3 à 9, Pl. 4, montrent bien la difformité et le caractère quasi-tératologique de certains ornements en comparaison avec la moyenne de la population concernée.

2. *ETUDE DESCRIPTIVE*

Infraturma *APICULATI* (Bennie & Kidston 1886) R. Pot. 1956
Subinfraturma *VERRUCATI* Dyb. & Jach. 1957
Genre SCHOPFITES Kosanke 1950
? *Schopfites* sp.
Pl. 3, fig. 3

Description : Spores radiales, trilètes, à contour subcirculaire. Marque triradiée droite, égale à la moitié du rayon de la spore. Exine microgranulée portant une ornementation irrégulièrement distribuée de verrucae, bacula et pila de 2 µ de haut, de 1-2 µ de large. Ornements plus ou moins denses sur les 2/3 environ de la surface de la spore, rares ou absents ailleurs. *Mensurations* (1) : 52-56 µ

Distribution stratigraphique (2) : Tn1.

Subinfraturma *NODATI* Dyb. & Jach. 1957
Genre ACANTHOTRILETES (Naumova) Pot. & Kr. 1954
Acanthotriletes famenensis Naumova 1953
Pl. 3, fig. 4

(1) Le plus souvent, il s'agit des mensurations des spécimens figurés, aucune statistique n'ayant été faite.

(2) Pour les spores, il s'agit de la distribution stratigraphique connue dans l'aire de sédimentation ardenno-rhénane (voir notamment Paproth & Streel 1970, Tab. 2).

F=Frasnien, Fa=Famennien, Tn=Tournaisien.

Description : Spores radiales, trilètes, à contour subtriangulaire à arrondi. Marque triradiée égale aux 2/3 du rayon de la spore. Curvaturae imperfectae peu distincts. Aires de contact lisses. Exine portant sur la surface distale et à l'équateur des coni et verrucae à base de 2 µ, peu élevés (< 2 µ) terminés par un mucron (1-2 µ haut). Ornements distants de 1 à 3 µ. *Mensurations :* 22-24 µ.

Distribution stratigraphique : Fa2d - Tn1.

Genre SPINOZONOTRILETES Hacquebard 1957
Spinozonotriletes cf. *conspicuus* Playford 1964
Pl. 3, fig. 8 et 9

Description : Spores radiales, trilètes, à contour subtriangulaire à arrondi. Marque triradiée droite atteignant l'équateur, accompagnée de plis. Intexine très fine, peu visible. Exoexine relativement épaisse (2-3 µ) portant sur la face distale et à l'équateur des épines de grande taille (11-22 µ de long, souvent brisées ; base de 4-6 µ), de 12-15 saillant à l'équateur. *Mensurations :* 70-75 µ.

Remarques : Le caractère souvent érodé de l'ornementation ne permet pas toujours de séparer cette espèce de *S. uncatus* Hacquebard.

Distribution stratigraphique : Fa2c - Tn1.

Genre PUSTULATISPORITES Potonié & Kremp 1954
Pustulatisporites cf. *gibberosus* (Hacquebard) Playford 1964
Pl. 3, fig. 2

Description : Spores radiales, trilètes, à contour subtriangulaire à arrondi. Marque triradiée simple, égale aux 2/3 du rayon de la spore. Exine portant sur la face distale des verrucae (3-5 µ de diamètre de base) à profil irrégulier, espacées de 2-4 µ. Verrucae plus rares et moins développées sur l'aire proximo-équatoriale.

Remarques : Le caractère souvent érodé de l'ornementation ne permet pas une attribution spécifique plus précise.

Distribution stratigraphique : Tn1.

Subinfraturma *BACULATI* Dyb. & Jach. 1957
Genre HYSTRICOSPORITES McGregor 1960
Hystricosporites cf. *obscurus* Mortimer & Chaloner 1967
Pl. 5, fig. 1 et 2

Description : Spores radiales, trilètes à contour arrondi, vues le plus souvent en compression latérale. Marque triradiée à lèvres élevées atteignant 35 µ. Appendices de 34 à 48 µ à terminaison bifurquée à

branches (5-11 µ chacune) plus ou moins perpendiculaires à l'axe principal de l'appendice. *Mensurations :* axe polaire : 120-142 µ.

Remarques : Le rapport de la taille des appendices au diamètre du corps de la spore est plus grand que chez *H. obscurus.*

Distribution stratigraphique : Fa1a - Tn1.

Hystricosporites multifurcatus (Winslow) Mortimer & Chaloner 1967
Pl. 5, fig. 3 et 4

Description : Spores radiales, trilètes, portant de nombreux appendices relativement cylindriques et longs (> 1/2 du diamètre de la spore), lisses ou faiblement granulés, terminés par un col cylindrique, souvent rétréci (4-6 µ de diamètre), portant des épines de 2-3 µ de long, étroites, typiquement dressées dans le prolongement de l'appendice.

Distribution stratigraphique : Fa2b - Tn1.

Hystricosporites sp. aff. *H. multifurcatus* (Winslow)
Mortimer & Chaloner 1967
Pl. 5, fig. 5 et 6

Description : Spores radiales, trilètes, à contour subtriangulaire à arrondi. Exine portant de nombreux appendices plurifurqués (25-34, saillant à l'équateur). Appendices trapus de 30 µ environ de long, rugueux et plus ou moins cannelés au moins sur les 2/3 inférieurs de leur longueur. Epines terminales au nombre de 3 à 5, longues de 4-6 µ, perpendiculaires à l'axe de l'appendice. *Mensurations* : 112-128 µ.

Remarques : Cette espèce a des appendices de forme plus trapue et en plus grand nombre que dans le matériel type.

Distribution stratigraphique : F2 - Tn1.

Genre RAISTRICKIA (Sch., Wils & Bent.) Potonié & Kremp 1954
Raistrickia ponderosa Playford 1964
Pl. 4, fig. 1 et 2

Description : Spores radiales, trilètes, à contour arrondi. Marque triradiée simple, 2/3 du rayon de la spore, peu visible dans l'ornementation dense. Surfaces distale et proximale couvertes de verrucae ou le plus souvent de bacula « biforme », à sommet arrondi (2-12 µ de haut ; 3-9 µ de large). *Mensurations :* 52-108 µ.

Distribution stratigraphique : Tn1.

Raistrickia variabilis Dolby & Neves 1970
Pl. 4, fig. 3 et 5 à 9

Description : Spores radiales, trilètes, à contour arrondi. Marque triradiée, droite, simple, égale à la moitié du rayon de la spore, peu

visible. Exine portant des ornements de forme et de taille très variables, à base conique supportant un bâtonnet plus ou moins allongé (5-20 µ de long ; 2 à 5 µ de diamètre), élargis à l'apex, parfois faiblement bifurqués. Ornementation variable d'un spécimen à l'autre, moins sur le spécimen lui-même ; 12-18 ornements projetés à l'équateur. *Mensurations :* 25-70 µ.

Distribution stratigraphique : Fa2c - Tn2a.

Raistrickia sp.
Pl. 4, fig. 4

Un spécimen représentant peut-être une forme extrême de *R. variabilis* à appendices peu nombreux et particulièrement développés.

Raistrickia corynoges Sullivan 1968
Pl. 4, fig. 12 et 13

Description : Spores radiales, trilètes, à contour arrondi. Marque triradiée peu visible sous la densité des ornements. Ornements variables en contour et en taille à base légèrement conique (3-5 µ de diamètre à la base, hauts de 8-14 µ) projetés en grand nombre à l'équateur (une cinquantaine). *Mensurations :* 58-69 µ.

Distribution stratigraphique : Tn1 - Tn2a.

Raistrickia macrurus (Luber) Dolby & Neves 1970
Pl. 4, fig. 10 et 11

Description : Spores radiales, trilètes, à contour arrondi. Exine portant des appendices à large base (4-6 µ) décurrente, plus ou moins reliées entre elles en un réseau de murs peu élevés (2 µ). Les bases décurrentes portent des bâtonnets de 5-8 µ de haut, étroitement cylindriques (1-2 µ de large). Une vingtaine d'ornements sont projetés à l'équateur. *Mensurations* : 56-62 µ.

Distribution stratigraphique : Tn1 - Tn2a.

Infraturma *MURORNATI* Pot. & Kr. 1954
RETICULATISPORITES (Ibrahim) Sch., Wils. & Bent.
Reticulatisporites ? fimbriatus Winslow 1962
Pl. 3, fig. 10

Description : Spores radiales, trilètes, à contour arrondi. Exine portant des muri élevés (10 µ environ) à sommet frangé, délimitant des mailles de l'ordre de 20 µ de diamètre. *Mensurations :* 72 µ (ornementation incluse).

Distribution stratigraphique : Tn1.

Genre CORBULISPORA Bharadwaj & Venkatachala 1961
Corbulispora cf. *subalveolaris* (Luber) Sullivan 1964
Pl. 3, fig. 11

Description : Spores radiales, trilètes, à contour arrondi. Marque triradiée peu visible, droite, simple, sans lèvres. Exine portant des muri formant un pseudo-réseau à mailles irrégulières, incomplètes. Muri plus élevés aux nœuds. *Mensurations* : 78-94 µ.

Discussion : Le polymorphisme de *C. subalveolaris* tel qu'il est accepté par Sullivan 1964 (voir notamment sa Pl. 1, fig. 19) est considérable. Cependant, le matériel de Brévillers n'est pas suffisamment bien conservé pour autoriser une attribution spécifique définitive.

Distribution stratigraphique : Tn1 - Tn2a.

Genre DICTYOTRILETES (Naum.) Potonié & Kremp 1954
Dictyotriletes trivialis (Naum. *in litt.*) Kedo 1963
Pl. 3, fig. 13

Description : Spores radiales, trilètes, à contour arrondi. Marque triradiée peu visible, droite, simple, sans lèvres atteignant les 2/3 du rayon de la spore. Exine portant une ornementation de muri formant un réseau à mailles souvent incomplètes lorsque les muri s'interrompent brusquement. *Mensurations :* 82-99 µ.

Distribution stratigraphique : Tn1 - Tn2a.

Infraturma *CINGULATI* Pot. & Klaus 1954
Genre CRISTATISPORITES Pot. & Kr. 1954
Cristatisporites echinatus Playford 1963
Pl. 5, fig. 11

Description : Spores radiales, trilètes, à contour subtriangulaire. Marque triradiée relativement épaisse et élevée (2-3 µ) atteignant l'équateur. Cingulum large ayant à peu près le 1/3 du rayon de la spore, s'amincissant vers l'équateur. Ornementation dense de coni et spinae (1-4 µ de long). *Mensurations :* 59-72 µ.

Distribution stratigraphique : Tn1.

Genre KNOXISPORITES Pot. & Kr. 1954 emend. Neves 1961
Knoxisporites cf. *literatus* (Waltz) Playford 1963
Pl. 3, fig. 12

Description : Spores radiales, trilètes, à contour subarrondi. Marque triradiée atteignant les 2/3 du rayon de la spore, bordée de lèvres épaisses et larges de 4-6 µ. Cingulum large d'1/4 à 1/3 du rayon de la spore. Muri distaux plus étroits, à distribution irrégulière. *Mensurations :* 83-110 µ.

Discussion : Notre matériel se rapproche des formes publiées par Winslow (1962) sous le nom de *Reticulatisporites crassus.*

Distribution stratigraphique : Tn1 - Tn2a.

Genre LOPHOZONOTRILETES (Naum.) Potonié 1958
Lophozonotriletes lebedianensis Naumova 1953
Pl. 3, fig. 1

Description : Spores radiales, trilètes, à contour subcirculaire. Marque triradiée fine, peu visible, atteignant les 2/3 du rayon de la spore. Cingulum peu différencié, de 3-6 µ de large. Exine lisse portant des verrucae à sommet arrondi, de hauteur et de diamètre variant de 2-8 µ. Ornementation à densité variable. *Mensurations* : 45-52 µ.

Distribution stratigraphique : Fa1a - Tn1.

Genre VALLATISPORITES Hacquebard 1957
Vallatisporites pusillites (Kedo) Dolby & Neves 1970
Pl. 5, fig. 12

Description : Spores radiales, trilètes, à contour subtriangulaire. Marque triradiée atteignant le bord équatorial de la spore, à lèvres élevées (2-3 µ). Intexine très fine, peu visible ; exoexine épaissie en un cingulum s'amincissant vers l'équateur, portant du côté interne plus épais de très petites lacunes à distribution radiale. Ornementations distale et équatoriale apiculées très variables ; le plus souvent formées d'épines (3-5 µ) portées sur des verrucae (2-4 µ de diamètre basal). *Mensurations :* 52-58 µ.

Distribution stratigraphique : Fa2d - Tn1.

Vallatisporites vallatus Hacquebard 1957
Pl. 6, fig. 1 et 2

Description : Spores radiales, trilètes à contour subtriangulaire. Marque triradiée peu visible, atteignant l'équateur, à lèvres peu élevées (1 µ). Intexine très fine ; exoexine épaissie en un cingulum s'amincissant vers l'équateur, portant du côté interne plus épais, de très petites lacunes à distribution radiale. Ornementations distale et équatoriale de petits grana et coni (1-2 µ). *Mensurations* : 60-68 µ.

Distribution stratigraphique : Tn1.

Infraturma *TRILETESACCITI* Leschik 1955
Subinfraturma *INTRORNATI* Butt. & Will. 1958
Genre ENDOSPORITES Wilson & Coe 1950
Endosporites gr. *minutus* Hoff., St. & Mall.
Pl. 5, fig. 9 et 10

Description : Spores radiales, trilètes, à contour subtriangulaire à arrondi. Marque triradiée à lèvres élevées (2-3 µ) atteignant les 2/3 du

rayon de la spore, souvent accompagnée de plis. Intexine et exoexine de 1-2 μ d'épaisseur, lisses. L'exoexine parfois microgranulée. *Mensurations :* 52-70 μ.

Remarques : Voir Streel 1966, p. 88.

Distribution stratigraphique : Fa3 - Tn2a.

Endosporites ? sp. *in* Balme & Hassell 1962, Pl. 5, fig. 5
Pl. 6, fig. 3

Description : Spores radiales, trilètes à contour subtriangulaire. Marque triradiée accompagnée de plis, atteignant l'équateur de la spore. Saccus portant à l'équateur une aile membraneuse (limbus ?) large d'environ 1/8 du rayon de la spore. Zone formée par la vue polaire du saccus, égale à 1/2 du rayon de la spore. Exoexine portant une microornementation de très petits coni (< 0,5 μ). *Mensurations :* 102-124 μ.

Distribution stratigraphique : Fa2c - Tn1.

INCERTAE SEDIS

(Les attributions génériques ci-dessous sont provisoires).

Hymenozonotriletes lepidophytus Kedo 1957
Pl. 5, fig. 13 et 14

Description : Voir Streel 1966, p. 69.

Distribution stratigraphique : Fa2d - Tn1.

Hymenozonotriletes luteolus (Naumova) Kedo 1957
Pl. 3, fig. 5 et 6

Description : Spores radiales, trilètes, à contour circulaire. Marque triradiée égale au rayon de la spore, accompagnée de plis. Exoexine lisse, très finement plissée, entourant étroitement l'intexine. *Mensurations :* 36-42 μ.

Distribution stratigraphique : Tn1.

Hymenozonotriletes famenensis Kedo 1963
Pl. 3, fig. 7

Description : Spores radiales, trilètes, à contour subtriangulaire à subcirculaire. Marque triradiée simple, atteignant l'équateur de la spore. Intexine épaisse (2-3 μ) plus ou moins granuleuse ; exoexine lisse, membraneuse, finement plissée et étroitement accolée à l'intexine, déterminant une pseudo-sculpture rugulée, à distribution plus ou moins radiaire. *Mensurations :* 52-59 μ.

Distribution stratigraphique : Fa2c - Tn1.

Ancyrospora ? *capillata* Dolby & Neves 1970

Pl. 5, fig. 7 et 8

Description : Spores radiales, trilètes, à contour subtriangulaire à subcirculaire. Marque triradiée élevée (3-4 µ) n'atteignant pas l'équateur de la spore. L'exoexine sous-tendant la partie inférieure des appendices plurifurqués est couverte de très fines soies de 2-3 µ de haut. Appendices longs de 20-40 µ, à base conique, s'amincissant sous l'apex pour s'évaser en un plateau de 4-6 µ de diamètre d'où divergent 3-6 épines latérales (chacune de 5-8 µ de long). *Mensurations* : 102-115 µ.

Distribution stratigraphique : Tn1.

B. **Acritarches**

Ils sont relativement rares et peu variés. Leur état de conservation est assez bon.

POLYGONOMORPHITAE D.E.S. 1963

Genre VERYHACHIUM (Deunff) Downie & Sarjeant 1963

Veryhachium downiei Stockmans & Willière 1962

Pl. 6, fig. 4

1962 — *V. downiei* Stock. & Wil., Pl. 1, fig. 2, 4, texte-fig. 2, p. 84.

1963 — *V. downius* Stock. & Wil., Pl. 1, fig. 9, 10, Pl. 3, fig. 1, 2, texte-fig. 1, 2, 3, p. 451.

Description : Coque triangulaire ; test mince plus ou moins froissé ; 3 appendices fins, assez longs (de l'ordre de grandeur du côté de la coque) et flexueux.

Mensurations de la coque : 20-25 µ.

Distribution géographique et stratigraphique : Frasnien, Famennien et Tournaisien du Nord de la France et de Belgique.

Veryhachium trispinosum (Eis.) Deunff 1954

Pl. 6, fig. 5

1962 — *V. trispinosum in* Stock. & Wil., Pl. 2, fig. 25, 26, texte-fig. 1, p. 46.

Description : Coque triangulaire peu déformée ; test mince plus ou moins froissé ; 3 appendices courts se confondant plus ou moins avec les angles du corps central.

Mensurations de la coque : 20 µ.

Distribution géographique et stratigraphique : Ordovicien de Prusse orientale, de Bretagne, d'Angleterre ; Silurien d'Angleterre ; Dévonien de Bretagne, de Belgique.

Veryhachium octoaster Staplin 1961
Pl. 6, fig. 8 et 9

1961 — *V. octoaster* Staplin, Pl. 49, fig. 3, 4.

Description : Coque polyédrique à sommets pointus ; tégument lisse et peu épais, formant des arêtes plus ou moins sinueuses entre les sommets au nombre de 8 au plus.

Mensurations : 55-60 μ.

Distribution géographique et stratigraphique : Dévonien supérieur du Canada, de Belgique, de France ; Tournaisien inférieur de France.

ACANTHOMORPHITAE D.E.S. 1963

Genre MICRHYSTRIDIUM (Defl.) Downie & Sarjeant 1963

Micrhystridium pascheri Stockmans & Willière 1962, Pl. 2, fig. 13
Pl. 6, fig. 6

M. pascheri Stock. & Wil. 1962, Pl. 2, fig. 13, texte-fig. 24, p. 64.

Description : Coque sphérique lisse ; 8 à 10 appendices coniques courts [< 2 R (3)] et lisses, ouverts sur la coque.

Mensurations de la coque : 15 à 20 μ.

Distribution géographique et stratigraphique : Frasnien supérieur de Belgique ; Tournaisien de France septentrionale.

Genre BALTISPHAERIDIUM (Eis.) Downie & Sarjeant 1963

Baltisphaeridium flandrium Stock. & Will. 1962
Pl. 6, fig. 14 et 15

Description : Coque sphérique lisse ; tégument peu épais ; 1 à 2 μ ; 10 à 12 appendices lisses, longs (< 2 R) et flexueux, quand ils ne sont pas cassés, creux et obturés à la base.

Mensurations de la coque : 30 à 40 μ.

Distribution géographique et stratigraphique : Tournaisien de Belgique, de France septentrionale.

Genre GORGONISPHAERIDIUM Staplin, Jansonius & Pocock 1965

G. winslowii Staplin, Jansonius & Pocock 1965
Pl. 6, fig. 10 et 11

Description : Coque sphérique lisse, peu épaisse ; assez nombreux appendices courts (⩽ R), pointus, et quelquefois bifides à leur extrémité. La plupart sont rigides, quelques-uns sont flexueux, très légèrement bulbeux à la base et probablement obturés.

Mensurations de la coque : 20-25 μ.

(3) R=rayon de la coque.

Remarque : il s'agit d'une forme voisine de *Filisphaeridium* Jansonius. Toutefois, le diamètre du corps central est plus grand, les appendices plus longs et moins nombreux, le tégument est moins épais.

Ces formes sont fréquentes et constituent ici le groupe dominant des Acritarches.

PTEROMORPHITAE D.E.S. 1963

CYMATIOSPHAERA (O. Wetzel) Deflandre 1954

Cymatiosphaera cf. *wenlockia* Downie 1959

Pl. 6, fig. 7

Description : Coque subsphérique sombre, portant des piliers (± R) sous-tendant une membrane perpendiculaire à la surface du corps central.

Mensurations de la coque : 12-15 µ.

Distribution géographique et stratigraphique : Silurien d'Angleterre, d'Espagne ; Dévonien de Belgique et de France ; Tournaisien de France septentrionale.

Cymatiosphaera cf. *devonica* Deunff 1966

Pl. 6, fig. 13

Description : Coque sphérique, portant des piliers (< R) ; membrane fine entourant perpendiculairement la coque d'un réseau à mailles hexagonales.

Mensurations de la coque : 18-20 µ.

Distribution géographique et stratigraphique : Dévonien et Tournaisien de France septentrionale.

SCUTELLOMORPHITAE Brito 1956

MARANHITES Brito 1966

Maranhites sp.

Pl. 6, fig. 12

Description : Coque discoïdale ornée d'excroissances équatoriales (ici au nombre de 8), hautes de R/3, prolongées en fourche par deux lèvres de même hauteur et sous-tendant une membrane équatoriale très fine et froissée. Cette membrane adhère aux faces latérales du corps central et se déprime sur son contour dans l'axe des excroissances. Le tégument du corps central est épais et présente un aspect chagriné sur ces faces latérales.

Mensurations de la coque : 35 µ, h. t. : 50 µ.

Remarque : Il est probable qu'une perforation existe dans l'axe de chaque excroissance mettant en communication la cavité inférieure avec le milieu extérieur. Ces formes ne sont pas sans affinités avec le genre *Duvernaysphaera* Staplin.

Distribution géographique et stratigraphique : Tournaisien inférieur de France septentrionale.

C. Scolécodontes

Ils sont communs sans être très nombreux, les formes observées présentent des affinités avec *Arabellites cornis* Eller.

III. PALYNOFACIES ET PALEOECOLOGIE

La plupart des échantillons, notamment ceux prélevés dans les carottes 1 et 2 (faciès plus argileux) contiennent un abondant résidu détritique organique. La masse principale est constituée par les débris végétaux ligneux noirâtres, des fragments de cuticules bruns à noirs. Les microfossiles, moins abondants, représentent en moyenne 10 à 20 % du total.

Les spores dominent et indiquent clairement l'importance de l'apport continental dans l'environnement sédimentaire. Néanmoins, la quantité de spores par gramme de sédiment est relativement faible et ne suggère pas la proximité du paléorivage. Le « microbios » marin est très peu abondant. Il se compose de Scolécodontes (mâchoires d'Annélides) et d'Acritarches relativement rares et peu variées comprenant des *Leiosphaeridia.*

L'analyse biométrique des populations de *Hymenozonotriletes lepidophytus* dans les échantillons où cette espèce est suffisamment abondante démontre que les assemblages ont subi un certain tri et ont été probablement aussi l'objet d'une redistribution. En effet, dans les sédiments du Bassin de Dinant plus proche du paléorivage, la réduction de taille de cette espèce lorsque l'on s'élève dans le Tournaisien, est un phénomène constant. A Brévillers, en revanche, on trouve en alternance les zones biométriques D et E ; de plus, ces « grandes » spores sont associées à des espèces tournaisiennes qui n'apparaissent pas dans les zones biométriques D et E des sédiments littoraux du Bassin de Dinant : *Ancyrospora ? capillata, Reticulatisporites ? fimbriatus, Dictyotriletes trivialis, Knoxisporites* cf. *literatus, Corbulispora* cf. *subalveolaris, Raistrickia corynoges, Vallatisporites vallatus.*

Peut-être le caractère remanié de cet assemblage est-il plus apparent aux niveaux des maxima de *H. lepidophytus,* particulièrement là (221 m ; 223,50 m ; 226 m) où les formes d'ornementation reticulée ou pseudoréticulée, groupées sous le genre *Dictyotriletes* sont peu abondantes. Il n'est pas exclu cependant que cette alternance de niveaux

riches en *H. lepidophytus* et de niveaux riches en *Dictyotriletes* traduisent un contrôle des assemblages par l'environnement du milieu de production ou par les agents de transport.

IV. STRATIGRAPHIE

Tous les échantillons étudiés contiennent *Hymenozonotriletes lepidophytus* dont la biozone caractérise dans le bassin de Dinant le Fa2d et la plus grande partie du Tn1. Les espèces citées ci-dessus excluent l'âge Fa2d et suggèrent que les échantillons appartiennent à la partie inférieure du Tn1b, équivalent probable des schistes de Hangenberg qui s'intercalent, dans la succession classique allemande, entre les calcaires à *Wocklumeria* (toVI) et les calcaires à *Gattendorfia* (cuI) (voir Paproth & Streel 1970). La redistribution éventuelle de quelques espèces de spores apparues dès la base du Tn1 est sans incidence importante sur notre tentative de corrélation biostratigraphique.

Nous attirons l'attention sur l'acritarche *Gorgonisphaeridium winslowii* qui se révèle un intéressant marqueur stratigraphique du Tn1, puisque cette espèce domine les populations d'acritarches décrites à ce niveau en Amérique du Nord, en Europe occidentale et dans le nord de l'Afrique.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

(Pour les références concernant la nomenclature des microfossiles végétaux, voir Streel 1971).

C. F. P. (M.), COPESEP, RAP & SNPA (1966) : Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France. *Ann. Soc. géol. Nord, LXXXV* : 273-281.

C. F. P. (M.), COPESEP, RAP & SNPA (1966) : Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France (suite). Tableaux des Core-drills. *Ann. Soc. géol. Nord, LXXXVI*, 115-128.

McGregor, D. C. & Owens, B. (1966) : Illustrations of Canadian Fossils : Devonian spores of eastern and northern Canada. *Geol. Surv. Canada, 66*-30 : 1-66, pls 1-29.

Paproth, E. & Streel, M. (1970) : Corrélations biostratigraphiques près de la limite Dévonien/Carbonifère entre les faciès littoraux ardennais et les faciès bathyaux rhénans. *In* « Colloque sur la stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège.*

Streel, M. (1966) : Critères palynologiques pour une stratigraphie détaillée du Tn1a dans les bassins ardenno-rhénans. *Ann. Soc. géol. Belg., 89* : 65-96, pls. 1-2.

Streel, M. (1971) : Paléophytogéographie et biostratigraphie des microfossiles végétaux du Dévonien supérieur et du Tournaisien ardenno-rhénan. *En préparation.*

MICROFOSSILES ORGANIQUES DANS LE PALEOZOÏQUE DE BREVILLERS - (PAS DE CALAIS) -

Présent | Abond.

Légende : groupes de formes

1. Groupe - Endosporites
2. " *Ancyrospora Hystr.*
3. " *H. lepidophytus*
4. " *Leiotriletes Punctatisp.*
5. Groupe *Verrucosisporites*
6. " *Raistrickia*
7. " *Leiosphaeridia*
8. " *Gorgonisphaeridium*
9. Groupe *Vallatisporites*
10. " *Dictyotriletes*
11. " *Micrhystridium*
12. Autres spores et Acritarches

PROFONDEUR | LOG | AGE | LITHOLOGIE | CAROTTES | ÉCHANTILLONS | FRÉQUENCES ABSOLUES N/gr. de roche | GROUPES DE FORMES — FRÉQUENCES RELATIVES

16 64 144 256 400 576 784 1024 1296 1600 1936 2304

10 20 30 40 50 60 70 80 90

Scolécodontes
Acritarches
Spores

185

185-205
Calcaire microcristallin gris foncé, à grosses gravelles diffuses. Calcaire gris-noir, argileux, à débris de coquilles nacrées. Passées de marne indurée noire, finement sableuse. Calcaire gris foncé, microcristallin, organogène et calcaire gris à gravelles ou pseudooolithes et débris roulés ferrugineux.

191 — N — 2812

195 — E — 2811

196

201 — I — 2810

205 — N — 2809

205-215
Calcaire gris-noir, cristallin, finement gréseux, micacé, à débris de Mollusques

210 — 2808

215-220
Calcaire à grain fin, finement gréseux, micacé, à débris de coquilles. Calcaire à entroques gris-noir

219 — S T R U

220

220-226
Alternance d'argile noire schisteuse, de calcaire cristallin gris foncé et de calcaire à entroques gris noir, nombreuses passées lumachelliques.

221 — 4464 4465 2807 4466

222 — 4467 4468 2806 4469

223 — 4470 4471 2805

224 — 4472 4473

225 — 4474 4475

226 — 2804 4476

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

H. lepidophytus - taille

(D) (E) (D)

41 51 61 71

Corbulispora cf. subalveolaris
Vallatisporites pusillites
Vallatisporites vallatus
Knoxisporites cf. literatus
Pustulatisporites cf. gibberosus
Endosporites? sp. in Balme et Hassell
Hystricosporites multifurcatus
Acanthotriletes famenensis
Hymenozonotriletes lepidophytus
Reticulatisporites? fimbriatus
?Schopfites sp.
Raistrickia ponderosa
Raistrickia variabilis
Hymenozonotriletes luteolus
Endosporites gr.minutus
Cristatisporites echinatus
Raistrickia corynoges
Raistrickia macrurus
Hystricosporites sp.aff.H.multifurc.
Hystricosporites cf. obscurus
Verrucosisporites div. sp.
Raistrickia sp.
Spinozonotriletes cf. consocuus
Lophozonotriletes lebedianensis
Ancyrospora? capillata
Baltisphaeridium flandrium
Cymatiosphaera cf. wenlockia
Micrhystridium pascheri
Gorgonisphaeridium winslowii
Veryhachium downei et V.trispinosum
Veryhachium octoaster
Maranhites sp.

Hors-texte 1 : remarque : la distribution des tailles (interquartiles) dans les populations de *H. lepidophytus* est indiquée, en μ, par un rectangle noir (+ de 20 % de la population) ou pointillé.

Données nouvelles sur les Foraminifères du Tournaisien inférieur et des couches de passage du Famennien au Tournaisien dans l'Avesnois

R. CONIL[1] & M. LYS[2]

Avec 3 figures dans le texte et planches 7-13.

RESUME.

15 espèces de Foraminifères dont 9 nouvelles et un genre nouveau *(Avesnella)* sont décrits dans la coupe de référence d'Avesnelles (France), parastratotype du Calcaire d'Etroeungt. La distribution géographique des *Quasiendothyra* et les influences écologiques sur cette distribution sont discutées. La répartition stratigraphique des associations guides de Foraminifères est précisée dans le Famennien et le Tournaisien inférieur de Belgique et de l'Avesnois, en France.

ABSTRACT.

15 species of foraminifera including 9 new species and one new genus (*Avesnella*) are described from the reference section of Avesnelles (France), parastratotype of the « Calcaire d'Etroeungt ». The geographical distribution of *Quasiendothyra* and the ecological control on the distribution of these foraminifera are discussed. The stratigraphic ranges of the guide-assemblages of foraminifera is discussed in detail for the Famennian and Lower Tournaisian of Belgium and the Avesnois in France.

*
**

La coupe d'Avesnelles que nous avons décrite en détail en 1964 (Conil, Lys & Paproth 1964) et proposée depuis lors comme parastratotype du Calcaire d'Etroeungt, est relativement mal connue dans sa partie inférieure. Le Calcaire d'Etroeungt a fait l'objet de belles descriptions paléontologiques en France, en Belgique et en Allemagne. Il n'en est pas de même en ce qui concerne la partie supérieure des « Schistes de Sains », dans laquelle nous avions rencontré dès 1961

1 Institut Géologique de l'Université, rue St-Michel 6, Leuven, Belgique.

2 C.N.R.S. Géologie Historique, Faculté des Sciences, 91, Orsay, France.

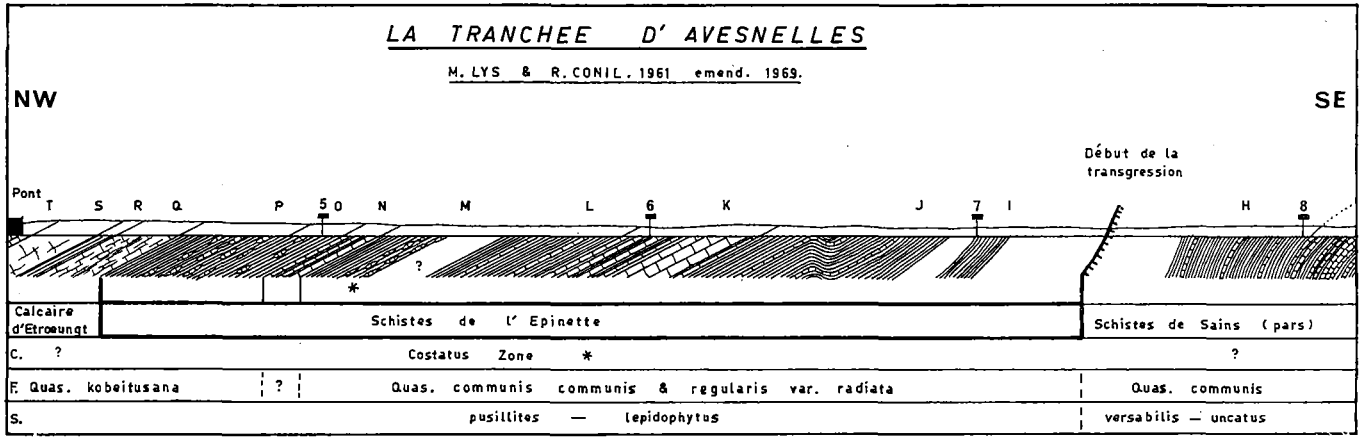


Fig. 1. — Parastratotype du Calcaire d'Etroeungt (extrait de la coupe originale de Conil, Lys & Paproth 1964). L'échelle est donnée par les bornes hectométriques 5 à 8. Les diverses unités lithologiques sont désignées par des lettres (G à T) qui correspondent à celles de la description originale.

C : zones à Conodontes. F : zones à Foraminifères. S : zones à Spores. Ces zones sont limitées par des traits discontinus qui indiquent les répartitions actuellement connues. Le Calcaire d'Etroeungt, *sensu lato,* correspond au « Strunien calcaire », Conil & Lys 1964.

des Foraminifères assez proches de l'association tournaisienne des couches d'Etroeungt. Cet endroit est le seul en Europe occidentale où peut être suivie l'évolution continue des Foraminifères du Famennien au Tournaisien. La grande épaisseur des sédiments favorise l'extension verticale des zones successives.

I. **LES SCHISTES DE L'EPINETTE** (Conil & Lys 1967)

Les Schistes de l'Epinette constituent une formation en grande partie schisteuse, renfermant plusieurs niveaux de calcaire stratifié et de calcaire nodulaire. Ils renferment les premiers Stromatopores connus après le Frasnien.

Cette formation est comprise entre les grès de la halte de St-Hilaire (Conil, Lys & Paproth 1964, p. 24, e-k) et le Calcaire d'Etroeungt (au sens large) à Stromatopores, de la tranchée d'Avesnelles (Conil, Lys & Paproth 1964, p. 22, q-t). Elle appartient à la zone palynologique « *pusillites-lepidophytus* (Streel 1969) et renferme des *Quasiendothyra* bilaminaires que nous n'avons jamais découvertes plus bas. Sa partie supérieure chevauche la limite inférieure de la zone à *Quasiendothyra kobeitusana* qui se montre ainsi indépendante du faciès à prédominance calcaire.

Cette unité lithologique, aisément reconnaissable sur le terrain grâce à ses Stromatopores, constitue pratiquement, dans l'ensemble du bassin de Dinant, la phase terrigène qui a précédé la sédimentation calcaire dès les premières étapes de la transgression Fa-Tn1. Pour faciliter la cartographie, nous avions divisé antérieurement cet ensemble en « Strunien schisteux » et « Strunien gréseux » ; en Belgique, depuis la Meuse jusqu'à Walcourt, les microfaunes sont si rares que ces critères restent pratiquement les seuls à l'heure actuelle.

Les Schistes de l'Epinette, situés stratigraphiquement entre le stratotype d'Evieux et celui d'Etroeungt, ont donc un intérêt primordial dans la recherche d'une limite entre le Dévonien et le Carbonifère. La présente étude a pour but de les faire mieux connaître tout en ne révélant qu'un seul des nombreux sujets d'étude paléontologique qui pourraient être poursuivis sur ce riche gisement.

Si l'abondance des Girvanelles et des *Bisphaera* est assez constante, la distribution des Foraminifères est extrêmement variable d'un banc à l'autre dans une même unité. Les associations les plus riches ont été rencontrées dans les termes O et K et surtout dans les deux bancs de calcaire apparaissant 9 m plus bas que ce dernier (bancs 89 et 91). La figure 2 permet de localiser avec précision les Foraminifères figurés.

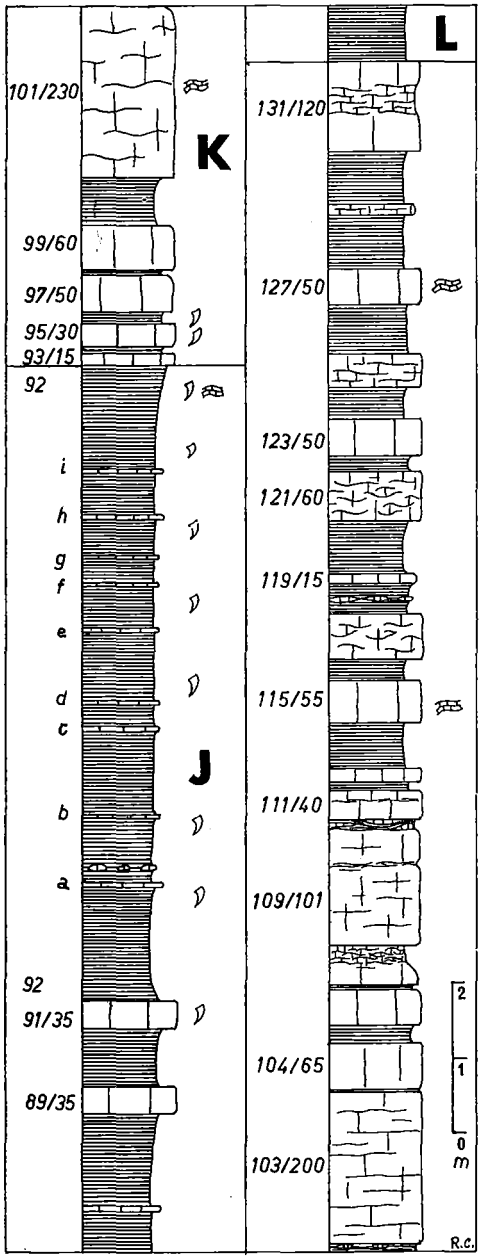


Fig. 2. — Tranchée d'Avesnelles.
Détail de la partie moyenne des Schistes de l'Epinette.
Avesnes 3.

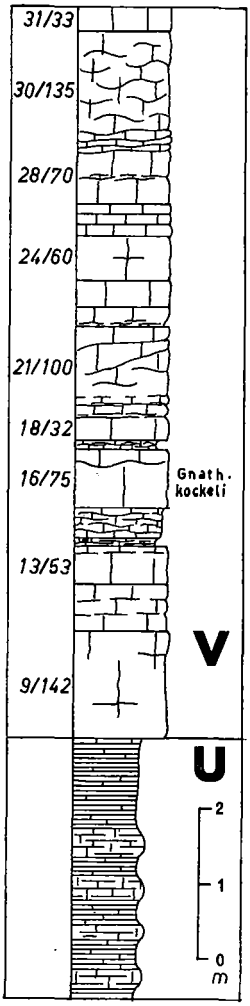


Fig. 3. — Tranchée de St-Hilaire.
Détail du Calcaire noir d'Avesnelles.
Les termes U et V correspondent à ceux de Conil, Lys & Paproth 1964, notés en lettres minuscules.
Avesnes 1.

II. LE CALCAIRE NOIR D'AVESNELLES

Le Calcaire noir d'Avesnelles constitue une unité lithologique aisément identifiable dans l'Avesnois. C'est un calcaire gris foncé à noir, grenu à fin, stratifié en petits bancs pouvant être nodulaires ou lenticulaires. Cette unité est comprise entre les calcschistes à Coraux et Stromatopores formant le sommet du « Calcaire d'Etroeungt » au sens large, et les Schistes à *Spiriferellina* (Tn2a). Nous y rapportons les alternances schisto-calcaires faisant transition avec les Schistes à *Spiriferellina.*

La faune comporte essentiellement des Brachiopodes (lumachelles de *Productus niger*), des Lamellibranches, des Ostracodes (parmi lesquels d'assez nombreux *Cryptophyllus* à la base) et des Foraminifères (principalement des Tournayellidae). Les Coraux sont absents ou rares, de même que les Girvanelles. Ce type d'association contraste avec celui des couches immédiatement inférieures sur lesquelles le Calcaire noir d'Avesnelles repose sans transition, et qui renferment de très nombreuses *Quasiendothyra, Endothyra* et *Paracaligella* associées à d'abondantes petites Girvanelles. Ces caractères se maintiennent pratiquement du premier au dernier banc (9 à 31), bien que *Tournayellina beata* n'ait été rencontrée que du banc 16 au banc 21 inclusivement.

Les alternances schisto-calcaires du sommet ne renferment que des Foraminifères simples et des *Umbellina* sans ornementation.

III. SYSTEMATIQUE

TOURNAYELLIDAE

Chernyshinella glebovskayae (Dain)
(Pl. 13, fig. 128)

1953 — *Glomospiranella glebovskayae* Dain — Dain, p. 26, pl. I, fig. 14-17.
1955 — *Septaglomospiranella glebovskayae* Dain — Lipina, p. 45, pl. IV, fig. 19.
1964 — *Chernyshinella depressa* Conil & Lys — Conil & Lys, p. 146, pl. XXI, fig. 414.
1965 — *Septaglomospiranella (Neoseptaglomospiranella) glebovskayae* (Dain) — Lipina, p. 70, pl. XV, fig. 9-12.
? 1956 — *Endothyra kynensis* Mal. — Malakhova, p. 105, pl. V, fig. 3-6.
? 1963 — *Septaglomospiranella (Neoseptaglomospiranella) dainae* Lip. — Lipina, p. 69, pl. XV, fig. 1-4.
? 1955 — *Septaglomospiranella dainae* Lip. — Lipina, p. 47, pl. V, fig. 1-3.
? 1966 — *Chernyshinella kynensis* (Malakhova) — Ganelina, p. 91, pl. VII, fig. 15, 16.

RAPPORTS ET DIFFERENCES

Avec son petit nombre de loges dissymétriques, cette espèce se rapporte plus aux *Chernyshinella* qu'aux *Septaglomospiranella.*

Les exemplaires rencontrés en Belgique et en France (Avesnois) sont de petite taille et ne paraissent pas abondants. Leur diamètre oscille entre 300 et 350 µ.

— En comparant avec l'holotype de *S. glebovskayae* les espèces mentionnées avec doute dans la synonymie ci-dessus, l'on peut se demander si les différences existant entre elles ne sont pas de simples variations ou des sous-espèces géographiques. Les différences portent, en effet, essentiellement sur des paramètres liés à la croissance. *S. glebovskayae* pourrait être une forme moins développée que *S. dainae* et *Ch. kynensis.* Les traits essentiels demeurent les mêmes : enroulement dense, spire basse et loges allongées, en forme de goutte.

— La seule différence véritable qui semble séparer cette espèce de S. *rauserae* — encore que l'holotype soit en ce sens moins caractéristique que les paratypes — est la forme plus bombée des loges et la spire plus haute chez cette dernière espèce. Sur la base de ce critère, *S. dainae* figuré par Bogush & Juferev (1962, pl. II, fig. 20 seulement) est plus proche de *S. rauserae.*

REPARTITION STRATIGRAPHIQUE

URSS : Oupinsk à Tcherepet, (Kizel ?)

France : *Tn1b,* Synclinorium de Dinant (Avesnois, Calcaire noir d'Avesnelles).

Belgique : *Tn2b,* Synclinorium de Dinant.

Chernyshinella (?) **gutta** nov. sp.

(Pl. 13, figs. 124-127)

Derivatio nominis : *gutta,* goutte.
Holotype : RC 6364 ; pl. 13, fig. 124.
Locus typicus : tranchée de St-Hilaire (Avesnes 1/19).
Stratum typicum : *Tn1b* (Calcaire noir d'Avesnelles).

DIAGNOSE

Enroulement : pelote initiale allongée ; spire terminale ovale et nettement décalée par rapport à la pelote.
Spires : 4-5.
Loges : 4-5.
Sutures : profondes.
Diamètre : 450-500 µ.

DESCRIPTION

Les spires initiales croissent lentement en pelote lenticulaire ou discoïdale sur laquelle la spire terminale s'enroule à angle droit. Les loges du dernier tour sont spacieuses, en forme de goutte d'eau, séparées par des septa courts mais nets. La paroi est microgrenue, épaisse de 15 à 20 μ, ou davantage.

RAPPORTS ET DIFFERENCES

— Cette espèce ressemble à *Septaglom. comblaini* (C. & L.) par son mode d'enroulement. Elle en diffère par les loges moins serrées et de forme plus dissymétriques, les rapprochant des *Chernyshinella.*

— Diffère de *Septagl. perfecta* nov. sp. par une taille plus petite, moins de spires, moins de loges, et le caractère dissymétrique de celles-ci.

— *Septaglomospiranella rauserae* (Dain) (= *Chernyshinella)* peut parfois ressembler à notre espèce, notamment l'exemplaire pl. 1, fig. 7 de la publication originale de 1953. *Sept. rauserae* est néanmoins plus petite et sa pelote centrale n'est pas aussi aplatie en général. L'exemplaire de Dain que nous signalons est d'ailleurs le seul qui présente une ressemblance étroite avec *Chern.* (?) *gutta* (fig. 127).

REPARTITION STRATIGRAPHIQUE

France : *Tn1b,* Synclinorium de Dinant (Avesnois).

Glomospiranella transversa nov. sp.

(Pl. 9, fig. 47 - Pl. 12, fig. 113)

Derivatio nominis : *transversus,* transverse.
Holotype : RC 6310, pl. 9, fig. 47.
Locus typicus : tranchée d'Avesnelles, (Avesnes 3/106).
Stratum typicum : *Fa2d.*

DIAGNOSE

Enroulement : pelote centrale allongée ; spire terminale perpendiculaire ou nettement décalée par rapport à la pelote centrale.
Spires : 4-5.
Pseudologes : 7-8.
Sutures : bien marquées.
Diamètre : 370-400 μ.

DESCRIPTION

La spire s'élève très peu au cours de l'enroulement. Les premiers tours d'abord désordonnés tendent rapidement à se superposer en deux pôles, ce qui donne un profil ovale à la pelote centrale. Les pseudologes

déjà nettes dans la pelote, sont bien bombées, parfois un peu dissymétriques dans le dernier tour. Bien que la paroi soit mince, la pelote centrale prend un aspect empâté assez caractéristique. La paroi est microgrenue et épaisse de 10-15 μ environ.

RAPPORTS ET DIFFERENCES

— L'allure générale de la section rappelle *Glom. subglobosa* Malakhova. Cette dernière diffère de notre espèce par une loge tubulaire mince à l'origine et surtout par des divisions en pseudologes moins accusées.

— La ressemblance est assez grande avec *Glom. latispiralis* Lipina. Les pseudologes de notre espèce, chronologiquement antérieure, sont mieux individualisées.

REPARTITION STRATIGRAPHIQUE

France : *Fa2d* et *Tn1a,* Synclinorium de Dinant (Avesnois).

Mstinia (?) **incondita** nov. sp.
(Pl. 8, figs. 24, 25)

Derivatio nominis : *inconditus,* indistinct.
Holotype : RC 6144, pl. 8, fig. 24.
Locus typicus : tranchée d'Avesnelles (Avesnes 3/91).
Stratum typicum : *Fa2d.*

DIAGNOSE

Enroulement : vive distorsion.
Spires : 5 environ ?
Loges : 6-7.
Diamètre : 450-520 μ.
Sutures : bien marquées.

DESCRIPTION

La pelote interne est formée par l'enroulement très dense et confus d'une loge tubulaire basse. La spire terminale, dont la hauteur s'accroît très rapidement, est enroulée à angle droit ou en tout cas à angle très marqué par rapport à l'allongement de la pelote interne. Les septa sont bien développés au dernier tour et le crible terminal est élevé.

REPARTITION STRATIGRAPHIQUE

France : *Fa2d,* Synclinorium de Dinant (Avesnois).

Septabrunsiina kingirica (Reitlinger)
(Pl. 13, figs. 129, 130 — Pl. 11, figs. 85, 86)

? 1964 — *Chernyshinella paucicamerata* Lip. — Conil & Lys, pl. XXI, fig. 427 seulement.
Voir synonymie dans Conil & Lys 1968, p. 507.

Ce Tournayellidae, l'un des plus communs dans le Calcaire noir d'Avesnelles, présente une assez grande marge de variabilité, comme notre figuration de 1968 le montrait déjà. Sa taille oscille de 400 à 600 μ ; les spécimens mesurant plus de 500 μ ont généralement de 7½ à 8½ loges, ceux dont la taille est comprise entre 400 et 500 μ ont le plus souvent 5½ à 6 loges. Les spires terminales présentent toujours des oscillations légères et caractéristiques.

Tous les intermédiaires existent entre les grands spécimens du Calcaire noir d'Avesnelles et les individus moins développés qui ne possèdent que 1 à 1½ spires terminales plus ou moins alignées. Ces derniers, dans lesquels on reconnaît néanmoins la pelote et le début d'un enroulement légèrement oscillant ressemblent alors fortement à certaines *Septaglomospiranella primaeva,* telles que la variété *kazakhstanica.* Seul l'examen de toute une population permet de les en distinguer, par le développement des adultes.

RAPPORTS ET DIFFERENCES

— *Septabrunsiina multivoluta* C. & L. avec ses spires nombreuses et régulières appartient sans doute à la même lignée, mais il nous est encore impossible de préciser son degré de parenté avec *Sept. kingirica.*

REPARTITION STRATIGRAPHIQUE

URSS : zone à *Quasiendothyra kobeitusana ;* rare dans la zone à *Septatournayella rauserae.*

France et Belgique : rare dans le Famennien supérieur (*Fa2a, Fa2d*). Commune dans le Tournaisien inférieur. Rare dans le Tournaisien moyen.

Septaglomospiranella bouckaerti nov. sp.

(Pl. 9, figs. 41, 44, 45 - Pl. 11, figs. 83, 84 - Pl. 12, figs. 118, 119)

1967 — *Septaglomospiranella (Septaglomospiranella) primaeva* (Rauser) — Brazhn., Vakart., Vdov., Vinnitch., Karp., Kolom., Potievsk., Rostov., Chevtvh., pl. III, fig. 12, 13.

1967 — *Septabrunsiina* aff. *donica* Lip. — Conil, pl. IV, fig. 35-38, *in* Bouckaert, Conil & Thorez, 1967.

1968 — *Septaglomospiranella* aff. *comblaini* (C. & L.) — Conil & Lys, pl. II, fig. 26, 27.

Derivatio nominis : nous dédions cette espèce au Dr. Jos. Bouckaert, du Service géologique de Belgique.

Holotype : RC 2789, Conil & Lys 1968, pl. 2, fig. 26.

Locus typicus : tranchée d'Avesnelles (Avesnes 3/186).

Stratum typicum : *Tn1a.*

DIAGNOSE

Enroulement : très variable, depuis la pelote simple jusqu'à la pelote centrale suivie de 1 à 1½ spire terminale plus ou moins plane.
Spires : 2½-3.
Loges : 4½-6 (6½).
Sutures : bien marquées.
Diamètre : 220-350 µ.

DESCRIPTION

La spire s'élève progressivement au cours de la croissance. La section équatoriale du test est circulaire à légèrement ovale. Les loges sont bien bombées, souvent légèrement dissymétriques, séparées par des septa courts développés seulement dans les 1 à 1½ derniers tours. La paroi est microgrenue à grenue, d'épaisseur variable suivant les spécimens.

VARIATIONS

Ces petits Tournayellidae sont communs dans le *Fa* et le *Tn1*. Pris isolément, ils ont tantôt l'apparence nette de *Septabrunsiina* (1967, fig. 35-38), tantôt l'apparence de *Septaglomospiranella* (1969, fig. 26, 27). Tant d'intermédiaires existent entre ces formes à spires peu développées qu'il paraît difficile d'y voir plusieurs espèces. Nous croyons qu'il s'agit plutôt d'une espèce primitive, très variable, ancestrale des grandes *Septabrunsiina* et *Septaglomospiranella* dont elles expriment certains traits de façon rudimentaire.

Les espèces suivantes pourraient en être issues :

Septabrunsiina kingirica (Reitl.) - augmentation de taille (fig. 43, figs. 129 et 130), développement des spires terminales qui restent légèrement oscillantes, loges un peu dissymétriques.

Septabrunsiina krainica (Lip.) - augmentation de taille, spires terminales plus régulières, loges plus régulières.

Septaglomospiranella comblaini (C. & L.) - développement d'une pelote centrale allongée et tendance à former un enroulement moins régulier.

Sans qu'aucune distinction rigide ne soit cependant possible, on peut reconnaître chez *Sept. bouckaerti* 3 tendances principales dans les variations :

1. variétés pelotonnées à paroi de 10-15 µ : Holotype et fig. 84 de la pl. 11.
2. variétés régulières : 1967, pl. 4, fig. 35-38 (Bouckaert, Conil & Thorez 1967).
3. variétés d'apparence moins grêle, à paroi de 15-20 µ.

RAPPORTS ET DIFFERENCES

— Proche de *Septaglomospiranella grozdilovae* Pojarkov ; elle en diffère par sa tendance à former des loges plus serrées et des variétés plus régulières, ainsi que par une élévation moins sensible au dernier tour.

— Diffère de *Septabrunsiina donica* Lipina par un enroulement dans l'ensemble moins régulier et une croissance moindre de la spire et des loges au dernier tour.

— Diffère de *Septaglomospiranella compressa* Lipina, dont certaines variations se rapprochent des *Septabrunsiina* (Lipina 1965, pl. XIII, fig. 8), par des loges plus bombées, séparées par des sutures nettes.

— Diffère de *Septaglomospiranella nana* Reitlinger, avec laquelle elle offre certaines similitudes, par un aspect moins massif en section mince, et par des loges plus saillantes, séparées par des sutures bien accusées.

— Des sections ne passant pas par le dernier tour pourraient être confondues avec *Glomospiranella avesnensis* (C. & L.) ; ces dernières ont cependant un enroulement plus irrégulier et ne possèdent pas de septa.

REPARTITION STRATIGRAPHIQUE

Belgique : *Fa2a* (ancien *Fm1c* Bouckaert, Conil & Thorez 1967), *Tn1a,* Synclinorium de Dinant.

France : *Fa2d, Tn1a, Tn1b,* Synclinorium de Dinant (Avesnois).

URSS : Tournaisien inférieur.

Septaglomospiranella perfecta nov. sp.

(Pl. 13, figs. 121, 122)

Derivatio nominis : *perfectus,* achevé, parfait.
Holotype : RC 6166 ; pl. 13, fig. 121.
Locus typicus : tranchée de St-Hilaire (Avesnes 1/19).
Stratum typicum : *Tn1b* (Calcaire noir d'Avesnelles).

DIAGNOSE

Enroulement : pelote initiale allongée ; spire terminale ovale et nettement décalée par rapport à la pelote.
Spire : 5-5½.
Loges : 6½-7.
Sutures : profondes.
Diamètre : 650-700 µ.

DESCRIPTION

Les spires initiales, croissant lentement en hauteur, forment une pelote allongée caractéristique. Les divisions en pseudologes rudimentaires à l'origine passent progressivement à une septation très bien développée au dernier tour. C'est le plus bel exemple de *Septaglomospiranella* connu en Europe occidentale. Les loges sont très bombées, légèrement dissymétriques, au dernier tour. La paroi est microgrenue et épaisse de 20 μ environ.

RAPPORTS ET DIFFERENCES

— Diffère de *Septaglomospiranella comblaini* (C. & L.), à laquelle elle ressemble, par son mode d'enroulement, une taille supérieure, un plus grand nombre de spires. Aucun intermédiaire n'a été découvert entre *Sept. comblaini* et cette espèce qui coexistent dans le Calcaire noir d'Avesnelles.

— Diffère de *Chern.* (?) *gutta* nov. sp., présente dans les mêmes couches, par une plus grande taille et un plus grand nombre de spires et de loges qui sont en outre moins dissymétriques. Le mode d'enroulement est néanmoins identique.

REPARTITION STRATIGRAPHIQUE

France : *Tn1b,* Synclinorium de Dinant (Avesnois).

Tournayellina (Tournayellina) beata (Malakhova)
(Pl. 12, fig. 120 - Pl. 13, figs. 132-138)

1955 — *Tournayellina vulgaris* Lip. — Lipina, p. 52 ; pl. V. fig. 21 ; pl. VI, fig. 1.

1956 — *Endothyra (?) beata* Malakh. — Malakhova, p. 109, pl. IX, fig. 10-12.

1965 — *Tournayellina (Tournayellina) beata* (Mal.) — Lipina, pp. 78-79 ; pl. XVII, fig. 21-23 ; pl. XVIII, fig. 1-8.

DIAGNOSE

Enroulement : planispiral ou légère distorsion initiale.
Spires : $1\frac{1}{2}$ environ.
Loges : 3-4.
Sutures : habituellement nettes.
Diamètre : 340-540 μ.

DESCRIPTION

La spire croît très rapidement en hauteur, les 1 à 2 dernières loges devenant très spacieuses. Les loges sont séparées par des constrictions de la paroi pouvant se prolonger en septa. La paroi microgrenue à grenue est très épaisse, atteignant ou dépassant 50 μ.

REPARTITION STRATIGRAPHIQUE

URSS : depuis la zone à *Quas. kobeitusana* jusqu'à l'horizon de Louniev.

France et Belgique : *Tn1a, Tn1b* et *Tn3a,* Synclinorium de Dinant).

ENDOTHYRIDAE

Avesnella nov. gen.

(Pl. 8, figs. 22, 23, 28-35)

Espèce type : *Avesnella streeli* nov. sp., pl. 8, fig. 32.

DIAGNOSE

Enroulement : variable, tendance fréquence à la surélévation de la dernière loge, pouvant aller jusqu'à la formation d'une partie rectiligne unisériée.

Ouvertures : surélevées par des bourrelets situés dans le prolongement des septa. L'ouverture terminale est criblée.

Paroi : microgrenue à grenue.

DESCRIPTION

La division en loges de la spire rappelle tout à fait celle des *Endothyra.* Les bourrelets font souvent songer au premier abord à de simples dépôts supplémentaires ; les sections obliques ou tangentes au plan équatorial montrent cependant leur relation avec les septa, comme chez *Paraendothyra cummingsi* (C & L.) (Conil 1968, pl. II, fig. 16). Le crible, toujours présent dans la dernière loge, pourrait également exister dans l'avant-dernière.

Les sections de parties unisériées parfois de grande taille (fig. 38) observées dans les mêmes lames pourraient laisser croire que ce genre est susceptible de renfermer de grandes espèces déroulées comme il en existe chez les Haplophragmellinae.

RAPPORTS ET DIFFERENCES

Par ses caractères endothyroïdes, sa tendance au déroulement et son ouverture criblée, ce genre se situe parmi les Haplophragmellinae, dont il est le seul à posséder des ouvertures surélevées.

— Diffère d'*Endothyra* par ses ouvertures surélevées et son crible terminal, ainsi que par ses déroulements unisériés.

— Diffère de *Paraendothyra* par son crible terminal, ses irrégularités d'enroulement, son caractère moins involute et dans certains cas par son déroulement unisérié.

— Diffère de *Cribrospira* par ses ouvertures surélevées, ses irrégularités d'enroulement, une croissance plus lente des dernières loges, la présence d'un éventuel déroulement unisérié.

— Diffère de *Mikhailovella* par la surélévation des ouvertures et un moindre développement des cribles.

— Diffère de *Mstinia* par la surélévation des ouvertures et la présence de loges au début de l'enroulement.

ESPECES

3 espèces au moins existent : *Av. streeli* nov. sp., *Av. pusilla* nov. sp., *Av. mourloni* nov. sp.

D'autres sections montrant des développements différents de la taille générale ou du déroulement unisérié laissent supposer l'existence d'autres espèces, à moins qu'il ne s'agisse d'organismes différents ou de variations importantes des 3 espèces ici décrites. Voir figs. 26, 27, 28, 37, 38.

REPARTITION STRATIGRAPHIQUE

France : *Fa2d,* Synclinorium de Dinant (Avesnois).

Tchécoslovaquie : cf. *Septabrunsiina (Rectoseptabrunsiina) postchusovensis* Lipina, rencontré au même niveau en Moravie (Dvorjak & Conil 1968, pl. 1, fig. 18) est peut-être à rapporter aux *Avesnella.* Il est cependant malaisé d'établir sur cet unique spécimen si les spires internes de la partie enroulée comportent des loges vraies ou des pseudologes.

Avesnella streeli nov. sp.

(Pl. 8, figs. 32-35)

1968 — *Paraendothyra* sp. — Conil & Lys, p. 523, fig. 127.

Derivatio nominis : nous dédions cette espèce au Dr. Maurice Streel, de l'Université de Liège.
Holotype : RC 6512, pl. 8, fig. 32.
Locus typicus : tranchée d'Avesnelles (Avesnes 3/91).
Stratum typicum : *Fa2d.*

DIAGNOSE

Enroulement : presque plan ou plus ou moins distordu.
Spires : $2\frac{1}{2}$-$3\frac{1}{2}$.
Loges : $6\frac{1}{2}$-8.
Sutures : bien marquées.
Diamètre : 580-690 μ.

DESCRIPTION

La spire, relativement haute à l'origine, s'élève lentement au cours de la croissance jusqu'aux dernières loges qui tendent à se surélever nettement. Ce caractère n'est bien apparent que sur les sections traversant les dernières loges en leur milieu. Les loges sont bien arrondies et séparées par des septa courts, inclinés suivant la courbure des toits, ainsi que par des bourrelets puissants surélevant les ouvertures. Ces bourrelets peuvent apparaître bien avant le dernier tour. La paroi est microgrenue à grenue, son épaisseur oscille entre 20 et 30 µ.

La variabilité de cette espèce, assez grande, porte essentiellement sur le nombre de loges (figs. 33 et 34) et sur la distorsion de l'enroulement, les formes régulières étant les plus courantes (figs. 34 et 35).

RAPPORTS ET DIFFERENCES

— La ressemblance est grande avec *Paraendothyra praetuberculata* (C. & L.) qui est chronologiquement postérieure (sommet du Tn1a). *Av. streeli* possède néanmoins une surélévation terminale, une ouverture criblée et des bourrelets d'ouverture précoces se situant dans le prolongement des toits. Certaines sections de ces deux espèces présentent de grandes similitudes lorsque les caractères génériques des *Avesnella* n'apparaissent pas en raison de l'orientation de la coupe.

REPARTITION STRATIGRAPHIQUE

France : *Fa2d,* Synclinorium de Dinant (Avesnois).

Avesnella pusilla nov. sp.

(Pl. 8, figs. 22, 23)

1967 — *Plectogyra praetuberculata* Conil & Lys — Conil & Lys, pl. I, fig. 2 seulement.

Derivatio nominis : *pusillus*, de petite taille.
Holotype : RC 6515 ; pl. 8, fig. 22.
Locus typicus : tranchée d'Avesnelles (Avesnes 3/91).
Stratum typicum : *Fa2d.*

DIAGNOSE

Enroulement : distorsion faible à nette.
Spires : 2½-3.
Loges : 5½-7.
Sutures : bien marquées.
Diamètre : 450-540 µ.

DESCRIPTION

La spire s'élève lentement au cours de la croissance, la hauteur de la dernière loge restant modérée, peu ou à peine surélevée. Les loges

sont bien arrondies et séparées par des septa courbés dans le prolongement des toits. L'élévation des ouvertures n'apparaît bien qu'à la fin de l'enroulement. La paroi est microgrenue à grenue et mesure environ 20 µ.

RAPPORTS ET DIFFERENCES

— Diffère d'*Av. streeli* nov. sp. par la constance d'une taille inférieure (580-690 µ chez cette espèce), la surélévation moindre à la fin de l'enroulement et l'apparition plus tardive et moins prononcée des ouvertures surélevées. C'est une espèce d'*Avesnella* aux caractères génériques moins prononcés que chez l'espèce type. Dans des sections déforables elle pourrait être confondue avec de petites *Endothyra parakosvensis* Lipina.

— Diffère d'*Av. mourloni* nov. sp., dont la partie enroulée a les mêmes dimensions, par l'absence de déroulement unisérié.

REPARTITION STRATIGRAPHIQUE

France : *Fa2d,* Synclinorium de Dinant (Avesnois).

Avesnella mourloni nov. sp.
(Pl. 8, fig. 29-31)

1968 — *Paraendothyra* sp. forma *recta* — Conil & Lys, p. 523, fig. 128.

Derivatio nominis : nous dédions cette espèce à M. Mourlon qui contribua largement à la connaissance du Famennien à la fin du siècle dernier.
Holotype : RC 6315, pl. 8, fig. 25.
Locus typicus : Avesnelles (Avesnes 3).
Stratum typicum : *Fa2d.*

DIAGNOSE

Enroulement : 2½-3 spires enroulées ; 2 loges alignées.
Loges enroulées : 5-7.
Sutures : bien marquées.
Spires : 3 environ.
Hauteur totale : 480-650 µ ; diamètre de la partie enroulée : 370-480 µ.

DESCRIPTION

L'enroulement des spires initiales paraît quelconque, parfois assez régulier, parfois très irrégulier. Les septa apparaissent tôt, sans qu'il soit possible de les reconnaître tout au début de l'enroulement en raison de sa densité ou de son irrégularité. Les loges de la dernière spire enroulée sont séparées par des septa bien développés limitant des embouchures nettement surélevées. La paroi est microgrenue à grenue

et épaisse de 15 à 25 µ. La variabilité de cette espèce paraît assez grande et affecte principalement la régularité d'enroulement, et la densité des loges enroulées.

RAPPORTS ET DIFFERENCES

— Diffère de *Rectoseptaglomospiranella elegantula* Reitlinger par un développement septal plus poussé et par l'élévation des embouchures au moins dans la dernière demi-spire enroulée.

— Diffère de *Septaglomospiranella (Rectosept.) postromanica* Lip. par la présence d'embouchures surélevées dans la dernière demi-spire enroulée, au moins.

REPARTITION STRATIGRAPHIQUE

France : *Fa2d,* Synclinorium de Dinant (Avesnois).

Avesnella aff. **mourloni** Conil & Lys ?
(Pl. 7, fig. 2 - Pl. 8, fig. 37)

DIAGNOSE

Enroulement : pelote initiale ; partie déroulée unisériée avec 4 loges.
Spires enroulées : $2\frac{1}{2}$-3 ?
Loges (partie enroulée) : environ 7.
Sutures : légères.
Diamètre de la pelote : 400 µ.
Diamètre de la partie déroulée : 280-310 µ.
Longueur totale (maximum) : 950 µ.

DESCRIPTION

La spire s'élève lentement au cours de la croissance. Les loges sont arrondies et symétriques. La partie déroulée est rectiligne et régulière. La paroi est microgrenue, renferme de rares inclusions et a une épaisseur voisine de 20-25 µ.

RAPPORTS ET DIFFERENCES

— La ressemblance de nos spécimens est assez grande avec *Septaglomospiranella (Rectoseptaglomospiranella) postromanica* Lipina. Deux caractères semblent cependant les en séparer, mais nécessitent une confirmation avant de justifier une diagnose définitive : la présence d'un crible terminal et la surélévation de l'ouverture dans la partie enroulée. Ce sont précisément les critères qui permettraient l'attribution de ces spécimens aux *Avesnella.* Ils auraient dans ce cas le caractère de déroulement l'*A. mourloni* n. sp., mais nous ignorons encore jusqu'à quel point son degré de développement peut avoir une valeur spécifique. L'exemplaire avec le plus grand déroulement rencontré à ce

même niveau atteint 1.370 μ. Son attribution générique reste douteuse en l'absence de la partie initiale (pl. 8, fig. 38).

— D'autres exemples de formes déroulées avec ouvertures surélevées existent dans la littérature :

B. Tchouvashov 1965, pl. 11, fig. 2 (horizon à *Quas. communis)* (Tchouvashov & Malakhova 1965).

S. Rozovkaja 1963, pl. 5, fig. 6 (Viséen supérieur).

L'ouverture terminale n'est malheureusement pas apparente sur ces intéressantes figurations.

REPARTITION STRATIGRAPHIQUE

France : *Fa2c* et *Fa2d,* Synclinorium de Dinant.

Endothyra concavacamerata (Lipina)

(Pl. 10, figs. 67-69, 72, 73, 79)

Cette espèce, caractérisée par son enroulement irrégulier, est bien représentée dans les Schistes de l'Epinette. Lorsque la section des premiers tours est confuse, il est malaisé de la distinguer de certaines *Septaglomospiranella.* La figure 71 de la planche 10 montre une section de *Septaglomospiranella* dont les derniers tours sont identiques à ceux d'*End. concavacamerata* (Lip.) subsp. *globosa* C. & L. La différenciation de la paroi n'est pas souvent évidente chez les premières *Endothyra,* ce qui accroît les risques de confusion.

Endothyra parakosvensis Lipina

Pl. 7, figs. 3, 4 - Pl. 10, figs. 63-65, 74-77 - Pl. 12, figs. 101-103 - Pl. 13, fig. 11)

Nous avons distingué antérieurement 4 variétés dont plusieurs se rencontrent fréquemment ensemble. Il est intéressant de noter que la taille moyenne s'accroît au cours du *Fa-Tn1,* ainsi que la fréquence des spécimens doublés d'une couche radiée. Le tectum apparaît également de façon plus nette lorsqu'on s'élève dans les Schistes de l'Epinette.

Quasiendothyra communis (Rauser-Tchernoussova)

Quas. communis subsp. *communis* abonde dans les schistes de l'Epinette, depuis la variété *umbilicata* (ombiliquée) jusqu'à la variété *turbida* (renflée axialement). La variation est considérable.

Quas. communis subsp. *regularis* montre des variations allant de la forme typique à la variété *delicata* (très comprimée) ou à la variété

oscillante se rapprochant de la sous-espèce *communis*. Des spécimens de grande taille existent déjà vers le milieu du terme K (pl. 9, figs. 59, 60).

La coexistence des sous-espèces *communis* et *regularis* dans l'Avesnois soulève le problème de leur autonomie. D'autre part, un trait remarquable de l'évolution des *Quasiendothyra* est l'apparition d'une couche radiée interne au niveau des Schistes de l'Epinette.

Cette particularité peut affecter à des degrés divers les *Quasiendothyra communis* de tous types. Le faciès des couches inférieures au terme J étant peu favorable, il est difficile de préciser ici la première apparition de la variété *radiata* (à couche radiée interne). A en juger par son caractère encore hésitant dans le terme J, on peut estimer que cette différenciation se produit au niveau du terme I, et devient rapidement nette dans toute l'épaisseur des Schistes de l'Epinette. Elle donnera naissance à la lignée des grandes *Quasiendothyra kobeitusana* qui caractérisent la zone supérieure.

L'on peut se demander s'il n'y aurait pas lieu d'inverser la hiérarchie dans la classification des petites *Quasiendothyra,* en y distinguant les espèces *communis* et *radiata,* possédant toutes deux une large plage de variabilité dans le mode d'enroulement, depuis les formes aplaties et ombiliquées jusqu'aux formes à spires internes saillantes.

IV. CONCLUSIONS

A. Distribution géographique des Quasiendothyra et influences écologiques

En Belgique, les possibilités de reconstituer l'évolution des *Quasiendothyra* à la limite du Famennien et du Tournaisien sont très limitées, les couches inférieures à la zone à *Quas. kobeitusana* étant le plus souvent défavorables aux Foraminifères pluriloculaires.

a) Dans les régions récifales de l'Est, le premier biostrome à Stromatopores avec *Quas. communis* var. *radiata* est séparé du deuxième biostrome avec *Quas. kobeitusana* (pl. 12, fig. 115) par 3 à 5 m de schistes et de grès qui, dans une coupe relativement condensée si on la compare à celle d'Avesnelles, peuvent représenter un laps de temps appréciable durant lequel se déroule une partie intéressante de l'évolution des *Quasiendothyra.*

b) Dans le Condroz, les faciès terrigènes sont trop défavorables. De petites *Quas. kobeitusana* ont été rencontrées dans les premiers bancs de calcaire franc à Royseux.

c) Dans la vallée de la Meuse et la région de Walcourt, les couches inférieures au « Strunien calcaire » restent très défavorables, à quelques exceptions près. C'est ainsi qu'à Hastière, la moitié supérieure du « Strunien gréseux » renferme une belle association de *Quasiendothyra* bilaminaires dont *Quas. kobeitusana.* Les 15 premiers mètres de « Strunien calcaire » sont d'une richesse exceptionnelle en *Endothyra,* les alternances schisto-calcaires supérieures étant beaucoup plus pauvres.

D'une façon générale, les milieux favorables aux Coraux et Stromatopores, jouant dans deux régions un rôle de constructeurs, renferment une belle faune d'*Endothyra* et de *Quasiendothyra.* Les calcaires cependant plus purs du *Tn1b* ne sont guère favorables aux Hydrozoaires, pas plus qu'aux Foraminifères ; il faut y voir l'influence de facteurs autres que ceux de la profondeur ou de la pureté des eaux. Il paraît donc peu probable à l'heure actuelle de découvrir dans ces régions la partie tout à fait supérieure de la zone à *Quas. kobeitusana* caractérisée par les très grandes espèces bilaminaires.

La disparition de la faune à *Quasiendothyra* est brutale dans le *Tn1b.* Dans les régions centrales (Meuse, Hoyoux), aucun Foraminifère endothyroïde n'est connu dans les équivalents lithostratigraphiques du *Tn1b* α-β. Dans les régions récifales de l'Est, vers lesquelles tous les phénomènes rythmiques s'amortissent, la disparition des Hydrozoaires et des *Quasiendothyra* est un peu moins brusquée. Quelques Stromatopores subsistent à la base du « *Tn1b* » de Theux, tandis que la coupe de Dolhain contient en position identique quelques rares *Quasiendothyra* bilaminaires, témoins du stade ultime de développement de cette lignée interrompue ici par des conditions écologiques défavorables.

L'influence des facteurs écologiques locaux ou généraux, sur la présence et le type d'association des Foraminifères apparaît ainsi clairement. Le degré d'évolution des divers assemblages, qui dans une coupe se succèdent parfois de façon éphémère au gré des migrations, reste néanmoins un guide efficace de l'échelle chronologique.

Dans l'Avesnois, les Hydrozoaires disparaissent aussi brutalement que les *Quasiendothyra* à la base du Calcaire noir d'Avesnelles, dans lequel les *Endothyra* sont peu communes ; d'autre part, les Tournayellidae prennent dans ce milieu un développement qu'on ne leur connaît nulle part ailleurs à ce niveau. Il ressort ainsi clairement qu'en faciès calcaire franc, les exigences des Tournayellidae peuvent être sensiblement différentes de celles des Endothyridae. L'essentiel est de pouvoir utiliser au maximum toutes les familles présentes en connaissant les caractères de dégénérescence accidentels dus à des facteurs écologiques parfois très localisés et sélectifs.

B. Répartition stratigraphique des associations guides de foraminifères dans le Famennien et le Tournaisien inférieur - Belgique et Avesnois

Nos figurations, de même que nos descriptions antérieures de faunes famenniennes (Bouckaert, Conil & Thorez 1967) montrent, notamment dans la coupe de référence d'Avesnelles, une zonation micropaléontologique tout à fait différente de celle utilisée par B. Mamet depuis 1965 (Mamet 1968). Les données actuelles peuvent se résumer de la façon suivante :

Fa2a

Fm1c, Bouckaert, Conil & Thorez 1967
Fa2a, Bouckaert, Streel & Thorez 1968

Apparition des *Eoquasiendothyra* dont la plupart paraissent très primitives, proches des Tournayellidae et difficilement identifiables.

Septatournayella rauserae Lipina (Bouckaert, Conil & Thorez 1967).

Glomospiranella, Septaglomospiranella, Septabrunsiina communes (Bouckaert, Conil & Thorez 1967).

Quas. (Eoquasiendothyra) bella Tchern. (Bouckaert, Conil & Thorez 1967, fig. 60).

Quas. (Eoquasiendothyra) très primitives (Bouckaert, Conil & Thorez 1967, fig. 49-59).

Disonella lucens Conil & Lys 1964 (fig. 155-157).

Fa2b

Fm2a, Conil & Lys 1968
Fa2b, Bouckaert, Streel & Thorez 1968

Premières *Quasiendothyra communis* connues en Europe occidentale.

Eoquasiendothyra et *Eoendothyra* diverses (Conil & Lys 1968, fig. 124, 125).

Quas. (Eoendothyra) communis subsp. *communis* (Rauser-Tch.), petites formes de 380 µ, avec 10-12 loges (Conil & Lys 1968, fig. 126).

Fa2c

Fm2b, Conil & Lys 1964-1968
Fa2c, Bouckaert, Streel & Thorez 1968

Seule la tranchée d'Avesnelles nous a fourni des faunes de Foraminifères à ce niveau, les couches équivalentes en Belgique ayant en général un caractère trop peu marin.

Septabrunsiina (Rectoseptabrunsiina) postchusovensis Lipina

Avesnella aff. *mourloni* nov. sp. ?

Fa2d

Schistes de l'Epinette, termes I-J

Partie supérieure des Schistes de Sains
Strunien schisteux, Conil & Lys 1961-4
Tn1aα, Conil & Lys 1967
in Schistes de l'Epinette, Conil & Lys 1967
Partie inférieure du Fa2d, Bouckaert, Streel & Thorez 1968

Première apparition des parois bilaminaires chez les *Quasiendothyra.* Le terme J se situe en pleine zone à *Quas. communis.*

Quas. (Eoendothyra) communis subsp. *communis* (Raus.-Tch.).
Quas. (Eoendothyra) communis subsp. *communis* (Raus.-Tch.) var. *radiata.*
Quas. (Eoendothyra) communis subsp. *regularis* Lipina.
Avesnella abondantes.
Endothyra parakosvensis Lip. var. *nigra.*

Schistes de l'Epinette, termes K-N

Partie supérieure des Schistes de Sains
Strunien gréseux (partie inférieure), Conil & Lys 1961-4 ;
Tn1aβ, Conil & Lys 1967
in Schistes de l'Epinette, Conil & Lys 1967
Partie supérieure du Fa2d *sensu* Bouckaert, Streel & Thorez 1968

Développement des parois bilaminaires chez les *Quasiendothyra* et les *Endothyra* ; la taille des espèces devient grande.

Quas. (Eoendothyra) communis subsp. *communis* (Raus.-Tch.).
Quas. (Eoendothyra) communis subsp. *communis* (Raus.-Tch.) var. *radiata.*
Quas. (Eoendothyra) communis subsp. *regularis* Lipina (de grande taille).
Quas. (Eoendothyra) communis subsp. regularis Lipina var. *radiata*
Quas. (Klubovella) monolaminaires.
Endothyra parakosvensis Lip. var. *nigra & struniana.*
Endothyra concavacamerata (Lipina).
Septabrunsiina kingirica (Reitlinger).
Paracaligella antropovi Lip. subsp. *florennensis* Conil & Lys.

Schistes de l'Epinette, termes O-P

Sommet des Schistes de Sains
Strunien gréseux (partie supérieure), Conil & Lys 1961-4
Tn1aβ (erronément), Conil & Lys 1967
in Schistes de l'Epinette, Conil & Lys 1967

Apparition de *Quas. (Quasiendothyra) kobeitusana* subsp. *kobeitusana* (Raus.-Tchern) (pl. 11, figs. 99, 100).

Nombreuses *Endothyra parakosvensis* et *Quasiendothyra communis.*

Tn1a

Calcaire d'Etroeungt (sensu lato)
Strunien calcaire, Conil & Lys 1961-4
Tn1aγ, Conil & Lys 1967

Quas. (Quasiendothyra) kobeitusana subsp. *kobeitusana* (Raus.-Tch.).
Quas. (Quasiendothyra) konensis (Lebedeva).
Quas. (Klubovella) bilaminaires (Conil & Lys 1967, fig. 9).
Endothyra praetuberculata Conil & Lys.
Septatournayella rauserae Lipina.
Tournayellina beata (Malakh.).
Paracaligella antropovi Lip. subsp. *florennensis* C. & L.

Tn1b

Calcaire et schistes d'Hastière (Belgique)
Calcaire noir d'Avesnelles (Avesnois)

Quas. (Quasiendothyra) kobeitusana (Raus.-Tch.) [1] est rare, en raison de conditions écologiques défavorables, dans le massif de la Vesdre. Seul le Calcaire noir d'Avesnelles offre une belle succession de Foraminifères du Tn1b :

Parathurammina suleimanovi Lipina.
Bisphaera irregularis Birina.
Archaesphaera minima Suleimanov.
Earlandia elegans (Raus.-Tch. & Reitl.).
Earlandia vulgaris (Raus.-Tch. & Reitl.) var. *minor.*
Glomospiranella avesnensis Conil & Lys (Conil & Lys 1964, fig. 161-165).
Septaglomospiranella comblaini (Conil & Lys).
Septaglomospiranella perfecta nov. sp.
Septabrunsiina kingirica (Reitlinger) (commune).
Septabrunsiina multivoluta Conil & Lys (Conil & Lys 1964, fig. 188).
Septabrunsiina krainica (Lipina) subsp. *globosa* Conil & Lys (Conil & Lys 1964, fig. 184-187).
Chernyshinella glomiformis (Lipina).
Chernyshinella (?) *gutta* nov. sp.

(1) Nous apprenons que le spécimen fig. 806 de 1964 (Conil & Lys 1964), possédant un enroulement différent des *Quasiendothyra kobeitusana* typiques, est décrit en URSS comme une espèce nouvelle (Grozdilova).

Chernyshinella glebovskayae (Dain).
Tournayellina beata (Malakhova) (commune).
Endothyra parakosvensis Lip. var. *nigra.*

SIGLES

RC Collection R. Conil, Institut de Géologie, 6, rue St-Michel, Université de Louvain.

BIBLIOGRAPHIE

BOGUSH, I. & JUFEREV, O. V. (1962) : Foraminifères et stratigraphie des dépôts carbonifères du Kara-Tau et de l'Ala-Tau de Talass. *Acad. Sc. URSS, Sect. Sibér. Inst. Géol. Géophys. Moscou:* 1-234, pls. I-IX.

BOUCKAERT, J., CONIL, R. & THOREZ, J. (1967) : Position stratigraphique de quelques gîtes famenniens à Foraminifères. *Bull. Soc. belge. Géol. Paléont. Hydrol., LXXV* : 159-175, pls. I-IV.

BOUCKAERT, J., STREEL, M. & THOREZ, J. (1968) : Schéma biostratigraphique et coupes de référence du Famennien belge. *Ann. Soc. géol. Belg., 91:* 317-336.

BRAZHNIKOVA, N. E. & ROSTOVTCEVA, L. Ph. (1966) : La faune de la partie inférieur du Tournaisien (zone C1ta) dans le bassin du Donetz. *Acad. Sc. Ukraine SSR, Inst. Géol. NAUK, Kiev:* 9-42, pls 1-27.

CONIL, R., avec la collaboration de LYS, M. & PAPROTH, E. (1964) : Localités et coupes types pour l'étude du Tournaisien inférieur. *Mém. Acad. Roy. Belg., Cl. Sc., 154* : 1-87, pls 1-14.

CONIL, R. & LYS, M. (1964) : Matériaux pour l'étude micropaléontologique du Dinantien de la Belgique et de la France (Avesnois). *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain, XXIII :* 1-296, pls. I-XLII.

CONIL, R. & LYS, M. (1967) : Aperçu sur les associations de Foraminifères endothyroïdes du Dinantien de la Belgique. *Ann. Soc. géol. Belg., 90:* 395-412, pls I-IV.

CONIL, R. & LYS, M. (1968) : Utilisation stratigraphique des Foraminifères du Dinantien. *Ann. Soc. géol. Belg., 91 :* 491-557, pls I-XI

CONIL, R., AUSTIN, R.L., LYS, M. & RHODES, F.H.T. (1969) : La limite des étages tournaisien et viséen au stratotype de l'assise de Dinant. *Bull. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol., LXXVII:* 39-74, pls. I-II.

DVORJAK, J. & CONIL, R. (1969) : Foraminifères du Dinantien de Moravie. *Bull. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol., LXXVI* : 75-94, pls. I-III.

LIPINA, O. A. (1965) : Systématique des Tournayellidae, *Acad. Sc. URSS, Inst. Géol. Nauka, 130:* 1-116, pls. I-XXIV.

MAMET, B. (1968) : The Devonian-Carboniferous boundary in Eurasia. *Proc. Intern. Symposium Devonian System, Calgary 1967, II* : 995-1005.

REITLINGER, E. A. (1961) : Quelques questions de systématique des Quasiendothyridae. *Probl. de Micropal., Inst. Géol. Ac. Sc. URSS, 5:* 31-68, pls. I-III.

ROZOVSKAJA, S. E. (1963) : Les représentants anciens des Fusulinidés et leurs ancêtres, *Trav. Inst. Paléontol., Acad. Sc. URSS, XCVII*: 1-128, pls. I-XXII.

STREEL, M. (1969) : Corrélations palynologiques entre les sédiments de transition Dévonien/Dinantien dans les bassins ardenno-rhénans. *C.R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, I* : 3-18.

TCHOUVASHOV, B. I. & MALAKHOVA, N. P. (1965) : Foraminifères dévoniens et permiens de l'Oural. *Acad. Sc. URSS, filiale de l'Oural, Trav. Inst. Géol., 74:* 1-65, pls. I-XV.

Spore Assemblages from the Devonian-Carboniferous Transition Measures in South-West Britain and Southern Eire

G. DOLBY [1]

With 2 text-figures and plate 14.

ABSTRACT.

Three successive spore assemblages are described from four different localities in Western England, South Wales and Southern Eire, showing the transition between Old Red Sandstone and Lower Limestone Shales (Devonian/Carboniferous). They characterise the following assemblage zones: (1) *Hymenozonotriletes lepidophytus* Zone, (2) *Verrucosisporites nitidus* Zone, and (3) *Vallatisporites vallatus* Zone. Tentative correlations with the Belgian spore sequence are proposed.

RESUME.

Trois associations successives de spores sont décrites de quatre localités en Angleterre, Pays de Galles et Irlande, contenant des couches de transition entre le Dévonien et le Carbonifère. Les zones correspondantes sont caractérisées par: (1) *Hymenozonotriletes lepidophytus,* (2) *Verrucosisporites nitidus,* et (3) *Vallatisporites vallatus.* Des tentatives de corrélations avec les zones palynologiques reconnues en Belgique sont proposées.

I. INTRODUCTION

The present author, in collaboration with Dr. R. Neves (Neves & Dolby 1967, Dolby & Neves, in press), has described some aspects of the microflora which characterises the Old Red Sandstone-Lower Carboniferous transition measures in Burrington Combe, Mendip Hills, England. Since then the project has been extended to include sections throughout the South-Western Province of Britain (see George 1958, p. 229, fig. 1) and southern and south-western parts of Eire.

1 Geology Department King's College, Strand, London W.C. 2, England.

The aim of the project has been to establish a palynological correlation framework for the uppermost Devonian-lowermost Carboniferous measures in the southern British Isles. Lateral studies of these measures could be expected to lead to a greater understanding of the facies changes associated with the Upper Devonian-Lower Carboniferous marine transgression.

This short contribution is a progress report. A more comprehensive paper will eventually be published.

II. LOCALITIES

The main localities studied are shown in text-fig. 1. This paper is only concerned with the Baggy Point, Burrington Combe, West Angle Bay and Hook Head sections (see text-fig. 2).

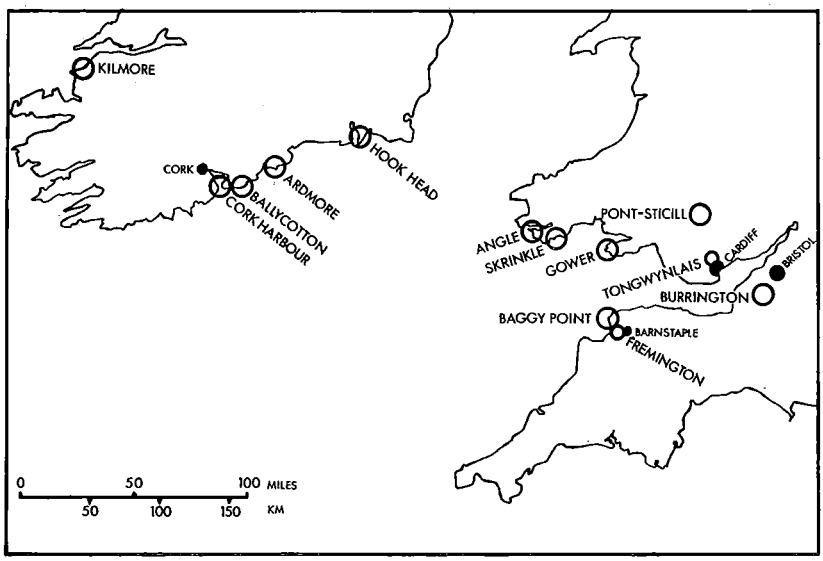


Fig. 1. — Map showing the positions of the principal sections of Devonian-Carboniferous studied by the author.

A. The Baggy Point section (Devonshire, England).

The Upper Famennian-Lower Carboniferous rocks exposed in the Barnstaple area of North Devon are entirely marine. The lower part of the Baggy Point section consists of Baggy Beds, approximately 1,400 feet of sandstones and siltstones containing plant remains, and representing a near shore facies (Goldring, *in* Goldring *et al.* 1967,

p. 13). These grade into the finer grained rocks of neritic facies of the Pilton Beds, of which only the lower parts are exposed in this section.

Goldring (1955, 1957), has correlated the lower Pilton Beds with the *Wocklumeria* Zone (VI) of the Famennian. The Baggy Beds are thought to be probably equivalent to *Clymenia* Zone (Goldring 1962).

B. The Burrington Combe section (Mendip Hills, England)

In Burrington Combe the section includes both non-marine and marine measures. The change from the essentially terrestrial Old Red Sandstone facies of the Portishead Beds to the marine Lower Limestone Shales is extremely rapid and the two formations, which appear to be completely conformable, can easily be separated. The lithologies represented are red and grey siltstones, sandstones and conglomerates of the Portishead Beds, followed by 500 feet of dark grey marine shales, siltstones and thin limestones of the Lower Limestone Shales.

C. The West Angle Bay section (Pembrokeshire, South Wales).

The Upper Old Red Sandstone in Pembrokeshire is represented by the Skrinkle Sandstone beds which are completely exposed, together with the overlying Lower Limestone Shales, in the northern part of West Angle Bay. They consist of 400 feet of red, green and grey siltstones, red sandstones and conglomerates passing up into approximately 560 feet of dark grey siltstones, shales and thin limestones which constitute the Lower Limestone Shales. The boundary between the two formations is gradational ; red beds alternating with dark grey siltstones for a few feet.

D. The Hook Head section (County Wexford, Eire)

The Upper Old Red Sandstone (Kiltorcan Beds) is well exposed on Hook Head, County Wexford. It consists of conglomerates, red sandstones and siltstones followed by about 550 feet of red sandstones, siltstones, occasional conglomerates and black or dark grey siltstone horizons. This formation passes abruptly, but with no apparent unconformity, into 90 feet of grey siltstones and sandstones which form the marine Transition Beds and Grey Sandstone Group. The succeeding Fish Shales consist of 70 feet of black phosphatic shales with thin limestones. The latter become more frequent towards the top and pass into alternating thin shales and limestones of the *Michelinia favosa* Beds, of the *Zaphrentis* Zone (Smyth 1930, pp. 529-532). The Transition Beds, Grey Sandstone Group and Fish Shales together form the Lower Limestone Shales.

III. THE SPORE ASSEMBLAGES

Three main assemblage zones can be recognised :

3. *Vallatisporites vallatus* Zone ;
2. *Verrucosisporites nitidus* Zone ;
1. *Hymenozonotriletes lepidophytus* Zone.

1. The *Hymenozonotriletes lepidophytus* Zone.

This zone is characterised by an abundance of *H. lepidophytus* Kedo and *Vallatisporites pusillites* (Kedo) Dolby & Neves. Accessory spores include *Raistrickia variabilis* Dolby & Neves, *Dictyotriletes subalveolaris* (Luber) Potonié & Kremp, *D. trivialis* Naumova (*in* Kedo 1963), *Corbulispora cancellata* (Waltz) Bharadwaj & Venkatachala, *Knoxisporites literatus* (Waltz) Playford, *Spinozonotriletes uncatus* Hacquebard, and *Hymenozonotriletes famenensis* Kedo. *H. famenensis* is more abundant in the lower parts of the zone and the murornate genera appear only in the higher part.

2. The *Verrucosisporites nitidus* Zone.

This zone is characterised by *V. nitidus* (Naumova) Playford and *V. (Lophotriletes) rotundus* (Naumova) comb. nov. *H. lepidophytus, V. pusillites* and *H. famenensis* are absent and accessory spores include those from the previous horizon with *Grandispora echinata* Hacquebard, *Hymenozonotriletes explanatus* (Luber) Kedo, and *Lophozonotriletes malevkensis* (Naumova) Kedo.

3. The *Vallatisporites vallatus* Zone.

This zone is characterised by abundant *V. vallatus* Hacquebard and *V. verrucosus* Hacquebard together with most of the elements of assemblage zone 2. The zone is based on an epibole of these two spores, since occasional specimens are found in assemblage 1. It has proved useful in the correlation of sections in the South-West Province.

IV. DISCUSSION

Streel (1966, 1969) has divided the range of *H. lepidophytus* into five subzones, B to F, based on a study of the morphological variation with a detailed biometric analysis of the spore. The Baggy Beds and lower Pilton Beds correspond to the lower part of assemblage zone 1 and are older than zone F. A more precise qualitative dating cannot be given at this stage, although the use of biometric zonation suggests that the Baggy Beds and lower Pilton Beds are approximately equivalent in age to zones D and E (see text-fig. 2). The upper limit of the interquartile of the size range of *H. lepidophytus* decreases in successive populations, a trend recorded by Streel (1969), and the correlation is tentatively based on this feature.

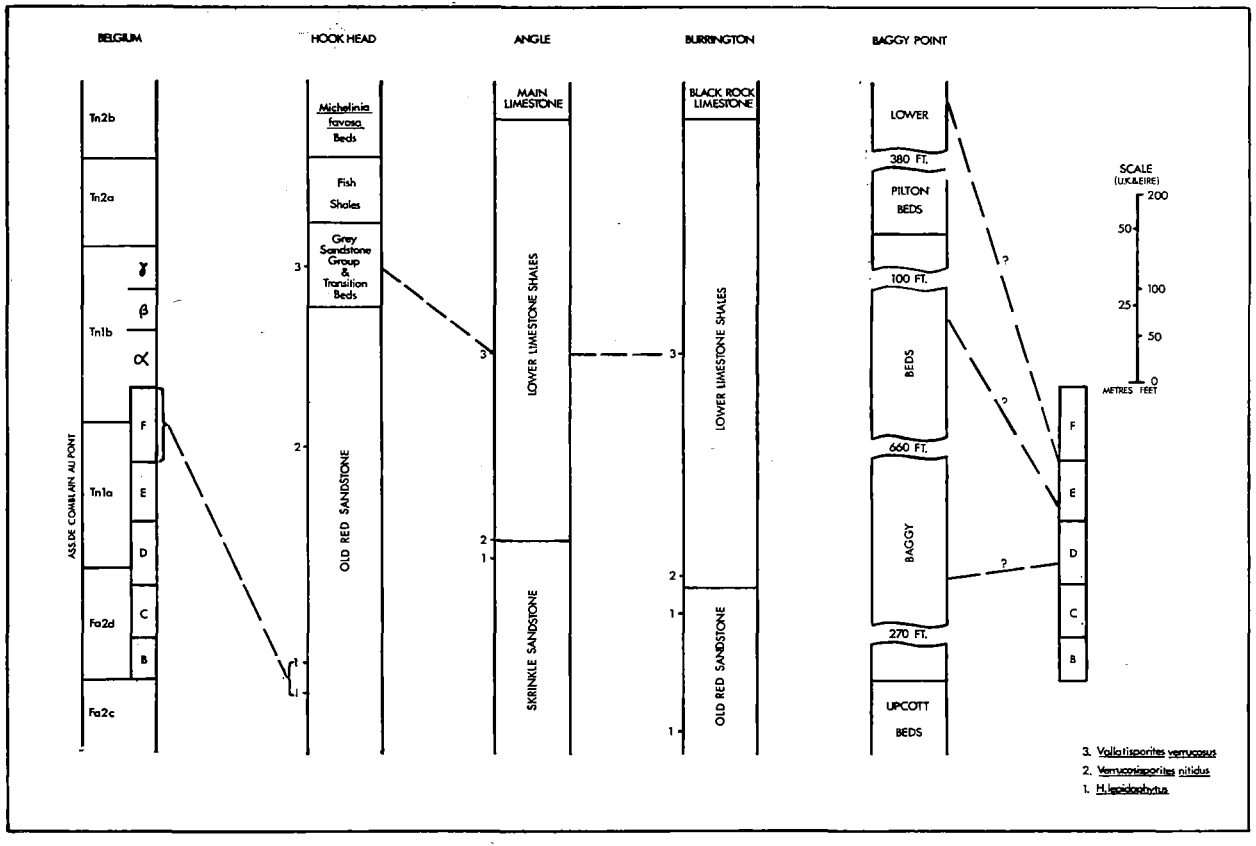


Fig. 2. — Diagram showing the relationship between four of the sections in the « South Western Province » of the British Isles with the Belgian sequence (the scale refers only to the columns in the British Isles).
Data from Belgium based on Streel 1966 & 1968, Conil, Pirlet & Lys 1967, Bouckaert, Streel & Thorez 1968.

In the Hook Head, West Angle Bay and Burrington Combe sections, only the upper part of assemblage zone 1 is present, i.e. the equivalent to zone F of Streel. Complete spore sequences cannot be obtained in these sections due to the presence of Old Red Sandstone facies. Therefore, the relationship between assemblages 1 and 2 is difficult to determine, since there are always red beds between them.

At Hook Head assemblage zone 1 is found from 415 feet to 380 feet below the Lower Limestone Shales and assemblage 2 appears 155 feet below the Lower Limestone Shales. This gap of 225 feet contains mainly barren red beds with three horizons containing neither the *H. lepidophytus* nor the *V. nitidus* associations, but only the spores common to both assemblages.

At West Angle Bay, assemblage zone 1 occurs 40 feet below the Lower Limestone Shales and assemblage zone 2 occurs 16 feet below the Lower Limestone Shales. In Burrington Combe assemblage 1 occurs in two horizons 28 feet and 157 feet below the Lower Limestone Shales and here the intermediate assemblage, found at Hook Head, is present in horizons 5 feet or so on either side of the formational boundary.

Assemblage 3 appears approximately 42 feet above the Old Red Sandstone at Hook Head and approximately 250 feet above the Old Red Sandstone at West Angle Bay and Burrington Combe.

Text-fig. 2 shows the tentative correlations based on the above data.

In the Burrington Combe section, the spore ranges imply that assemblage 1 is terminated by the marine transgression which formed the Lower Limestone Shales and that assemblage 2 is only found in the latter beds. On the other hand, in the Hook Head sequence both these associations occur in non-marine strata. Acritarchs are also found with assemblage 1 in West Angle Bay and in the upper horizon of assemblage 1 in Burrington Combe ; thus indicating the presence of marine intervals within the predominantly terrestrial facies before the main transgression took place with the formation of the Lower Limestone Shales.

V. CONCLUSIONS

The three assemblage zones recognised for the Devonian/Carboniferous transition measures in the southern part of the British Isles do not correspond exactly to those reported by Streel (1969) for the Ardennes and the Rhenish Schiefergebirge. The upper part of assemblage zone 1 *(Hymenozonotriletes lepidophytus* Zone) contains abundant murornate genera which have not been recorded by Streel in association with *H. lepidophytus,* but which occur at the base of the next zone in his scheme. Although in both cases the zone is based on the occurrence of *H. lepidophytus,* it may be that our zone 1 extends a little further upwards than does Streel's *H. lepidophytus* Zone. In

how far this is due to adverse facies control in the Belgian sequence remains to be seen. The *Verrucosisporites nitidus* Zone, recognised in the present paper, corresponds to the earlier part of Streel's *Corbulispora & H. explanatus* Zone, whilst zone 3 *(Vallatisporites vallatus* Zone) corresponds to the later part of Streel's zone.

The sections reported in the present paper are too few to permit an accurate picture to be drawn of the gradual progress of the « Lower Limestone Shale » marine transgression, which started in the Upper Devonian and continued into the Lower Carboniferous. Work on the exact dating of this transgression in different parts of the British Isles is in progress.

REFERENCES

BHARADWAJ, D. C. & VENKATACHALA, B. S. (1961) : Spore assemblage out of a Lower Carboniferous shale from Spitzbergen. *Palaeobotanist, 10* : 18-47, pls. 1-10.

BOUCKAERT, J., STREEL, M. & THOREZ, J. (1968) : Schéma biostratigraphique et coupes de référence du Famennien belge. *Ann. Soc. géol. Belg., 91* : 317-336.

CONIL, R., PIRLET, H. & LYS, M. (avec coll. de LEGRAND, R., STREEL, M., BOUCKAERT, J. & THOREZ, J.) (1967) : Echelle biostratigraphique du Dinantien de la Belgique. *Service Géol. Belgique, Prof. Paper, 13* : 1-56, pls 1-5.

DOLBY, G. & NEVES, R. (1970) : Palynological evidence concerning the Devonian-Carboniferous boundary in the Mendips, England. *C.R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, II* : 631-646, pls. 1-2.

GEORGE, T. N. (1958) : Lower Carboniferous Palaeogeography of the British Isles. *Proc. Yorks. Geol. Soc., 31* : 227-318.

GOLDRING, R. (1955) : The Upper Devonian and Lower Carboniferous trilobites of the Pilton Beds in North Devon with an appendix on goniatites of the Pilton Beds. *Senck. leth., 36* : 27-48, pls. 1-2.

GOLDRING, R. (1957) : The last toothed Productellinae in Europe (Brachiopoda, Upper Devonian). *Paläont. Z., 31* : 207-228, pl. 24.

GOLDRING, R. (1962) : The trace fossils of the Baggy Beds (Upper Devonian) of North Devon, England. *Paläont. Z., 36* : 232-251, pls. 22-23.

GOLDRING, R., HOUSE, M. R., SELWOOD, E. B., SCOTT SIMPSON & LAMBERT, R. S. J (1968) : Devonian of Southern Britain. *Proc. Intern. Symposium Devonian System, Calgary, Canada, 1967, I* : 1-14.

HACQUEBARD, P. A. (1957) : Plant spores in coal from the Horton Group (Mississippian) of Nova Scotia. *Micropalaeontology, 3* : 301-324, pls. 1-3.

KEDO, G. I. (1957) : Spores from the supra-salt Devonian deposits of the Pripyat Depression and their stratigraphic significance. *Palaeont. i. stratigr. B.S.S.R., 2* : 3-43.

KEDO, G. I. (1963) : Tournaisian spores from the Pripyat Depression and their stratigraphic significance. *Acad. Sci. B.S.S.R., Inst. Geol. Sci., Pal. Strat. B.S.S.R., 4* : 3-121, pls. I-XI.

LUBER, A. A. & WALTZ, I. E. (1938) : Classification and stratigraphical value of spores of some Carboniferous coal deposits in the U.S.S.R. *Trans. Central Geol. Prosp. Inst., 105* : 1-45.

NAUMOVA, S. N. (1953) : Sporo-pollen complexes of the Upper Devonian of the Russian Platform and their stratigraphical value. *Trudy Inst. Geol. Nauk Akad. Nauk S.S.S.R., 143* : 1-204.

NEVES, R. & DOLBY, G. (1967) : An assemblage of miospores from the Portishead Beds (Upper Old Red Sandstone) of the Mendip Hills, England. *Pollen et Spores, IX*, 3 : 607-614, pls. I-II.

PLAYFORD, G. (1962-3) : Lower Carboniferous microfloras of Spitsbergen. *Palaeontology, 5 :* 550-678, pls. 78-95.

PLAYFORD, G. (1963) : Miospores from the Mississippian Horton Group, Eastern Canada. *Geol. Surv. Canada Bull., 107* : 1-47, pls. I-XI.

POTONIÉ, R. & KREMP, G. (1955) : Die Sporae dispersae des Ruhrkarbons, ihre Morphographie und Stratigraphie mit Ausblicken auf Arten anderer Gebiete und Zeitabschnitte; Teil I. *Palaeontographica,* (B), *98* : 1-136, Tafn 1-16.

SMYTH, L. B. (1930) : The Carboniferous rocks of Hook Head, County Wexford. *Proc. Roy. Irish Acad., 39B* : 523-566.

STREEL, M. (1966) : Critères palynologiques pour une stratigraphie détaillée du Tn1a dans les Bassins ardenno-rhénans. *Ann. Soc. géol. Belgique, 89*, 3 : 65-96, pls. I-II.

STREEL, M. (1968) : Associations de spores des stratotypes du Famennien, du Strunien et du Tournaisien dans les Bassins ardenno-rhénans. *Rev. Palaeobot. Palynol., 5* : 63-74, pl. I.

STREEL, M. (1969) : Corrélations palynologiques entre les sédiments de transition Dévonien/Dinantien dans les Bassins ardenno-rhénans. *C.R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, I* : 3-18.

DISCUSSION

T. N. George (question) : Has Mr. Dolby any new information on the dating of the marine incursions with *Spirifer verneuili* in the Upper Old Red Sandstone of West Angle Bay, Pembrokeshire, South Wales ?

G. Dolby : Acritarchs have been found in the marine intercalations in the Skrinkle Sandstone of West Angle Bay. The stratigraphic use of these acritarchs has not yet been evaluated.

R. L. Austin (comment) : I congratulate the speaker on his correlation of the marine and non-marine Upper Devonian and Lower Carboniferous rocks of Britain and Ireland with the sequence in Belgium. The results of conodont studies of the Hook Head sequence by Dr. Naylor (University of Birmingham) are awaited with interest.

Réflexions sur la flore du Mont-Pelé (Bassin d'Autun)

J. DOUBINGER [1]

Avec 2 figures dans le texte et planches 15-17.

RESUME.

Une nouvelle étude de la flore (macro- et micro-) de la formation du Mont-Pelé dans le bassin d'Autun montre très clairement son âge stéphanien B. A côté des espèces classiques du Stéphanien français on y trouve d'autres décrites du Stéphanien espagnol. Il ressort de cette étude que l'hypothèse de Pruvost, visant à une équivalence d'âge entre l'Autunien d'Autun et le Houiller du Mont-Pelé, ne peut pas être retenue. On est conduit plutôt à une interprétation qui se rapproche de celle donnée par Delafond, en admettant que l'Autunien est discordant sur le Stéphanien B du Mont-Pelé.

ABSTRACT.

A re-investigation of the macro- and microflora of the Mont-Pelé Formation in the Autun basin shows that it is of Stephanian B age. Next to a large number of plants commonly found in the French Stephanian, also the presence of certain species described from Stephanian B-C rocks in Spain has been noted. The present investigation tends to disprove Pruvost's hypothesis of the coal-measures of Mont-Pelé being a lateral facies variant of the Autunian at Autun. It favours a modified version of Delafond's interpretation which puts the Autunian in an unconformable position with regard to the Stephanian of the Mont-Pelé Formation.

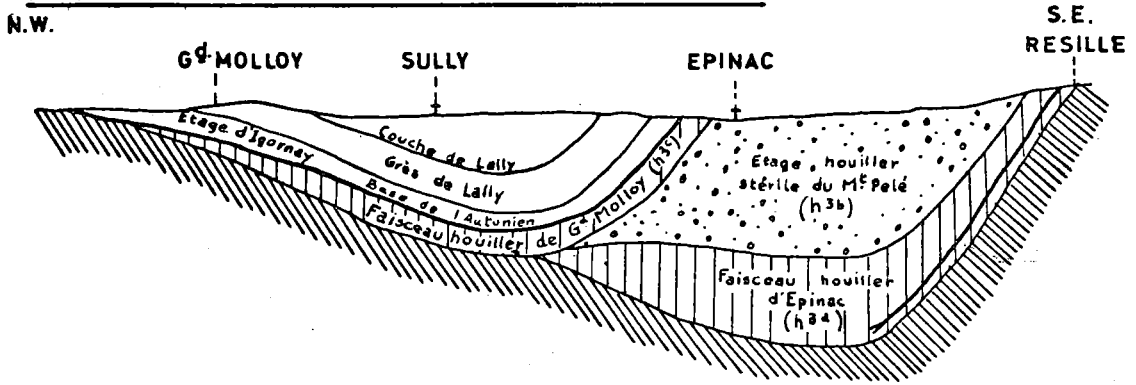
*
**

La formation du Mont-Pelé fait partie de la série permo-carbonifère du bassin d'Autun. Placée avec quelques hésitations par Grand' Eury à la partie supérieure de l'Etage d'Epinac, elle fut attribuée par lui aux couches de St-Etienne et plutôt à la partie inférieure de cette série (1877) (fig. 1-A).

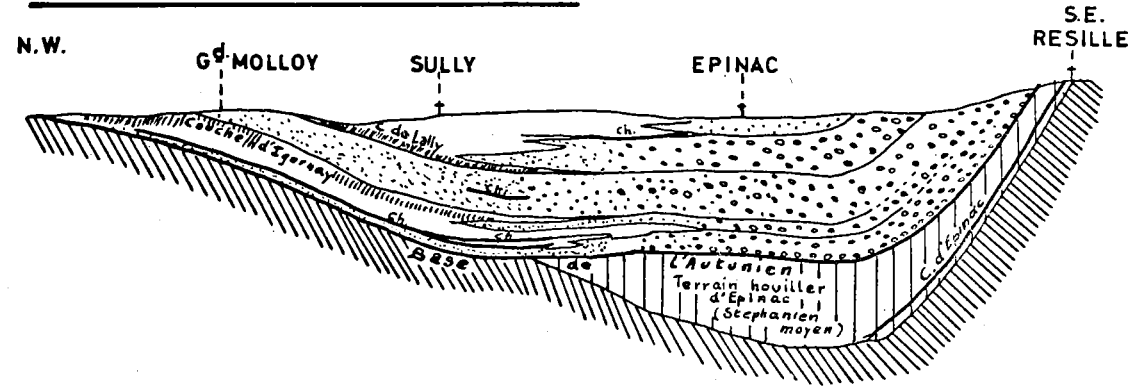
Delafond (1889) et Zeiller (1890) l'ont rangée à la partie supérieure du Stéphanien. Plus tard, cette assise fut considérée par P. Pruvost

1 Centre de Recherche de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface, 1, rue Blessig, Strasbourg, France.

A INTERPRETATION PRIMITIVE D'APRÈS DELAFOND 1889



B INTERPRETATION D'APRÈS PRUVOST 1947



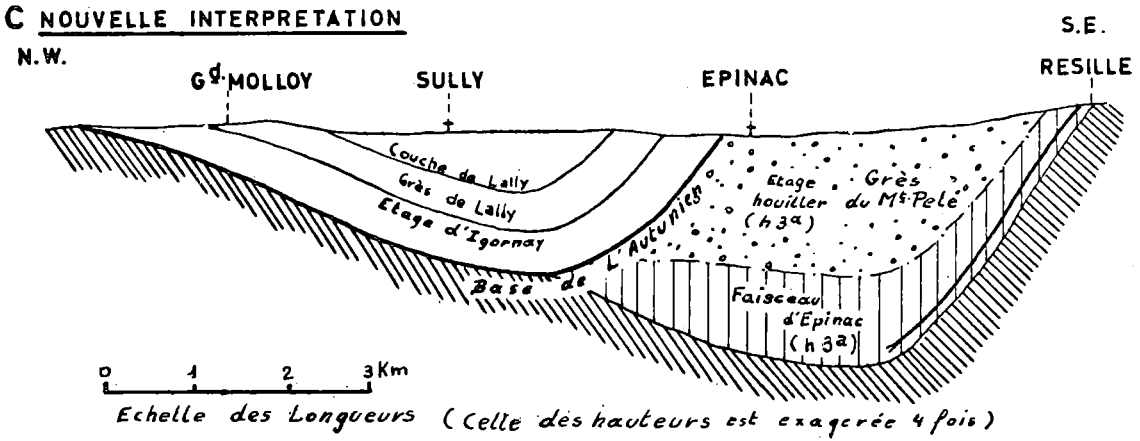


Fig. 1. — Interprétations successives de la stratigraphie du bassin d'Autun.

(1947), puis par J. Doubinger (1956) comme un faciès latéral gréseux des schistes bitumineux autuniens (fig. 1-B). La flore de cette formation, très riche, présente cependant des caractères assez particuliers qui nous ont incités à en faire une étude plus précise.

Bien que le gisement soit d'accès difficile actuellement, une importante révision de la flore a pu être faite grâce à l'étude de nombreuses collections complétées par quelques récoltes sur le terrain[1] ; plus de 600 individus ont pu être ainsi inventoriés et déterminés. La plus grande partie de ces échantillons est conservée au Musée de la Société d'Histoire Naturelle d'Autun ; une petite collection se trouve aussi au Muséum à Paris et quelques exemplaires à Strasbourg. Les 605 empreintes appartiennent à 74 espèces se classant en 37 genres différents.

On y a reconnu les formes suivantes classées par familles. Entre parenthèses, à côté de chaque nom d'espèce, un chiffre indique le nombre d'individus qui ont pu être examinés.

Sigillariacées :

Sigillaria brardi Brongniart (4)
Stigmaria ficoides Brongniart (1)
Syringodendron sp. (1)

Calamariacées :

Calamites cisti Brongniart (19)
C. cruciatus Brongniart (6)
C. gigas Brongniart (4)
C. suckowi Brongniart (5)
C. undulatus Sternberg (1)
Calamites sp. (7)
Annularia stellata (v. Schlotheim) (20)
A. sphenophylloides (Zenker) (11)
Annularia sp. (1)
Asterophyllites equisetiformis (v. Schlotheim) (20)
Macrostachya carinata Germar (3)

Sphenophyllées :

Sphenophyllum oblongifolium (Germar & Kaulfuss)

Zygoptéridées :

Zygopteris pinnata Grand'Eury (1)

---

(1) Je tiens à remercier Monsieur J. de la Comble, secrétaire général de la Société d'Histoire Naturelle d'Autun qui a bien voulu m'accompagner sur les affleurements et me faciliter l'accès aux collections.

Pécoptéridées :

Pecopteris bredovi Germar (2)
P. cyathea (v. Schlotheim) (9)
P. daubreei Zeiller (4)
P. densifolia Goeppert (10)
P. feminaeformis (v. Schlotheim) (3)
P. hemitelioides Brongniart (5)
P. paleacea Zeiller (1)
P. pectinata Bertrand (2)
P. platoni Grand'Eury (1)
P. plumosa-dentata (Artis) - Brongniart (3)
P. polymorpha Brongniart (4)
P. unita Brongniart (3)
P. cf. *arborescens* (v. Schlotheim) (1)
P. cf. *elaverica* Zeiller (1)
Pecopteris fructifiés (8)

Sphénoptéridées :

Sphenopteris cf. *helmigi* Stockmans & Willière (1)
Sph. biturica Zeiller (1)
Sph. casteli Zeiller (2)
Sph. rotundiloba Němejc (1)
Sphenopteris sp. (1)
Sphenopteris fructifié (1)
Ovopteris pecopteroides Landeskroener (1)
Rhacopteris cf. *courtini* Zeiller (1)

Alethoptéridées :

Alethopteris bohemica Franke (4)
Al. leonensis Wagner (2)
Al. zeilleri Ragot (169) (ex *grandini* Zeiller *non* Brongniart)
Callipteridium pseudogigas Wagner (30)
C. (Pec.) costei Zeiller (2)
C. pteridium (v. Schlotheim) (7)
C. zeilleri Wagner (2)

Marioptéridées :

Dicksonites sterzeli (Zeiller) (10)
Pseudomariopteris busqueti (Zeiller) (1)
Psm. ribeyroni (Zeiller) (8)

Neuroptéridées :

Neuropteris cordata Brongniart (3)
N. planchardi Zeiller (2)
N. raymondi Zeiller (7)

Linopteris brongniarti (v. Gutbier) (1)
Reticulopteris germari (Giebel) (2)
Cyclopteris sp. (4)

Odontoptéridées :

Odontopteris brardi Brongniart (1)
O. genuina Grand'Eury (1)
O. cf. *bourranensis* Doubinger & Vetter (1)
O. minor-zeilleri Potonié (20)

Cordaitales :

Cordaites angulostriatus Grand'Eury (1)
Cordaites sp. (indéterminées) (80)
Dorycordaites zeilleri Ledran (1)
Poacordaites sp. (1)
Artisia sp. (moelle des tiges de *Cordaites)* (16)
Cordaianthus sp. (1)

Coniférales :

Dicranophyllum gallicum Grand'Eury (34)

Incertae sedis :

Dolerophyllum pseudo-peltatum Grand'Eury (14)
Dolerotheca fertilis (Renault) Halle (3)

Graines et organes détachés :

Aphlebia sp. (1)
Pachytesta gigantea Grand'Eury (1)
Rhabdocarpus subtunicatus Grand'Eury (1)
Carpolithes sp. (1)
Samaropsis sp. (1)
Potoniea sp. (1)
Acitheca sp. (1)

De plus, une aile d'insecte a été confiée pour étude à M. D. Laurentiaux[2].

(2) Cette note était déjà à l'impression lorsque M. Laurentiaux, professeur à la Faculté des Sciences de Reims a bien voulu me communiquer le résultat de ses déterminations et je l'en remercie vivement : « Il s'agit d'une aile antérieure de Blattaire à texture mince appartenant à la famille des *Poroblattinidae* Handlirsch (probablement même au genre *Poroblattina*) mais la nervation intercalaire et le détail cubital et anal manquent. » ce qui n'en autorise pas la détermination spécifique. Ce type de Blatte apparu au Westphalien supérieur est connu jusqu'au début du Secondaire.

Les formes les plus fréquentes se répartissent quantitativement de la manière suivante :

Alethopteris	175	exemplaires
Cordaites	83	»
Pecopteris	57	»
Annularia	42	»
Calamites	42	»
Callipteridium	41	»
Dicranophyllum	34	»
Odontopteris	23	»
Dolerophyllum	17	»
Neuropteris	13	»

Ces chiffres n'ont qu'une signification très relative, les lieux des récoltes étant concentrés sur une surface peu étendue, leur ordre s'est cependant trouvé confirmé lors d'une récolte récente sur les anciens affleurements. Ils peuvent donc donner une certaine idée de la fréquence relative des différentes formes.

Dans cet ensemble il faut relever :

— la très grande fréquence d'*Alethopteris zeilleri* et des *Cordaites,*
— la fréquence plus faible mais encore remarquable de *Callipteridium pseudogigas, Dicranophyllum gallicum, Odontopteris minor-zeilleri, Dolerophyllum pseudo-peltatum ;*
— la variété des *Pecopteris, Sphenopteris, Neuropteris ;* ces deux derniers genres n'étant cependant représentés que par des échantillons isolés ;
— la présence d'espèces spéciales : *Neuropteris raymondi, Sphenopteris helmigi, Alethopteris leonensis, Callipteridium pseudogigas ;* ces 3 dernières espèces ont été décrites dans le Stéphanien B et C de la Cordillère cantabrique (Stockmans & Willière 1966, Wagner 1966).

L'ensemble de cette flore présente des caractères stéphaniens indiscutables et plus particulièrement ceux du Stéphanien B : fréquence d'*Alethopteris zeilleri,* de *Callipteridium pseudogigas,* d'*Odontopteris minor-zeilleri,* de *Dicranophyllum gallicum,* des *Cordaites.* Cette association est très semblable à celles du Stéphanien B de Blanzy, de Decazeville, de Decize. Par la présence de certaines espèces spéciales *(Al. leonensis)* elle rappelle de plus, les flores de quelques gisements du Stéphanien moyen du Léon et des Asturies (Espagne).

On y note, par ailleurs, la rareté des *Odontopteris* à pinnules opulentes, particulièrement abondantes au sommet du Stéphanien de Decazeville et de St-Etienne et l'absence d'autres formes caractéristiques du Stéphanien C, tels *Pecopteris major, Sphenophyllum angustifolium, Sph.*

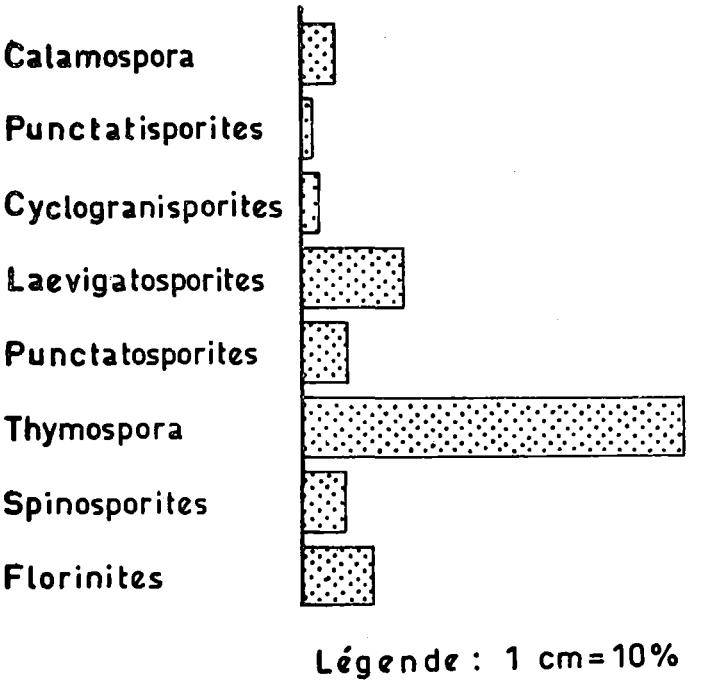


Fig. 2. — Fréquences comparées des spores principales du Mont-Pelé.

tenuifolium, Sph. thoni (Doubinger & Vetter 1969). L'absence de formes dont la présence ou l'abondance caractérisent l'Autunien, mérite particulièrement d'être soulignée ; il s'agit des *Callipteris,* de *Taeniopteris multinervis,* des *Walchia.*

Deux hypothèses d'ordre stratigraphique peuvent se dégager de ces observations :

1) Si la formation était véritablement un faciès latéral de l'Autunien, comme on l'avait admis précédemment, nos observations enlèveraient aux flores stéphaniennes toute la valeur stratigraphique qu'on leur a attribuée jusqu'à présent. Il faudrait admettre de très importantes variations liées par exemple aux faciès, à la situation géographique, à l'altitude, aux microclimats... Dans cette hypothèse, la plus grande partie des formations attribuées au Stéphanien B, C (ou même D) dans d'autres gisements, ne représenterait plus qu'un faciès « houiller » de l'Autunien.

2) La formation du Mont-Pelé serait stéphanienne comme l'indique la flore et il faudrait revenir à l'interprétation de Delafond (1889), à moins qu'elle ne fasse partie du Houiller d'Epinac d'âge stéphanien

moyen, qui serait ainsi plus étendu (fig. 1-C). Les observations palynologiques (Doubinger 1968) seraient en faveur de cette dernière hypothèse qui confirmerait aussi les observations de Grand'Eury. L'histogramme de fréquences des spores principales (fig. 2) présente en effet les caractéristiques du Stéphanien B, notamment la fréquence élevée des *Thymospora* (Liabeuf, Doubinger & Alpern 1967, p. 9), les *Spinosporites* et les *Polymorphisporites* étant encore assez rares. Le Stéphanien C tel qu'on le connaît à Decazeville et dans certains bassins d'Espagne (Tineo, Villablino) manque donc dans la série de l'Autunois : l'Autunien y reposant directement sur un Stéphanien B assez classique. Une telle succession est connue dans d'autres régions, en particulier à Lodève et dans les petits bassins du Détroit de Rodez.

BIBLIOGRAPHIE

DELAFOND, M. (1889) : Bassin houiller et permien d'Autun et d'Epinac. *Etudes Gites minér. France*, 1, stratigr. : 1-110.

DOUBINGER, J. (1956) : Contribution à l'étude des flores autuno-stéphaniennes. *Mém. Soc. géol. France*, (N. S.), *35*, n° 75 : 1-180, pls I-XVII.

DOUBINGER, J. (1968) : Contribution à l'étude palynologique du Permo-Carbonifère de l'Autunois. *L'Eduen*, *45* : 11-16, pls. I-VI; et *48* : 13-18, pls I-VI.

DOUBINGER, J. & VETTER, P. (1969) : Observations et réflexions sur les zones paléobotaniques des bassins de Carmaux et de Decazeville. *C.R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967*, I : 171-182.

GRAND'EURY, C. (1877) : Flore carbonifère du terrain houiller de la Loire. *Mém. Acad. Sci., Paris, Sci. Math. Phys., 24 :* 1-624, pls I-XXXIV, A-D.

LIABEUF, J. J., DOUBINGER, J. & ALPERN, B. (1967) : Caractères palynologiques des charbons du Stéphanien de quelques gisements français. *Rev. Micropal., 10*, 1 : 3-14.

PRUVOST, P. (1947) : Arts des mines et géologie. *Congr. A.I.E.L.*, Liège sect. géol.: 401-418, figs. 1-9.

STOCKMANS, F. & WILLIERE, Y. (1966) : Documents paléobotaniques pour l'étude du Houiller dans le NW de l'Espagne. *Mém. Inst. Roy. Sci. Nat. Belgique*, (2), *79* (1965) : pls I-XXXVIII.

WAGNER, R. H. (1966) : Palaeobotanical Dating of Upper Carboniferous Folding Phases in NW Spain. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, *66* (1965) : 1-169, pls 1-77.

ZEILLER, R. (1890) : Bassin houiller et permien d'Autun et d'Epinac. *Etudes gîtes minér. France*, fasc. II, flore fossile : 1-304, pls I-XXVII.

DISCUSSION

R.H. Wagner (question): Tout d'abord je voudrais féliciter M[lle] Doubinger pour son étude extrêmement importante qui soulève, encore une fois, le problème de la signification réelle de l'Autunien. S'agit-il d'un faciès spécial,

à flore différente, du Stéphanien supérieur, ou est-il un étage autonome ? M[lle] Doubinger, de façon très objective, nous a laissé le choix entre les deux solutions possibles dans le cas relevé : soit l'indépendance des couches du Stéphanien supérieur de celles de l'Autunien, d'âge plus moderne ; soit le passage latéral de ces couches, de faciès stéphanien, aux couches autuniennes à faciès différent. Même si nous acceptons qu'un doute subsiste encore, je voudrais bien demander à M[lle] Doubinger laquelle des deux solutions lui paraît la plus probable, en tenant compte des données stratigraphiques de terrain qu'elle connaît.

J. Doubinger (reply) : La flore du Mont-Pelé présente nettement les caractères du Stéphanien B, caractères confirmés par la palynologie. Il s'agirait donc d'une formation indépendante de l'Autunien. Mais le Stéphanien C à flore typique manque, or la succession Stéphanien B-Autunien s' observe aussi ailleurs, à Lodève, dans le Détroit de Rodez, entre autres. Par contre, les formations à flore du Stéphanien C sont rarement surmontées d'un Autunien caractéristique (par exemple, dans les bassins stéphaniens des Asturies). On pourrait donc admettre que l'Autunien est un faciès spécial du Stéphanien supérieur, mais uniquement de ce dernier.

T. N. George (question) : If the stratigraphic equivalence of Autunian and Stephanian C is established, is there then any justification for « Autunian » as the name of an independent stage ?

J. Doubinger (reply) : L'Autunien correspondrait uniquement à la partie la plus élevée du Stéphanien. Dans certains bassins, où il est très développé (par exemple, Lodève, la Provence), il y a un Autunien supérieur qui ne peut plus être considéré comme équivalent du Stéphanien C et qui renferme une flore comparable à celle du Koungourien (travaux en cours de publication). Les corrélations avec les séries marines doivent être prises en considération. Peut-être faudrait-il mieux parler de « faciès autunien » que d'étage.

M. Kaiserová-Kalibová (question) : Est-ce que c'est la présence de *Callipteris conferta* qui permet de distinguer le Stéphanien de l'Autunien ?

J. Doubinger (reply) : *Callipteris conferta* et d'autres espèces de *Callipteris* sont, jusqu'à présent, les plantes considérées comme caractéristiques de l'Autunien.

H. Bode (question) : Le résultat de cette étude est-il que l'Autunien n'existe plus, parce que l'Autunien est le « prototype » du Permien inférieur ?

J. Doubinger (reply) : Je pense que l'Autunien reste un « faciès continental » du Permien inférieur. Le « Stéphanien C » en serait peut-être, en tout ou en partie, un faciès différent, là où la forêt houillère a pu subsister plus longtemps.

W.P. van Leckwijck (question) : L'Autunien serait, si je comprends bien, pour vous, un étage à placer dans le Carbonifère plutôt que dans le Permien, mais il devrait rester séparé du Stéphanien.

J. Doubinger (reply) : Je pense qu'on ne peut séparer l'Autunien du Carbonifère mais qu'il faut le distinguer du Stéphanien à cause de ses ressemblances avec le Permien inférieur des séries marines.

Die « *Hymenozonotriletes lepidophytus*-Zone » auf der Bäreninsel

H. KAISER [1]

Mit 2 Abbildungen.

RESUME.

La zone à *Hymenozonotriletes lepidophytus* var. *minor* Kedo est identifiée dans la Tunheim-Serie de l'Ile aux Ours, avec la flore à *Cyclostigma-Archaeopteris, Lophozonotriletes rarituberculatus* Kedo et *Hymenozonotriletes explanatus* Kedo y apparaissent en succession comme dans les régions ardenno-rhénanes.

ABSTRACT.

The zone of *Hymenozonotriletes lepidophytus* var. *minor* Kedo is found within the Tunheim Series of Bear Island, together with the *Cyclostigma-Archaeopteris* flora. *Lophozonotriletes rarituberculatus* Kedo and *Hymenozonotriletes explanatus* Kedo successively occur as in the Ardennes and Rhine regions.

*
**

Die kohlenführende Tunheim-Serie der terrestrischen Ursasandstein-Formation auf der Bäreninsel enthält die von Heer (1871), Nathorst (1902) und Schweitzer (1967, 1968) beschriebene *Cyclostigma-Archaeopteris*-Flora.

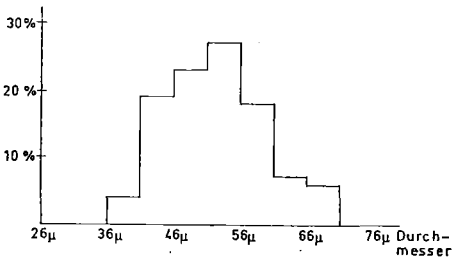


Abb. 1. — Größenvariation von *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo 1957, auf der Bäreninsel.

1 Institut für Paläontologie der Rhein. Friedrich-Wilhelm-Universität, Bonn, Nußallee 8, Deutschland.

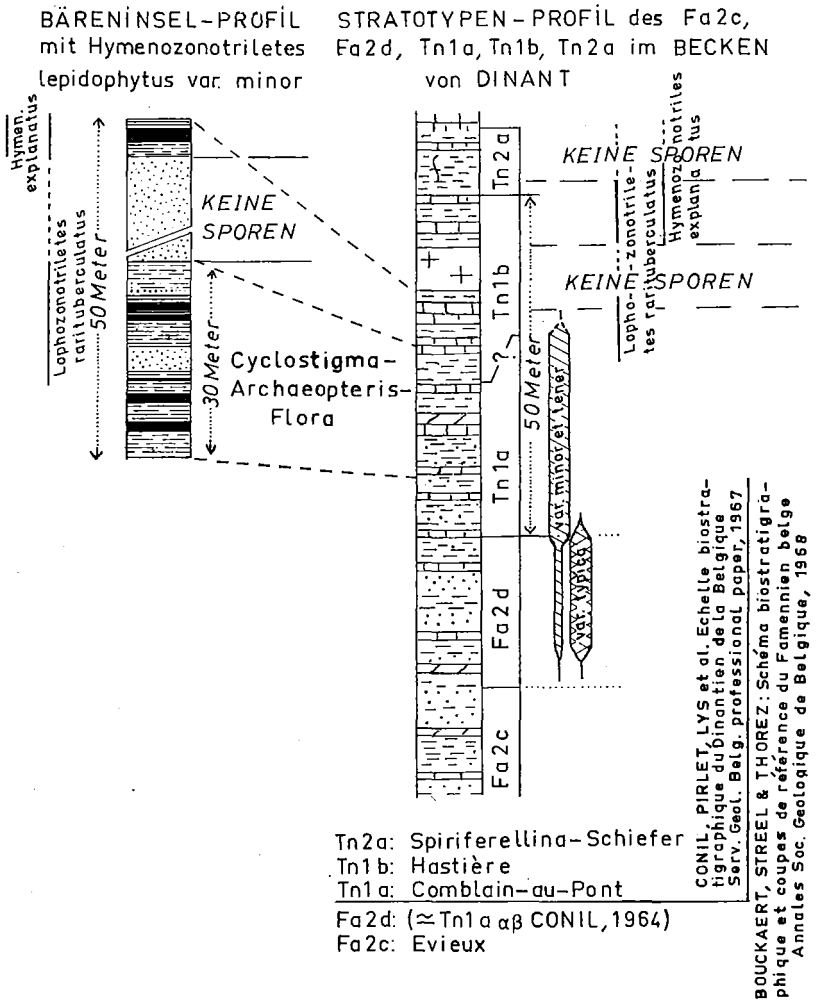


Abb. 2. — Bäreninsel-profil mit *H. lepidophytus* var. *minor*, enthaltend : *Retusotriletes communis* Naumova 1953, *Retusotriletes greggsii* McGregor 1964, *Punctatisporites debilis* Hacquebard 1957, *Punctatisporites aerarius* Butterworth & Williams 1958, *Cyclogranisporites* cf. *commodus* Playford 1963, *Anapiculatisporites hystricosus* Playford 1963, *Anapiculatisporites ampullaceus* Playford 1963, *Dictyotriletes submarginatus* Playford 1963, *Microreticulatisporites lunatus* Knox 1948, *Stenozonotriletes illepidus* Ishchenko 1956, *Lophozonotriletes rarituberculatus* (Luber) Kedo 1957, *Cirratriradites rusticus* Felix & Burbridge 1967, *Diaphanospora perplexa* Balme & Hassel 1962, *Perotrilites perinatus* Hughes & Playford 1961, *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo 1957, *Hymenozonotriletes* cf. *facilis* Kedo 1963, *Hymenozonotriletes explanatus* Kedo 1963, *Spinozonotriletes* cf. *tenuispinus* Hacquebard 1957, *Spinozonotriletes* cf. *uncatus* Hacquebard 1957.

Bei der Untersuchung der Mikroflora der Tunheim-Serie wurde die Art *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo 1957 in großer Menge gefunden. Ihre auf der Bäreninsel angetroffene Größenvariation (vgl. Abb. 1) zeigt, daß die nach Streel (1966, 1968) für das Tournai 1a bezeichnende *H. lepidophytus* var. *minor*-Zone vorliegt. Das bestätigt auch das etwas spätere Einsetzen von *Lophozonotriletes rarituberculatus* (Luber) Kedo 1957 im mittleren Teil und das Vorkommen von *H. explanatus* Kedo 1963 im jüngsten Teil der Verbreitungszone von *H. lepidophytus* Kedo 1957 (vgl. Abb. 2).

Dieses Ergebnis hat weitreichende Folgen, denn damit kann der bisher für das ganze Oberdevon geltende Leitwert der *Cyclostigma-Archaeopteris*-Flora auf einen eng begrenzten, dem Tournai 1a in Belgien *sensu* Conil, Pirlet, Lys *et al.* (1967) entsprechenden Übergangsbereich Devon-Karbon beschränkt werden.

SCHRIFTTUM

Bouckaert, J., Streel, M. & Thorez, J. (1968) : Schéma biostratigraphique et coupes de référence du Famennien belge. *Ann. Soc. géol. Belg., 91 :* 73-125.

Conil, R., Pirlet, H., Lys, M. & al. (1967) : Echelle biostratigraphique du Dinantien de la Belgique. *Service Géol. Belg., Prof. Paper, 13* : 1-56.

Heer, O. (1871) : Fossile Flora der Bäreninsel. *Kongl. Sv. Vet.-Ak. Handl., 9,* 5.

Horn, G. & Orvin, A. K. (1928) : Geology of Bear Island. *Skrifter om Svalbard og Ishavet, 15 :* 1-152.

Nathorst, A. G. (1902) : Zur oberdevonischen Flora der Bäreninsel. *Kongl. Sv. Vet.-Ak. Handl., 36,* 3 : 5-60.

Schweitzer, H. J. (1967) : Die Oberdevon-Flora der Bäreninsel. 1. Pseudobornia ursina Nathorst. — *Palaeontographica, (B) 120 :* 116-137.

Schweitzer, H. J. (1969) : Die Oberdevon-Flora der Bäreninsel. 2. Lycopodiinae. *Palaeontographica, (B) 126 :* 1-137.

Streel, M. (1966) : Critères palynologiques pour une stratigraphie détaillée du Tn1a dans les bassins ardenno-rhénans. *Ann. Soc. géol. Belg., 89,* 1-4 : 65-96, pls 1-2,

Streel, M. (1968) : Associations de spores des stratotypes du Famennien, du Strunien et du Tournaisien dans les Bassins ardenno-rhénans. *Rev. Paleobotany and Palynology, 5* : 1-4, pl. I.

The significance of megaspores for the stratigraphic zoning of the Plzeň Basin

M. KALIBOVÁ [1]

With 2 text-figures and plate 18.

ABSTRACT.

Megaspore assemblages are recorded from coal seams in the Plzeň Basin, Western Bohemia. The successive assemblages are shown in text-figure 2. Some of the stratigraphically useful megaspore species are illustrated.

RESUME.

L'étude palynologique basée sur l'analyse de presque 2000 échantillons de houille provenant du bassin houiller de Plzen (Pilseň) en Bohème occidentale, a permis de distinguer huit associations de mégaspores. Ces associations correspondent aux huit faisceaux houillers du bassin de Plzeň, qui s'échelonnent depuis le sommet du Westphalien B jusqu'en Stéphanien C et qui, dans le tableau ci-joint, sont numérotés, du bas vers le haut, de 1 à 8. Les associations de mégaspores se distinguent les unes des autres par l'apparition ou la disparition de diverses espèces. Ainsi, par exemple, *Triletisporites bohemicus* se rencontre depuis le faisceau 1 jusqu'au faisceau 3, *Setosisporites hirsutus* caractérise les faisceaux 2 et 3, *Setosisporites praetextus* est trouvée uniquement dans le faisceau 2, et *Lagenoisporites levis* uniquement dans le faisceau 8. *Laevigatisporites glabratus,* absente dans le faisceau 4, fut rencontrée dans les faisceaux 3 et 5 à 8.

I. GENERAL STRATIGRAPHIC SUCCESSION

The Plzeň (Pilsen) Basin is a relatively narrow depression filled with continental molassoid deposits of Carboniferous age, ranging from Westphalian B-C boundary measures to Stephanian C rocks. The basin

1 Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, Praha 1, Czechoslovakia.

is regarded as forming part of the Central Bohemian Carboniferous complex (V. Havlena 1964). It covers an area of approximately 550 square kilometres in Western Bohemia, in the general vicinity of the town of Plzeň (Pilsen).

The succession is divided into four major lithostratigraphic units, called the Lower Grey (Kladno), Lower Red (Týnec), Upper Grey (Slaný) and Upper Red (Líně) Formations. They have been dated by means of plant macrofossils.

The Lower Grey Formation is sub-divided into the Radnice and the Nýřany Members. Both contain some groups of coal seams. The oldest seams of the succession, i.e. the Plzeň seams, are only developed locally. They have been considered by Havlena (1964) as forming part of the Radnice group of seams ; represented by the lower and upper Radnice seams. Higher in the succession, the Lubná seams form the last coal-measure interval in the Radnice Member. A marked stratigraphic break occurs between the Radnice and Nýřany Members ; Westphalian C is followed by upper Westphalian D, possibly leading into slightly higher measures at the horizon of the Nevřen seams (sub-divided into a lower and an upper Nevřen seam.

The Upper Grey Formation, of Stephanian B-C age, contains the Kounov seams in the Kounov Member.

The development of coal seams in the Plzeň Basin was not uniform, and not all the coal-measure intervals are equally developed throughout the Basin. In general, the appearance of higher coal seams is observable in a direction from south to north. The coal-measure intervals usually contain 1 to 3 coal seams of a thickness of about 1 m each.

II. MEGASPORE INVESTIGATION

The present investigation, aimed at the local correlation of coal-measure intervals, was based entirely on megaspores. It has shown that megaspore studies are a useful aid in local seam correlations. A more comprehensive publication on the megaspores in the Lower Grey (Kladno) Formation of the Plzeň Basin is in press (1969).

Nearly two thousand coal samples were investigated. These were taken from seams throughout the succession, and were generally obtained from boreholes sunk in various parts of the basin. These samples were supplemented by coal taken from mine workings and from coal tips where the mines had been closed.



Fig. 1. — Geographic situation of the Plzeň Basin in Bohemia.

Text-figure 2 gives a list of successive coal-measure intervals in the Plzeň Basin. The various units mentioned do not represent a formal scheme of stratigraphic sub-division, but provide a general indication of geological age and grouping.

Collections were made from whole seam profiles divided into 10-20 cm sectors. Coal was macerated in portions of 10 grams each. For the extraction of spores bromine and fuming nitric acid was used. The number of the spores obtained ranged from a few specimens to several thousands. For example, in some layers of the Upper Radnice and Lubná seams the specimens of *Setosisporites hirsutus* exceeded 1500 in

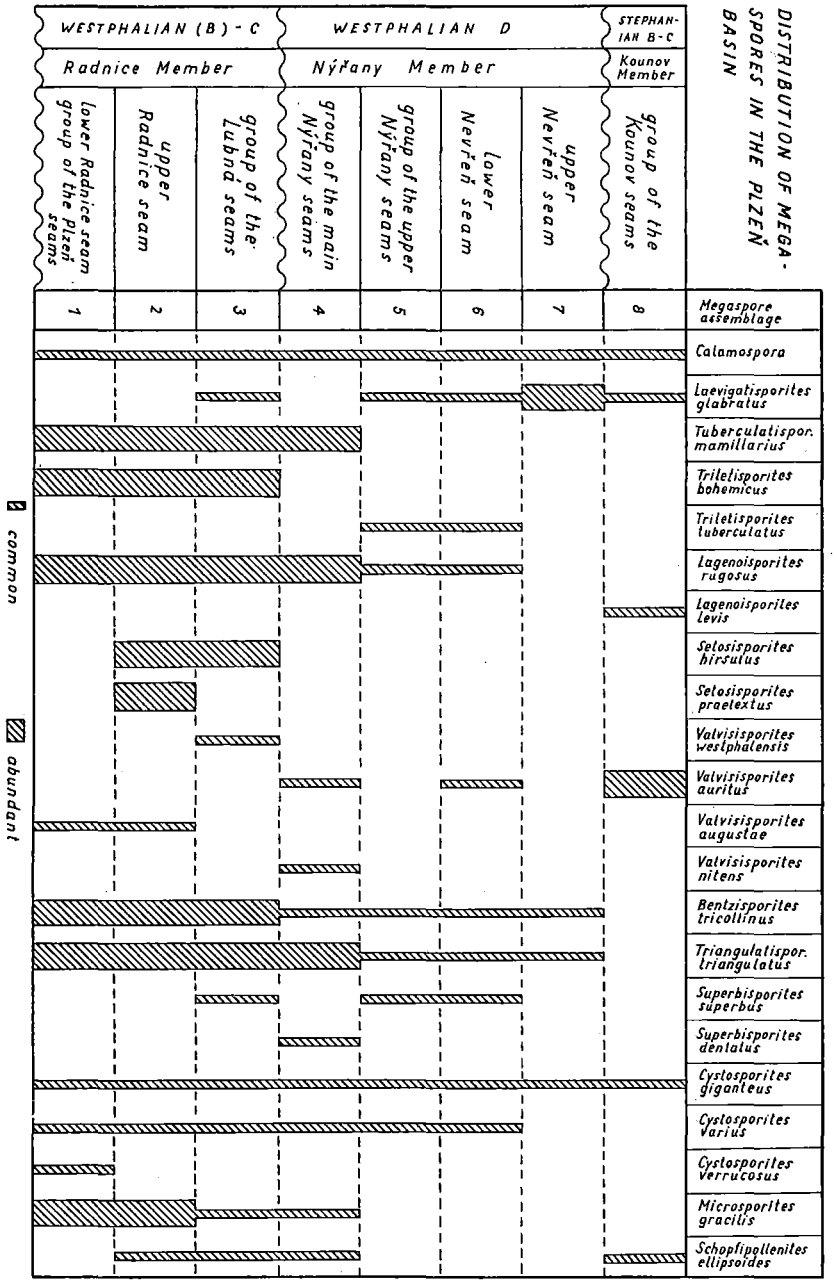


Fig. 2. — Distribution of megaspores in the Plzeň Basin.

number, and in the Nýřany seams more than 1500 specimens of *Tuberculatisporites mamillarius* and 2500 specimens of *Triangulatisporites triangulatus* were found. On the other hand, in some samples from the same coal seams these species were lacking altogether. In a more comprehensive paper on the megaspores of the Plzeň Basin (Kalibová 1969) symbols have been used to indicate the frequency of occurrence at individual localities (< 1 ; 1-10 ; 11-100 ; 101-500 ; > 5000).

The data in text-figure 2 are generalised, for the relative frequency of spore species in the respective seams is not equal throughout the whole basin. Where the term « abundant » has been used, it means the occurrence of more than 100 specimens.

The following list is presented of megaspores found in the coal seams of the Plzeň Basin.

	Westphalian (B)-C	Westphalian D	Stephanian B-C
Calamospora sp.	+	+	+
Laevigatisporites glabratus (Zerndt) Potonié & Kremp	+	+	+
Tuberculatisporites mamillarius (Bartlett) Potonié & Kremp	+	+	
Triletisporites tuberculatus (Zerndt) Potonié & Kremp		+	
Triletisporites bohemicus Kalibová	+		
Lagenoisporites rugosus (Loose) Potonié & Kremp	+	+	+
Lagenoisporites levis (Zerndt) Piérart			+
Setosisporites hirsutus (Loose) Ibrahim	+		
Setosisporites praetextus (Zerndt) Potonié & Kremp	+		
Valvisisporites westphalensis Bharadwaj	+		
Valvisisporites auritus (Zerndt) Bharadwaj		+	+
Valvisisporites augustae (Loose) Potonié & Kremp	+	?	
Valvisisporites nitens Kalibová		+	

	Westphalian (B)-C	Westphalian D	Stephanian B-C
Bentzisporites tricollinus (Zerndt) Potonié & Kremp	+	+	?
Triangulatisporites triangulatus (Zerndt) Potonié & Kremp	+	+	+
Superbisporites superbus (Bartlett) Potonié & Kremp	+	+	
Superbisporites dentatus (Zerndt) Potonié & Kremp		+	
Cystosporites giganteus (Zerndt) Schopf	+	+	+
Cystosporites varius (Wicher) Dijkstra	+	+	
Cystosporites verrucosus Dijkstra	+		
Microsporites gracilis (Zerndt) Dijkstra	+	+	+
Schopfipollenites ellipsoides (Ibrahim) Potonié & Kremp	+	+	+

Although megaspores were obtained from all the coal-measure intervals, the spore flora of the coals in the Radnice Member proved to be richer than that of any other seam interval. Fairly gradual changes in the composition of megaspore assemblages are recorded. These are marked by the disappearance of some forms and the appearance of others, and not apparently by evolutionary changes. Altogether, 8 megaspore assemblages are recorded, corresponding to the seam intervals as shown in text-figure 2.

MEGASPORE ASSEMBLAGE 1, corresponding to the group of Plzeň seams and the lower Radnice seam, is characterised by *Cystosporites verrucosus* which is restricted to these seams. *Valvisisporites augustae* occurs in both zone 1 and zone 2, whereas *Lagenoisporites rugosus* and *Triletisporites bohemicus* are generally common throughout the Radnice Member. *Triletisporites bohemicus* is a conspicuous member of the megaspore floras of Westphalian C age in Bohemia. It occurs not only in the complex of Central Bohemian coalfields, but also in the Lower Silesian coal basin. On the other hand, it has not been recorded from any other part of the world.

MEGASPORE ASSEMBLAGE 2 (upper Radnice seam) is characterised by *Setosisporites praetextus* which in the Plzeň Basin, only

occurs in this assemblage. *Setosisporites hirsutus* is found for the first time in the upper Radnice seam, but is more frequent in the overlying group of Lubná seams.

MEGASPORE ASSEMBLAGE 3 coincides with the Lubná coals. The high frequency of *Setosisporites hirsutus* in these beds is found to be related to the occurrence of massive bands of brown durain. Other characteristic representatives of the megaspore flora are : *Valvisisporites westphalensis, Laevigatisporites glabratus* and *Superbisporites superbus,* none of which occur in the group of the main Nýřany seams (assemblage 4), although the latter two species re-appear in the upper Nýřany seams (assemblage 5). In the boreholes examined, either a combination of the Lubná seams and the upper Nýřany seams (assemblages 3 and 5), or one of the main Nýřany seams (probably only the highest (Top) seam) and the upper Nýřany seams (assemblages 4 and 5) were encountered.

MEGASPORE ASSEMBLAGE 4, corresponding to the main Nýřany seams, contains a flora which is relatively rich in *Tuberculatisporites mamillarius, Triangulatisporites triangulatus* and *Cystosporites varius.* These occurred already with varying frequencies in the earlier assemblages.

The coalfield in the vicinity of the town of Nýřany (Nirschan), the collieries of which are abandoned, contains the Nýřany seam proper (No. 1 - well known in the literature because of its cannel coal with fossil fauna) and the Top seam. The latter is characterised by the absence of *Valvisisporites auritus,* a species which first appears in the Nýřany seam No. 1. In the boreholes which were brought down in the vicinity of the village of Vejprnice, 3-5 seams of the Nýřany coals were found. The highest of these seams appears to be the equivalent of the Top seam in assemblage 4. Another one of these seams is characterised by *Valvisisporites nitens,* whilst the deepest seam shows the presence of *Superbisporites dentatus* which has only been found here.

MEGASPORE ASSEMBLAGE 5 (upper Nýřany seams) shows the earliest occurrence in this succession of *Laevigatisporites glabratus* and *Triletisporites tuberculatus.* The species *Superbisporites superbus* re-appears here after an apparent absence in assemblage 4.

MEGASPORE ASSEMBLAGE 6 (lower Nevřen seam) is characterised by the spores of assemblage 5, in association with *Valvisisporites auritus* which, however, only occurs in the higher layers of this seam.

MEGASPORE ASSEMBLAGE 7 (upper Nevřen seam) differs from assemblage 6 by the absence of *Valvisisporites auritus.* It is also noted that *Laevigatisporites glabratus,* which is common in both the Nevřen seams, increases its frequency in the upper seam.

MEGASPORE ASSEMBLAGE 8 corresponds to the stratigraphically distant group of Kounov seams, of Stephanian B-C age. *Valvisisporites auritus* is usually the dominant species. Another characteristic species, *Lagenoisporites levis,* appears here for the first time. *Laevigatisporites glabratus* is generally common in assemblage 8.

REFERENCES

HAVLENA, V. (1964) : Geologie uhelných ložisek. *2. díl ČSAV Praha :* 1-437, figs 1-209, Tabl. 1-35.

KALIBOVÁ-KAISEROVÁ, M. (1969) : Rozšíření megaspor ve spodním šedém (klasdenském) souvrství v plzeňské pánvi. *Čas. Min. geol., 14* : 23 - 38.

DISCUSSION

T. N. George (question) : There is a clear discontinuity in the spore sequence at the top of the Westphalian D. What is the reason for the absence of recorded Stephanian A ?

M. Kaiserova-Kalibova (reply) : The Lower Red Group of probable Stephanian A age, following the Lower Grey Group, does not contain coal seams. Only very few miospores were found there.

H. Bode (question) : The section described seems to be complete and undisturbed from the Westphalian C upwards into Stephanian A. If this is so, does it contain the upper part of the Westphalian D which is missing in the Saar basin, between the Heiligenwalder (Steinbesch) beds and the Holz Conglomerate ? If so, the Pilsen (Plzeň) section would be a good type section for the Westphalian D, such as we lack in other parts of Europe. Has the spore succession been compared with the development of the megaflora ?

M. Kaiserová-Kalibová (reply) : Since the palaeobotanical investigations of F. Němejc (up to 1953) we consider the seams of the Nýřany Member as the upper part of the Westphalian D. From the miospores and megaspores some of the seams appear to be a little older, however.

S. Loboziak (question) : Quels sont les éléments qui vous ont permis d'attribuer les zones 4 à 7 au Westphalien D ? Si nous comparons la distribution des mégaspores du bassin de Plzeň et celle du Nord-Pas-de-Calais, il apparaît que la limite Westphalien C-D de Plzeň serait plutôt celle du Westphalien B-C (partie moyenne supérieure du faisceau de Six-Sillons).

M. Kaiserová-Kalibová (reply) : Ce n'est pas moi qui ai attribué ces couches au Westphalien D. C'est Němejc (1953) qui a attribué les couches des zones 4 et 5 au Westphalien D. Les géologues (Pešek 1967) supposent que les couches des zones 6 et 7 sont du Westphalien D, éventuellement du Stéphanien inférieur. Je connais les résultats de M. Loboziak depuis la réunion à Sheffield (1967), concernant cette limite, mais dans le bassin de Plzeň ce sont jusqu'à maintenant seulement les mégaspores qui permettraient de modifier cette appréciation stratigraphique.

W.P. van Leckwijck (comment) : We have here a very clear example of the great danger of confusion which we are running into, if we give new definitions to old names, i.e. Westphalian B and C. It follows that, when boundaries are changed, new names should be given to the units limited by these boundaries.

Note préliminaire sur les spores in situ de quelques pécoptéridinées houillères. Implications paléobotaniques et stratigraphiques

J.P. LAVEINE [1]

RESUME.

La contradiction apparente entre des zones de spores et des zones de mégaflore qui ne coïncident pas souligne l'urgence d'études détaillées de spores *in situ*. Un examen préliminaire de 330 spécimens appartenant à 28 espèces de Pecoptéridinées du Nord de la France et de la Lorraine, prouve que les spores mûres de différentes espèces de végétaux sont parfois morphologiquement inséparables. Bien que souvent, ces espèces de la mégaflore sont étroitement comparables et par conséquent pourraient être très liées, il y a aussi des exemples où des spores identiques ont été trouvées dans des macrofossiles nettement différents. D'autre part, on peut montrer que quelques plantes qui ont le même feuillage possèdent des spores différentes. Une explication du fait que certains complexes de spores apparemment identiques montrent des modes de distribution différents dans des aires différentes, peut être que ces spores appartiennent finalement à des groupes de plantes différentes. Néanmoins les spores peuvent fournir des critères supplémentaires pour la classification systématique des macrofossiles végétaux.

ABSTRACT.

The apparent contradiction of non-coinciding spore and plant macrofossil zones points to a pressing need for comprehensive studies on the spores *in situ*. A preliminary investigation of 330 specimens belonging to 28 species of Pecopterids from the North of France and from Lorraine, proved that the mature spores of different plant species are often indistinguishable, Although the macroplant species are sometimes closely comparable, and thus possibly related, there are also cases of identical spores being found for clearly different macrofossils. On the other hand, some plants with comparable foliage proved to possess different spores. One of the explanations why certain apparently identical spore complexes show a different distribution pattern in different areas, may be that these spores belong to different groups of plants. Nevertheless, the spores may provide additional criteria for the systematic classification of plant macrofossils.

1 Laboratoire de Paléobotanique, Cité Scientifique de Lille à Annappes, Boîte Postale, 36, 59-Lille Distribution, France.

I. INTRODUCTION

Lorsque l'on est confronté avec des problèmes de révision de stratotypes du Westphalien et du Stéphanien, et sans préjuger du bien-fondé d'une telle opération (voir J. Sigal 1964), on est frappé par une certaine disharmonie existant entre les arguments présentés par les palynologistes et par les paléobotanistes. Cette disharmonie est à première vue aberrante. Il paraît difficile en effet d'admettre que les résultats apportés par des éléments issus de plantes ne concordent pas avec les résultats établis par la macroflore. A cette observation il est couramment rétorqué que les spores et les grains de pollen, de par leur petite taille et leur nombre, ont une meilleure dispersion que les restes de macroflore et que l'on peut mieux saisir l'apparition, la période d'apogée d'une espèce et considérer par ailleurs le critère d'absence comme significatif. De plus il est souvent souligné que l'on peut avoir affaire aussi à des spores et grains de pollen provenant des régions avoisinant la lagune houillère et dont on n'aurait au mieux que de vagues traces du point de vue macroflore.

Cet ensemble d'arguments est sans doute valable, cependant cette hétérogénéité entre la palynologie et la paléobotanique laisse subsister un certain malaise (voir J. Doubinger 1959). Il apparaît évident que l'étude des spores *in situ,* c'est-à-dire provenant d'empreintes fructifiées, semble être la manière la plus naturelle d'arriver peut-être à la solution de ce problème. Un certain nombre d'études ont déjà été entreprises à ce sujet. En ce qui concerne plus particulièrement les Fougères fossiles doivent être cités, entre autres, les travaux de Kidston (1923), W. & R. Remy (1953, 1955, 1957), N.W. Radforth (1938), J. Doubinger (1959, 1961).

Pour que soit significative une étude sur les spores *in situ,* il faut, pour écarter les inconvénients liés aux stades différents de maturité des spores dans les fructifications, pouvoir traiter un nombre suffisant d'échantillons fructifiés avec encore des parties de limbe stérile permettant une détermination spécifique. Grâce aux importantes collections rassemblées au laboratoire par le Professeur P. Bertrand et par mon Maître, Monsieur le Professeur P. Corsin, j'ai eu la possibilité de traiter 550 échantillons de Pécoptéridées du bassin du Nord-Pas-de-Calais et du bassin de Lorraine. 330 d'entre eux, se répartissant en 28 espèces, ont fourni des résultats probants. La détermination de 5 de ces espèces est douteuse et le nombre d'échantillons traités par espèce est très variable mais, en général, un minimum de 3 échantillons par espèce ont livré des spores permettant une discussion satisfaisante des résultats. Ceux-ci sont assez divers mais c'était prévisible étant donné que l'on sait depuis longtemps que le genre *Pecopteris* Brongniart, étant

défini par une forme de feuillage à pinnules attachées par toute leur base au rachis support et à nervation pennée, comportait un certain nombre de genres de fructifications parmi lesquels il faut citer : *Senftenbergia* Corda, *Asterotheca* Presl, *Acitheca* Schimper, *Ptychocarpus* Weiss, *Danaeites* Stur (= *Orthotheca* P. Corsin).

II. EXPOSE DES RESULTATS

Pour faciliter la présentation très succincte des résultats, j'utiliserai les groupes d'espèces définis par P. Corsin (1951) sur les Pécoptéridées de Sarre et Lorraine.

1) Groupe du *Pecopteris plumosa* (Artis) Brongniart

— *P. plumosa* (Artis) forme *crenata* Stur :
spores trilètes — lisses ou avec des pustules
— ornementées de batonnets, de type *Raistrickia*

2) Groupe du *Pecopteris pennaeformis* Brongniart

— *P. pennaeformis* Brongniart, variété *minor* Dalinval :
spores trilètes — lisses ou avec des pustules
— ornementées de murailles verruquées de type *Camptotriletes* allant pratiquement jusqu'au type *Convolutispora.*

3) Groupe du *Pecopteris longifolia* Brongniart

— *P. longifolia* Brongniart :
spores trilètes, lisses, infraponctuées ou granulées de type *Cyclogranisporites.*

N.B. — Les formes *stricta, prisca* et *major* de P. Corsin (1951) présentent des spores de mêmes dimensions et de même habitus que celles de la forme type.

— ? *P.* cf. *platoni* Grand'Eury
spores monolètes, lisses à infraponctuées, de type *Latosporites, Punctatosporites, Crassosporites, Speciososporites* et *Torispora.*

— ? *P.* cf. *longiphylla* Corsin
spores identiques à celles de *P.* cf. *platoni* Grand'Eury.

— *P. rarinervosa* Corsin
spores trilètes, lisses, de type *Cyclogranisporites.*

4) Groupe du *Pecopteris saraepontana* Stur

— *P. saraepontana* Stur
spores monolètes, parfois d'aspect trilétoïde, lisses, infraponctuées, granulées, parfois presque verruquées, de types *Latosporites, Punctatosporites, Crassosporites, Speciososporites* et *Torispora.*

— *P. trevirani* Goeppert
spores identiques à celles de *P. saraepontana* Stur.

5) Groupe du *Pecopteris saraefolia* P. Bertrand

— *P. hucheti* Corsin
spores identiques à celles de *P. saraepontana* Stur.

— *P. saraefolia* P. Bertrand
spores identiques à celles de *P. saraepontana* Stur.

— *P. saraefolia* P. Bertrand, variété *lobata* Corsin
spores identiques à celles de *P. saraepontana* Stur.

— *P. punctata* Corsin
spores identiques à celles de *P. saraepontana* Stur.

— *P. punctata,* variété *crenulata* Corsin
spores identiques à celles de *P. saraepontana* Stur.

— ? *P.* cf. *densifolia* Goeppert
spores trilètes, lisses ou infraponctuées, de types *Calamospora* et *Punctatisporites.*

6) Groupe du *Pecopteris miltoni* (Artis) Brongniart

— *P. miltoni* (Artis) Brongniart
spores trilètes, lisses, infraponctuées à granulées de type *Cyclogranisporites.*

N.B. - Certains fragments uniquement fructifiés, que j'avais attribué avec un certain doute à *P. miltoni,* ont livré des spores monolètes de type *Punctatosporites* (sp. *minutus*).

— *P. oreinervosa* Corsin
spores trilètes, lisses, infraponctuées à granulées de type *Cyclogranisporites.*

— *P. opulenta* Corsin
spores monolètes, lisses ou infraponctuées à faiblement granulées de type *Punctatosporites* (sp. *minutus*).

— *P. micromiltoni* P. Bertrand
spores identiques à celles de *P. opulenta* Corsin.

— *P. folchwillerensis* Corsin
spores identiques à celles de *P. opulenta* Corsin.

— *P. lamurensis* Heer
spores identiques à celles de *P. opulenta* Corsin.

— *P. dufayi* Dalinval
spores monolètes, lisses à infraponctuées, de types *Latosporites* et *Punctatosporites* (existence possible de formes *Torispora*).

N.B. - Un exemplaire déterminé *P. dufayi,* mais un peu aberrant, a fourni des spores trilètes lisses.

— *P. lobulata* Dalinval
spores trilètes, infraponctuées à granulées, de type *Cyclogranisporites.*

7) Groupe du *Pecopteris polymorpha* Brongniart

— *P. polymorpha* Brongniart
spores trilètes, lisses, infraponctuées, granulées à presque verruquées de type *Cyclogranisporites* et *Verrucosisporites.*

— *P. polymorpha* Brongniart, forme *minor* Corsin
spores identiques à celles de *P. polymorpha* Brongniart.

8) Groupe du *Pecopteris arborescens* (v. Schlotheim) Brongniart

— *P. arborescens* (v. Schlotheim)
spores monolètes, lisses, infraponctuées à granulées, de type *Punctatosporites* (sp. *minutus* et *rotundus*).

— *P. cyathea* (v. Schlotheim) Brongniart
spores identiques à celles de *P. arborescens* (v. Schlotheim).

— *P. pectinata* P. Bertrand
spores identiques à celles de *P. arborescens* (v. Schlotheim).

— *P. lepidorachis* Brongniart
spores identiques à celles de *P. arborescens* (v. Schlotheim).

— *P. hemitelioides* Brongniart
spores identiques à celles de *P. arborescens* (v. Schlotheim).

9) Groupe du *Pecopteris unita* Brongniart

— *P. unita* Brongniart
spores monolètes, lisses ou infraponctuées, de types *Latosporites, Laevigatosporites* et *Punctatosporites.*

10) Groupe du *Pecopteris avoldensis* Stur

— *P. avoldensis* Stur
spores monolètes ou trilètes, lisses, à exine mince.

III. IMPLICATIONS PALEOBOTANIQUES

L'examen des résultats indiqués ci-avant soulève un certain nombre de problèmes qui ne peuvent pas être résolus dans le cadre de cette seule étude. On constate par exemple que toutes les espèces fructifiées des groupes du *P. saraepontana* Stur et *P. saraefolia* P. Bertrand ont des spores identiques. On peut donc se demander si toutes ces espèces n'en constituent pas qu'une seule, très polymorphe. C'est d'ailleurs ce que laissait entendre P. Corsin en 1951 (p. 244) en écrivant : « Lorsque les pinnules sont d'assez petite taille tout en étant très allongées par rapport à leur largeur, *P. saraepontana* ressemble à s'y méprendre à *P. saraefolia* ou *P. victoriae,* si bien qu'on pourrait presque se demander si on n'est pas en présence d'une seule et même espèce ».

Il est évident que l'étude des spores *in situ* apporte un élément supplémentaire à cette manière de voir. Cependant il faut garder présents à l'esprit deux points de vue. Le premier est qu'il est toujours préférable, dans une étude d'empreintes, de conserver un certain nombre d'espèces au départ. Il est toujours plus facile de les réunir par la suite si nécessaire, dans le cas où des arguments nouveaux sont apportés. Le second est que l'identité des spores, si elle laisse entrevoir une certaine possibilité de mise en synonymie de ces espèces, n'est pas un argument dirrimant. On peut constater à la vue des résultats d'autres groupes, que des espèces très nettement différenciables ont des spores identiques (par exemple *P. micromiltoni* et *P. lamurensis* d'une part ont des spores semblables à celles du groupe de *P. arborescens*).

Il sera donc nécessaire d'entreprendre des transferts d'empreintes stériles et fertiles pour étudier les cuticules, les stomates, l'implantation des sporanges pour tenter de résoudre de façon définitive, et compte tenu des données stratigraphiques, ce genre de problèmes.

Dans le même ordre d'idées, on peut souligner également l'identité des spores des espèces appartenant au groupe du *P. arborescens.*

Inversement certains groupes sont hétérogènes du point de vue des types de spores. Si l'on ne peut insister pour l'instant sur les cas des *P. longiphylla* et *P. platoni* dans le groupe du *P. longifolia,* les deux échantillons traités étant douteux, dans le groupe du *P. miltoni* par contre, on voit que toute une série d'espèces (*P. miltoni, P. oreinervosa, P. lobulata*) ont des spores trilètes et les autres espèces des spores monolètes. Par ailleurs *P. avoldensis* qui, par son feuillage stérile, se rapproche de *P. miltoni,* a des spores apparemment différentes.

On peut même se demander jusqu'à quel point il n'y a pas, dans l'habitus monolète ou trilète des spores, une relation directe avec la taille des sporanges ou l'inverse.

Du point de vue paléobotanique, on est donc amené à conclure de cette étude qu'elle est tout à fait insuffisante, en dépit du nombre d'échantillons traités. Néanmoins, par les éléments nouveaux qu'elle apporte et par les problèmes qu'elle soulève, on doit insister sur le fait qu'il est nécessaire de poursuivre dans cette voie, ce que j'ai d'ailleurs entrepris.

IV. IMPLICATIONS PALYNOLOGIQUES ET STRATIGRAPHIQUES

Elles sont également importantes. Si l'on a une tendance d'esprit penchant vers la palynologie, on insistera évidemment, dans les résultats exposés, sur l'identité probable d'un certain nombre d'espèces paléobotaniques. Cependant, même en admettant cette possibilité, il n'en reste pas moins qu'il existe des phénomènes de convergence au niveau des spores entre des espèces bien distinctes. Ce fait avait déjà été souligné, notamment pour des fructifications appartenant à des genres différents et ceci se confirme pour des espèces d'un même genre de forme.

Par conséquent les biozones d'un certain nombre d'espèces palynologiques sont déjà à elles seules des cénozones. Dès lors on comprend le danger qu'il peut y avoir à généraliser les résultats obtenus dans un bassin pour établir, sur des bases uniquement palynologiques, des corrélations inter-bassins et fixer des limites de stratotypes à usage international (c'est du moins le but recherché).

Pour concrétiser ce danger, je prendrai un seul exemple, celui du genre *Torispora* Balme qui existe dans le bassin du Nord-Pas-de-Calais et dans le bassin de Lorraine. B. Alpern (1959) a déjà très bien illustré, par l'étude des spores dispersées, que les genres *Punctatosporites* (notamment l'espèce *granifer*), *Crassosporites, Speciososporites* et *Torispora* se trouvaient toujours associés et que l'on rencontrait toutes les formes de passage entre ces différents genres ; l'étude des spores *in situ* confirme de façon péremptoire cette constatation. Mais où la chose devient plus intéressante, c'est que, parmi les Pécoptéridées étudiées, ces formes sont produites, dans le bassin de Lorraine, par les espèces appartenant aux groupes des *Pecopteris saraepontana* et *saraefolia,* espèces qui n'existent pas dans le bassin du Nord-Pas-de-Calais. Evidemment on peut admettre un transport assez éloigné de ces éléments mais, si l'on remarque par exemple que la veine n° 9, au siège n° 4 du groupe d'Auchel-Bruay des H.B.N.P.C. renferme 54 % de spores appartenant aux genres cités ci-dessus, il semble difficile de soutenir qu'un tel pourcentage puisse être dû au seul apport extérieur.

D'autant qu'une espèce du bassin du Nord, *P. dufayi,* produit des spores de types *Latosporites* et *Punctatosporites* (et peut-être aussi *Torispora,* mais une confirmation s'avère nécessaire par l'étude d'autres échantillons). On voit donc que l'assimilation pure et simple de la biozone de *Torispora* dans le bassin du Nord-Pas-de-Calais à celle du bassin de Lorraine ne pourrait qu'immanquablement mener à des mécomptes, et ceci sans préjuger des résultats qui pourront être fournis par la suite par l'étude des spores *in situ* d'autres groupes végétaux.

J.-J. Liabeuf & S. Loboziak (1968) ont d'ailleurs signalé que « Bien que *Torispora securis* apparaisse beaucoup plus tôt en Lorraine que dans le Nord, la base de son épibole est plus basse dans le Nord : environ 100 m de différence par rapport à l'axe Maxence = T 300. Cependant, lorsqu'elle atteindra son apogée, cette espèce sera beaucoup plus abondante en Lorraine.

Cette apogée en Lorraine commence à partir du Tonstein 280 et l'on constate l'apparition à ce niveau d'espèces telles que *P. saraepontana, P. saraefolia,* on comprend dès lors l'abondance particulière de ce genre dans ce dernier bassin.

L'examen de ces premiers résultats appellerait encore d'autres remarques mais je m'en bornerai là pour cette note préliminaire.

CONCLUSIONS

Les quelques éléments nouveaux apportés par cette étude sur les Pécoptéridées houillères posent un certain nombre de problèmes qu'il serait téméraire d'essayer de résoudre dès maintenant. Ceci est relativement encourageant en un sens puisque, en dépit des importants travaux déjà réalisés et qui constituent une base irremplaçable pour l'avenir, on peut constater qu'il y a encore beaucoup à faire sur la flore houillère avant de parvenir à une connaissance tout à fait satisfaisante de celle-ci.

Pour ce qui est du domaine plus proprement stratigraphique, ces premiers résultats soulignent que si les limites proposées par différents auteurs pour les stratotypes du Westphalien supérieur et du Stéphanien semblent valables car elles correspondent à des phénomènes importants dans l'évolution de la flore, il sera nécessaire cependant de réajuster un certain nombre d'arguments et de poursuivre des études sur le terrain avant de proposer des solutions plus définitives.

En ce qui concerne les spores dispersées, l'étude des spores *in situ* permettra de mieux définir les espèces guides et celles dont il est inutile de tenir compte et qui encombrent les études quantitatives, ce qui ne peut qu'être bénéfique pour cette science. Quoiqu'il en soit, cette der-

nière a déjà prouvé la valeur des arguments qu'elle peut fournir dans le cadre d'un bassin donné et l'on est en droit d'espérer que ses résultats s'affineront au fur et à mesure que l'étude des spores *in situ* précisera les critères de différenciation spécifique.

BIBLIOGRAPHIE

ALPERN, B. (1959) : Compte rendu de la réunion de la commission de microflore du Paléozoïque, mars 1959. Document dactylographié : 14-18, 1 pl.

CORSIN, P. (1951) : Bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine. Pécoptéridées. *Etudes Gîtes min. France*, I. — Flore fossile, *4* : 171-370, pls. CVIII-CXCIX.

DALINVAL, A. (1960) : Les *Pecopteris* du bassin houiller du Nord de la France. *Et. géol. Atlas Top. sout., H.B.N.P.C.*, I. — Flore fossile, *3* : 1-222, pls. I-LXI.

DOUBINGER, J. (1959) : Palynologie et Paléobotanique. *Pollen et Spores*, *I*, 2 : 279-309, pls. 1-8, 2 tabl.

DOUBINGER, J. (1961) : Spores de quelques fructifications fossiles du Stéphanien et de l'Autunien. *Pollen et Spores*, *III*, 2 : 353-372, pls. 1-8.

KIDSTON, R. (1923-1925) : Fossil Plants of the Carboniferous Rocks of Great Britain. *Mem. Geol. Surv. Gt. Britain, Palaeont., II*, pts 1-6 : 1-681, pls. I-CLIII.

LIABEUF, J. J. & LOBOZIAK, S. (1968) : Etude palynologique de quelques couches de charbon du faisceau d'Edouard (Bassin du Nord et du Pas-de-Calais). *Ann. Soc. géol. Nord, LXXXVIII* : 25-34, pl. III.

RADFORTH, N. W. (1938) : An analysis and comparison of the structural features of *Dactylotheca plumosa* Artis sp. and *Senftenbergia ophiodermatica* Göppert sp. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, LIX*, II, 14 : 385-396, pls. I-II.

REMY, W. (1953) : Untersuchungen über einige Fruktifikationen von Farnen und Pteridospermen aus dem mitteleuropäischen Karbon und Perm. *Abh. Deutsch. Akad. Wissensch. z. Berlin*, Jg. 1952, *2* : 1-38, Tafn 1-7.

REMY, R. & W. (1955) : Mitteilungen über Sporen die aus inkohlten Fruktifikationen von echten Farnen gewonnen wurden. *Abh. Deutsch. Akad. Wissensch. z. Berlin*, Jg. 1955, *1* : 41-47.

REMY, W. & R. (1957) : Durch Mazeration fertiler Farne des Paläozoikums gewonnen Sporen. *Paläont. Z., XXXI*, 1-2 : 55-65, Tafn 2-4.

SIGAL, J. (1964) : Une thérapeutique homéopathique en chronostratigraphie : les parastratotypes (ou prétendus tels). *Bull. tr. Dép. Inf. géol. B.R.G.M., 64* : 1-8.

Preliminary report on Lower-Middle Tournaisian miospores from the Hathern Anhydrite Series, Hathern Borehole, Leicestershire, England

P.G. LLEWELLYN [1], I.R. HOSKIN [1] & J. BACKHOUSE [2]

With 1 text-figure and plates 19-20.

ABSTRACT.

The communication provides a brief, illustrated account of twenty species, probably Lower-Middle Tournaisian miospores extracted from 19 samples of two cores below a fauna ? C_1/C_2. Comparisons with other Tournaisian miospore assemblages are reported.

RESUME.

Cette note fournit des données brèves mais illustrées sur 20 espèces de miospores, d'âge probable Tournaisien inférieur ou moyen, extraites de 19 échantillons de 2 carottes de sondage, sous une faune d'affinités C_1/C_2. Des comparaisons avec d'autres assemblages de miospores tournaisiens sont mentionnés.

The Hathern No. 1 borehole (Fig. 1), drilled by the British Petroleum Company Limited in 1954, encountered an unexpected evaporite facies in the Lower Carboniferous (Falcon & Kent 1960). Although the Limestone Shales formation (Fig. 1) was known to be upper Viséan in age, there was no dating more accurate than that provided by a fauna of ? C_1/C_2 age-low Viséan or possibly topmost Tournaisian, recovered from the lower core in the massive limestones (Fig. 1, B), to indicate the age of the lower part of the Carboniferous Limestone sequence. There are several other records of possible C_1-age Carboniferous Limestone from boreholes and outcrops in this part of the East Midlands

1 Department of Geology, University College London, Gower Street, London W.C. 1, England.

2 Geological Survey of Western Australia, 26 Francis Street, Perth 6000, Western Australia.

of England (Less & Taitt 1946, Falcon & Kent 1960, Kent 1966 & 1967, Llewellyn, Backhouse & Hoskin 1969), but there is little lithological basis for comparison with the Hathern sequence. In any case, these records require a critical review (Kent 1967).

The Hathern Anhydrite Series has recently been reexamined (Llewellyn & Stabbins 1968) and a preliminary note (without illustrations) on the discovery of a Tournaisian microflora is in press (Llewellyn, Backhouse & Hoskin 1969). The present communication is intended only to provide a brief, illustrated account of the species identified to date.

Miospore material was extracted from five samples from the upper core (Fig. 1, C) and 14 samples from the lower core (Fig. 1, D). As no significant differences have yet been observed between these preparations, they are regarded, for the present, as representatives of a single assemblage. The following species have been identified (Llewellyn, Backhouse & Hoskin 1969) and are illustrated in Plates 19 & 20.

Punctatisporites solidus, Hacquebard 1957
Punctatisporites irrasus, Hacquebard 1957
Punctatisporites glaber, (Naumova) Playford 1962
Retusotriletes incohatus, Sullivan 1964
Baculatisporites fusticulus, Sullivan 1968
Schopfites claviger, Sullivan 1968
Verrucosisporites scoticus, Sullivan 1968
Converrucosisporites parvinodosus, Playford 1964
Acanthotriletes mirus, Ishchenko 1956
Convolutispora mellita, Hoffmeister, Staplin & Malloy 1955
Convolutispora vermiformis, Hughes & Playford 1961
Reticulatisporites planus, Hughes & Playford 1961
Foveosporites insculptus, Playford 1962
Perotriletes perinatus, Hughes & Playford 1961
Knoxisporites pristinus, Sullivan 1968
Knoxisporites cf. *literatus,* (Waltz) Playford 1963
Knoxisporites rotatus, Hoffmeister, Staplin & Malloy 1955
Auroraspora macra, Sullivan 1968
Grandispora echinata, Hacquebard 1957
Endosporites macromanifestus, Hacquebard 1957

This assemblage includes types previously recorded from the Tournaisian of Canada, Spitsbergen, the Ardenno-Rhine region and Britain. Assemblages described by Hacquebard (1957) and Playford (1964) from the Horton Group of Nova Scotia, particularly that in Playford's « Undifferentiated Horton Group » subdivision, are comparable with the Hathern assemblage. The *rarituberculatus* Assemblage of Spits-

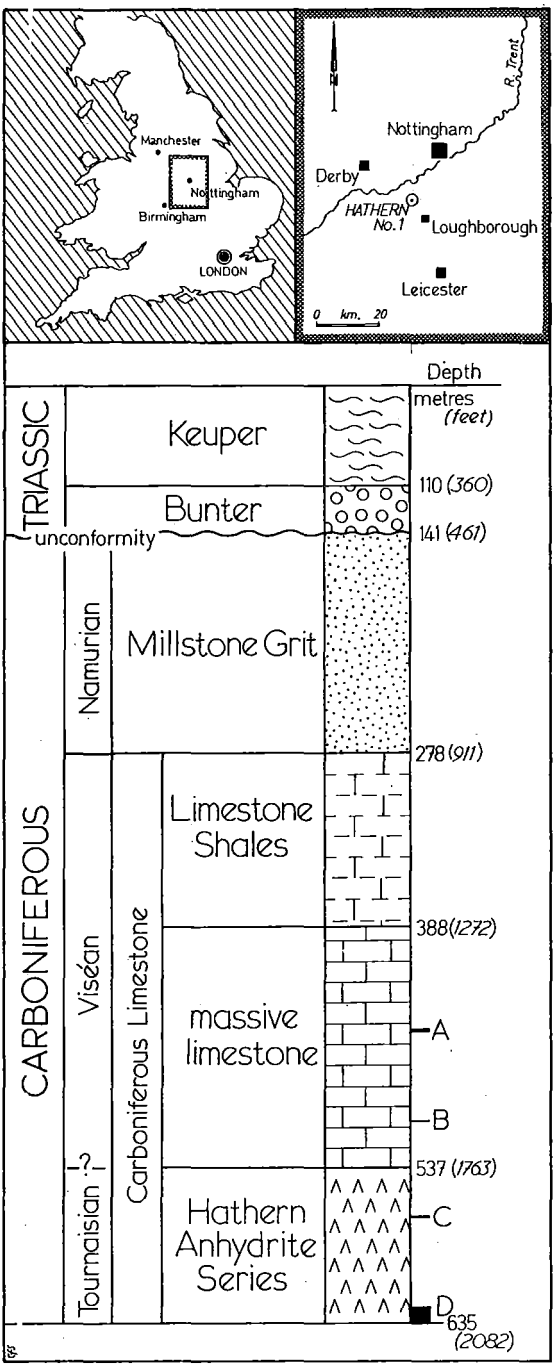


Fig. 1. — Location and sequence in the Hathern No. 1 borehole (compiled from Falcon & Kent 1960 and an unpublished British Petroleum Co. report by H. R. Warman). 3½ Inch (8.9 cm) cores were taken at A, B, C & D.

bergen (Playford 1962, 1963) has several species in common with Hathern. Streel (1966) has described Upper Devonian and Lower Carboniferous spores from the Ardenno-Rhine region but only two of his species have been found so far (*Punctatisporites irrasus* and *Retusotriletes incohatus* - both from Tn2a), and correlation on this basis is tenuous. In Britain, Sullivan has recorded assemblages from the Lower Limestone Shales of the Forest of Dean (1964) and from the Cementstone Group of Ayrshire (1968), and both have many species in common with Hathern.

On the basis of these comparisons, the Hathern assemblage would probably be regarded as lower rather than upper Tournaisian in age. However, a rather more precise definition has been suggested by Dr. M. Streel (personal communication). He has commented that the assemblage described is certainly younger than the *Hymenozonotriletes lepidophytus* Zone in Belgium and that the oldest age possible is, therefore, the upper part of Tn 1b. Although most of the Hathern species occur in the Tn2a of Belgium, spores younger than Tn2a are lacking there, which makes it more difficult to recognise an upper age limit. Dr. Streel suggests, however, that this limit is not younger than the top of Tn2c (an opinion based on a discussion in Streel 1970).

The stratigraphic and palaeogeographic significance of this evidence for Tournaisian sedimentation north of the Mercian Highlands (or Midland Barrier) has been discussed elsewhere (*in* Llewellyn, Backhouse & Hoskin 1969).

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors are grateful to the British Petroleum Co. Ltd. for financial aid in support of this work and for permission to publish these results. They also wish to thank Dr. P.E. Kent for his support and Dr. M. Streel for advice, although they are responsible for the information presented in this note.

REFERENCES

FALCON, N. L. & KENT, P. E. (1960) : Geological Results of Petroleum Exploration in Britain, 1945-57. *Geol. Soc. Lond., Mem. 2 :* 1-66.

HACQUEBARD, P. A. (1957) : Plant spores in coal from the Horton Group (Mississippian) of Nova Scotia, *Micropaleontology, 3 :* 301-24, pls 1-3.

KENT, P. E. (1966) : The Structure of the concealed Carboniferous Rocks of north-eastern England. *Proc. Yorks. geol. Soc., 35 :* 323-52.

KENT, P. E. (1967) : A Contour Map of the concealed Carboniferous Rocks of north-eastern England. *Proc. Yorks. geol. Soc., 36 :* 127-33.

LEES, G. M. & TAITT, A. H. (1946) : The geological results of the search for oilfields in Great Britain. *Q. Jl. geol. Soc. Lond., 101 :* 255-317.

LLEWELLYN, P. G. & STABBINS, R. (1968) : Core Material from the Hathern Anhydrite Series, Carboniferous Limestone, Hathern borehole, Leicestershire. *Proc. geol. Soc. Lond., 1650 :* 171-80.

LLEWELLYN, P. G., BACKHOUSE, J. & HOSKIN, I. R. (1969) : Lower — Middle Tournaisian miospores from the Hathern Anhydrite Series, Carboniferous Limestone, Leicestershire. *Proc. geol. Soc. Lond.*, 1655 : 85-91.

PLAYFORD, G. (1962) : Lower Carboniferous microfloras of Spitsbergen — Part One. *Palaeontology, 5 :* 550-618, pls 78-87.

PLAYFORD, G. (1963) : Lower Carboniferous microfloras of Spitsbergen — Part Two. *Palaeontology, 5 :* 619-78, pls 88-95.

PLAYFORD, G. (1964) : Miospores from the Mississippian Horton Group, eastern Canada. *Bull. geol. Surv. Canada, 107 :* 1-47, pls 1-11.

STREEL, M. (1966) : Critères palynologiques pour une stratigraphie détaillée du Tn1a dans les bassins ardenno-rhénans. *Ann. Soc. géol. Belg., 89 :* 65-96, pls 1-2.

STREEL, M. (1970) : Distribution stratigraphique et géographique d'*Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo, d'*Hymenozonotriletes pusillites* Kedo et des assemblages tournaisiens. *In* « Colloque sur la stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège, 55.*

SULLIVAN, H. J. (1964) : Miospores from the Lower Limestone Shales (Tournaisian) of the Forest of Dean Basin, Gloucestershire. *C.R. 5e Congrès Carbonifère, Paris 1963, III :* 1249-58, pls 1-2.

SULLIVAN, H. J. (1968) : A Tournaisian spore flora from the Cementstone Group of Ayrshire, Scotland, *Palaeontology, 11 :* 116-31, pls 25-27.

Hymenozonotriles lepidophytus Kedo and associated spores from the Devonian of Canada

D.C. McGREGOR [1]

With 4 text-figures and plates 21-23.

ABSTRACT.

Assemblages of spores containing *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo are reported from the lower part of the Horton Group in Nova Scotia; the Kettle Point Fm, Bedford Shales and overlying Formations in Southern Ontario and the Imperial Fm. in Yukon Territory. Data are summarized in Table 1. The stratigraphic potential of these assemblages in Canadian rocks is emphasized.

RESUME.

Des assemblages de spores contenant *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo sont examinés, provenant de la partie inférieure du Horton Groupe en Nouvelle Ecosse, des Kettle Point Fm, Bedford Shales et formations sus-jacentes dans le sud de l'Ontario et de l'Imperial Fm. dans le territoire de Yukon. Les données sont résumées dans le tableau 1. Les potentialités stratigraphiques de ces assemblages dans les roches canadiennes sont mises en évidence.

I. INTRODUCTION

Several rock samples submitted to palynologists of the Geological Survey of Canada contain *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo *sensu lato*. These samples came from widely separated localities in eastern, south-central and northwestern Canada (Fig. 2). Most of them were submitted in the hope that the spores would provide evidence of age, because the sequences of rocks in which they occurred contained no other diagnostic fossils. However, there is no well-documented, published evidence of the stratigraphic range of *H. lepidophytus* in North America. Therefore, the presence of this species could be used only

1 Geological Survey of Canada, 601 Booth Street, Ottawa, Ontario, Canada.

in rather broad terms as suggestive of latest Devonian age (1) (an age almost equivalent to that of « Strunian » of the Belgian succession), on the assumption that its range in North America is contemporaneous with that in Western Europe as established by Streel (1966, 1968). Tschudy (*in* Sandberg & Klapper 1967) reached the same conclusion, supported by conodonts from underlying strata, for the age of the upper part of the Sappington Member of the Three Forks Formation in Montana, U.S.A., and Walton & Mason (unpublished ms.) drew similar conclusions, also supported by conodont evidence, for the lower part of the Banff Formation near the British Columbia-Northwest Territories boundary in northwestern Canada. In the same paper,

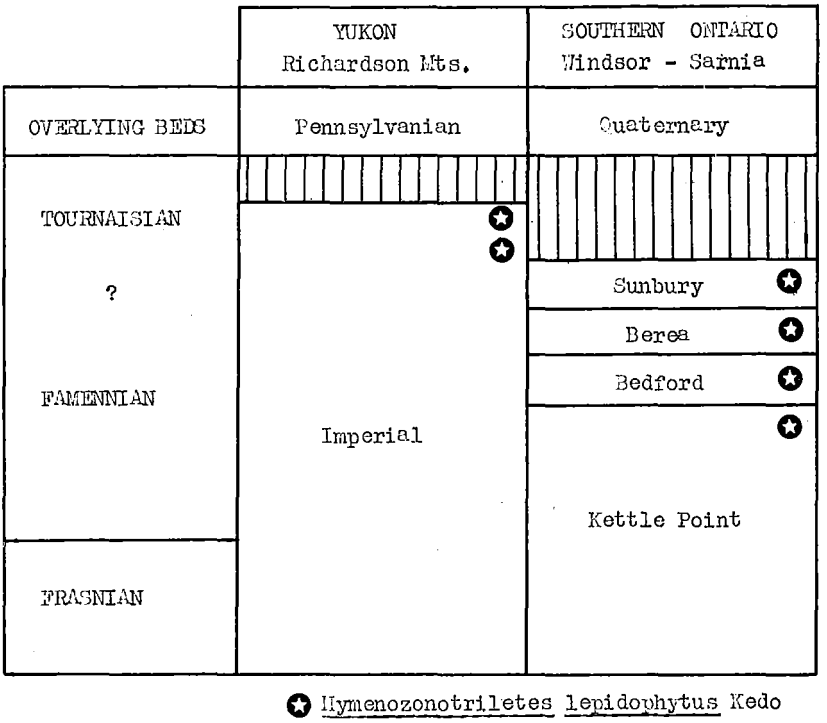
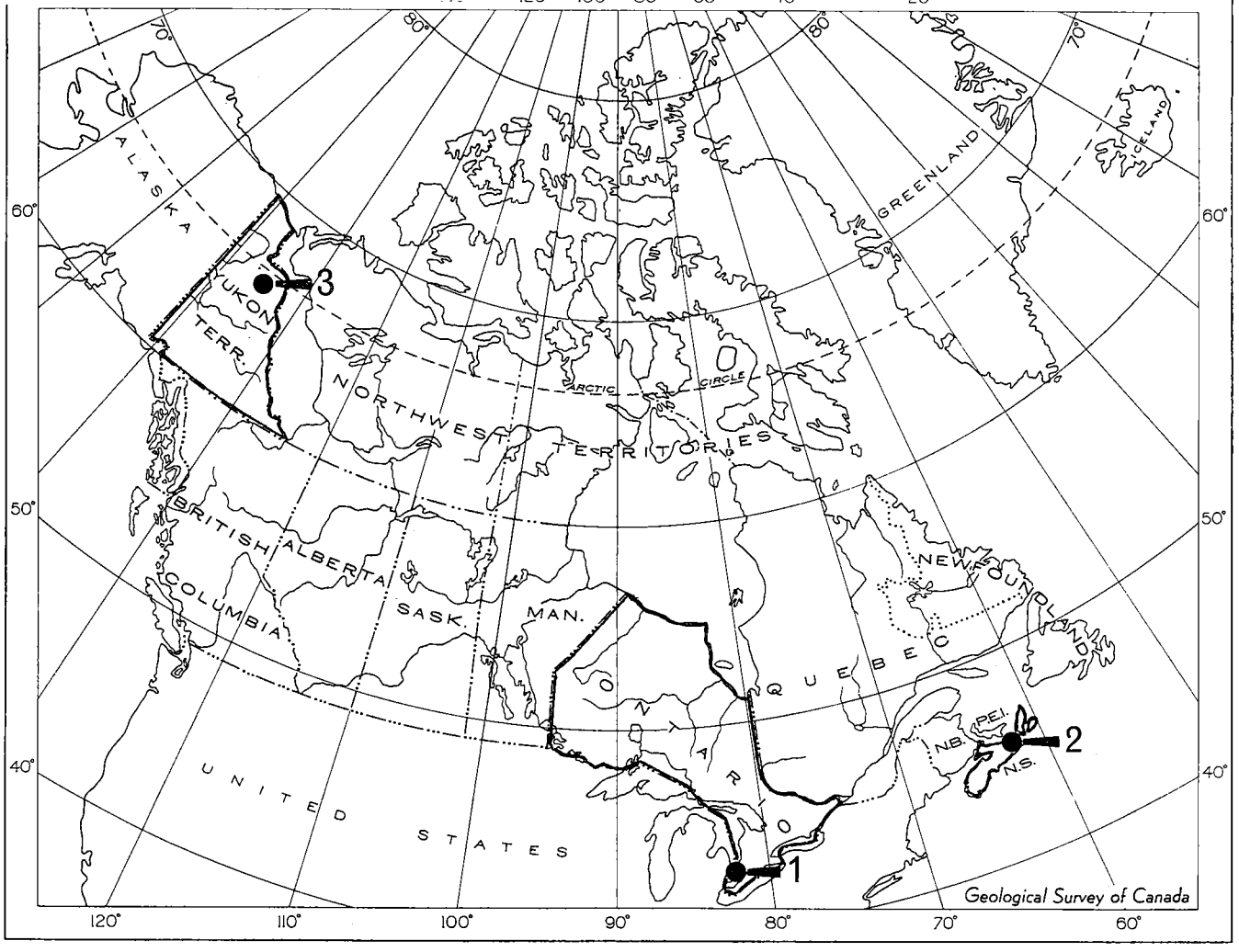


Fig. 1. — Correlation of *Hymenozonotriletes lepidophytus* bearing beds of Yukon and southern Ontario. (Cf. Bouckaert *et al.* 1968, hors-texte III).

(1) *i.e.* latest Famennian to earliest Tournaisian (Devonian) according to Bouckaert, Streel & Thorez 1968.



Hymenozonotriletes lepidophytus Kedo in Canada

Fig. 2.

Walton & Mason reviewed Winslow's (1962) palynological study and concluded that the Bedford and Berea Formations of Ohio, U.S.A., also are latest Devonian.

Considering the evidence from known, reported occurrences of *H. lepidophytus* in North America, it seems reasonable to assume that the *lepidophytus* assemblages of this report may be very nearly synchronous with assemblages containing *H. lepidophytus,* and other species in common, from Western Europe. It should be remembered, however, that the stratigraphic range of *H. lepidophytus* in North America has not yet been fixed firmly in terms of the standard Western European succession.

The objectives of the present paper are limited by the lack of close stratigraphic control for some of the spore assemblages, and by the fact that overlying and underlying beds were not systematically studied. Nevertheless, the information, though preliminary, demonstrates that spore assemblages containing *H. lepidophytus* are geographically widespread in Canada. Also, and most important, it shows that many of the species of spores that occur with *H. lepidophytus* in Europe also occur with it in Canada.

I wish to thank B.V. Sanford, C.G. Winder, and M.J. Copeland for helpful comments during the preparation of the paper.

II. DATA

1. Ontario

Hymenozonotriletes lepidophytus is present in samples from the Gibraltar 77 and Courtright drill-holes in Sombra and Moore townships, Lambton county, southwestern Ontario (fig. 2, loc. 1 ; fig. 3 ; for geology, *see* Sanford 1968). The Courtright hole penetrated the Bedford Formation and terminated four feet below the top of the underlying Kettle Point Formation. From the 4-foot interval of black shale at the top of the Kettle Point Formation (GSC loc. 7060), a poorly preserved spore assemblage was extracted. It contains the following species, in addition to unidentified specimens (*see* McGregor & Owens 1966, Pls. 28, 29) :

Emphanisporites ? *rotatus* McGregor
? *Hymenozonotriletes famenensis* Kedo *in* Neves & Dolby 1967
Hymenozonotriletes lepidophytus Kedo
Hymenozonotriletes pusillites Kedo
Hystricosporites sp.

Lophotriletes salebrosus var. *famenensis* Naumova
Lophozonotriletes cristifer (Luber) Kedo
Reticulatisporites ? fimbriatus var. *spathulatus* Winslow
Retusotriletes spp.
Verrucosisporites congestus Playford

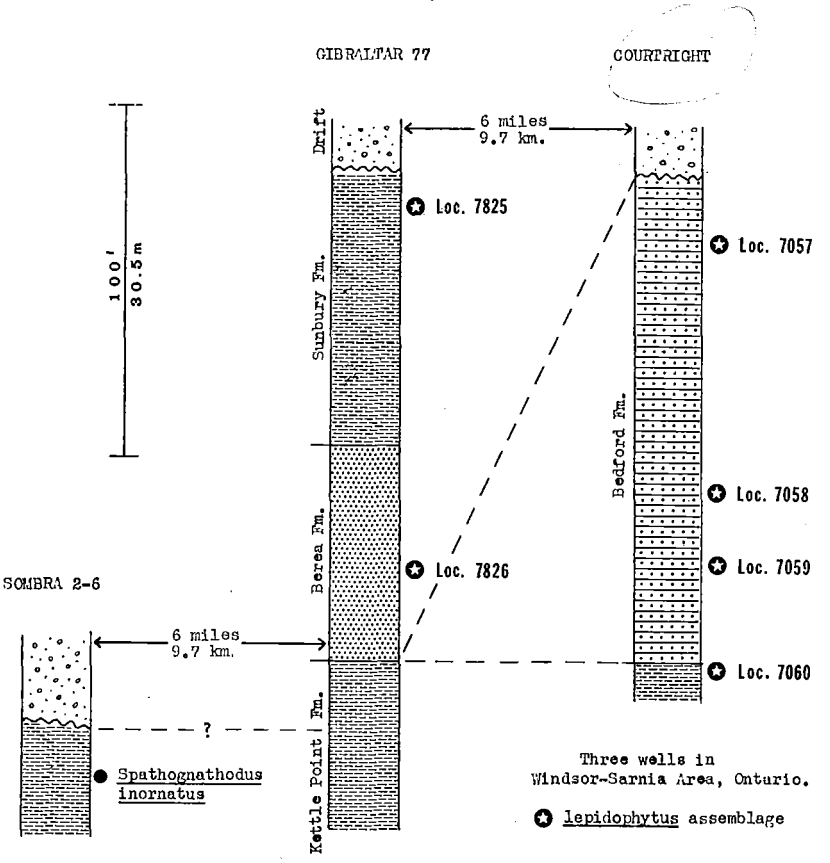


Fig. 3

This sample contains no fossils other than spores. The only information bearing on the age of upper beds of the Kettle Point was published by Winder (1966), who studied the conodont fauna in samples of the Kettle Point Formation from the Stanwell-Imperial Sombra 2-6 well, Sombra township, Lambton county, Ontario, 12 miles south of the Courtright well. Winder recorded *Spathognathodus inornatus* (Branson & Mehl) (identified by G. Klapper) 14 feet from the top of the Kettle Point Formation in the Sombra well (Fig. 3). He concluded that the presence of this species was « ... indicative of uppermost

Upper Devonian ». Here, Kettle Point beds are overlain by Pleistocene glacial deposits. However, Winder (1966, p. 1277) estimated that not more than 20 feet of Kettle Point is missing at the top of the section. Thus, if Winder is correct, the *lepidophytus*-assemblage in the Courtright hole would be less than 40 feet stratigraphically above beds containing *Spathognathodus inornatus.*

In the Courtright hole the Kettle Point Formation is overlain conformably by the silty and sandy shales of the Bedford Formation (lower part of the « Port Lambton beds » of Stauffer 1965). *Lepidophytus*-assemblages were found in three samples from the Bedford. From the lowest (GSC loc. 7059), 20 to 29 feet above the Kettle Point assemblage, the following species have been identified (Plate 21, figs. 1-13). In this and all other assemblages, many other species were present but were not identified, either because they were not well preserved, or because they appeared to represent new species.

cf. *Acanthotriletes rarisetosus* Kedo
Archaeozonotriletes literatus (Waltz) Naumova
? *Hymenozonotriletes explanatus* (Luber) Kedo
? *H. famenensis* Kedo *in* Neves & Dolby 1967
H. lepidophytus Kedo
H. pusillites Kedo (including *Vallatisporites splendens* Staplin & Jansonius)
Reticulatisporites ? fimbriatus Winslow

Twenty feet higher in the Courtright hole (GSC loc. 7058), the following were identified from the Bedford Formation (Plate 21, figs. 14-21) :

Archaeozonotriletes amplectus (Naumova) Kedo
? *Dicrospora multifurcata* Winslow
? *Hymenozonotriletes famenensis* Kedo *in* Neves & Dolby 1967
H. lepidophytus Kedo
H. pusillites Kedo

Between 68 and 82 feet higher in the same hole (GSC loc. 7057), still in the Bedford Formation, the following were found (Plate 22, figs. 1-10).

? *Dicrospora multifurcata* Winslow
? *Hymenozonotriletes famenensis* Kedo *in* Neves & Dolby 1967
H. lepidophytus Kedo
H. pusillites Kedo
Retusotriletes incohatus Sullivan
Spinozonotriletes uncatus Hacquebard

In the Gilbraltar 77 well, 6 miles south of the Courtright well, the Bedford Formation is not present, and the Berea Formation overlies

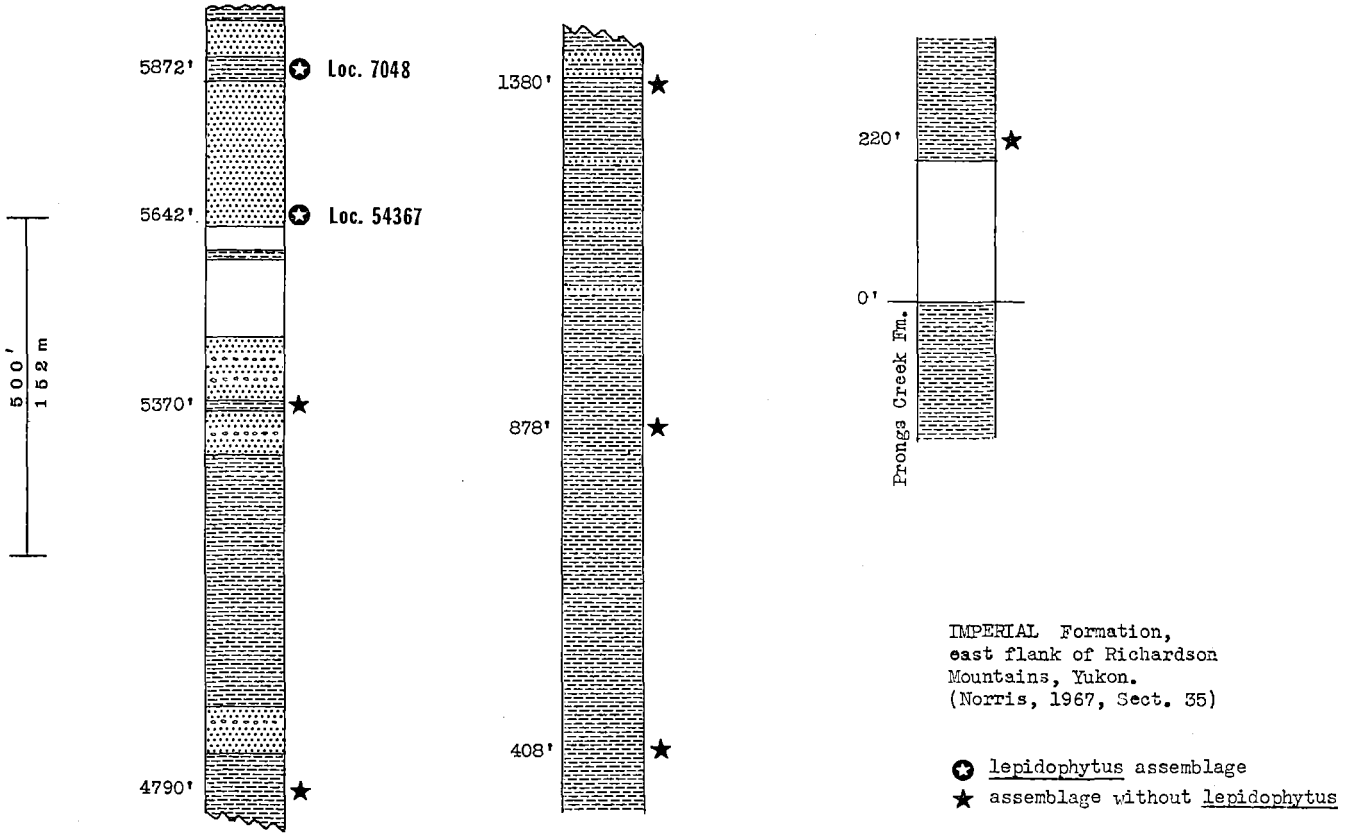

500'
152 m
5872'
Loc. 7048
5642'
Loc. 54367
5370'
4790'
1380'
878'
408'
220'
0'
Prongs Creek Fm.
IMPERIAL Formation,
east flank of Richardson
Mountains, Yukon.
(Norris, 1967, Sect. 35)
lepidophytus assemblage
assemblage without lepidophytus

Fig. 4.

the Kettle Point black shale. The absence of Bedford lithology in the Gibraltar well, only 6 miles away from its occurrence in the Courtright hole, cannot at present be explained. An assemblage of poorly preserved spores in the Berea Formation in this well, 20 to 30 feet above the Kettle Point Formation (GSC loc. 7826), contains *Hymenozonotriletes lepidophytus, H. pusillites, Hystricosporites* sp. and *Reticulatisporites* sp. One hundred feet higher, in the overlying Sunbury Formation, from 55 to 65 feet above its base (GSC loc. 7825), a well-preserved assemblage occurs (Plate 22, figs. 11-19), which includes :

? *Corbulispora subalveolaris* (Luber) Sullivan
Hymenozonotriletes lepidophytus Kedo
H. pusillites Kedo
Laevigatosporites sp.
Reticulatisporites ? fimbriatus var. *spathulatus* Winslow

2. Nova Scotia

The only spore assemblage containing *Hymenozonotriletes lepidophytus* so far discovered in Canada east of the Windsor-Sarnia region of Ontario occurs in a sample of fine-grained, grey, micaceous, carbonaceous sandstone from the west shore of George Bay at the mouth of McInnis Brook near Antigonish, Nova Scotia (GSC loc. 7707, see Fig. 2, loc. 2). The strata from which the sample was obtained are placed provisionally in the Horton Group, and the following species were identified (Plate 23, figs. 1-9) :

? *Dicrospora multifurcata* Winslow
? *Hymenozonotriletes famenensis* Kedo *in* Neves & Dolby 1967
H. lepidophytus Kedo
H. pusillites Kedo
? *H. rugosiusculus* Jushko
Retusotriletes incohatus Sullivan

The section is less than 200 feet thick on the limbs of an anticline, and contains no other fossils. The youngest strata on the east side of the anticline dip under George Bay, and on the west they are overlain by the unfossiliferous Fisset Brook Formation. At the type section, 65 miles to the east on Cape Breton Island, the basal beds of the Fisset Brook Formation were dated as lowermost Mississippian by Barss (*in* Kelley & Mackasey 1965) on spore evidence.

3. Yukon Territory

Spore assemblages containing *Hymenozonotriletes lepidophytus* have been found in two outcrop samples near the top of the Imperial Form-

ation on Trail River, three miles east of the Richardson Mountain front, in the Yukon Territory at lat. 66°27.5'N, long. 135°22'W (*see* Fig. 2, loc. 3 ; Fig. 4 ; and Norris 1968, section 35, pp. 240, 241). No fossils other than spores have been found in this section of the Imperial Formation. An angular unconformity occurs at the top of the section. Elsewhere the Imperial Formation contains marine fossils of about mid-Frasnian to about mid-Famennian age.

The older of the two *lepidophytus*-assemblages occurs 5642 feet above the base of the Imperial Formation in grey siltstone with carbonaceous fragments (GSC loc. 54367). The following species were identified (Plate 23, figs. 10-16) :

Archaeozonotriletes literatus (Waltz) Naumova
Hymenozonotriletes lepidophytus Kedo
Lophozonotriletes cristifer (Luber) Kedo
L. malevkensis Naumova
L. rarituberculatus (Luber) Kedo *non* Naumova
Reticulatisporites ? fimbriatus Winslow
Spinozonotriletes uncatus Hacquebard

In the same section, 230 feet higher (GSC loc. 7048), the following species (Plate 23, figs. 17-23), among others, occur in grey shale :

? *Cristatisporites echinatus* Playford
Grandispora echinata Hacquebard
Hymenozonotriletes lepidophytus Kedo
Hystricosporites sp.
Lophozonotriletes cristifer (Luber) Kedo
L. malevkensis Naumova
L. rarituberculatus (Luber) Kedo *non* Naumova

CONCLUSIONS

The primary objective of this presentation has been to indicate those species that occur with *Hymenozonotriletes lepidophytus* in eastern, south-central, and northwestern Canada. This information is summarized in Table 1.

Several species occurring with *H. lepidophytus* in the Ardenno-Rhenish basin of western Europe, and to which Streel (1966, 1968) attached stratigraphic significance (e.g. *Dicrospora multifurcata, Hymenozonotriletes pusillites,* and *Lophozonotriletes rarituberculatus),* also occur with *H. lepidophytus* in Canada. Probably they will be stratigraphically significant in Canada as well, even if their ranges should prove not to coincide in every instance with the ranges in Europe.

TABLE 1. — Occurrence of selected spore species in *lepidophytus*-assemblages in Canada

	Nova Scotia, Horton Gp.	Ontario: Kettle Point Fm.	Ontario: Bedford Fm.	Ontario: Bedford Fm.	Ontario: Bedford Fm.	Ontario: Berea Fm.	Ontario: Sunbury Fm.	Yukon, Imperial Fm.	Yukon, Imperial Fm.
	7707	7060	7059	7058	7057	7826	7825	54367	7048
cf. Acanthotriletes rarisetosus			x						
Archaeozonotriletes amplectus				x					
A. literatus			x					x	
? Corbulispora subalveolaris							x		
? Cristatisporites echinatus									x
? Dicrospora multifurcata	x			x	x				
Grandispora echinata									x
? Hymenozonotriletes explanatus			x						
? H. famenensis *in* Neves & Dolby	x	x	x	x	x				
H. lepidophytus	x	x	x	x	x	x	x	x	x
H. pusillites	x	x	x	x	x	x	x		
? H. rugosiusculus	x								
Hystricosporites sp.		x				x	?		x
Laevigatosporites sp.			x				x		
Lophozonotriletes cristifer		x						x	x
L. malevkensis								x	x
L. rarituberculatus								x	x
Reticulatisporites? fimbriatus		x	x				x	x	
Retusotriletes incohatus	x				x				

For example, *Hymenozonotriletes pusillites,* ? *H. famenensis* Kedo *in* Neves & Dolby, and ? *Dicrospora multifurcata* do not occur in either of the two Imperial Formation assemblages from the Yukon Territory, whereas *Lophozonotriletes malevkensis* and *L. rarituberculatus* do not occur in the Ontario and Nova Scotia assemblages. The latter two species appear in the stratigraphic record later in Europe (Streel 1968 ; Kedo 1963) than do the former three, and their presence in the samples from the Yukon supports the contention that the assemblages from the Imperial Formation are younger than those from Ontario and Nova Scotia (Fig. 1).

The data presented in the foregoing leaves many questions unanswered regarding the precise age of the assemblages : the spore content of subjacent and superjacent beds, and hence the local stratigraphic range of the spores ; the relationship of lithology to spore content of the rocks ; the relative abundance of species in each assemblage ; and the identity of those spores that were present but not identified. The stratigraphic potential of these assemblages in Canadian rocks can be realized when detailed taxonomic and quantitative studies are made of the Canadian *lepidophytus* assemblages, as well as of the super- and subjacent assemblages, in precisely dated reference sections.

REFERENCES

BOUCKAERT, J., STREEL, M. & THOREZ, J. (1968) : Schéma biostratigraphique et coupes de référence du Famennien belge. *Ann. Soc. géol. Belg., 91 :* 317-336.

KEDO, G. I. (1963) : Spores of the Tournaisian stage of the Pripyat depression and their stratigraphic significance (In Russian). *Acad. Sci. BSSR, Inst. Geol. Sci., Palaeont. & Stratig. BSSR, 4 :* 3-121, pls I-XI.

KELLEY, D. G. & MACKASEY, W. O. (1965) : Basal Mississippian volcanic rocks in Cape Breton Island, Nova Scotia. *Geol. Surv. Canada, Paper 64-34 :* 1-10.

MCGREGOR, D. C. & OWENS, B. (1966) : Illustrations of Canadian fossils : Devonian spores of eastern and northern Canada. *Geol. Surv. Canada, Paper 66-30 :* 1-66, pls I-XXIX.

NEVES, R. & DOLBY, G. (1967) : An assemblage of miospores from the Portishead beds (Upper Old Red Sandstone) of the Mendip Hills, England. *Pollen et Spores, 9,* 3 *:* 607-614, pls I-II.

NORRIS, A. W. (1968) : Reconnaissance Devonian stratigraphy of northern Yukon Territory and northwestern District of Mackenzie. *Geol. Surv. Canada, Paper 67-53 :* 1-287.

SANDBERG, C. A. & KLAPPER, G. (1967) : Stratigraphy, age, and paleotectonic significance of the Cottonwood Canyon Member of the Madison Limestone in Wyoming and Montana. *U. S. Geol. Surv. Bull.,* 1251-B *:* 1-70.

SANFORD, B.V. (1968) : Devonian of Ontario and Michigan. *Proc. Internat. Symposium Devonian System, Calgary 1967 :* 973-999.

STAUFFER, C. R. (1915) : The Devonian of southwestern Ontario. *Geol. Surv. Canada, Mem.* 34.

STREEL, M. (1966) : Critères palynologiques pour une stratigraphie détaillée du Tn1a dans les bassins ardenno-rhénans. *Ann. Soc. géol. Belg., 89,* 1-4 : 67-96, pls 1-2.

STREEL, M. (1968) : Associations de spores des stratotypes du Famennien, du Strunien et du Tournaisien dans les bassins ardenno-rhénans (note préliminaire). *Rev. Palaeobot. Palynol., 5* : 63-74.

WALTON, H. S. & MASON, D. : New data on the Devonian-Carboniferous boundary in Western Canada. *Paper delivered orally at International Devonian Symposium, Calgary, Canada, 1967.*

WINDER, C. G. (1966) : Conodont zones and stratigraphic variability in Upper Devonian rocks, Ontario. *Jour. Paleontology, 40*, 6 : 1275-1293, pl. 156.

WINSLOW, M. R. (1962) : Plant spores and other microfossils from Upper Devonian and Lower Mississippian rocks of Ohio. *U.S. Geol. Surv., Prof. Paper, 364* : 1-93, pls 1-22.

Preliminary foraminiferal correlations of early Carboniferous strata in the North American Cordillera

B.L. MAMET [1] & B.A. SKIPP [2]

With 3 text-figures.

ABSTRACT.

Early Carboniferous strata of the North American Cordillera are subdivided into 14 foraminiferal zones ranging from Tournaisian to Namurian in age. These zones have been identified in most Carboniferous basins from Alaska to Arizona and can be correlated with the original Lower and basal Upper Carboniferous stratigraphic sequence of Eurasia.

RESUME.

Le Carbonifère Inférieur des Cordillères américaines est divisé en 14 zones de Foraminifères, zones qui vont du Tournaisien au Namurien ; reconnues dans la plupart des bassins depuis l'Alaska jusqu'à l'Arizona, elles permettent des corrélations directes avec le Carbonifère Inférieur et la base du Carbonifère Supérieur de l'Eurasie.

I. INTRODUCTION

The extension of the classical stages beyond their original basins can be achieved only if the palaeontological criteria on which they are identified have a wide palaeobiological dispersion. In the Late Palaeozoic several fossil groups fulfill this condition : ammonoids and conodonts have been shown to be of great value in intercontinental zonation ; similarly it appears that calcareous small foraminifera are a useful tool for far-ranging correlations.

1 Departement de Géologie, Université de Montréal, Case Postale 6128, Montréal 101, Canada.

2 U.S. Geological Survey, Denver, Colorado, U.S.A.

Publication authorized by the Director, U.S. Geological Survey. Stratigraphic nomenclatures slightly departs from generally accepted usage.

The foraminiferal scheme originally introduced by Rauser-Chernoussova and her school (Lipina, Reitlinger) for the zonation of the Carboniferous of the Russian Platform, the Urals and Kazakhstan, has been gradually extended by the researchers of the Academy of Science of the Ukraine in the Donbass (Aizenverg, Braznikhova, Vdovenko), by Grozdilova and Lebedeva of the Petroleum Institute of Leningrad in Central Asia, and recently by Solovieva, Solomina, Ustritz, and Chernyak of the Arctic Institute of Leningrad in the Siberian Arctic (see Toomey & Mamet 1967, 1968 for the bibliography).

A similar zonation can also be recognized in England (Cummings 1958, 1961) and in Belgium (Mamet 1962, Conil, Lys & Mauvier 1964). Although the foraminiferal assemblages described in Belgium by Conil & Lys (1964) appear to have little taxonomic resemblance to those of the Russian Platform or England (Juferev 1967), this discrepancy is apparently due to the use of infrasubspecific taxonomy.

In the United States, quite independently of the Russian authors, Zeller (1967) recognized the stratigraphic usefulness of the endothyroids and proposed a succession of five assemblage zones for the Carboniferous (Mississippian) of the American Cordillera ; because it duplicates pre-existing Russian work, the taxonomy used by Zeller must be partly revised, but the general phylogenetic scheme can be tied to Eurasia (Mamet 1962, Reitlinger 1965). A more refined approach was presented by MacKay & Green (1963), who recognized the presence of some « Russian » fauna in the Lower Carboniferous of Alberta. For a discussion of the range and value of this scheme, which consists of 8 assemblage zones, see Petryk, Mamet & MacQueen (1970).

According to Mamet (1962), the dispersal of all Lower Carboniferous foraminiferal families and the majority of genera was « cosmopolitan » in the Northern Hemisphere, and the original Lower Carboniferous stage nomenclature could therefore be extended to North America. The extensive spread of the Tournayellids has been further documented by Skipp, Holcomb & Gutschick (1966). More recent work in the North American Cordillera (Mamet 1968, Mamet & Mason 1968, Mamet & Gabrielse 1969, Sando, Mamet & Dutro 1969, Mamet & Skipp, in press) has confirmed the general, widespread dispersion of the small foraminifers. Although endemic species are naturally more common than the « cosmopolitan » forms, there are enough elements in common between Eurasia and North America to allow direct correlations ; ninety-six percent of the genera and all of the families recognized in North America have been previously recognized in Eurasia. Since most of the zones used in this report are characterized by the appearance or acme at the generic level, it is suggested that Carbonif-

erous foraminifera are a potentially useful tool for the recognition of a unified stratigraphic scheme valid in the Northern Hemisphere (1).

II. OUTLINE OF THIS STUDY

The correlation chart presented herein (Fig. 3) is the preliminary result of investigations conducted in association with A.K. Armstrong, J.T Dutro Jr., W.J. Maple & W.J. Sando, of the U.S. Geological Survey, and E.W. Bamber, H. Gabrielse, R. MacQueen and R. Procter of the Geological Survey of Canada. Since Carboniferous macrofauna has been studied for more than a century, most collections used in this report were originally gathered for brachiopods or corals ; fortunately this facies is very favourable to foraminifera and there was usually enough matrix accompanying the macrofauna to allow the necessary thin sections to be cut. This work is based on the examination of approximately five thousand samples.

The size of the area under investigation (approximately 3500 miles in length), the diversity of facies encountered (ranging from stable platform to unstable eugeosyncline), the difficulties of access (most sections north of Fort St.John must be reached by helicopter), the great thickness of the sections (one to three thousand meters are common) and the diachronism of the formations, render the establishment of a complete and comprehensive stratigraphic scheme for the North American Cordillera impossible at present. However, at this time, it appears useful to report on the preliminary results of the foraminiferal zonation in correlating the different carbonate basins of the Cordillera.

III. PALAEOBIOGEOGRAPHY (Fig. 1)

The Carboniferous carbonate belt from Alaska to Arizona belongs to a single faunal province in which faunal exchanges have been continuous and widespread ; hence the same phylogenic scheme can be

(1) It is to be noted that some discrepancies are observed between conodont and foraminiferal age determinations. In particular, nowhere in the region studied an Osage foraminiferal microfauna has been discovered grading into mid-Viséan. Moreover, the order of appearance of the Tetrataxidae-Biseriamminidae-Archaediscidae-Eostaffellidae-Pseudoendothyridae remains fairly constant in North America (Mamet & Skipp, in press). This suggests that further studies on intercontinental correlations between the Midcontinent area and Europe should be continued in order to reach a common agreement.

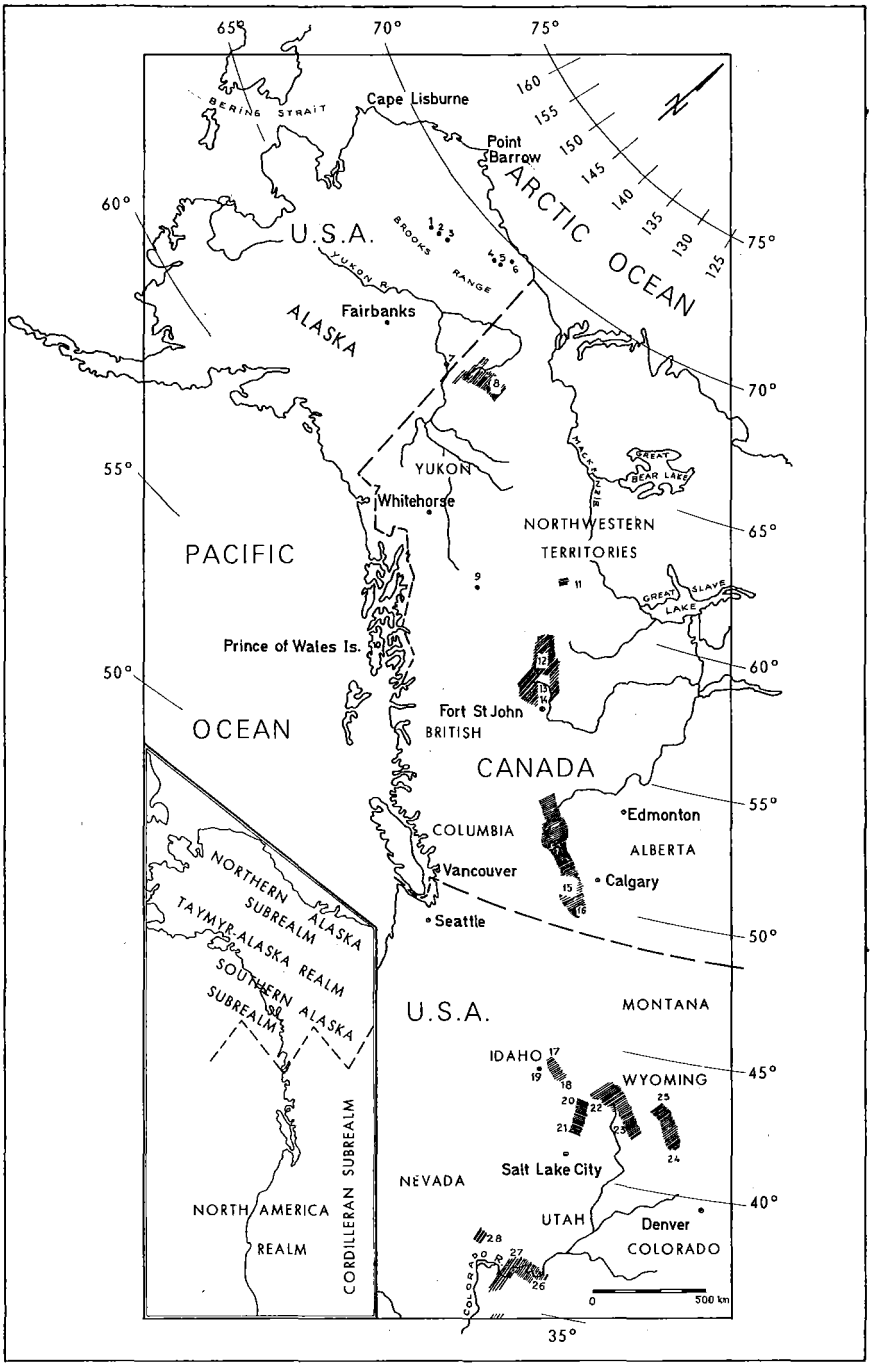

65°
70°
75°
BERING STRAIT
Cape Lisburne
Point Barrow
ARCTIC OCEAN
160
155
150
145
140
135
130
125
N
75°
60°
U.S.A.
BROOKS RANGE
YUKON R.
Fairbanks
ALASKA
70°
55°
YUKON
Whitehorse
MACKENZIE
GREAT BEAR LAKE
NORTHWESTERN TERRITORIES
65°
PACIFIC
GREAT SLAVE LAKE
Prince of Wales Is.
60°
50°
OCEAN
Fort St John
BRITISH
CANADA
Edmonton
55°
COLUMBIA
ALBERTA
Vancouver
Calgary
Seattle
50°
NORTHERN ALASKA SUBREALM
TAYMYR-ALASKA REALM
SOUTHERN ALASKA SUBREALM
U.S.A.
MONTANA
IDAHO
45°
WYOMING
Salt Lake City
NEVADA
40°
UTAH
Denver
NORTH AMERICA REALM
CORDILLERAN SUBREALM
COLORADO
COLORADO R.
0
500 km
35°

Fig. 1.

←

Fig. 1. — Geographical locations and palaeobiogeographical realms.

1) Skimo Creek, Alaska.
2) Shainin Lake, Alaska.
3) Itkillik Lake, Alaska.
4) Echooka River, Alaska.
5) Ikiakpuk River, Alaska.
6) Sadlerochit Mountains, Alaska.
7) Eagle Plains and Ogilvie Mountains, Alaska and Yukon.
9) McDame Map area, British Columbia.
10) Toti, Madre de Dios, Shelikof and Peratrovitch Islands, Alaska.
11) Yohin Ridge, Northwestern Territories.
12) Muskwa River Area, British Columbia.
13-14) Fort St. John area, British Columbia.
15-16) Main Range and Foothils, southwestern Alberta.
17-18) Lost River Range, Idaho.
19) Cabin Creek, Idaho.
20-21) Idaho depositional province of Sando (1967).
22-23) Montana depositional province of Sando (1967).
24-25 Wyoming depositional province of Sando (1967).
26-27) Colorado Plateau, Arizona.
28) Southeastern Nevada.

applied in the basal Lisburne Limestone of Alaska or in the Redwall Limestone of Arizona.

In spite of this unity, two realms are recognizable (Mamet 1962, 1968 ; Mamet & Belford 1968) ; a « Taimyr-Alaska realm » in the north and a « North American realm » in the south. The Taimyr-Alaska fauna is transitional with the Eurasiatic fauna and has many taxa in common with the Verkoyansk, Kuznetz and Taimyr region ; from northeastern British Columbia to Arizona, the foraminiferal assemblages are fairly constant and characterize the North American realm (Mamet & Skipp, in press).

In the region under study, the Taimyr-Alaska realm can be further divided into two sub-realms ; a northern Alaska sub-realm characterized by poor monospecific assemblages, each genus being represented by only one or two species, and a much richer southern Alaska sub-realm with a greater specific diversity. The Lisburne Group typifies the first sub-realm, and the best example of the second is observed in the Peratrovitch Formation, the fauna of which is the most « Eurasiatic » of all known North American assemblages (e.g. the presence of a rich *Endothyranopsis sphaerica-Janichewkina-Bradyina* assemblage unknown elsewhere in North America). The difference between the northern and southern populations in Alaska may have been due to a water temperature difference (Stehli 1968).

It is to be emphasized that these realms and sub-realms are *not* provinces and that faunal exchanges have been widespread throughout the whole Carboniferous ; for instance the *Archaediscus-Neoarchaediscus-Planospirodiscus-Asteroarchaediscus* zonal succession, well displayed in the Chester equivalents of Idaho (Sando, Mamet & Dutro 1969), can also be recognized in the Etherington Formation, as well as in the Calico Bluff Formation and the Lisburne Group of Alberta and Alaska.

IV. **PHYLOGENIC DEVELOPMENT OF THE FAMILIES** (Fig. 2)

Although the phylogenic development of the families is not as clear in the North American Cordillera as it is in the Eurasiatic succession, it generally follows a similar pattern (Mamet 1965).

The root stock of the Earlandiidae (I), Cornuspiridae (II), Tournayellidae (III) and primitive Endothyridae (IV) is of Late Devonian age and will not be discussed here. The first identifiable Tournaisian assemblage, zone « pre-7 » is composed exclusively of these four families ; the Earlandiidae (I) and Cornuspiridae (II) have little stratigraphic value at the scale used in this report, but in contrast, the Tournayellidae (III) reach their acme in middle and late Tournaisian time. Among the Endothyridae, the *Tuberendothyra-Spinoendothyra* assemblage (IV^{I}) is abundant in the late Tournaisian, *Endothyra sensu stricto* (IV^{II}) appears at the same level and develops in late Viséan-early Namurian, while *Globoendothyra* (IV^{III}) and *Eoendothyranopsis* (IV^{IV}) appear in early Viséan.

The Forschiidae (V) are derived from the gigantic late Tournaisian tournayellids by incipient agglutination of the wall ; the family is poorly developed in North America and the widespread Eurasiatic *Lituotubella, Forschia* and *Forschiella* are rare or absent.

The root stock the Palaeotextulariidae (VI) is imperfectly known in North America, *Eotextularia* having only been encountered once in an isolated early Viséan outcrop of British Columbia. In the late Viséan of the Cordillera, the family is well represented by *Palaeotextularia, Koskinobigenerina, Cribrostomum, Climacammina* and *Deckerella.*

The Biseriamminidae (VII) and Tetrataxidae (VIII) are derived from the same endothyroid stock of late Tournaisian age ; both are poorly represented in North America, the first one by the Namurian *Globivalvulina ? parva* and the latter mostly by *Tetrataxis.*

The Archaediscidae with open lumen (*Archaediscus, Propermodiscus, Planoarchaediscus*) (IX) are derived from the Cornuspiridae in

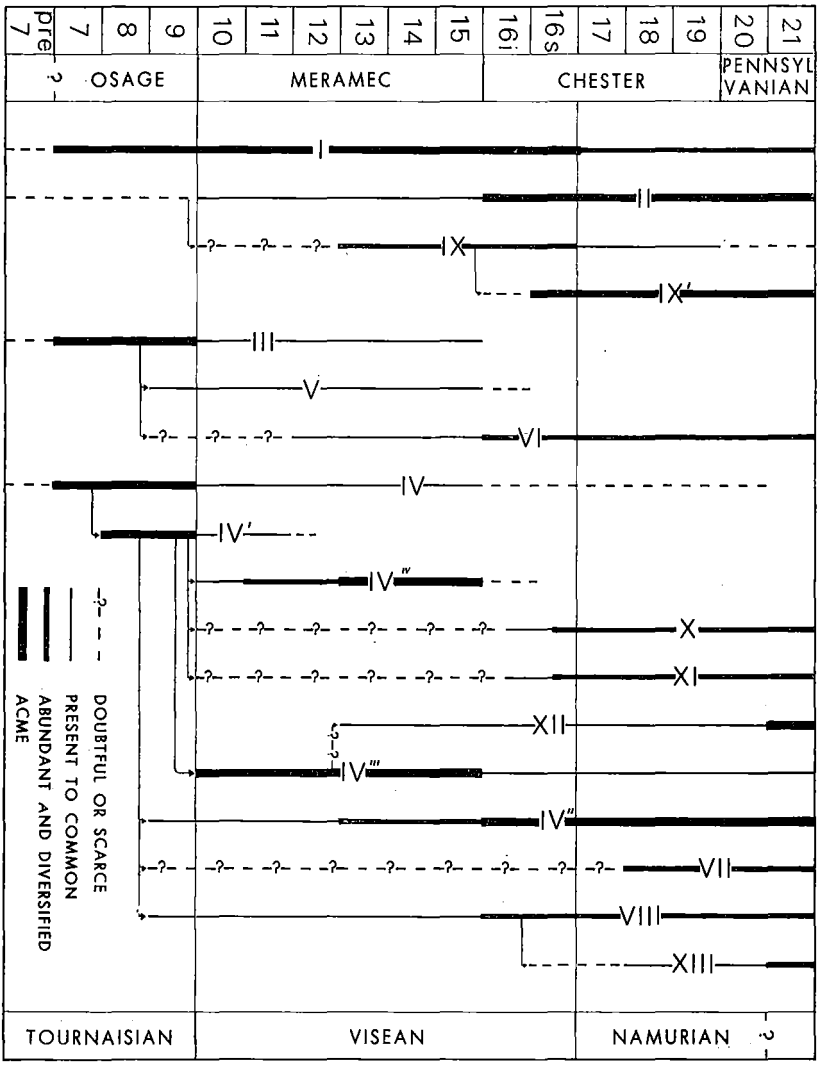


Fig. 2. — Phylogenic development of the foraminiferal families observed in the North American Cordillera.

I) Earlandiidae.
II) Cornuspiridae.
III) Tournayellidae.
IV) primitive Endothyridae.
IV ^{I} *Tuberendothyra-Spinoendothyra.*
IV ^{II} *Endothyra sensu stricto.*
IV^{III} *Globoendothyra.*
IV^{IV} *Eoendothyranopsis.*
V) Forschiidae.
VI) Palaeotextulariidae.
VII) Biseriamminidae.
VIII) Tetrataxidae.
IX) Archaediscidae with open lumen.
IX^{I}) Archaediscidae with coalescent lumen.
X) Eostaffellidae.
XI) Pseudoendothyridae.
XII) primitive Bradyinidae.
XIII) primitive Lasiodiscidae.

Viséan times ; Archaediscidae with coalescent lumen (*Neoarchaediscidae, Asteroarchaediscidae*) (IX[1]) appear in late Viséan and become one of the most widespread groups of Namurian foraminifera.

Eostaffellidae and Pseudoendothyridae (X and XI) are derived in the Viséan from the Endothyridae, but both families are numerically insignificant until late Viséan times when they develop at the expense of *Eoendothyranopsis*. Primitive Bradyinidae (*Endothyranopsis*) (XII) appear in mid-Viséan ; with the exception of Alaska, the family is poorly represented in the Lower Carboniferous of North America.

Finally, primitive Lasiodiscidae (XIII) are derived from the Tetrataxidae in the latest Viséan ; they do not become conspicuous elements of the fauna until late Namurian times.

V. OUTLINE OF A ZONATION FOR THE EARLY CARBONIFEROUS OF THE NORTH AMERICAN CORDILLERA

Reports of local successions of microfaunal assemblage-zones are given for Alberta in Mamet (1968), Mamet & Mason (1968) ; for Wyoming, Idaho, Montana and Utah in Sando, Mamet & Dutro (1969); and for Arizona in Skipp (1970). A general zonal scheme for North America is also outlined in Mamet & Skipp (in press) ; for the Cordillera as a whole, the zonation may be summarized as follows :

The Eurasiatic *Quasiendothyra* zonation is not applicable in the Cordillera because of the lack of microfaunas in this interval ; hence, the exact equivalents of zones 4, 5 and 6 are unknown (Mamet & Playford 1968). Moreover, because of a generally unfavourable microfacies at the base of the Tournaisian (radiolarites, radiolarite-spiculite cherts, spiculite siltstones, bryozoan-pelmatozoan packstones) « pre-7 » foraminiferal assemblages are very poor, and usually restricted to monocular, unsegmented foraminifera or *incertae sedis. Septaglomospiranella, Septabrunsiina* and *Latiendothyra* are also present.

The middle Tournaisian Zone 7 is characterized by the acme of *Septaglomospiranella primaeva* (Rauser *in* Chernysheva) associated with the earliest *Palaeospiroplectammina, Chernyshinella* and abundant *Latiendothyra* and *Rectoseptaglomospiranella.*

The early late Tournaisian Zone 8 is recognized on the acme of *Tuberendothyra (T. tuberculata* (Lipina), and *Septabrunsiina parakkrainica* Skipp, Holcomb & Gutschick), while *Chernyshinella* and *Rectoseptaglomospiranella* are progressively eliminated. The acme of *Spinoendothyra (Sp. spinosa* (Chernysheva), *Sp. bellicosta* (Malakhova), *Sp. paracostifera* (Lipina), accompanied by spinose tournayellids *(Car-*

bonella), is characteristic of Zone 9. The first appearance of *Eoforschia* and *Tetrataxis* is also characteristic of this latest Tournaisian zone.

The earliest Viséan Zone 10 is characterized by the proliferation of *Globoendothyra* (notably *G. baileyi* Hall), accompagnied by residual spinoendothyrids. Rare *Eoendothyranopsis* appear at this level. The proliferation of *Eoendothyranopsis spiroides* (Zeller) accompanied by *Stacheia-Stacheoides* is characteristic of Zone 11. Whilst the last Tournaisian endothyroids and tournayellids are usually scarce above this level, *Koninckopora* and *Palaeotextularia* are conspicuous elements of the microfacies of Zone 12.

The late middle Viséan Zone 13 is recognized on the proliferation of Archaediscidae (*Archaediscus* of the group *A. krestovnikovi* Rauser, *Propermodiscus* sp.) and the first appearance of *Endothyranopsis (E. compressa* Rauser & Reitlinger), and *Eoendothyranopsis* of the group *E. pressa* (Grozdilova *in* Lebedeva).

The early late Viséan Zone 14 is recognizable on the acme of *Eoendothyranopsis* of the group *E. ermakiensis* (Grozdilova *in* Lebedeva), *Eoendothyranopsis macra* (Zeller), *Eoendothyranopsis utahensis* (Zeller) and the first appearance of *Banffella banffensis* gen. nov. (2).

Zone 15, of middle late Viséan age, is recognized on the first appearances of *Endothyranopsis crassa,* of bilayered Palaeotextulariidae and of gigantic Archaediscidae ; the zone coincides with the acme of *Eoendothyranopsis.*

---

(2) *Banffella* gen. nov. Mamet.

Type : *Endothyra* ? *banffensis* MacKay & Green 1963, *Res. Council Alb. Bull.* 10 ; 30-31, pl. 10, fig. 15. Mount Head Formation, Opal Member of MacQueen, Zone 14, early late Viséan, Tunnel Mountain Section, Banff, Alberta.

Diagnosis : Test planispiral, regularly coiled, involute ; proloculum followed by 3 ½ to 5 ½ tight volutions ; expansion rate of the coiling slow to moderate ; septa well developed, slightly anteriorly directed in the early volutions, anteriorly directed and often transformed into cuneiform pseudosepta in the penultimate and ultimate coils ; chambers numerous, 11-13 in the last whorl, 40-50 in the adult shell ; wall calcareous, easily recrystallized, loosely « pseudofibrous » as in *Endothyranopsis* or *Eoendothyranopsis.*

Comparison : By the identical coil, wall structure and secondary deposits *Banffella* is closely allied to *Eoendothyranopsis,* but differs by its pseudoseptation in the last coils, a character opposite to the septal development generally observed among the Tournayellidae-Endothyridae. This degenerative character is not linked to a local resorption phenomenon.

Distribution : Early and middle? late Viséan of the North American Cordillera.

Zone 16_i in North America is marked by the elimination of many early and mid-Viséan forms such as *Eoendothyranopsis* and *Eoforschia* and the concurrent proliferation of *Endothyra sensu stricto* and *Zellerina discoidea* (3) gen. nov. Wall coalescence is observed for the first time in *Neoarchaediscus.*

The latest Viséan Zone 16_s is characterized by the acme of *Neoarchaediscus,* the presence of *Planospirodiscus* and by gigantic *Pseudoendothyra* (*P.* of the group *P. kremenskensis* Rozovskaia, and *P.* of the group *P. circuli* (Thompson)).

The earliest Namurian Zone 17, which also contains faunal elements of Zone 16_s is recognizable on the proliferation of *Asteroarchaediscus,* whereas the overlying early Namurian Zone 18 has *Globivalvulina ? parva* (Chernysheva) in addition and rare *Eostaffelina* at its top.

Zone 19 is characterized by the elimination of most Archaediscidae *sensu stricto* and the brief acme of *Eosigmoilina* ? The zone is early Bashkirian in age and corresponds entirely or in part to the Namurian *Homoceras* Zone.

Zone 20 is identifiable on the first occurrence of *Lipinella* and *Millerella sensu stricto* and could partially be equivalent to the late Bashkirian of the Russian Platform. Should this hypothesis be correct, the zone straddles the Namurian-Westphalian boundary (Gordon 1964).

---

(3) *Zellerina* gen. nov. Mamet.

Type : *Endothyra discoidea* Girty 1915, *U.S. Geol. Surv. Bull.* 593 : 27, pl. 10, fig. 11, 13-16, *non* fig. 12.

Batesville Sandstone, Zone 16_s, latest Viséan, Arkansas.

Diagnosis : Shell lenticular, planispiral, involute, non-keeled, with smooth periphery and faint umbilici. Proloculum followed by 3-4 rather regularly coiled whorls. Ten to twelve chambers in the last whorl, usually 25-35 in the adult shell. Septa nearly straight, anteriorly directed. Secondary deposits feedly developed, in the form of the minute pseudochomota. Wall calcareous, trilayered.

Comparison : The genus is transitional between an advanced « *Endothyra* » of the group *E. prisca* (Rauser-Chernoussova & Reitlinger) and *Eostaffella.* The character of the wall, the subquadratic chambers and the septation link *Zellerina* to the Eostaffellidae. It differs from *Mediocris* by the lack of umbilical plug, from *Endostaffella* by the greater regularity of the coil, and from *Millerella* by its involute coil.

Distribution : Very common in late Viséan-early Namurian of North America (Chester). Uncommon in Indochina (Mamet & Saurin 1970). Not reported elsewhere in Eurasia. Most « *Millerella* » described by Zeller in the Chester of the American Midcontinent (1953) belong to *Zellerina.*

However, the upper part of the late Bashkirian contains *Profusulinella,* whereas this fusulinid is known for the first time in Zone 22 of the American Cordillera.

It is to be noted that outside Alaska, the primitive forms of *Pseudostaffella (Ps. antiqua)* are not known in the Cordillera and that « Bashkirian » equivalents are identified here mostly on non-fusulinid foraminifera.

The youngest zone identified in this report (Zone 21) is based on the appearance of *Eoschubertella-Pseudostaffella.*

VI. **CORRELATIONS** (Fig. 3)

The absence of provincialism, rapidity of evolution and widespread occurrence of Carboniferous foraminifera all facilitate the establishing of foraminiferal correlations in the Cordillera. These are summarized in Figure 3 and are discussed below, region by region.

1-6) *NORTHERN ALASKA* (investigation in progress with A.K. Armstrong & J.T. Dutro, Jr., U.S. Geological Survey).

Lithostratigraphic units : Lisburne Group ; Wachsmuth, Alapah and Wahoo Limestones.

The foraminifera of the thick, bryozoan-pelmatozoan carbonate succession of the Lisburne Group (Schrader 1902, Bowsher & Dutro 1957, Brosgé 1960) have been studied from the central to the northeastern part of Brooks Range (Armstrong, Mamet & Dutro 1970).

The allochthonous sections (Skimo Creek, Shainin Lake, Itkillik Lake) expose a fairly good succession of assemblage zones ranging from late Tournaisian to late Viséan-early Namurian in age. The contact with the underlying Kayak Shale is gradational and the top of the latter formation is assumed to be of Tournaisian age in this area. The top of the Lisburne Group is eroded at Skimo Creek and the Permian Siksikpuk Formation rests unconformably on Namurian strata. The Wachsmuth and Alapah Limestones (Bowsher & Dutro 1957) yield late Tournaisian to late Viséan assemblages. The Viséan Lisburne fauna has great similarity with the *Endothyranopsis* fauna described by Solovieva from the eastern Taimyr (1967).

Zones 13 to 21 have been recognized in the autochthonus units of the northeastern Brooks Range, but the early Namurian microfauna is very poorly developed. The Kayak Shale is clearly diachronous for it contains rocks of mid-Viséan age in this area, as was pointed out by Brosgé *et al.* (1962).

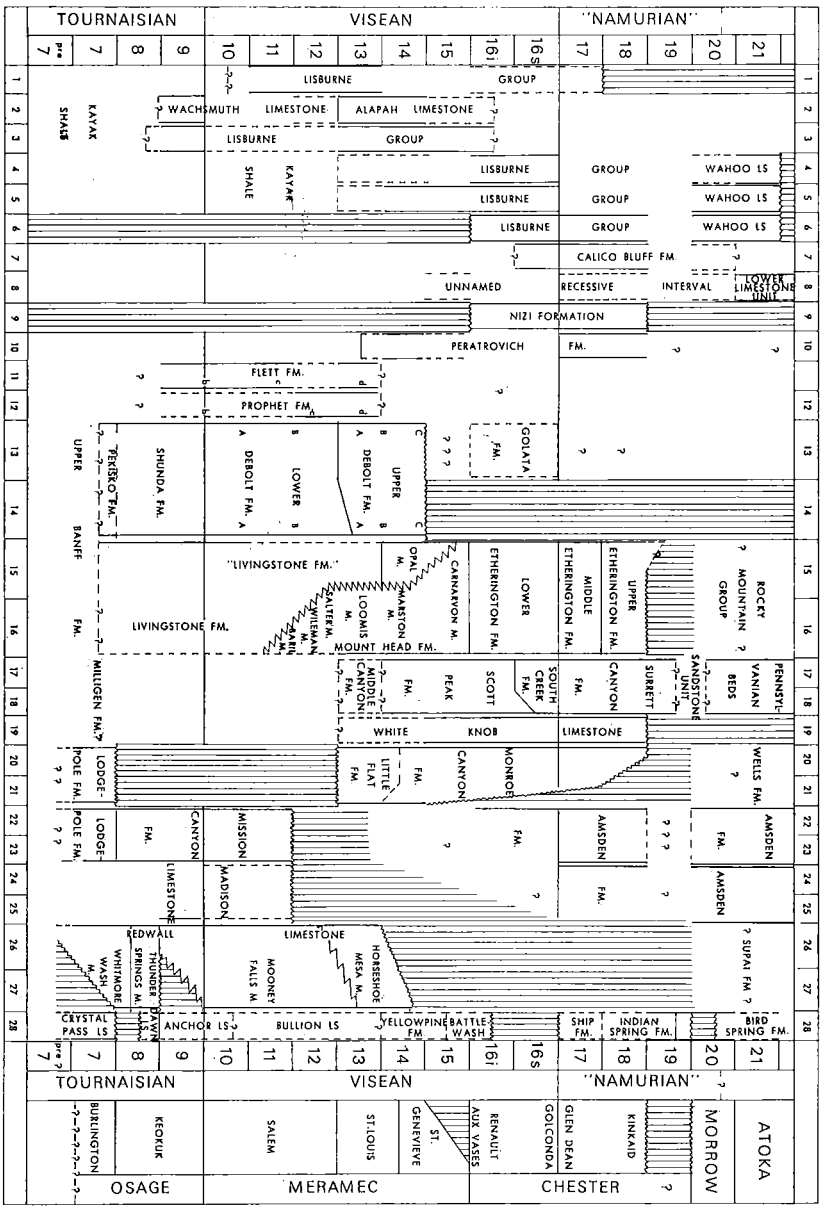


Fig. 3. — Correlation chart. Localities as in figure 1. Foraminiferal zones known with certitude are indicated by heavy vertical lines ; doubtful occurrences are shown by dotted lines.

7) *EASTERN ALASKA* (investigation in progress with A.K. Armstrong and B.A. Skipp, U.S. Geological Survey).

Lithostratigraphic unit : Calico Bluff Formation.

The shaly, silty carbonates of the Calico Bluff Formation (Brooks & Kindle 1908, Wedow 1954) yield good foraminiferal assemblages, but the underlying and overlying beds are undated. In its type locality, the base of the Calico Bluff Formation falls within Zone 16_s, as characterized by abundant *Neoarchaediscus-Planospirodiscus* ; its top is probably equivalent to the *Reticuloceras* Zone, although the abundance of non-diagnostic attached Cornuspiridae and the scarcity of Fusulinidae preclude a more precise zonation. Gordon (1957) has described P_2 and E Zone goniatites from the Calico Bluff Formation in its type area.

8) *YUKON TERRITORY* (investigation in progress with E.W. Bamber, Geological Survey of Canada).

Lithostratigraphic units ; unnamed recessive unit and Lower Limestone Unit.

Viséan (Sellers & Furnish 1960, Ross 1967) and Namurian equivalents of the Lisburne Group and the Calico Bluff Formation are known in the Eagle Plains and Ogilvie Mountains in the northwestern part of the Yukon Territory. Because this succession is dominated by silty micritic limestone, microcrystalline dolomite and shale, the microfauna is poorly developed ; the one exception being the equivalent of the mid-Namurian Makarov fauna of Siberia (Chernyak & Shedov 1960, Sossipatrova 1962, Ustritsk 1962, Solomina 1962, Ustritsk & Chernyak 1967). An extensive development of carbonates is present in the overlying Limestone Unit (Nelson 1961, 1968), the base of which contains an *Eoschubertella-Pseudostaffella* assemblage.

9) *NORTHWESTERN BRITISH COLUMBIA.*

Lithostratigraphic unit : Nizi Formation.

The impure bryozoan-pelmatozoan packstones and mudstones of the Nizi Formation (Gabrielse 1963) rest unconformably on the Devonian and are of late Viséan-early Namurian age (zones 16 to 18) ; the 1600-feet thick succession is faunally and sedimentologically comparable to the Etherington Formation of southwestern Alberta (Mamet & Gabrielse 1969).

10) *SOUTHERN ALASKA* (investigation in progress with A.K. Armstrong, U.S. Geological Survey).

Lithostratigraphic unit : Peratrovitch Formation.

Scattered discontinuous outcrops of cherty limestones and dolomites northwest of Prince of Wales Island (Toti Island, Madre de Dios Island, Shelikof Island, Peratrovitch Island) yield excellent mid-Viséan to

early Namurian foraminiferal assemblages. Additional work is still in progress to determine the exact age of the top of the formation. This North American microfauna shows great similarity with the Eurasiatic fauna and is therefore of particular importance for the relationship between « European » and « American » zonations.

11-14) *NORTHWESTERN TERRITORIES AND NORTHEASTERN BRITISH COLUMBIA* (investigation in progress with E.W. Bamber and R. Procter, Geological Survey of Canada).

Lithostratigraphic units : Prophet, Upper Banff, Pekisko, Shunda, Lower and Upper Debolt, Golata ? Formations.

The Prophet Formation in its type locality (Sutherland 1958) exhibits a litho- and biostratigraphic succession similar to that observed in the Flett Formation ; upper Osage to St. Louis equivalents have been encountered. The underlying Besa River radiolarite (Sutherland 1958, Kidd 1963) yields no foraminiferal microfauna.

The subsurface Carboniferous succession of the Fort St-John region is particularly well suited to foraminiferal correlation, which can be followed over more than 200 miles from the northern part of the basin (H.B. Imperial - Union Paddy a-49-B(1), Imperial Khantah # 1, Altair *et al.* Tenaka d-82-L) to the south (Texaco NFA Boundary Lake, 6-6-86-13(1), Pacific Imperial Parkland 6-29-81-15). The Pekisko, Shunda, Lower and Upper Debolt Formations (Irish 1963, Procter & Macauley 1968) show little diachronism ; the Pekisko Formation is consistently middle Tournaisian, the Shunda Formation late Tournaisian, the Lower Debolt early to early middle Viséan and the Upper Debolt late middle to early late Viséan. Triassic, Permian or Carboniferous sediments rest on the eroded Viséan succession. Reworked Viséan cherts of Zone 14 are often incorporated in these late Palaeozoic sediments. In some places, the Golata ? Formation (Halbertsma 1959) yields late Viséan foraminifera. The exact age range of the Stoddard Group (Rutgers 1958) must be determined on other grounds, since little microfauna has been observed in these strata.

15-16) *SOUTHWESTERN ALBERTA* (investigation in progress with E.W. Bamber and R.W. Macqueen of the Geological Survey of Canada).

Lithostratigraphic units : Banff, Pekisko, Shunda, Turner Valley, Livingstone, Mount Head and Etherington Formations.

The Canadian Cordillera between Jasper and Crownest Pass (for references, see Macauley, Penner, Procter & Tisdall 1964) is particularly well suited to bio- and lithostratigraphic investigations because

of its continuous exposures for approximately 300 miles. Since the work of Douglas (1958), Moore (1959) and Nelson (1960, 1961) the region has become a standard reference area for Carboniferous stratigraphy (for a complete bibliography see Macqueen & Bamber 1968[a], 1968[b]). However, a slight diachronism in several stratigraphic units is observed from northwest to southeast, and facies changes render correlations sometimes difficult.

The microfauna at the top of the Banff Formation is very poor throughout the whole region (Petryk, Mamet & Macqueen 1970). The Pekisko Formation in the Moose Mountain and Banff-Clearwater Rivers areas falls within the upper part of Zone 7, but, because of the appearance of a new oolitic unit at its top, it grades into Zone 8 to the northwest (Macqueen & Mamet, in press). The Shunda Formation in its type locality (Stearn 1956) is late Tournaisian in age (Oswald 1968), as is the Shunda Formation of the Fort St-John region. The Shunda-Turner Valley contact is slightly diachronous near the Tournaisian-Viséan boundary. The Turner Valley microfauna is poorly known due to dolomitization and recrystallization of the unit. These three formations grade laterally into the poorly stratified pelmatozoan-bryozoan Livingstone bank facies. The Mount Head rhythmic sequence (Baril, Wileman, Salter, Loomis, Marston and Carnarvon members of Douglas 1958) is only well developed in the southeast (Highwood Pass) and grades laterally into a pseudo- « Livingstone » sequence of mid-Viséan age (Macqueen & Bamber 1968[b]). The late Viséan-early Namurian sequence (Lower to Upper Etherington) appears to be isochronous and the Carnarvon/Etherington contact is at the $15/16_1$ boundary in the whole region under study (Mamet 1968). The exact age of the Rocky Mountain Group is still undetermined.

This platform sequence grades to the west into a very thick miogeosynclinal sequence which can be roughly correlated with the succession in the type-Livingstone Mount Head region (Mamet & Mason 1968).

17 to 19) *CENTRAL IDAHO* (work in progress with J.T. Dutro, W.J. Maple).

Lithostratigraphic units : White Knob, Middle Canyon, Scott Peak, South Creek and Surrett Canyon Formations.

Very thick sequences of carbonate rocks overlying the Milligen Formation, are known in the Challis National Forest (Lost River Range) (Maple 1965) ; the exposures are restricted to approximately 60 miles of thrust sheets, but little diachronism has been detected between the outcrops of the late mid-Viséan Middle Canyon, late Viséan Scott Peak, latest Viséan South Creek and early Namurian Surrett Canyon Formations.

The succession is of particular stratigraphic importance as it exposes a continuous succession from Chester to Morrow (Zones 18, 19, 20). In the American Midcontinent equivalents of the *Homoceras* Zone are missing (Gordon 1964) and the Pennsylvanian beds rest unconformably on the eroded Chester Group. In Idaho, the top of the Surrett Canyon Formation yields the acme of the *Eosigmoilina* ? assemblage ; it is therefore the time-equivalent of part of the *Homoceras* Zone of Western Europe and of the basal « Bashkirian » of Russia.

The nearby White Knob Limestone at Cabin Creek (Skipp 1961, Skipp & Mamet, in press) overlies beds similar to the Milligen Formation and exposes a succession similar to that observed in the Lost River Range. However, the top of the formation, not younger than Zone 18, is eroded, and overlain by Tertiary volcanics.

20-21) *SOUTHEASTERN IDAHO AND NORTHEASTERN UTAH.*

Lithostratigraphic units : Lodgepole, Little Flat and Monroe Canyon Formations.

The Idaho depositional province of Sando (1967) in the Chesterfield Range is characterized by a widespread hiatus between the mid-Tournaisian Lodgepole Formation and the Viséan Little Flat Formation (Dutro & Sando 1963, Sando 1967, Sando, Mamet & Dutro 1969). The eroded top of the Monroe Canyon Formation (Dutro & Sando 1963) is overlain by the Wells Formation of Late Carboniferous age undetermined by foraminifera.

22-23) *SOUTHEASTERNMOST IDAHO AND WESTERN WYOMING.*

Lithostratigraphic units : Lodgepole, Mission Canyon and Amsden Formations.

The Montana depositional province of Sando (1967) is characterized by the Lodgepole and Mission Canyon Formations (Collier & Cathcart 1922, Sloss & Hamblin 1942, Sando & Dutro 1960, Sando 1967, Sando, Mamet & Dutro 1969) overlain disconformably by the Amsden Formation (Darton 1904). The Lodgepole and Mission Canyon represent a Tournaisian-early Viséan succession and the Amsden ranges from middle or late Viséan into the middle Namurian, possibly including a discontinuity at the Mississippian/Pennsylvanian boundary.

24-25) *CENTRAL WYOMING.*

Lithostratigraphic units : Madison and Amsden Formations.

The Wyoming depositional province of Sando (1967) is characterized by the Tournaisian-early Viséan Madison Formation (Peale 1893,

Sando 1967[a], Sando, Mamet & Dutro 1969) which is unconformably overlain by the Viséan and Namurian Amsden Formation.

26-27) *ARIZONA.*

Lithostratigraphic unit : Redwall Limestone.

The sedimentology, litho- and biostratigraphy, macro- and micropalaeontology of the Redwall Limestone (Gilbert 1875, Noble 1923) have recently been thoroughly investigated in northwestern Arizona (Skipp *in* McKee & Gutschick 1970). The Whitmore Wash, Thunder Spring, Mooney Falls and Horseshoe Mesa Members (McKee 1963) have been shown to be slightly transgressive from west to east ; with a range in age from early Tournaisian to early late Viséan. An isolated outcrop of Chester dated on macrofauna is also known in this region, but has not yielded any foraminifera. The Redwall Limestone is overlain unconformably by the Supai Formation of Namurian age, undated by foraminifera.

28) *NEVADA* (investigations in progress with P. Brenckle).

Lithostratigraphic units : Crystal Pass, Dawn, Anchor, Bullion, Yellowpine, Battleship Wash, Indian Spring and Bird Spring Formations.

The Arrow Canyon Formation of southeastern Nevada yields one of the most complete sections of Lower Carboniferous rocks in North America. The underlying Crystal Pass Limestone of Late Devonian age (Hewett 1931) extends into the middle Tournaisian. The Dawn, Anchor, Bullion and Yellowpine Members of the Monte Cristo Limestone range in age from late Tournaisian to late Viséan. A late Viséan hiatus is present in the Battleship Wash Formation (Longwell & Dunbar 1936, Langenheim & Langenheim 1965) which is overlain by the Namurian Indian Spring and Bird Spring Formations. The *Eosigmoilina* ? Zone is well displayed at the contact between these formations.

CONCLUSIONS

We have shown that different realms are present in the North American Cordillera. These display a unified foraminiferal zonation with some variation in the affinities of the foraminifera present in each realm. The faunal succession established in Eurasia can be applied in western North America. It is therefore concluded that Early Carboniferous small foraminifera are potentially as important as the Late Carboniferous fusulinids for inter-regional correlation. Although their

adult stage is mostly benthonic and even though they are obviously facies dependent, the rapidity of their evolution combined with their wide dispersal render them extremely useful for carbonate platform and basin correlations. They should therefore become, within the next decade, one of the most useful stratigraphic tools in deciphering the palaeogeographic history of the Carboniferous seas.

REFERENCES

ARMSTRONG, A.K., MAMET, B.L. & DUTRO, J.T. (1970) : Foraminiferal zonation and carbonate facies of the Mississippian and Pennsylvanian Lisburne Group, Central Brooks Range, Arctic Alaska. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 54*, n° 5 : 687-698.

BOWSHER, A. L. & DUTRO, T. J. (1957) : The Paleozoic section in the Shainin Lake area, Central Brooks Range, Alaska. *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 303-A :* 1-39.

BROOKS, A. H. & KINDLE, E. M. (1908) : Paleozoic and associated rocks of the Upper Yukon, Alaska. *Bull. Geol. Soc. America, 19 :* 255-314.

BROSGÉ, W. P. (1960) : Metasedimentary rocks in south-central Brooks Range, Alaska. *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 400-B :* 351-352.

BROSGÉ, W. P., DUTRO, J. T., MANGUS, M. D. & REISER, H. N. (1962) : Paleozoic Sequence in Eastern Brooks Range, Alaska. *Amer. Assoc. Petr. Geol., Bull., 46*, no. 12 : 2174-2198.

CHERNYAK, G. Y. & SHEVDOV, N. A. (1960) : A framework of the Lower Carboniferous stratigraphy in the Taimyr Peninsula (in Russian). *Sbornik Stat. Pal. Biostrat., VNIGA 30 :* 11-23.

COLLIER, A. J. & CATHCART, S. H. (1922) : Possibility of finding oil in laccolithic domes, south of Little Rocky Mountains, Montana. *U. S. Geol. Survey, Bull. 736 F :* 171-178.

CONIL, R. & LYS, M. (1964) : Matériaux pour l'étude micropaléontologique du Dinantien de la Belgique et de la France. *Inst. geol. Univ. Louvain, Mém. 23 :* 1-335.

CUMMINGS, R. (1958) : The faunal analysis and stratigraphic application of Upper Paleozoic smaller Foraminifera. *Micropaleontology, 4 :* 1-24.

CUMMINGS, R. (1961) : The foraminiferal zones of the Carboniferous sequence of the Archerbeck borehole, Canonbie, Dumfriesshire. *Bull. Geol. Survey Gt. Britain, 18 :* 107-128.

DARTON, N. H. (1904) : Comparison of the stratigraphy of the Black Hills, Bighorn Mountains and Rocky mountains Front Range. *Bull. Geol. Soc. America, 15 :* 379-448.

DOUGLAS, R. J. (1958) : Mount Head map-area, Alberta. *Geol. Survey Canada, Mem. 291 :* 1-241.

DUTRO, J. T. & SANDO, W. J. (1963) : New Mississippian formations and faunal zones in Chesterfield Range, Portneuf quadrangle, south-east Idaho. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 47*, no. 11 : 1963-1986.

GABRIELSE, H. (1963) : McDame map-area, Cassiar District, British Columbia. *Geol. Survey Canada, Mem. 319.*

GIRTY, G. H. (1913) : The fauna of the Batesville sandstone in Northern Arkansas. *U. S. Geol. Survey, Bull., 593 :* 1-170.

GORDON, M. (1957) : Mississippian cephalopods of northern and eastern Alaska. *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 283 :* 1-61.

GORDON, M. (1964) : Carboniferous cephalopods of Arkansas. *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 460 :* 1-322, pls 1-30.

HALBERTSMA, H. L. (1959) : Nomenclature of Upper Carboniferous and Permian strata in the subsurface of the Peace River area. *Jour. Alb. Ass. Petrol. Geol., 7*, no. 5 : 109-118.

HARKER, P. (1963) : Carboniferous and Permian rocks, southwestern district of Mackenzie. *Geol. Survey Canada, Bull. 95 :* 1-91.

HEWETT, D. F. (1931) : Geology and ore deposits of the Goodsprings quadrangle, Nevada. *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 162 :* 1-172.

IRISH, E. J. (1963) : Late Carboniferous and Permian Stratigraphy of part of Northeastern British Columbia. *Bull. Can. Ass. Petrol. Geol., 11*, no. 4 : 373-388.

JUFEREV, O. V. (1967) : The main problems of the palaeobiogeography in the Carboniferous and Permian by means of foraminifera (in Russian). *in* New data on the biostratigraphy of the Devonian and the Upper Palaeozoic of Siberia. *Izd. Nauk :* 61-67.

KIDD, F. A. (1963) : The Besa River Formation. *Bull. Can. Ass. Petrol. Geol., 11*, no. 4 : 369-372.

LANGENHEIM, V.A. & LANGENHEIM, R. L. (1965) : The Bird Spring Group, Chesterian through Wolfcampian, at Arrow Canyon, Clark County, Nevada. *Trans. Ill. Acad. Science, 58 :* 225-240.

LONGWELL, C. R. & DUNBAR, C. O. (1936) : Problems of Pennsylvanian-Permian boundary in Southern Nevada. *Am. Ass. Petrol. Geol., Bull. 20*, no. 9 : 1200-1207.

MACAULEY, G., PENNER, D. G., PROCTER, R. M. & TISDALL, W. H. (1964) : Carboniferous *in* Geological History of Western Canada. *Alberta Soc. Petrol. Geol.:* 89-102.

MCKAY, W. & GREEN, R. (1963) : Mississippian Foraminifera of southern Canadian Rocky Mountains, Alberta. *Alb. Res. Council, 10 :* 1-77.

MCKEE, Ed. (1960) : Lithologic subdivision of the Redwall Limestone in Northern Arizona; their paleogeographic and economic significance. *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 400-B :* 243-245.

MCKEE, Ed. (1963) : Nomenclature for lithologic subdivisions of the Mississippian Redwall Limestone, Arizona. *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 475-C :* 21-22.

MACQUEEN, R. W. & BAMBER, E. W. (1968) : Stratigraphy of Banff Formation and lower Rundle Group (Mississippian), southwestern Alberta. *Geol. Surv. Canada, Paper 67-47.*

MACQUEEN, R. W. & BAMBER, E. W. (1968) : Stratigraphy and facies relationships of the Upper Mississippian Mount Head Formation, Rocky Mountains and Foothills, southwestern Alberta. *Bull. Can. Assoc. Petrol. Geol., 16*, no. 3 : 225-287.

MAMET, B. (1962) : Remarques sur la microfaune de Foraminifères du Dinantien. *Bull. Soc. belge. Géol. Paléont. Hydrol., 70*, no. 2 : 166-173.

MAMET, B. (1965) : Remarques sur la microfaune du « Marbre Noir » de Dinant. *Ann. Soc. géol. Belgique, 88*, nº 5-6 : 188-219.

MAMET, B. (1968) : Foraminifera, Etherington Formation, (Carboniferous), Alberta, Canada. *Bull. Can. Ass. Petrol. Geol., 16*, no. 2 : 167-179.

MAMET, B. (1968) : Sur une microfaune du Viséen Supérieur de Terre-Neuve. *Naturaliste Canadien, 95*, nº 6 : 1357-1372.

MAMET, B. & MASON, D. (1968) : Foraminiferal zonation of the Lower Carboniferous Connor Lake section, British Columbia. *Bull. Can. Assoc. Petrol. Geol., 16*, no. 2 : 147-166.

MAMET, B. & BELFORD, D. (1968) : Carboniferous Foraminifera, Bonaparte Gulf Basin, North-Western Australia. *Micropaleontology, 14*, no. 3 : 339-347.

MAMET, B. & PLAYFORD, P. E. (1968) : Sur la présence de Quasiendothyrinae (Foraminifères) en Australie Occidentale (Canning Basin). *C.R. som. Soc. géol. France, (7e série), 9 :* 229-230.

MAMET, B. & SKIPP, B. (in press) : Lower Carboniferous Foraminifera; preliminary zonation and stratigraphic implication for the Mississippian of North America. *C.R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967.*

MAMET, B. & GABRIELSE, H. (1969) : Foraminiferal zonation and stratigraphy of the type section Nizi Formation (Carboniferous System, Chester Group), British Columbia, *Geol. Survey Canada, Paper 69-19 :* 1-20.

MAPLE, W. (1965) : *U. S. Geol. Survey*, Quadrangle Map GQ 464.

NELSON, S. J. (1960) : Mississippian lithostrotionid zones in the southern Canadian Rocky Mountains. *Jour. Paleontology, 34*, no. 1 : 107-126.

NELSON, S. J. (1961) : Permo-Carboniferous of the northern Yukon Territory. *Jour. Alberta Soc. Petrol. Geol., 9 :* 1-9.

NELSON, S. J. (1961) : Mississippian faunas of western Canada. *Geol. Soc. Canada, Sp. Paper 2 :* 1-39.

NOBLE, C. F. (1923) : A section of the Paleozoic formations of the Great Canyon at the Bass Trail. *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 131 :* 23-73.

OSWALD, D. H. (1968) : Mississippian stratigraphy of the Nordegg Area, Alberta. *Can. Assoc. Petrol. Geol., Guide-Book :* 42-47.

PEALE, A. C. (1893) : The Paleozoic section in the vicinity of Three Forks, Montana. *U. S. Geol. Survey, Bull. 110 :* 1-56.

PROCTER, R. M. & MACAULEY, G. (1968) : Mississippian of Western Canada and Williston Basin. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 52*, no. 10 : 1956-1968.

PETRYK, A., MAMET, B. & MacQUEEN, R. (1970) : Preliminary foraminiferal zonation, Lower Carboniferous Rundle Group, southwestern Alberta. *Bull. Can. Assoc. Petrol. Geol, 18*, no. 1 : 84-103.

REITLINGER, E. A. (1965) : The stratigraphy of the Lower Carboniferous based on the foraminiferal fauna (in Russian). Geol. ugl. faun. strat. Karbon, *Nauka :* 141-153.

Ross, C. A. (1967) : Late Paleozoic Fusulinacea from northern Yukon Territory. *Jour. Paleontology, 41*, no. 3 : 709-725.

Rutgers, A. T. (1958) : Stoddard Formation of Northeast British Columbia. *in* Jurassic and Carboniferous of Western Canada. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Allan Memorial Volume :* 327-330.

Sadlick, W. (1963) : Visean-Namurian (Medial Chesterian) boundary in northern Utah and southeastern Idaho. *Abs. Geol. Soc. Amer., Sp. Paper 73 :* 94-95.

Sando, W. J. & Dutro, T. J. (1960) : Stratigraphy and coral zonation of the Madison Group and Brazer dolomite in northeastern Utah, western Wyoming and southeastern Montana. *Wyoming Geol. Assoc., Guide-Book, 15th Ann. Field Conf. :* 117-126.

Sando, W. J. (1967a) : Madison Limestone (Mississippian), Wind River, Washakie, and Owl Creek Mountains, Wyoming. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 51*, no. 4 : 529-557.

Sando, W. J. (1967b) : Mississippian depositional provinces in the northern Cordilleran region. *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 575-D :* 29-32.

Sando, W. J., Mamet, B. & Dutro, T. J. (1969) : Mississippian Megafaunal and Carboniferous Microfaunal Zonations in the Northern Cordillera of the United States. *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 613-E.*

Schrader, F. C. (1902) : Geological section of the Rocky Mountains in northern Alaska. *Bull. Geol. Soc. Amer., 13 :* 233-252.

Sellers, O. & Furnish, W. (1960) : Mississippian ammonoids from Northwestern Canada. *Jour. Paleontology, 34*, no. 6 : 1124-1128.

Skipp, B. A. (1961) : Stratigraphic distribution of endothyroid Foraminifera in Carboniferous rocks of the Mackay quadrangle, Idaho. *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 424-C :* 239-244.

Skipp, B. A. (1961) : Interpretation of sedimentary features in Brazer Limestone (Mississippian) near Mackay, Custer Co., Idaho. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull. 45*, no. 3 : 376-389.

Skipp, B. A. (1963) : Zonation of calcareous Foraminifera in the Redwall Limestone (Mississippian), Arizona, *Abs. Geol. Soc. Amer., Sp. Paper 73 :* 245-246.

Skipp, B. A., Holcomb, L. & Gutschick, R. C. (1966) : Tournayellinae, calcareous foraminifera in Mississippian rocks of North America. *Cushman Found. Foram. Res. Sp. Publ. 9 :* 1-38.

Skipp, B. A., *in* McKee, E. D. & Gutschick, R. C. (1970) : History of the Redwall Limestone. *Geol. Soc. America, Mem. 114 :* 173-257.

Skipp, B. A. & Mamet, B. (1970) : Stratigraphic micropaleontology of the type section of the White Knob Limestone, Custer County, Idaho. *Geol. Surv. Research* 1970, *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper.*

Sloss, L. L. & Hamblin, R. H. (1942) : Stratigraphy and insoluble residues of Madison Group (Mississippian) of Montana. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 26*, no. 3 : 305-335.

Solovieva, M. F. (1967) : New data on the genus *Eoendothyranopsis* of the Lower Carboniferous in eastern Taimyr (in Russian). *Uch. Zap. Nauch. Issledov, Inst. Geol. Arktiki. 18 :* 24-37.

SOSSIPATROVA, G. P. (1962) : Foraminifera of the upper Paleozoic of the Taimyr (in Russian). *Sbornik Statei. Pal. Biostrat., VNIGA 30 :* 35-72.

STEARN, C. W. (1956) : Type-section of the Shunda Formation. *Jour. Alb. Soc. Petrol. Geol., 4 :* 237-239.

STEHLI, F. (1968) : A paleomagnetic test of the hypothesis of an axial magnetic field in the history of the earth's crust. *Princeton University Press :* 195-207.

SUTHERLAND, P. K. (1958) : Carboniferous stratigraphy and rugose corals of Northeastern British Columbia. *Geol. Survey Canada, Mem. 295 :* 1-173.

TOOMEY, D. & MAMET, B. (1967) : Annotated bibliography of Paleozoic non fusulinid foraminifera. *Contr. Cushman Found. Foram. Res., 18,* no. 2 : 55-83.

TOOMEY, D. & MAMET, B. (1968) : Annotated bibliography of Paleozoic non fusulinid foraminifera. *Contr. Cushman Found. Foram. Res., 19,* no. 2 : 41-69.

USTRITSK, V. I. (1962) : Correlation of the Upper Carboniferous of the Taimyr and Verkoyansk (in Russian). *Sbornik Statei Pal. Biostrat, VNIGA 30 :* 5-16.

USTRITSK, V. I. & CHERNYAK, G. E. (1967) : The Carboniferous of the Taimyr Peninsula. *in* Stratigraphy of the Paleozoic of Northern Siberia (in Russian). *Akad Nauk S.S.S.R. Sib. otdel, Novosibirsk :* 216-219.

WEDOW, H. (1954) : Reconnaissance of radioactive deposits in the Eagle-Nation area, east-central Alaska. *U. S. Geol. Survey, Circ. 316 :* 1-9.

ZELLER, D. E. (1953) : Endothyroid Foraminifera and ancestral Fusulinids from the type Chesterian (Upper Mississippian). *Journ. Paleontology, 27 :* 183-199.

ZELLER, E. J. (1957) : Mississippian endothyroid Foraminifera from the Cordilleran Geosyncline. *Journ. Paleontology, 31 :* 679-704.

Recognition of the Devonian-Carboniferous boundary by palynological methods

B. OWENS [1]

ABSTRACT.

It is apparent from a review of the published literature concerned with the stratigraphic palynology of the Devonian-Carboniferous boundary that there is no marked microfloral change at the boundary but rather a progressive replacement of the microfloral elements. Certain species appear, however, to have considerable stratigraphic value for the recognition of horizons above and below the actual boundary.

RESUME.

La revue de la littérature qui concerne la palynologie stratigraphique de la limite Dévonien/Carbonifère ne fait pas apparaître un changement de microflore marqué à cette limite mais plutôt un remplacement progressif des éléments de cette microflore. Certaines espèces ont cependant une signification stratigraphique considérable pour reconnaître les horizons au-dessus ou en-dessous de la limite actuelle.

This review is an introduction to a series of detailed reports of individual regions which was presented as a special project at the reunion of the Commission Internationale de Microflore du Paléozoïque held in Liège, Belgium in 1969. Its purpose is to summarize the advances which have been made in the definition of the Devonian-Carboniferous boundary by palynological methods. All established boundaries within these two systems are defined by palaeontological (non-palynological) criteria. The aim of the Liège project was to ascertain whether the existing boundary at the Devonian-Carboniferous junction could be demonstrated by changes in the vertical distribution of the miospores, and if not, what alternative boundaries based entirely on palynological data could be proposed. The data presented in this report are derived from published literature, supplemented by personal observations of the author. The co-operation of Dr. M. Streel (University of Liège), Dr. R. Neves, Mr. G. Dolby and Mr. J. Utting (University of Sheffield)

1 Institute of Geological Sciences (Geological Survey), Leeds 15, Great Britain. By permission of the Director.

and Dr. D.C. McGregor (Geological Survey of Canada), who have offered additional information and helpful discussion, is gratefully acknowledged.

The problem of defining the boundary between the Devonian and the Carboniferous at an internationally acceptable level is one which can be traced back to the original definition of these two systems. It is unfortunate that both the Devonian which was defined by Murchison and Sedgwick (1842) and the Carboniferous which was described by Conybeare *in* Conybeare & Phillips (1822), were erected from type sections in widely separated regions of the British Isles. There were no described sections available at that time which would permit the relationships between the two systems to be determined. The pioneer stratigraphers, realising the limitations of the British succession, turned to Continental Europe and in particular to the Devonian and Lower Carboniferous deposits of Belgium for the sections upon which to define the stages of both systems. Unfortunately, however, the Famennian and the Tournaisian were described and defined in different localities and the problem still remained as to where the boundary could be reliably drawn between the two stages. It was not until 1857, following the description of the more complete transitional section between the Devonian and Carboniferous at Avesnois in northern France by Dufrenoy & de Beaumont (1841), that Gosselet (1857) described faunas from the Etroeungt region which appeared transitional between the Devonian and Carboniferous. He concluded that the boundary between the two systems should be taken at the incoming of the faunas encountered in the Calcaire des Avesnelles.

The use of facies-controlled coral-brachiopod faunas for the definition of the Devonian-Carboniferous boundary did not however receive international acceptance. The widespread occurrence of *Gattendorfia* in Germany led Schmidt (1925) and Schindewolf (1926) to utilise this form as a zone fossil for the determination of the boundary. Schindewolf suggested the top of the *Gattendorfia* Zone should be taken as the boundary between the two systems but it was the alternative proposal of Schmidt, that the lower boundary of the zone should be utilised, which was ultimately accepted at the Second Congress on Carboniferous Stratigraphy and Geology at Heerlen in 1935. This decision has created a further problem, for the base of the *Gattendorfia* Zone is found in Tn1b and a situation now exists where the base of the Carboniferous system as internationally accepted does not coincide with the base of the lowermost stage in the system, the Tournaisian.

It is against this historical background that the palynologist approached the problem and attempted to relate the spore assemblages

to the described lithostratigraphic units and biostratigraphic subdivisions.

It is readily apparent from a review of literature that there is a marked paucity of published data available from sections with adequate stratigraphic controls and which permit accurate correlations to be made ; most of the information available is from isolated or small numbers of samples with a minimum of stratigraphic control. The sections of Famennian and Tournaisian which are described in the greatest detail are those recorded by Russian palynologists in various parts of the U.S.S.R. and by Streel from the Ardenno-Rhenish Basin. It is proposed to deal with these in detail. Although the distribution of miospores is competently dealt with in both of these regions, the lack of adequate palaeontological control in the Russian sections does not permit accurate correlation of their succession with the type sections of the stages in W. Europe. This deficiency however does not apply to the Ardenno-Rhenish Basin sequence where recent detailed work on the type sections of the stages on several macro- and micropalaeontological groups now permits accurate cross-correlations to be made, for example, between the brachiopod, conodont, cephalopod, foraminiferal and spore successions.

In the U.S.S.R., several palynologists have described Famennian spore assemblages but the significance is here placed on the results of Kedo who, in a series of papers between 1956 and 1963, has dealt in detail with the palynological changes occurring at the Devonian-Carboniferous boundary. Kedo has proposed a number of distinct zones within the upper Famennian and Tournaisian of the Byelorussian S.S.R., each with a distinctive miospore assemblage. It is proposed to examine each zone briefly and to try to correlate them with the evidence available from non-Russian sources.

Generalised section of the Upper Devonian-Lower Carboniferous deposits in the Pripyat Depression, Byelorussian S.S.R.

Carboniferous	Viséan	Kizel Formation
	Tournaisian	Cherepet Formation
		Malevka Formation
Devonian	Famennian	Ozersko-Kovanski Formation
		Dankov-Lebedyan Formation

In the Pripyat Depression of the Byelorussian S.S.R., Kedo has suggested 4 successive spore assemblages in the upper Famennian. The first assemblage from the lower part of the Dankov-Lebedyan horizon is characterized by the following group of species : *Trachytriletes solidus* Naumova, *Hymenozonotriletes commutatus* Naumova, *H. luteolus* (Naumova) Kedo, *H. parvimammatus* (Naumova) Kedo, *Archaeozonotriletes micromanifestus* Naumova var. *famenensis* Naumova, *A. famenensis* Naumova and *Stenozonotriletes definitus* Naumova. In general the spores from this unit are small in size, many with a filmy or dense perispore. Cingulate spores of the genus *Stenozonotriletes* Naumova are represented but the cingulate spores with a verrucose or tuberculate ornament of the genus *Lophozonotriletes* Naumova are rare components of the assemblages from this zone.

The middle part of the Dankov-Lebedyan horizon consists of shales with thin sandstones and marly limestone intercalations. The beds, which also contain plant debris and Upper Devonian foraminifera, yielded an assemblage characterised by *Lophotriletes rotundus* Naumova, *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo, *H. ventosus* Kedo, *Archaeozonotriletes variabilis* Naumova, *A. dedaleus* Naumova, *Lophozonotriletes rarituberculatus* (Luber) Kedo and *L. macrogrumosus* Kedo.

The occurrence of *H. lepidophytus* is of considerable significance, as it is the dominant species in the assemblage, and is restricted to this horizon. *Archaeozonotriletes variabilis, A. dedaleus* and *Lophonozotriletes rarituberculatus* which occur in this zone in small quantities, are more typical of the Lower Carboniferous.

The assemblages obtained from the upper part of the Dankov-Lebedyan horizon differ significantly from those of the middle part, particularly noticeable being the absence of *H. lepidophytus* sensu stricto. The following species are characteristic of this zone : *Leiotriletes minutissimus* Naumova, *Trachytriletes solidus* Naumova, *Lophotriletes rugosus* Naumova, *Dictyotriletes crassipteris* Naumova, *Hymenozonotriletes pallidus* Naumova, *H. hyalinus* Naumova, *H. lepidophytus* var. *minor* Kedo, *Archaeozonotriletes parvibasilaris* Naumova, *Lophozonotriletes cristifer* (Luber) Kedo and *L. malevkensis* (Naumova) Kedo. *Hymenozonotriletes lepidophytus* sensu stricto is replaced in comparable quantities to its occurrence in the previous zone by the similar form *H. lepidophytus* var. *minor* which has a thinner equatorial flange and a finer reticulation. The more typical Lower Carboniferous form *L. malevkensis* is recorded for the first time in this zone.

The highest Famennian assemblage recorded by Kedo from the Ozersko - Kovanski horizon, is relatively impoverished in the number

of spores present. The assemblage is dominated by relatively simple spores of small size, commonly folded and with a simple ornament. The assemblage is characterised by *Leiotriletes minutissimus, L. simplicissimus* Naumova, *Trachytriletes solidus, Lophotriletes rugosus, Hymenozonotriletes pallidus* and *H. hyalinus*. The principal reason for Kedo's acceptance of this assemblage as being diagnostic of the uppermost Devonian is based on the close comparison between it and the assemblage extracted from the beds containing the bivalve *Pseudoastarte socialis,* which is accepted as being diagnostic of the uppermost Devonian in the Byelorussian S.S.R.

The overlying Carboniferous sediments of the Pripyat Depression can be divided into eight zones, each distinguished by a distinctive spore association. The basal Tournaisian sediments are represented in the Malevka deposits, which contain three clearly separable miospore assemblages.

The lowest zone (19 metres thick) of the Malevka Beds yields assemblages containing the following species : *Trachytriletes solidus, Retusotriletes minor* Kedo, *Hymenozonotriletes pusillites* Kedo, *H. lepidophytus* var. *tener* Kedo, *H. granulatus* (Naumova) Kedo, *Archaeozonotriletes malevkensis* Naumova, *Stenozonotriletes stenolomus* Naumova, *S. minor* Naumova, *S. angularis* Kedo and *Lophozonotriletes malevkensis*. Of greatest significance in this assemblage is the sudden appearance of the distinctive species *Hymenozonotriletes pusillites,* a form which appears from Kedo's illustrations to possess an internally vacuolate flange and cuniculus and which appears to be closely comparable in structural organisation to many species of *Vallatisporites* Hacquebard. This species, which constitutes up to 50 % of the assemblage of this zone, is taken by Kedo as being diagnostic of the lowermost Tournaisian horizons.

The middle zone of the Malevka horizon varies between 2 and 20 metres in thickness, and is characterised by the following species : *Lophotriletes rugosus, Dictyotriletes trivialis* Naumova, *Hymenozonotriletes hyalinus* Naumova var. *tournensis* Kedo, *H. rugosiusculus* Jushko, *Archaeozonotriletes malevkensis, Stenozonotriletes stenolomus, S. scabrus* Naumova, *Lophozonotriletes rarituberculatus,* and *L. malevkensis*. There is a complete absence of *Hymenozonotriletes pusillites* and *H. lepidophytus* var. *tener* in this assemblage which is normally dominated by *Archaeozonotriletes malevkensis, Lophozonotriletes malevkensis* and *Hymenozonotriletes hyalinus* var. *tournensis*.

The upper zone (50 metres thick) of the Malevka horizon can be distinguished by containing the following species : *Acanthotriletes sphaerites* Kedo, *Lophotriletes rotundus* Naumova, *Hymenozonotriletes*

macrosetus Jushko, *H. rugosiusculus, H. explanatus* (Luber) Kedo, *H. lepidophytus* var. *tener, Archaeozonotriletes malevkensis, A. literatus* (Waltz) Naumova, *Lophozonotriletes rarituberculatus* and *L. malevkensis.* This assemblage is characterised by many forms with a filmy or dense equatorial flange, often ornamented with spines. There is a complete absence in this assemblage of the typical Devonian species, several of which extend into the lowermost Tournaisian horizons. Of particular interest here is the appearance of representatives of the *Archaeozonotriletes literatus* group, which become a characteristic component of the higher Tournaisian assemblages.

The overlying Cherepet horizon of the Chernyishinski substage is subdivided by Kedo into three zones. Since the species characteristic of this unit are frequently common in all three zones, subdivision is effected by the quantitative ratios of the species rather than by changes in their vertical distribution.

The lowest zone (9 metres thick) of the Cherepet horizon is characterised by the following forms : *Retusotriletes septalis* Jushko var. *minor* Kedo, *Trachytriletes solidus, Lophotriletes rugosus, L. rotundus, Dictyotriletes trivialis, D. magnus* Naumova, *Archaeozonotriletes literatus, Stenozonotriletes micropunctatus* (Andreyeva) Naumova, *S. definitus.* The assemblage is normally dominated by *Lophotriletes rugosus, L. rotundus* and *Archaeozonotriletes literatus.*

The middle zone (40 metres thick) of the Cherepet horizon contains many forms which are also a feature of the underlying zone. The assemblages from this zone are dominated by small forms, many possessing a filmy equatorial flange. The following species are regarded as typical components of this zone : *Trachytriletes solidus, Lophotriletes rugosus, L. rotundus, Dictyotriletes trivialis, Hymenozonotriletes pallidus, H. hyalinus var. tournensis, H. submirabilis* (Luber) Jushko and *Archaeozonotriletes literatus.*

The microflora of the upper zone of the Cherepet horizon (20 metres thick) is basically very similar in composition to the assemblages of the middle zone. It can, however, be distinguished by quantitative differences in the ratios of the species present. The following species can be regarded as characteristic : *Trachytriletes solidus, Lophotriletes rugosus, L. rotundus, Dictyotriletes trivialis, Hymenozonotriletes pallidus, Stenozonotriletes definitus* and *S. conformis.*

The overlying Kizel horizon contains two distinctive spore assemblages. In general, whilst most of the species which were characteristic of the underlying Tournaisian sediments continue to occur, there is the noticeable appearance in significant numbers of forms which are more diagnostic of the Viséan.

The lowest zone of the Kizel horizon varies between 22 and 33 metres in thickness and contains the following species : *Dictyotriletes trivialis, D. tschernischensis* Jushko, *Archaeozonotriletes literatus* Naumova var. *triangularis* Kedo, *A. malevkensis, Lophozonotriletes rarituberculatus* and *L. cristifer*. In general the assemblage is characterised by reticulate spores of the genus *Dictyotriletes* and by forms of *Archaeozonotriletes* with a thick, solid, cingulate-like structure and an ornament of coarse bars on the distal surface.

The upper zone of the Kizel horizon contains a very diverse microflora, including the following species : *Leiotriletes microrugosus* (Ibrahim) Naumova, *Trachytriletes solidus, T. asperatus* Naumova var. *minutus* Jushko, *Lophotriletes minutissimus* Naumova which is often abundant, *Dictyotriletes tschernischensis, Euryzonotriletes simplex* Naumova, *Hymenozonotriletes subgranulatus* Naumova, *Archaeozonotriletes literatus* var. *triangularis, A. multiplicabilis* Kedo, *A. malevkensis, A. compactus* Naumova, *Stenozonotriletes conformis, S. pumilus* (Waltz) Naumova, *Trilobozonotriletes incisotrilobus* (Luber) Kedo, *Lophozonotriletes malevkensis, L. cristifer* and *Psophosphaera ovalis* Kedo. Of greatest significance is the appearance of the genera *Trilobozonotriletes* Naumova and *Euryzonotriletes* Naumova.

The subdivision of the upper Famennian - Tournaisian section in the Pripyat Depression clearly demonstrates that there is a gradual and progressive replacement of the microfloral elements in the section and that the boundary between the two stages, according to Kedo, corresponds with the sudden appearance of the distinctive species *Hymenozonotriletes pusillites*. There are, however, two aspects of this study which deserve further comment. Firstly the exact position of the Devonian-Carboniferous boundary in the Pripyat Depression cannot be accurately equated with the Western European succession due to the lack of data concerning the diagnostic goniatites, conodonts, ostracods and foraminifera upon which the boundary in the type sections can be defined. Caution must therefore be exercised in the application of the palynological results for interbasinal correlations until the details of the Russian macro- and microfaunas are accurately collated with those of the type European sections. Secondly, for the large part, the data presented by Kedo for any one particular zone, are representative of a restricted range of facies. The limitations imposed by facies on the composition of the microfloral assemblages may therefore result in certain anomalies between the Russian results and those from other areas.

The second of the detailed sections is that recently documented by Streel in the Ardenno-Rhenish Basin of Belgium and West Germany. Streel has described the microfloral succession, giving particular empha-

sis to certain key species. He has been able to correlate the palynological results obtained with other macro- and micropalaeontological zonal schemes so that it is now possible to establish the palynological biostratigraphy accurately in terms of the stage type sections in Belgium.

Streel has recorded that in general the spores occurring in abundance in the upper Famennian and lower Tournaisian stratotype sections in Belgium are of small size (30-60 μ) and have a simple sculpture, either laevigate or with minute apiculi. There are in addition smaller numbers of spores with more complex structure, many of camerate/pseudosaccate construction.

In many cases the small species recorded by Streel are long ranging, but variations in their relative abundance permit them to have local value for correlation purposes. The species with more specialised morphology occur with more restricted stratigraphic distribution and appear to have inter-regional correlation value. Of particular significance is the distribution of the distinctive species *Hymenozonotriletes lepidophytus*. Streel (1966) by applying biometric techniques has been able to subdivide the sediments containing this species into 4 zones (Zones C-F of Streel 1966), each characterised by a distinctive population of *H. lepidophytus* and each readily definable in terms of the Belgian standard subdivisions of Fa2d and Tn1.

Whilst many of the specimens recorded by Streel from the Belgian deposits appear closely comparable with specimens recorded as *H. lepidophytus* sensu stricto by Kedo in the Byelorussian S.S.R. deposits, it is interesting to note that Streel was able to demonstrate that there was significant morphological variation in the population, particularly in two directions. In the first, which is the most pronounced, there is variation in the form of the lumina on the distal surface of the spore (Trend A of Streel 1966). In some specimens the distal lumina are regular in shape and separated by wide ridges of exoexine, whilst in others the lumina may be separated by extremely narrow ridges which may eventually become discontinuous and ultimately represented by a series of irregular crests or verrucae. Streel also noted (Trend B) that there was a tendency in specimens possessing a relatively narrow equatorial extension of the exoexine for the exoexine to be thicker than in other specimens.

Streel records the first appearance of examples of *H. lepidophytus* in the beds immediately above the top of the Evieux Beds, that is in Fa2d (ex Tn1aα, Conil 1964 ; ex Fm2α, β Conil *et al.* 1968), and their disappearance in the lower part of Tn1b (Tn1bα Conil 1968). Since the base of the *Gattendorfia* Zone which defines the base of the Carboniferous System is placed in the lower part of Tn1b in Belgium,

the deposits containing the *H. lepidophytus* complex must be regarded as being of Upper Devonian or Strunian age. Near to the top of the Famennian/Strunian (Fa2d - Tn1a) *H. lepidophytus* s.s. is progressively replaced as the dominant element by its varieties *minor* and *tener*. This progressive change contrasts markedly with the sudden change in dominance reported by Kedo (1957) for the Byelorussian assemblages. Other elements present in the *H. lepidophytus* assemblages include representatives of *Hystricosporites* McGregor, *Dicrospora* Winslow and *Spinozonotriletes* (Hacquebard) Neves & Owens ; *Hymenozonotriletes pusillites* and *Raistrickia* sp. (cf. *Acanthotriletes sphaerites* in Kedo 1963) occur in small quantities from the base of Tn1a whilst *Lophozonotriletes rarituberculatus* appears near to the top of Tn1a.

Streel (1969) has reported that the assemblages from the lower part of Tn1b (Tn1bα of Conil 1968) are dominated by small forms with simple ornamentation ; *H. lepidophytus, H. pusillites,* representatives of *Hystricosporites* and many forms of *Spinozonotriletes* disappear in the lower part of Tn1b. Representatives of the *Knoxisporites* (Potonié & Kemp) Neves and *Corbulispora* Bharadwaj & Venkatachala complex of spores which are characteristic components of the Tn1bγ and Tn2a assemblages, were recorded by Streel as appearing in the uppermost part of Tn1bα Conil 1968. This is directly comparable to the appearance of the similar and in part synonymous representatives of the *Archaeozonotriletes literatus* and *A literatus* var. *triangularis* group in the lower part of the Malevka deposits of the Byelorussian S.S.R. *Dictyotriletes trivialis, D. cancellatus, D. stramineus* and *Hymenozonotriletes explanatus* are common to both the Byelorussian and Belgian assemblages. It is of interest to note, however, that the assemblage dominated by small, simple forms which is present in the lower part of Tn1b deposits in Belgium does not occur immediately above the *lepidophytus-pusillites* association in Byelorussia but actually within the *H. lepidophytus* Zone.

By comparison of the spore assemblages Streel has drawn several conclusions regarding the correlation of the Belgian and Byelorussian successions.

i) The appearance of the *Dictyotriletes trivialis - Hymenozonotriletes explanatus* association in the middle part of Tn1b is comparable with its appearance at the contact between the lower and middle zones of the Malevka deposits, but the correlation of these two horizons by palynological methods is not substantiated by the correlations established by the use of forminifera zonation.

ii) The sudden appearance of *Hymenozonotriletes pusillites* at the base of the Malevka Beds in the Pripyat Depression is regarded by Streel as being the result of facies control in the composition of the

assemblages. In the Ardenno-Rhenish basin, where this species shows a more progressive increase in abundance, it occurs in sediments of Strunian (Tn1a) and early Tournaisian (basal Tn1b) age. Streel suggests that it is therefore unreasonable to consider the base of the Malevka Beds as equivalent to the base of the Strunian. The biometric interpretation of the *H. lepidophytus* var. *tener* population from the lowest zone of the Malevka Beds has led Streel to suggest that it is more representative of the Tn1a/Tn1b boundary than the base of Tn1a, when compared with the populations from the Belgian deposits. Streel's conclusion is supported by independent evidence from the foraminiferal zonation which indicates that the base of the Malevka Beds corresponds in the eastern part of the Russian Platform to the top of the *Quasiendothyra kobeitusana Zone.* The base of this foraminiferal zone in Belgium corresponds with the base of Tn1a. It seems likely, therefore, that the base of the Malevka Beds is approximately equivalent to the base of Tn1b and thus with the base of the *Gattendorfia* Zone.

Balme & Hassell (1962) have described upper Famennian assemblages from the Canning Basin of Western Australia. Although *Granulatisporites frustulentus* Balme & Hassell was the dominant form in all of the assemblages, the presence of *Leiozonotriletes naumovae* Balme & Hassell and *Hystricosporites (Archaeotriletes) porrectus* Balme & Hassell are significant. *Leiozonotriletes naumovae* shows close structural and morphological similarity to *H. lepidophytus* and may in fact prove to be synonymous. The presence of *Hystricosporites porrectus* is of interest since this genus is almost exclusively Devonian in occurrence. Balme & Hassell also recorded *Diaphanospora ricinata* Balme & Hassell and *Cincturasporites* cf. *literatus* (Waltz) from these assemblages. It appears therefore that there is considerable similarity between the upper Famennian assemblages from Western Australia and those described by Kedo and Streel. All are characterised by the presence in appreciable numbers of representatives of the *H. lepidophytus - L. naumovae* complex of spores. Whilst the Australian assemblages contain representative of the *Hystricosporites - Archaeotriletes* group which are characteristic of the Devonian, it lacks any record of spores morphologically similar to the *Hymenozonotriletes pusillites* group which Kedo and Streel found to be characteristic components of the Tournaisian assemblages. Although the data available at the present time are inadequate, it is possible that the absence of the *H. pusillites* group in the Australian assemblages may be due to regional differences in composition of the parent flora.

In a brief review of the distribution of spores in the Palaeozoic deposits of Libya, Wray (1964) has recorded the presence of a species of *Leiozonotriletes* with a « coarsely reticulate sac » which is restricted

to the uppermost part of the Devonian. Examination of the specimens illustrated by Wray strongly suggest that this species is identical to *Hymenozonotriletes lepidophytus*. Wray also records the genus *Vallatisporites* (Hacquebard) Sullivan in the lowermost Carboniferous deposits of Libya but does not indicate the presence of any specimens similar to the *Hymenozonotriletes pusillites* group of spores.

Winslow (1962) has described in detail the microfloral assemblages from the Upper Devonian and Lower Mississippian of Ohio. Due to the lack of evidence from diagnostic macrofossils, the exact position of the Devonian-Mississippian boundary is difficult to define in Ohio. Care must therefore be taken in the interpretation of Winslow's results.

The assemblages obtained from the Upper Devonian (as applied by Winslow) i.e. the Olentangy and Ohio Shale formations, contain several distinctive elements. Species of the genus *Dicrospora* Winslow (partly or completely synonymous with *Hystricosporites)* together with *Reticulatisporites crassus* Winslow and *Canthospora cracens* Winslow, which resembles the members of the *Knoxisporites - Archaeozonotriletes literatus* group, are frequent components of the assemblages. The former may be considered to be a typical Devonian genus, whereas the latter group have been previously recorded in other parts of the world as being more typical components of Tournaisian assemblages (i.e. Kedo 1963, Ishchenko 1956, 1958, Playford 1962, 1963, Sullivan 1964). The occurrence of *Radforthia radiata* Winslow in these assemblages is also of interest. The genus *Radforthia* Winslow is apparently synonymous with *Emphanisporites* McGregor, a genus which is normally characteristic of the Lower and Middle Devonian. In Ohio, however, it is recorded in small numbers from throughout the Upper Devonian and Lower Mississippian succession. Of greatest significance, however, is the appearance in the upper part of the Ohio Shale of the species described by Winslow as *Endosporites lacunosus* Winslow. Examination of the illustrated specimens and the description of this species suggest its close structural and morphological similarity with members of the *Hymenozonotriletes lepidophytus - Leiozonotriletes naumovae* complex. The sudden appearance of this species in considerable numbers at the top of the Ohio Shale is comparable to its appearance at the top of the Devonian successions in Byelorussia, Belgium, Libya and Western Australia.

The assemblages obtained from the Bedford Shale and the Berea Sandstone which were considered by Winslow to be of Lower Mississippian age, are not grossly dissimilar to those of the underlying Upper Devonian. *Dicrospora* spp., *Reticulatisporites crassus, R. fimbriatus* var. *spathulatus* Winslow, *Canthospora cracens* and *Endosporites lacu-*

nosus all continue and the last mentioned species frequently occurs in abundance. Of interest is the appearance in small quantities of the form described by Winslow as Ly*cospora* sp. A. Detailed examination of this form suggests its close morphological relationship to the genus *Vallatisporites* and it may therefore be compared with the appearance of the *Vallatisporites - Hymenozonotriletes pusillites* group of spores at the base of the Tournaisian in Europe. *Dicrospora* spp. and *Lycospora* sp. A. were not recorded in the overlying Sunbury Shale or Cuyahoga formations, but *Endosporites lacunosus* was recorded to the top of the section studied.

There appear to be considerable differences between the Ohio assemblages described by Winslow and those recorded by Kedo and Streel from the Byelorussian S.S.R. and Belgium. Before discussing specific differences it is essential that certain fundamental palaeobotanical and palaeoecological criteria are considered. Almost all of the succession described by Winslow belonged to a marine facies (evidence of acritarchs in most of the samples), whilst the assemblages examined by Kedo belonged to a more diverse set of facies. Such facies differences could account for some of the differences in the composition of the microfloral assemblages observed. The differences could equally well be attributed to the location of the regions in two completely different floral provinces.

Some similarities in the stratigraphic distribution of the miospores in the different regions may, however, be cited. The appearance of *Endosporites lacunosus* in the upper part of the Ohio Shale is comparable to the appearance of the closely related species *Hymenozonotriletes lepidophytus* in the middle zone of the Dankov - Lebedyan Beds in the Byelorussian S.S.R. and immediately above the top of the Evieux Beds (Fa2d) in Belgium, and to the appearance of *Leiozonotriletes naumovae* in the Fairfield Beds of the Upper Famennian of Western Australia. It is of interest to note, however, that in Ohio, *Endosporites lacunosus* also occurs in the overlying Bedford Shale, Berea Sandstone and Cuyahoga formations of the Lower Mississippian, whereas in other regions of the world this group of spores has not been recorded from the Lower Carboniferous and is restricted to the uppermost Devonian. The appearance of *Lycospora* sp. A in the Bedford Shale is more or less in agreement with the appearance of the closely related species *Vallatisporites* spp. and *Hymenozonotriletes pusillites* in the basal Tournaisian (*Wocklumeria* Zone) sediments of the Byelorussian S.S.R. and Western Europe. It is impossible at the present time to go further than to point out the major differences and any obvious similarities between the two regions. Before further comparative work is done between the two regions, it is essential that the boundary between the

two systems in Ohio should be reinvestigated and fully substantiated by micro- or macrofaunal evidence. The present position of the boundary between the Ohio and Bedford Shales appears to be defined principally by lithological criteria and may therefore be diachronous in character. This view is to some extent already substantiated by the limited palynological evidence available. The appearance of the characteristic species *Endosporites lacunosus* takes place at supposedly differing horizons within the succession in different localities. At one locality in N.E. Ohio for instance, this species appears in the Cleveland Shale, the uppermost division of the Ohio Shale, whereas in adjacent localities in N.E. Ohio and also in S.W. and Central Ohio the species appears at various horizons in the Bedford Shale. Since the species always makes its appearance in large numbers it is probable that this was an event which took place more or less simultaneously throughout the region rather than be staggered at various horizons depending on local conditions. It is possible that the uppermost limit of the stratigraphical range of this species (which is also diachronous in terms of the lithological units) might provide a more satisfactory horizon for the Devonian - Mississippian boundary.

Further north from Ohio in the adjacent part of S.W. Ontario, Canada, McGregor (*in* McGregor & Owens 1967) has reported on the composition of spore assemblages from the Kettle Point Formation. In general the composition of the assemblages is closely comparable to those described by Winslow from the Ohio Shale. The assemblages are characterised by the presence of the following species : *Emphanisporites* cf. *E. rotatus* McGregor, *Hystricosporites* sp., *Reticulatisporites fimbriatus* var. *spathulatus, Hymenozonotriletes pusillites, H. lepidophytus* and *Lophozonotriletes cristifer.*

In the South West Province of Britain, the boundary between the Devonian and Carboniferous systems has been traditionally accepted at the junction of the Old Red Sandstone and Lower Limestone Shale. Recently this classic succession has been palynologically examined by Dolby in the section at Burrington Combe in the Mendip Hills, Somerset. In a preliminary note, Neves & Dolby (1967) have described two miospore assemblages from the Upper Portishead Beds, the uppermost unit of the Old Red Sandstone. Although significant quantitative differences exist between the two assemblages described by Neves & Dolby, they are sufficiently similar in general composition to be here considered together. Both assemblages are characterised by containing abundant representatives of *Hymenozonotriletes lepidophytus* and contained the following species as accessory components : *Hymenozonotriletes pusillites, Retusotriletes incohatus* Sullivan, *Punctatisporites irrasus* Hacquebard, *Leiotriletes ornatus* Ishchenko, *Acanthotriletes macrurus* (Luber)

Naumova, *Corbulispora subalveolaris* (Luber) Sullivan, *Dictyotriletes tschernyschensis, Crassispora balteata* (Playford) Sullivan, *Dicrospora multifurcata* and *Ancyrospora* sp. Comparison of the Burrington assemblages with those described by Streel from the Ourthe Valley of Belgium suggest a Tn1a age for the Upper Portishead Beds which may therefore be correlated with the upper part of the Assise de Comblain-au-Pont (Tn1aγ) beds of the Belgian succession.

Miospore assemblages from the Lower Limestone Shale (basal Tournaisian) have been recorded by Sullivan 1964 from the Forest of Dean area. *Retusotriletes incohatus* and *Punctatisporites irrasus* were the dominant elements in the assemblages but they also contained the following accessory spores: *Spinozonotriletes uncatus* Hacquebard, *Crassispora (Spinozonotriletes) balteata* (Playford) Sullivan, *Knoxisporites hederatus* (Ishchenko) Playford, *Verrucosisporites grumosus* (Naumova) Sullivan and *Corbulispora subalveolaris.* The presence of *Retusotriletes incohatus* and *Verrucosisporites grumosus* impart a Devonian aspect to the assemblage whilst the other species present are more typical of the Lower Carboniferous. Sullivan did not record representatives of the *Hymenozonotriletes lepidophytus* or *H. pusillites* complex of spores in this assemblage and it seems probable therefore that the beds examined by Sullivan are at least younger than the lower part of Tn1b. The Forest of Dean assemblage appears to be broadly comparable to those recorded by Playford (1962, 1963) from the *Lophozonotriletes rarituberculatus* Zone of Tournaisian age in Spitsbergen.

It is apparent from this review of the published literature concerned with the stratigraphic palynology of the Devonian-Carboniferous boundary that there is no marked microfloral change at the boundary but rather a progressive replacement of the microfloral elements. There are, however, certain species which appear to have considerable stratigraphic value for the recognition of horizons above and below the actual boundary. The *Hymenozonotriletes lepidophytus - Endosporites lacunosus - Leiozonotriletes naumovae* complex appears characteristic of the uppermost Devonian in Ohio, Western Australia, the Byelorussian S.S.R. and Belgium. *Hymenozonotriletes pusillites* is a characteristic species in lowermost Tournaisian (*Wocklumeria* Zone) assemblages whereas the distinctive association of spores including *Knoxisporites hederatus, Archaeozonotriletes literatus, Spinozonotriletes uncatus* and *Hymenozonotriletes macrosetus,* is characteristic of Tournaisian sediments above the base of the *Gattendorfia* Zone.

REFERENCES

BALME, B. E. & HASSELL, C. W. (1962) : Upper Devonian spores from the Canning Basin, Western Australia. *Micropaleontology, 8 :* 1-28, pls. 1-5.

CONYBEARE, W. & PHILLIPS, W. (1822) : Outlines of the geology of England and Wales. *1 :* 333.

DUFRENOY, E. & de BEAUMONT, E. (1841) : Explication de la carte géologique de France. Paris, *1 :* 825.

GOSSELET, J. (1857) : Note sur le terrain dévonien de l'Ardenne et du Hainaut. *Bull. Soc. géol. France, 2,* 14 : 364-374.

ISHCHENKO, A. M. (1956) : Spore and pollen of the Lower Carboniferous deposits of the western extension of the Donetz Basin and their stratigraphical importance. *Akad. Nauk. Ukranian S.S.R., Tr. Inst. Geol. Nauk. Ser. Strat. Palaeont., 11* : 1-185, pls. 1-21.

ISHCHENKO, A. M. (1958) : Spore-pollen analysis of the Lower Carboniferous sediments of the Dnieper — Donetz Basin, *Akad. Nauk. Ukranian S.S.R., Tr. Inst. Geol. Nauk. Ser. Strat. Palaeont., 17 :* 1-188, pls. 1-13.

KEDO, G. I. (1957) : The stratigraphical significance of *Hymenozonotriletes pusillites* sp. nov. *Dokl. Akad. Nauk. Belorussk, S.S.R., 1:* 21-23.

KEDO, G. I. (1957) : Spores from the supra Salt Devonian deposits of the Pripyat Depression and their stratigraphic significance : *Tr. Inst. Geol. Nauk, Akad Nauk Byelorussk S.S.R., Ser Stratigraf. Palaeontol., 2 :* 3-43, pls. 1-4.

KEDO, G. I. (1962) : Spore assemblages of Upper Famennian and Tournaisian deposits and the Devonian — Carboniferous boundary in the Pripyat Depression. *Trans. Soviet Palynologists, Acad. Sci. Moscow:* 73-79.

KEDO, G. I. (1963) : Tournaisian spores from the Pripyat Depression and their stratigraphic significance. *Tr. Inst. Geol. Nauk, Akad. Nauk Byelorussk. S.S.R., Ser. Stratigraf. Palaeontol., 4 :* 3-121, pls. 1-11.

MCGREGOR, D. C. & OWENS, B. (1966) : Illustrations of Canadian Fossils, Devonian spores of Eastern and Northern Canada. *Geol. Surv. Canada, Paper, 66*-30 : 1-66, pls. 1-29.

NEVES, R. & DOLBY, G. (1967) : An assemblage of miospores from the Portishead Beds (Upper Old Red Sandstone) of the Mendip Hills, England. *Pollen et Spores, 9,* 3 : 607-614, pls. 1-2.

OWENS, B. & STREEL, M. (1967) : *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo, its distribution and significance in relation to the Devonian-Carboniferous boundary. *Rev. Palaeobot., Palynol., 1 :* 141-150, pl. 1.

PLAYFORD, G. (1962) : Lower Carboniferous microfloras of Spitsbergen — Part One. *Palaeontology, 5,* 3 : 550-618, pls. 78-87.

PLAYFORD, G. (1963) : Lower Carboniferous microfloras of Spitsbergen — Part Two. *Palaeontology, 5,* 4 *:* 619-678, pls. 88-95.

SCHINDEWOLF, O.H. (1926) : Zur Kenntnis des Devon — Karbon-Grenze in Deutschland *Zeitschr. deutsch. geol. Ges.,* 77 (1925) : 88-133, Taf. III.

SCHMIDT, H. (1925) : Die carbonischen Goniatiten Deutschlands. *Jahrb. Preuss. geol. Landesanstalt, XLV :* 489-609, Tafn 19-26.

SEDGWICK, A. & MURCHISON, R. (1842) : On the classification of the older rocks of Devon and Cornwall. *Proc. Geol. Soc. London, 3* : 121-123.

STREEL, M. (1966) : Critères palynologiques pour une stratigraphie détaillée du Tn1a dans les bassins ardenno-rhénans. *Ann. Soc. géol. Belg., 89*, 3 : 65-96, pls. 1-2.

STREEL, M. (1968) : Associations de spores des stratotypes du Famennien, du Strunien et du Tournaisien dans les bassins ardenno-rhénans (Note préliminaire). *Rev. Palaeobot. Palynol., 5 :* 63-74.

STREEL, M. (1969) : Corrélations palynologiques entre les sédiments de transition Dévonien/Dinantien dans les bassins ardenno-rhénans. *C.R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, 1 :* 3-18.

SULLIVAN, H. J. (1964) : Miospores from the Lower Limestone Shales (Tournaisian) of the Forest of Dean, Gloucestershire. *C.R. 5e Congrès Carbonifère, Paris 1963, III* : 1249-1259, pls. 1-2.

WRAY, J. L. (1964) : Paleozoic Palynomorphs from Libya. *In* : A. T. Cross (Editor) *Palynology in Oil Exploration — Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ., 11* : 90-96, pl. 1.

Corrélations biostratigraphiques près de la limite Dévonien/Carbonifère entre les faciès littoraux ardennais et les faciès bathyaux rhénans

E. PAPROTH [1] & M. STREEL [2]

Avec 2 figures dans le texte et planches 24-26.

RESUME.

Une étude comparée des assemblages de spores isolés dans les synclinoriums de Dinant et de Namur, dans l'Anticlinal de Velbert et dans la région de l'Hönnetal permet la définition de plusieurs florizones successives dont la zonation est parallèle à la zonation basée sur la biométrie d'*Hymenozonotriletes lepidophytus*.

L'abondance des spores, très localisée dans la région de l'Hönnetal, la distribution des florizones et des zones biométriques, celle des mégafossiles et de la lithologie permettent de conclure que les schistes de Hangenberg ont été constitués par un apport exceptionnel de type turbidite.

Les schistes de Hangenberg à Oberrödinghausen contiennent un mélange des associations de spores qui sont connues dans les couches de Comblain-au-Pont (Tn1a) et de celles qui représentent, dans le temps, la partie inférieure du Calcaire d'Hastière (Tn1b), mais qui n'ont pas encore été trouvées dans le Synclinorium de Dinant. Par comparaison avec les faunes de Céphalopodes et de Conodontes trouvées de part et d'autre du Rhin, il est vraisemblable d'admettre que deux lacunes stratigraphiques encadrent les schistes de Hangenberg à Oberrödinghausen.

ABSTRACT.

The spore successions of Upper Famennian and Lower Tournaisian (Fa2c-Tn1b) and the lower Hangenberg-Schichten (upper to VI) have been grouped into Streel's florizones GM, VU, PL and TE which allow further subdivision. Parallel to this zonation Streel previously recognized zones C to F, based on the

1 Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, De-Greiff-Strasse 195, Krefeld, B. R. Deutschland.

2 Laboratoire de Paléontologie végétale, Université de Liège, Place du Vingt-Août 7, Liège, Belgique.

biometric distinction between forms of the species *Hymenozonotriletes lepidophytus*. Streel postulated that these biometrically recognizable changes in *H. lepidophytus* might well have stratigraphic value within the limits of a basin, and this hypothesis has now been proved correct for the area of the Ardennes and the Rhenish Schiefergebirge.

Practically all the samples obtained from the shelf area west of the Rhine and in the Carboniferous Limestone (Kohlenkalk) of Velbert contained spores, and it was also found that spores were most common and best preserved in the vicinity of the contemporary coastline. Within the basin, i.e. in most of the area east of the Rhine, spores proved to be rare or absent. Only the samples taken from the Lower Hangenberg-Schichten in the railway cutting at Oberrödinghausen and near Oese, Apricke and Stockum have yielded well preserved spores in large numbers. Also the Dill Syncline has yielded spores from the Hangenberg-Schichten but this occurrence has not yet been studied.

The abundance of spores in the northern Rhenish Schiefergebirge, the distribution of florizones and of the biometric zones, and the megafossils as well as the lithology have allowed the conclusion that the material of these beds has been brought in with unusual turbidites which also transported the *ca.* 150 m of Lower Hangenberg-Schichten of the Seiler near Iserlohn, i.e. the Seiler Conglomerate (compare Koch, Leuteritz & Ziegler). These currents brought usually coarse-grained and immature material from the shelf into the basin. It seems likely that this material was derived from deposits formed originally near the coast and that it was transported without further alteration (in contrast to the reworked material of the older turbidites of Upper Devonian age).

The Lower Hangenberg-Schichten in the railway cutting of Oberrödinghausen (Hangenberg-Schiefer) contain a mixture of spore associations which occur in proper sequence in the Comblain-au-Pont beds (Etroeungt, Tn1a), and of those which probably represent in time the lower part of the Hastière Limestone (Tn1b) but which have not yet been found in the Synclinorium of Dinant. These spore associations are partly older than the horizon represented by *Cymaclymenia euryomphala* which occurs in the basal part of the Hangenberg-Schichten of Oberrödinghausen. Consequently, the coarsely clastic and mud-bearing currents which provided the material deposited at the Seiler, eroded and transported shelf sediments formed immediately beforehand. The concentration of course material at the Seiler and its considerable thickness may be explained by a possible damming of this material of northerly derivation against the north-eastern flank of the large Balve Swell.

The section at Spitzer Kahlenberg near Stockum, in that part which also yielded Imitoceratids (Weyer 1965) and a *Protognathodus* fauna (Ziegler 1969), contains spores which are younger than those obtained from the highest part of the Hangenberg-Schichten at Oberrödinghausen.

In the railway cutting at Oberrödinghausen there may thus be two stratigraphic gaps :

1 — Between the upper *Wocklumeria* Limestone and the lowermost Hangenberg-Schiefer a part of Tn1a may be missing.

Spathogn. costatus zone disappears at the lower boundary of the Hangenberg-Schiefer. It also disappears in the basal part of the Comblain-au-Pont beds in the Ourthe valley (lower part of Tn1a and older). In the Hangenberg-Schiefer there are spores which are younger than the ones found to be widespread in the uppermost Tn1a of the Synclinorium of Dinant. A stratigraphic gap is also indicated by the distribution of *Cymaclymenia euryomphala* which occurs in the earliest Hangenberg-Schiefer of Oberrödinghausen and in the uppermost Tn1a of Ratingen and of the Avesnois where, however, it is extremely rare.

2 — In the highest part of the Hangenberg-Schiefer, near or at the boundary with the *Gattendorfia* Limestone, the uppermost Tn1a and/or basal Tn1b may be missing.

The youngest spores of the Hangenberg-Schiefer of Oberrödinghausen are older than the spore associations from those parts of the Hangenberg Schichten of Stockum which — a) contain an *Imitoceras* fauna which is a little older than the oldest fauna from the *Gattendorfia* Limestone at Oberrödinghausen and — b) contain a conodont fauna which is also a little older than the *Siphonodella sulcata — Protognathodus kockeli* Zone of the lowest *Gattendorfia* Limestone of Oberrödinghausen.

The stated characteristics of the sequence of beds from the highest *Wocklumeria* Limestone below the Hangenberg-Schiefer to the lowermost *Gattendorfia* Limestone of Oberrödinghausen make it very unlikely that continuous sedimentation took place. The material of the Hangenberg-Schiefer of this locality may represent the lightly suspended fraction which was the only part of the Seiler turbidites capable of being deposited on the Balve Swell and which interrupted a pause in the sedimentation extending in time from Tn1a to early Tn1b. Strongly condensed sediments and considerably larger stratigraphic gaps are known from a number of other deep swells of the Variscan Basin during Famennian and Lower Carboniferous times.

ZUSAMMENFASSUNG.

Die Sporen-Folgen des Ober-Famenniums und Unter-Tournaisiums (Fa2c-Tn1b) und der Unteren Hangenberg-Schichten (oberes toVI) sind nach den vorkommenden Gesellschaften in Florenzonen, Streels « florizones » GM, VU, PL und TE gegliedert worden, die noch unterteilt werden. Die parallel zu dieser Gliederung ebenfalls früher von Streel aufgestellte Unterteilung in die « Zonen » C-F beruht auf der biometrischen Unterscheidung von Formen der Art *Hymenozonotriletes lepidophytus*. Die von Streel ursprünglich als hypothetisch bezeichnete Möglichkeit, dass die biometrisch festgestellen Veränderungen von *H. lepidophytus* innerhalb eines begrenzten Ablagerungsraumes stratigraphischen Wert haben könnten, hat sich in den Ardennen und im Rheinischen Schiefergebirge bestätigt und kann in diesem Raum als gesichert gelten.

Fast alle Proben, die im Schelf-Gebiet (linksrheinische Vorkommen und Kohlenkalk von Velbert) genommen wurden, führen Sporen und zwar sind die Sporen um so häufiger und besser erhalten, je näher an der Küste sie

abgelagert worden sind. Im Becken (größter Teil des rechts-rheinischen Schiefergebirges) sind Sporen gewöhnlich extrem selten oder fehlen. Nur die Proben aus den Unteren Hangenberg-Schichten im Eisenbahneinschnitt Oberrödinghausen, bei Oese, bei Apricke und bei Stockum enthalten Sporen und zwar in sehr grossen Mengen und in guter Erhaltung. Auch in der Dill-Mulde sind Sporen, die noch näher untersucht werden müssen, in Hangenberg-Schichten nachgewiesen.

Der Sporen-Reichtum der Vorkommen im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge, die Verteilung der Florenzonen und der biometrischen Zonen, die Megafossilien und die Lithologie legen den Schluss nahe, dass das Material dieser Schichten mit ungewöhnlichen Turbiditen gekommen ist, die auch die etwa 150 m mächtigen Unteren Hangenberg-Schichten von der Seiler bei Iserlohn, das Seiler Konglomerat, transportiert haben (vgl. Koch, Leuteritz & Ziegler). Diese Ströme haben ungewöhnlich grobkörniges und frisches Material vom Schelf in das Becken gebracht. Es liegt nahe zu vermuten, dass dies Material von einem nahe an der Küste gelegenen, ursprünglichen Ablagerungsort aufgebrochen und ohne weitere Aufarbeitung (im Gegensatz zum aufgearbeiteten Material der älteren Oberdevon-Turbidite!) in das Becken geflossen ist.

Die Unteren Hangenberg-Schichten im Eisenbahneinschnitt Oberrödinghausen (Hangenberg-Schiefer) enthalten ein Gemisch der Sporen-Gesellschaften, die, auf einander folgend, in den Schichten von Comblain-au-Pont und von Etroeungt (Tn1a) vorkommen und der Sporen-Gesellschaften, die wahrscheinlich ebenso alt sind wie der untere Teil des Kalkes von Hastière (Tn1b), die aber im Synklinorium von Dinant bisher noch nicht bekannt sind. Diese Sporen-Gesellschaften sind z.T. älter als *Cymaclymenia euryomphala,* die im untersten Teil der Hangenberg-Schiefer in Oberrödinghausen liegt. Von den Schutt- und Schlamm-Strömen, die das Material an der Seiler geliefert haben, sind also ältere, gerade auf dem Schelf abgelagerte Sedimente mitgerissen worden. Die Konzentration des groben Materials an der Seiler und seine grosse Mächtigkeit könnten durch den Stau dieser aus nördlichen Richtungen kommenden Ströme an der Nord-Seite der grossen Balver Schwelle erklärt werden.

Das Profil am Spitzen Kahlenberg bei Stockum enthält in dem Teil, aus dem auch die Imitoceraten (Weyer 1965) und die *Protognathodus*-Fauna (Ziegler 1969) stammen, jüngere Sporen als die jüngsten Teile des Hangenberg-Schiefers von Oberrödinghausen.

Im Eisenbahneinschnitt Oberrödinghausen dürften also zwei Schichtlücken auftreten:

1 — Zwischen dem obersten *Wocklumeria*-Kalk und den untersten Hangenberg-Schiefern dürfte ein Teil des Tn1a fehlen.

Spathogn. costatus zone verschwindet an der Untergrenze der Hangenberg-Schiefer. Er verschwindet im untersten Teil der Schichten von Comblain-au-Pont im Ourthe-Tal (=unterer Teil des Tn1a und älteres). In den Hangenberg-Schiefern treten Sporen auf, die jünger sind als diejenigen, die im obersten Teil des Tn1a im Synklinorium von Dinant verbreitet sind.

Für diese Lücke spricht auch das Auftreten von *Cymaclymenia euryomphala:* sie liegt im ältesten Hangenberg-Schiefer von Oberrödinghausen und im obersten Tn1a von Ratingen und dem Avesnois, wo sie allerdings ausserordentlich selten ist.

2 — Im obersten Teil der Hangenberg-Schiefer, nahe oder an der Grenze zum *Gattendorfia*-Kalk dürfte der oberste Teil des Tn1a und/oder ein tieferer Teil des Tn1b fehlen.

Die jüngsten Sporen der Hangenberg-Schiefer von Oberrödinghausen sind älter als die Sporen-Gesellschaften aus denjenigen Serien der Hangenberg-Schichten von Stockum, die a) eine *Imitoceras*-Fauna enthalten, die etwas älter als die älteste Fauna aus dem *Gattendorfia*-Kalk von Oberrödinghausen ist und b) eine Conodonten-Fauna enthalten, die ebenfalls ein wenig älter als die Conodonten der *Siphonodella sulcata-Protognathodus kockeli-Zone* des untersten *Gattendorfia*-Kalkes von Oberrödinghausen ist.

Die aufgezählten Merkmale der Schichtenfolge vom obersten *Wocklumeria*-Kalk über die Hangenberg-Schiefer zum untersten *Gattendorfia*-Kalk von Oberrödinghausen machen eine mehr oder minder kontinuierliche Sedimentation außerordentlich unwahrscheinlich. Das Material der Hangenberg-Schiefer dieser Lokalität dürfte als leichte Trübe der Seiler Schlamm-Ströme, die allein diesen höher auf der grossen Balver Schwelle gelegenen Ablagerungsort erreichen konnte, eine Sedimentationspause unterbrochen haben, die vom Tn1a bis in das tiefere Tn1b reichte. Starke Sediment-Kondensation und sehr viel grössere Schicht-Lücken sind von zahlreichen anderen Tief-Schwellen des variszischen Beckens aus dem Famenne und dem tieferen Teil des Unterkarbons bekannt.

I. INTRODUCTION

Les corrélations biostratigraphiques près de la limite Dévonien/Carbonifère qui sont envisagées dans ce travail, sont établies à partir de l'étude des Céphalopodes, des Conodontes et des Spores. En effet, ce sont là les seuls groupes fossiles actuellement étudiés à la fois dans les faciès littoraux qui prédominent en Belgique ainsi que dans le nord de la France et dans les faciès bathyaux de la région située à l'est du Rhin, en Allemagne. L'importance respective des Foraminifères, des Ostracodes ou d'autres groupes fossiles, notamment pour les corrélations stratigraphiques avec d'autres régions comme la plate-forme russe, est évidemment considérable et nous indiquerons la position de ces fossiles dans les diverses coupes de terrain que nous serons amenés à considérer. Cependant, les coupes ont été choisies ici, avant tout, en fonction de leur intérêt pour la biostratigraphie des trois groupes fossiles cités en premier lieu.

Dans cette publication, E. Paproth explique la stratigraphie à l'aide de la mégafaune dans la région à l'est du Rhin ; M. Streel a étudié les spores et a proposé la biostratigraphie qui les concerne.

II. LES PROFILS ET LEURS FOSSILES

1) Avesnelles

L'affleurement « Avesnelles » se situe dans la tranchée du chemin de fer de Fourmies à Avesnes (France) immédiatement de part et d'autre du pont d'Avesnelles et entre ce pont et le passage à niveau de l'Epinette.

Conil & Lys (*in* Conil 1964) ont décrit la lithologie de cette coupe avec le plus de précisions (1). L'étude récente de la faune à Foraminifères par Conil & Lys (1970) est la seule où les faunes soient figurées. Nous utiliserons leur système de référence constitué par les lettres f à v.

De haut en bas affleurent :

(v) Le calcaire noir d'Avesnelles

(q-u) Le calcaire d'Etroeungt *Sensu Lato* (Conil 1964)

(f-p) Les schistes de Sains (pars) comprenant, dans leur partie supérieure (i-p) les schistes de l'Epinette (Conil & Lys 1967).

L'affleurement « Avesnelles » a été désigné par Conil, Pirlet & Lys (1967) et par Mamet (1968) comme parastratotype et standard de référence lithostratigraphique et biostratigraphique des couches de passage Dévonien/Carbonifère pour la région-type franco-belge. Ces propositions ont été faites par ces auteurs, respectivement aux congrès du Carbonifère à Sheffield et du Dévonien à Calgary, tous les deux en 1967.

Nous attirons l'attention sur le désaccord intervenu entre ces auteurs et Conil & Lys (1970) quant au niveau d'apparition précis des Foraminifères-guides *Quasiendothyra kobeitusana* et *Quasiendothyra communis communis*.

Le contact entre le sommet du calcaire d'Etrœungt et la base du calcaire noir d'Avesnelles est abrupt dans toute la région de l'Avesnois.

(1) Aucun point de repère topographique n'étant fourni par Bourdon, Fediaevsky & Maurin 1968, figure 1, il n'est pas possible de comparer leur coupe AC1 avec la coupe-type de Gosselet (1888).

A Sémeries (Delépine 1929), le sommet du calcaire d'Etrœungt contient *Cymaclymenia euryomphala* dans l'équivalent lithostratigraphique du terme u. A St-Hilaire (Austin & Rhodes 1970), la base du calcaire noir d'Avesnelles contient *Protognathodus kockeli* dans l'équivalent lithostratigraphique du terme v. Il est clair par conséquent que la limite Dévonien/Carbonifère *sensu* Heerlen 1935, telle qu'elle est définie à Oberrödinghausen (voir cette coupe) se place approximativement à la base du calcaire noir d'Avesnelles et non à son sommet comme l'indique B. Mamet (1968, fig. 2).

L'affleurement « Avesnelles » contient les assemblages de spores suivants, de haut en bas :

Avesnelles u (florizone Pls1).

Retusotriletes incohatus, Retusotriletes punctatus, Apiculiretusispora plicata, Retusotriletes planus, Verrucosisporites nitidus, Grandispora echinata, Hymenozonotriletes microsetus, Spinozonotriletes cf. *uncatus, Spinozonotriletes* cf. *tenuispinus, Raistrickia ampullacea, Raistrickia variabilis, Hymenozonotriletes lepidophytus, Cristatisporites echinatus, Knoxisporites hederatus, Vallatisporites pusillites, Endosporites* cf. *minutus, Auroraspora macra, Perotrilites* cf. *perinatus, Hymenozonotriletes versabilis.*

Avesnelles p (florizone Plm)

même assemblage que Avesnelles i-l, plus :
Pustulatisporites gibberosus
Raistrickia ampullacea
Knoxisporites cf. *hederatus.*

Avesnelles i-l (florizone Pli)

Retusotriletes incohatus, Retusotriletes punctatus, Apiculiretusispora plicata, Retusotriletes planus, Hymenozonotriletes microsetus, Spinozonotriletes cf. *uncatus, Raistrickia variabilis, Hymenozonotriletes lepidophytus, Knoxisporites* cf. *pristinus, Lophozonotriletes rarituberculatus, Vallatisporites pusillites, Endosporites* gr. *minutus, Auroraspora macra, Auroraspora solisortus,* cf. *Diaphanospora perplexa, Perotrilites* cf. *perinatus, Hymenozonotriletes versabilis.*

Avesnelles e-h (florizone VUs)

Retusotriletes incohatus, Retusotriletes punctatus, Apiculiretusispora plicata, Pulvinispora depressa, Retusotriletes planus, Archaeozonotriletes famenensis, Hymenozonotriletes microsetus, Spinozonotriletes cf. *uncatus, Spinozonotriletes* cf. *tenuispinus, Hystricosporites* cf. *obscurus, Raistrickia variabilis, Lophozonotriletes lebedianensis, Endosporites* gr. *minutus, Auroraspora macra, Auroraspora solisortus,* cf. *Diaphanospora perplexa, Perotrilites* cf. *perinatus, Hymenozonotriletes famenensis, Hymenozonotriletes versabilis.*

Hymenozonotriletes lepidophytus est abondant dans le seul terme u : à ce niveau, les tailles de la population de cette espèce (Streel 1966) correspondent à la zone E.

2) **Etrœungt**

Coupe de référence classique (Gosselet 1888) du Calcaire d'Etroeungt dans la carrière du Parcq, à 1 km à l'Est du village d'Etroeungt (France). La description lithologique la plus précise de cette coupe est donnée par Sartenaer & Mamet 1964, fig. 3.

Deux assemblages de spores sont décrits ci-dessous, de haut en bas :

Etroeungt 3-4 (florizone Pls1) provenant des schistes épais qui surmontent le banc à auge (quatrième terme partie supérieure ; Gosselet 1888) :

Retusotriletes incohatus, Retusotriletes punctatus, Retusotriletes planus, Grandispora echinata, Spinozonotriletes cf. *uncatus, Raistrickia variabilis, Hymenozonotriletes lepidophytus, Cristatisporites echinatus, Lophozonotriletes rarituberculatus, Vallatisporites pusillites, Endosporites* gr. *minutus, Perotrilites* cf. *perinatus, Hymenozonotriletes versabilis.*

Etrœungt 5-1 (florizone Plm) provenant des laies de schistes prélevés à la base du profil figuré par Sartenaer & Mamet 1964, fig. 3 (base du terme a de Conil 1964, pl. I) et à la base du gros banc de dessus (base du 4e terme ; Gosselet 1888) :

Retusotriletes incohatus, Retusotriletes punctatus, Retusotriletes verrucosus, Apiculiretusispora plicata, Retusotriletes planus, Hymenozonotriletes microsetus, Spinozonotriletes cf. *uncatus, Spinozonotriletes* cf. *tenuispinus, Pustulatisporites gibberosus, Raistrickia variabilis, Hymenozonotriletes lepidophytus, Knoxisporites pristinus, Knoxisporites* gr. *hederatus, Vallatisporites pusillites, Endosporites* gr. *minutus, Auroraspora macra,* cf. *Diaphanospora perplexa, Perotrilites* cf. *perinatus, Hymenozonotriletes famenensis, Hymenozonotriletes versabilis.*

Seuls les assemblages 5-1 contiennent *H. lepidophytus* en nombre suffisant pour déterminer que la zone biométrique à laquelle ils appartiennent est la zone E. Cependant, ces assemblages sont triés, contenant seulement de petits spécimens des autres espèces. La valeur stratigraphique de cette détermination nous paraît, par conséquent, douteuse.

3) **Yvoir-Tunnel**

Coupe, décrite et figurée par Conil (1964, 1968), située dans un tunnel creusé à l'extrémité Ouest d'une ancienne carrière près du château Dapsens, à Yvoir (Belgique). Cette coupe présente un faciès surtout schisteux des schistes et calcaires d'Hastière dont le stratotype est, par ailleurs, relativement proche (10 km au Sud d'Yvoir).

L'équivalent chronostratigraphique du Tn1b (tel qu'il est défini à Hastière et à Anseremme, Conil 1964) est repéré dans la coupe d'Yvoir-tunnel par Conil (1968) sur la base de brusques modifications sédimentologiques et de corrélations rythmiques. Les recherches per-

mettant de définir avec toute la précision souhaitée les limites Tn1a/Tn1b/Tn2a dans la région-type d'Hastière-Anseremme sont toujours en cours.

C'est pourquoi, nous utiliserons avec réserve ci-dessous cette terminologie et les subdivisions α, β, γ du Tn1b pour situer nos échantillons sur la coupe figurée par Conil (1968).

La coupe contient les assemblages de spores suivants, de haut en bas :

Yvoir-tunnel, base du « Tn2a » (cénozone TE)

Punctatisporites irrasus, Retusotriletes incohatus, Baculatisporites fusticulus, Retusotriletes planus, Verrucosisporites nitidus, Archaeozonotriletes gracilis, Hymenozonotriletes microsetus, Hymenozonotriletes explanatus, Endosporites gr. *minutus, Auroraspora macra, Hymenozonotriletes versabilis.*

Yvoir-tunnel 52-58, schistes de part et d'autre du banc calcaire « Tn1bβ » (florizone TE)

Retusotriletes incohatus, Retusotriletes punctatus, Apiculiretusispora plicata, Retusotriletes planus, Verrucosisporites nitidus, Spinozonotriletes cf. *uncatus, Spinozonotriletes* cf. *tenuispinus, Raistrickia macrurus, Dictyotriletes trivialis, Lophozonotriletes rarituberculatus, Endosporites* gr. *minutus, Auroraspora macra, Perotrilites* cf. *perinatus.*

Yvoir-tunnel 48-50, schistes du « Tn1bα » (florizone ?Pls)

Retusotriletes incohatus, Retusotriletes punctatus, Verrucosisporites nitidus, Archaeozonotriletes gracilis, ??Hymenozonotriletes lepidophytus, Lophozonotriletes rarituberculatus, Endosporites gr. *minutus.*

Yvoir-tunnel 41, schistes à la base du « Tn1bα » (florizone Pls1)

Retusotriletes incohatus, Retusotriletes punctatus, Retusotriletes verrucosus, Verrucosisporites nitidus, Grandispora echinata, Hymenozonotriletes microsetus, Spinozonotriletes cf. *uncatus, Spinozonotriletes* cf. *tenuispinus, Raistrickia variabilis, Hymenozonotriletes lepidophytus, Knoxisporites* cf. *hederatus, Lophozonotriletes rarituberculatus, Endosporites* gr. *minutus, Auroraspora macra,* cf. *Diaphanospora perplexa, Perotrilites* cf. *perinatus.*

Yvoir-tunnel 4, schistes du « Tn1a » (florizone Plm)

Retusotriletes incohatus, Retusotriletes punctatus, Apiculiretusispora plicata, Retusotriletes planus, Grandispora echinata, Archaeozonotriletes gracilis, Spinozonotriletes cf. *uncatus, Spinozonotriletes* cf. *tenuispinus, Hystricosporites* sp. aff. *H. multifurcatus, Raistrickia ampullacea, Raistrickia variabilis, Hymenozonotriletes lepidophytus, Vallatisporites pusillites, Endosporites* gr. *minutus, Auroraspora macra, Auroraspora solisortus,* cf. *Diaphanospora perplexa, Perotrilites* cf. *perinatus, Hymenozonotriletes versabilis.*

Hymenozonotriletes lepidophytus est abondant dans les échantillons 41 et 4 où les tailles de la population de cette espèce correspondent respectivement aux zones F et D.

4 et 5) **Ourthe : Chanxhe et Rivage-gare**

Deux coupes classiques complémentaires dans la vallée de l'Ourthe (Belgique), redécrites et figurées par Conil (1964, Pl. V à IX), dont nous utilisons ci-dessous la numérotation des bancs. La terminologie Fm2b/Tn1a/Tn1b et la position respective de ces limites sur ces planches V à IX de Conil (1964) ont été modifiées ultérieurement (Conil 1968 ; Bouckaert, Streel & Thorez 1968, 1970). Les remarques faites au sujet des limites Tn1a/Tn1bα, β, γ/Tn2a à Yvoir sont applicables aussi aux coupes de l'Ourthe.

4) L'affleurement de *Rivage-gare* comprend la coupe de référence de l'assise de Comblain-au-Pont (Mourlon 1875) que Conil (1964, p. 47-49) situe approximativement entre les bancs 108 et 150. Cette coupe est aussi le support lithologique du Fa2d défini par Bouckaert, Streel & Thorez (1968) et qui correspond aux bancs 96 (apparition de *H. lepidophytus)* à 114 (sous l'apparition de *Quasiendothyra kobeitusana).* La coupe contient les assemblages de spores suivants, de haut en bas :

Rivage-gare 159-161 (florizone PLs1)

Retusotriletes incohatus, Retusotriletes punctatus, Retusotriletes verrucosus, Baculatisporites fusticulus, Apiculiretusispora plicata, Retusotriletes planus, Acanthotriletes hacquebardii, Grandispora echinata, Spinozonotriletes cf. *tenuispinus, Pustulatisporites gibberosus, Hystricosporites* sp. aff. *H. multifurcatus, Raistrickia ampullacea, Raistrickia macrurus, Raistrickia variabilis, Hymenozonotriletes lepidophytus, Cristatisporites echinatus, Lophozonotriletes rarituberculatus, Vallatisporites pusillites, Endosporites* gr. *minutus, Auroraspora macra, Perotrilites* cf. *perinatus, Hymenozonotriletes famenensis, Hymenozonotriletes versabilis.*

Rivage-gare 131 (florizone PLm)

Retusotriletes incohatus, Retusotriletes punctatus, Retusotriletes verrucosus, Apiculiretusispora plicata, Retusotriletes planus, Hystricosporites sp. aff. *H. multifurcatus, Hymenozonotriletes lepidophytus, Lophozonotriletes lebedianensis, Vallatisporites pusillites, Hymenozonotriletes acanthyrugosus, Endosporites* gr. *minutus, Auroraspora macra, Perotrilites* cf. *perinatus.*

Rivage-gare 96 (florizone PLi)

Retusotriletes incohatus, Retusotriletes punctatus, Apiculiretusispora plicata, Retusotriletes planus, Raistrickia variabilis, Hymenozonotriletes lepidophytus, Vallatisporites pusillites, Endosporites gr. *minutus, Auroraspora solisortus, Perotrilites* cf. *perinatus, Hymenozonotriletes versabilis.*

Dans la coupe de *Chanxhe,* le niveau 111 (équivalant au niveau 108 de Rivage-gare) contient *Spathognathodus costatus ultimus,* caractéristique de la zone à conodontes *costatus* moyenne et supérieure (toVI - *Wocklumeria Kalk* - dans la coupe d'Oberrödinghausen). D'autre part, c'est dans la coupe de Chanxhe que les populations d'*Hymenozonotri-*

letes lepidophytus ont été étudiées particulièrement sous l'angle de leur biométrie : les histogrammes de fréquence de taille de cette espèce aux niveaux 112 et 129 servent de référence à la définition des limites C/D/E (voir Streel 1966, hors-texte 1 et 1968, fig. 1 : niv. 12 et 8).

Chanxhe 116-129 (florizone PLm)

Retusotriletes incohatus, Retusotriletes punctatus, Apiculiretusispora plicata, Retusotriletes planus, Spinozonotriletes cf. *uncatus, Spinozonotriletes* cf. *tenuispinus, Hystricosporites* sp. aff. *H. multifurcatus, Raistrickia ampullacea, Hymenozonotriletes lepidophytus, Vallatisporites pusillites, Endosporites* gr. *minutus, Auroraspora macra, Perotrilites* cf. *perinatus, Hymenozonotriletes famenensis, Hymenozonotriletes versabilis.*

Chanxhe 101-114 (florizone PLi)

Retusotriletes incohatus, Retusotriletes punctatus, Apiculiretusispora plicata, Pulvinispora depressa, Retusotriletes planus, Acanthotriletes hacquebardii, Hymenozonotriletes microsetus, Spinozonotriletes cf. *uncatus, Spinozonotriletes* cf. *tenuispinus, Dibolisporites echinaceus, Raistrickia variabilis, Hymenozonotriletes lepidophytus, Vallatisporites pusillites, Endosporites* gr. *minutus, Auroraspora macra, Auroraspora solisortus* cf. *Diaphanospora perplexa, Perotrilites* cf. *perinatus, Hymenozonotriletes famenensis, Hymenozonotriletes versabilis.*

Chanxhe 70 (florizone VUs)

Retusotriletes incohatus, Retusotriletes punctatus, Apiculiretusispora plicata, Pulvinispora depressa, Retusotriletes planus, Archaeozonotriletes famenensis, Spinozonotriletes cf. *tenuispinus, Hystricosporites* cf. *obscurus, Raistrickia variabilis, Hymenozonotriletes* aff. *H. archaelepidophytus, Knoxisporites pristinus, Lophozonotriletes lebedianensis, Tumulispora ordinaria, Endosporites* gr. *minutus, Auroraspora macra, Auroraspora solisortus,* cf. *Diaphanospora perplexa, Perotrilites* cf. *perinatus, Hymenozonotriletes versabilis.*

6) **Ratingen**

Cet affleurement classique (Paul 1937, 1939 ; Böger 1962) dans l'Anticlinal de Velbert, environ 10 km à l'est du Rhin se trouve dans le parc « Blauer See » (feuille Kettwig, en 1 : 25.000, r. 60.000 h. 86160). Les couches affleurent le long du chemin de l'entrée au théâtre de plein air. Une coupe détaillée sous la dénomination « Cromford » est publiée par Conil & Paproth (1968) reprenant la numérotation des bancs de Paul (1939) et décrivant la position des faunes à Céphalopodes et Foraminifères. Nous utilisons aussi cette numérotation.

Böger (1962, p. 139) a trouvé dans les 5-6 m. supérieurs des couches 24 + 25 (le « calcaire à Ostracodes », banc 6 de Böger), des Conodontes peu abondants, *Siphonodella lobata* et *Polygnathus inornata,* qui indi-

quent, d'après Böger, à peu près le toit des couches à *Gattendorfia*. La position exacte de *Cymaclymenia euryomphala* dans le profil n'est pas connue, parce que les affleurements y sont incomplets.

On peut trouver ce fossile à présent dans un grès brunâtre, altéré, qui à l'origine a eu certainement un certain contenu en calcaire. Cette succession gréseuse se trouve à la place des couches 22+23 (« j » de Conil 1964, p. 62), en-dessous du calcaire à Ostracodes dont le toit appartient à la partie supérieure des couches à *Gattendorfia*, et au dessus de la succession calcareuse 21. Paul (1939 p. 656) qui a donné des détails très précis, indique *Cymaclymenia euryomphala* aussi un peu plus bas, dans les 7,20 m de base de la succession 21 (« i » de Conil 1964, p. 61). Les deux couches à *C. euryomphala* appartiennent à la partie la plus ancienne du Tn1b (à *Quasiendothyra communis, Quasiendothyra kobeitusana* et *Cryptophyllus)* ; en étudiant les coraux de la couche 21 récoltés par Paul et Schindewolf, M. Weyer a trouvé des formes dites typiques du Tn1a.

Une faune à *Kosmoclymenia* sp. correspondant à la biozone to VI a été trouvée par Paul (1939, pp. 663, 698) dans une coupe voisine qui est complètement détruite (vieille carrière à l'ouest de Klein-Steinkothen). Le banc à *Kosmoclymenia* doit être l'équivalent latéral du banc 15 de Ratingen.

La coupe contient les assemblages de spores suivants, de haut en bas :

Ratingen 17-19 (florizone PLs1)

Retusotriletes incohatus, Retusotriletes punctatus, Apiculiretusispora plicata, Retusotriletes planus, Grandispora echinata, Spinozonotriletes cf. *uncatus, Spinozonotriletes* cf. *uncatus, Spinozonotriletes* cf. *tenuispinus, Pustulatisporites gibberosus, Hymenozonotriletes lepidophytus, Knoxisporites* cf. *hederatus, Lophozonotriletes rarituberculatus, Tumulispora ordinaria, Vallatisporites pusillites, Endosporites* gr. *minutus, Auroraspora macra, Perotrilites* cf. *perinatus, Hymenozonotriletes famenensis, Hymenozonotriletes versabilis.*

Ratingen 3 (florizone PLi ?)

Retusotriletes incohatus, Retusotriletes punctatus, Retusotriletes planus, Hymenozonotriletes lepidophytus, Vallatisporites pusillites, Endosporites gr. *minutus, Auroraspora solisortus, Perotrilites* cf. *perinatus, Hymenozonotriletes famenensis, Hymenozonotriletes versabilis.*

Chacun de ces assemblages contient *H. lepidophytus* en grand nombre. Les échantillons 17-19 correspondent aux zones E et F, les échantillons 3 à la zone D. L'ensemble des spores sont représentées cependant par des spécimens très petits et par suite, la signification stratigraphique de ces zones basées sur la biométrie nous paraît sujette à caution.

TABLEAU 1.

CEPHALOPODES			CONODONTES	
? cuIIα			Zone à *Siphonodella crenulata*	
Gattendorfia Stufe cuI	Zone à *Gattendorfia crassa*	Subzone à *Imitoceras patens* (45 cm puissance)	Zone à *Siphonodella triangula triangula*	
		Subzone à *Pseudarietites westfalicus* (35 cm puissance)	Zone à *Siphonodella duplicata-triangula-inaequalis*	
	Zone à *Gattendorfia subinvoluta*	Subzone à *Pseudarietites dorsoplanus* (30 cm puissance)		
		Subzone à *Imitoceras acutum* (40 cm puissance)	Zone à *Siphonodella sulcata-Protognath. kockeli*	
Wocklumeria Kalloclymenia Stufe (*Wocklumeria*-Stufe) toVI	Zone à *Parawocklumeria paradoxa*	Zone à *Wocklumeria sphaeroides* (680 cm puissance)	« Faune » à *Protognathodus*	
		Zone à *Kamptoclymenia endogona* (110 cm puissance)	Zone à *Spathognathodus*	*Sp. cost. ultimus*
	Zone à *Kalloclymenia subarmata* et *Kalloclymenia brevispina* (200 cm puissance)			
Clymenia-Stufe toV			*costatus costatus*	

7) **Oberrödinghausen**

L'affleurement « Oberrödinghausen » se trouve dans la tranchée du chemin de fer de Menden à Balve, environ 450 m au Sud de la station Oberrödinghausen, sur le versant occidental de la vallée de la Hönne (feuille Balve, en 1 : 25000, r. 19400, h. 96100). De haut en bas, y affleurent :

— Liegende Alaunschiefer,
— Obere Hangenberg-Schichten (Hangenberg-Kalk ou *Gattendorfia* Kalk),
— Untere Hangenberg-Schichten (Hangenberg-Schiefer),
— *Wocklumeria*-Kalk,
— Dasberg-Kalk et la succession plus ancienne du Dévonien supérieur.

La localité a été rendue classique par les études minutieuses des Céphalopodes du *Wocklumeria*-Kalk (Schindewolf 1937) et du *Gattendorfia*-Kalk (Vöhringer 1960). Les Conodontes des deux calcaires noduleux ont été étudiés par Voges (1960) et dans les affleurements proches par Ziegler (1962, p. 140-151). De plus, cette localité a été proposée comme profil de référence par Paeckelmann & Schindewolf (1937, p. 710) au cours de leur motion concernant la définition de la limite entre Devonien et Carbonifère qui a été acceptée par le 2e Congrès de Stratigraphie du Carbonifère à Heerlen (1935) (C.R., vol. 1, pp. 7-8) : la première apparition de l'espèce *Gattendorfia subinvoluta* marquant la base du Carbonifère. A Oberrödinghausen, *Ga. subinvoluta* apparaît à la base du Hangenberg-Kalk. La qualité du profil Oberrödinghausen comme profil de référence officieux lui a assuré, dès 1935, un intérêt tout particulier de la part des stratigraphes. Cet intérêt s'était renforcé par la richesse en fossiles guides des deux séquences de calcaire noduleux, du Hangenberg-Kalk et du *Wocklumeria*-Kalk. Dans les Hangenberg-Schiefer, au contraire, on connaissait seulement *Guerichia venustiformis* qui n'est pas un fossile guide et, dans les 50 cm les plus bas, des *Cymaclymenia euryomphala.* L'absence des fossiles guides dans la succession en dessous du Hangenberg-Kalk et le changement net des sédiments — de calcaire noduleux aux schistes gréseux — ont beaucoup troublé les stratigraphes.

La subdivision biostratigraphique des couches près de la limite dévono-carbonifère de cet affleurement est reprise au tableau 1. Les Hangenberg-Schiefer se situent dans la subzone à *Wocklumeria sphaeroides* de Schindewolf (1937, p. 38). Celle-ci est représentée ici par :

les Hangenberg-Schiefer :

schistes à *Imitoceras* sp., puissance 550 cm,
schistes à *Cymaclymenia euryomphala,* puissance 50 cm,

la partie supérieure (80 cm de puissance) du *Wocklumeria*-Kalk (couches n° 1 à 4 de Schindewolf).

Les nombreux Céphalopodes trouvés récemment dans les Hangenberg-Schiefer sont *Cymaclymenia euryomphala* et *Prionoceras (Imitoceras)* sp. (« *Imitoceras* sp. » dans le texte) (2). Tous les exemplaires de *Cymaclymenia euryomphala* sont aplatis. La suture est visible sur quelques exemplaires. Les *Imitoceras* sont tous incomplets et plus ou moins écrasés, sauf quelques petits exemplaires qui ne sont pas déterminés. La plupart des *Imitoceras* sont des empreintes et des moulages sculptés. Un seul exemplaire trouvé par M. J. Gandl de l'Université de Würzburg, montre la suture sur le flanc (pl. 24, fig. 2). Tous les spécimens plus grands qu'1 cm montrent un ombilic très étroit ; deux spécimens plus petits, dont la région ombilicale est mal conservée, pourraient avoir un ombilic un peu moins étroit que les autres. Les spécimens sont ornementés par des stries fines d'accroissement formant sur les flancs une double courbure légère et passant par la face ventrale droite ou très faiblement convexe vers l'avant. Plusieurs exemplaires, qui sûrement ne sont pas influencés par une déformation significative due à l'écrasement, montrent des sillons nets sur les flancs et sur la face ventrale. Par ces caractères, on peut déterminer les exemplaires comme *Prionoceras (Imitoceras)* sp. La détermination au niveau spécifique n'est pas possible étant donné l'état de conservation des spécimens.

Assemblages de spores des Hangenberg-Schiefer dans l'Hönnetal.

Onze échantillons se succédant à 50 cm d'intervalle l'un de l'autre à partir de la base des Hangenberg-Schiefer à Oberrödinghausen contiennent des spores dont la liste des espèces est donnée ci-dessous :

Florizone PLs2

Punctatisporites irrasus, Retusotriletes incohatus, Retusotriletes punctatus, Baculatisporites fusticulus, Retusotriletes planus, Schopfites cf. *claviger, Verrucosisporites nitidus, Grandispora echinata, Raistrickia corynoges, Corbulispora* cf. *subalveolaris, ? Dictyotriletes* sp. *Hymenozonotriletes lepidophytus, Cristatisporites echinatus, Knoxisporites* cf. *pristinus, Knoxisporites literatus, Lophozonotriletes lebedianensis, Lophozonotriletes rarituberculatus, Tumulispora ordinaria, Vallatisporites pusillites, Hymenozonotriletes* cf. *acanthyrugosus, Endosporites* gr. *minutus, Auroraspora macra,* cf. *Diaphanospora perplexa, Perotrilites* cf. *perinatus, Hymenozonotriletes famenensis.*

Un accroissement significatif des pourcentages relatifs d'*H. lepidophytus* commence à 1,50 m au-dessus de la base des Hangenberg-Schiefer pour atteindre 25 % de l'assemblage à 3 m au-dessus de la

(2) Les spécimens se trouvent dans la collection du Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, sous les numéros de Kar 220-318.

base. Entre 3,50 et 4 m, les assemblages passent de la zone biométrique D à la zone biométrique E. C'est aussi dans cet intervalle que *Vallatisporites pusillites* montre un accroissement sensible de son pourcentage relatif qui passe de valeurs de l'ordre de 5 % à des valeurs supérieures à 20 %. Les échantillons prélevés à 4,5 m et à 5 m contiennent des spores mal conservées (voir fig. 9, pl. 3) ; la taille d'*H. lepidophytus* correspondrait à la zone D. Deux échantillons, prélevés à Oese en face de la station du chemin de fer, respectivement à la base des Hangenberg-Schiefer et 2 m au-dessus de cette base, ainsi que 3 échantillons prélevés à 1 mètre d'intervalle environ dans les Hangenberg-Schiefer exposés dans le thalweg d'un ruisseau à Apricke contiennent des assemblages aux caractéristiques comparables à ceux d'Oberrödinghausen.

8) **Stockum**

L'affleurement de « Stockum » se trouve près du village Stockum, à côté d'un chemin récemment asphalté, au pied sud-ouest du Spitzer Kahlen-Berg (feuille Plettenberg, en 1:25000, r. 30200, h. 84600). Y affleurent plus de 8 m de Hangenberg-Schichten. Ce sont des psammites calcareux alternant avec des schistes gréseux. *Guerichia venustiformis* (Sadykov) se trouve fréquemment dans tout le profil, sauf dans la partie supérieure de la couche 15 où elle manque. Dans la partie supérieure de la couche 3 se trouvent en outre des restes d'autres Lamellibranches et un reste de Céphalopode. Celui-ci ne montre ni suture ni sillon ; son ombilic étroit et sa sculpture le rapprochent des *Imitoceras* de Oberrödinghausen. Nous le nommons « *Prionoceras (Imitoceras)* sp. » (De 319) (3).

A cette localité, à hauteur de la couche 4 environ, comme M. Hermann Schmidt l'a montré à l'occasion d'une visite de la coupe, W. Henke avait trouvé une lentille calcareuse riche en céphalopodes étudiés par H. Schmidt. D'après la révision récente par D. Weyer (1965, p. 293), cette faune contient :

Prionoceras (Imitoceras) substriatum (Münster)
Prionoceras (Imitoceras) intermedium (Schindewolf)
Prionoceras (Imitoceras) carinatum (H. Schmidt)
Prionoceras (Imitoceras) prorsum prorsum (H. Schmidt)

D. Weyer (1965, p. 293 f.) a découvert que ce calcaire contient également des conodontes : *Polygnathus communis communis* Branson & Mehl et *Gnathodus* n. sp. A Collinson, Scott & Rexroad (1962). Weyer en déduit un âge un peu plus ancien que la partie la plus inférieure du *Gattendorfia*-Kalk à Oberrödinghausen.

(3) Numéro de la collection du Geologisches Landesamt, Krefeld.

Cette détermination a été confirmée par une étude plus récente. Ziegler (1969, p. 349) en décrit les Conodontes suivants :

Protognathodus kockeli
P. meischneri
P. collinsoni
Ligonodina
Lonchodina
Hibbardella
Angulodus
Prioniodina
Hindeodella
Neoprioniodus
Spathognathus
Ozarkodina
Polygnathus communis

Pour cette faune à *Protognathodus,* Ziegler n'a pas créé une zone puisqu'on ne connaît pas, ni vers le haut ni vers le bas, une succession de Conodontes continue dans cette coupe. Il signale cependant (Nachtrag, p. 357) l'existence dans la Seiler, près d'Iserlohn, sous un calcaire à *Gattendorfia,* de deux faunes à *Protognathodus,* l'une, l'inférieure, comparable à celle citée ci-dessus, l'autre, la supérieure, où *Gnathodus* n. sp. B *sensu* Collinson, Scott & Rexroad (1962) domine.

La limite inférieure des Liegende Alaunschiefer (à *Siphonodella crenulata)* n'affleure pas au Spitzer Kahlen-Berg. D'après la lithologie, on pourrait supposer qu'elle se trouve 18 m au-dessus de la couche 15. La puissance considérable des Hangenberg-Schichten peut être expliquée par la richesse en sable de ce profil. La puissance des Hangenberg-Schichten s'accroît en fonction du contenu en sable.

Les assemblages de spores proviennent de trois niveaux situés respectivement à 1 m, 2 m et 5 m au-dessus de la faune à Céphalopodes et à Conodontes.

Stockum 1-4 (florizone PLs 3)

Punctatisporites irrasus, Retusotriletes incohatus, Retusotriletes punctatus, Baculatisporites fusticulus, Verrucosisporites nitidus, Grandispora echinata, Dictyotriletes trivialis, ? Dictyotriletes sp., *Hymenozonotriletes lepidophytus, Knoxisporites* cf. *pristinus, Lophozonotriletes rarituberculatus, Vallatisporites pusillites, Hymenozonotriletes explanatus, Auroraspora macra, Perotrilites* cf. *perinatus, Hymenozonotriletes famenensis.*

9 et 10) **Tournaisis**

Les sondages de Tournai (9) et de Leuze (10) sont implantés à 15 km de distance l'un de l'autre, à l'ouest du Synclinorium de Namur (Belgique), soit plus près du paléorivage que l'ensemble des coupes citées jusqu'ici. Legrand, Mamet & Mortelmans (1966) ont publié une analyse lithologique, rythmique et micropaléontologique de ces sondages. Dans l'intervalle sédimentaire qui nous concerne ici, il faut

admettre que si des formations telles que Assise d'Evieux ?, Calcaire d'Etrœungt, Calcaire d'Hastière, schistes à *Peracuta* ont été identifiées (voir aussi Mortelmans, 1969, p. 21), par contre, la biostratigraphie de ces couches est encore très imprécise. D'autant plus est-il prématuré de tenter une datation de ces formations par les sigles chronostratigraphiques Tn1a, Tn1b.

Les assemblages de spores décrits ci-dessous sont situés par les cotes de profondeur des sondages.

Sondage de Leuze : 599-575 m, faciès des schistes à *peracuta* - Florizone TE

Punctatisporites irrasus, Punctatisporites obliquus, Retusotriletes incohatus, Retusotriletes punctatus, Baculatisporites fusticulus, Retusotriletes planus, Retusotriletes rotundus, Verrucosisporites nitidus, Grandispora echinata, Archaeozonotriletes gracilis, Hymenozonotriletes microsetus, Spinozonotriletes cf. *uncatus, Spinozonotriletes* cf. *tenuispinus, Raistrickia variabilis, Raistrickia corynoges, Hymenozonotriletes* cf. *acanthyrugosus, Hymenozonotriletes explanatus, Dictyotriletes trivialis, Endosporites* gr. *minutus, Auroraspora macra,* cf. *Auroraspora solisortus, Hymenozonotriletes versabilis.*

Sondage de Tournai : 215-212 m, faciès des schistes à *peracuta* - Florizone TE

Punctatisporites irrasus, Punctatisporites obliquus, Retusotriletes incohatus, Baculatisporites fusticulus, Retusotriletes planus, Verrucosisporites nitidus, Grandispora echinata, Archaeozonotriletes gracilis, Spinozonotriletes cf. *uncatus, Raistrickia variabilis, ? Stenozonotriletes* sp., *Hymenozonotriletes explanatus, Endosporites* gr. *minutus, Auroraspora macra, Hymenozonotriletes versabilis, Dictyotriletes trivialis.*

Sondage de Tournai : 325-315 m, faciès de l'assise d'Evieux ? - Florizone PLs.

Punctatisporites irrasus, Retusotriletes incohatus, Retusotriletes punctatus, Retusotriletes verrucosus, Baculatisporites fusticulus, Apiculiretusispora plicata, Retusotriletes planus, Verrucosisporites nitidus, Grandispora echinata, Hymenozonotriletes microsetus, Spinozonotriletes cf. *uncatus, Spinozonotriletes* cf. *tenuispinus, Pustulatisporites gibberosus, Hystricosporites* cf. *obscurus, Hystricosporites* spp., *Hystricosporites* sp. aff. *H. multifurcatus, Raistrickia macrurus, Raistrickia variabilis, Raistrickia corynoges, Hymenozonotriletes lepidophytus, Hymenozonotriletes* aff. *H. archaelepidophytus, Cristatisporites echinatus, Archaeozonotriletes dedaleus, Knoxisporites* cf. *pristinus, Lophozonotriletes* cf. *grandis, Tumulispora ordinaria, Vallatisporites pusillites, Dictyotriletes trivialis, Hymenozonotriletes* cf. *acanthyrugosus, Endosporites* gr. *minutus, Auroraspora macra, Auroraspora solisortus,* cf. *Diaphanospora perplexa, Endosporites ?* sp. *Perotrilites* cf. *perinatus, Hymenozonotriletes famenensis, Hymenozonotriletes versabilis.*

Une partie de cet assemblage est décrit et figuré par Caro-Moniez (1962). *H. lepidophytus* est rare et de très petite taille : 21 (31-36) 51 µ.

11) **Feluy**

Coupe dans la vallée de la Samme (Belgique) à une cinquantaine de kilomètres à l'Est de Tournai. Profil 932 décrit et figuré par Conil 1959, pl. VI. Austin & Rhodes (1970) ont identifié *Polygnathus communis communis, Spathognathodus costatus costatus, S. costatus sulciferus* et *Patrognathus variabilis* dans le banc 21, situé 8 m en-dessous de l'assemblage de spores ci-dessous. Tchigova (1970, p. 552) a trouvé une faune d'ostracodes « *Malevka-Upa* » dans les 2 mètres de sédiments situés sous la faune à conodontes.

L'assemblage de spores ci-dessous provient des schistes du sommet de la coupe 932 figurée par Conil (1959).

Feluy 2-1 (florizone TE)

Leiotriletes ornatus, Punctatisporites irrasus, Retusotriletes incohatus, Baculatisporites fusticulus, Retusotriletes planus, Verrucosisporites nitidus, Archaeozonotriletes gracilis, Spinozonotriletes cf. *tenuispinus, Raistrickia variabilis, Raistrickia corynoges, Endosporites* gr. *minutus, Dictyotriletes trivialis, Auroraspora macra, Hymenozonotriletes versabilis.*

12 à 19) 205 échantillons récoltés à l'est du Rhin ont été macérés sans succès ou contenaient seulement de très rares spores. La liste des points de prélèvement est donné ci-dessous : à Oberrödinghausen-ouest (rail), 10 échantillons dans le *Gattendorfia*-Kalk ; à Oberrödinghausen-est (route : voir Ziegler 1962), 9 échantillons dans la partie gréseuse des Hangenberg-Schiefer (Hangenberg-Sandstein) et 32 échantillons, de la zone à conodontes *velifera* à la zone *costatus*. A Oese, en face de la station de chemin de fer, 2 échantillons dans le Wocklumer Kalk, 3 échantillons de part et d'autre du *Gattendorfia*-Kalk.

12) **Velberter Sattel**

Deux échantillons à Dresberg, 1 échantillon à Kopfstation Neviges, dans les équivalents schisteux non datés des Hangenberg-Schiefer (voir Conil & Paproth, 1968).

13) **Wocklum, Borke-Wehr** et la pente SW du **Trachtenberg** près de Langenholthausen

L'affleurement près du Borke-Wehr est la localité type des Wocklumer Schichten (feuille Balve, en 1:25000, r. 22070, h. 88640). Ici et au Trachtenberg (feuille Balve, en 1:25000, r. 21880, h. 86310), l'épaisseur des Hangenberg-Schiefer est réduit à environ 1 m (voir Voges 1960, p. 205 ; H. Schmidt & Plessmann 1961, p. 56 ; Schindewolf 1937, p. 41-42). 8 échantillons ont été prélevés dans les calcschistes des Wocklumer Kalk et *Gattendorfia*-Kalk et dans les Hangenberg-Schiefer.

14) **Grimminghausen**

Elsper Mulde (voir Rabien 1960, p. 87) 10 échantillons prélevés de part et d'autre des schistes contenant des trilobites contemporains de la zone à *Gattendorfia.*

15) **Drewer,** « östlicher Provinzialsteinbruch »

La carrière près de Brilon (feuille Rüthen, en 1:25000, r. 55400, h. 06900) est la localité où Schindewolf (1937, p. 14) a trouvé *Cymaclymenia euryomphala* et plusieurs espèces de Clymeniidés dont *Wocklumeria sphaeroides* dans les Hangenberg-Schiefer (voir H. Schmidt 1927a, p. 7 ; 1927b) : 5 échantillons dans le Wocklumer Kalk, les 25 cm de Hangenberg-Schiefer noirs et le *Gattendorfia*-Kalk.

16) **Meschede**

51 échantillons datés par Ostracodes et Conodontes (voir Rabien & Rabitz 1958) et s'étageant des couches d'Adorf ou Liegende Alaunschiefer.

17) **Kellerwald**

28 échantillons, la plupart datés par Conodontes et Ostracodes, recueillis par le Professeur D. Meischner et s'étageant des couches d'Adorf au Liegende Alaunschiefer.

18) **Dill-Mulde**

30 échantillons bien datés par Conodontes et Ostracodes recueillis par le Dr. A. Rabien et s'étageant des couches d'Adorf au Liegende Alaunschiefer.

4 échantillons proches ou appartenant au Hangenberg-Schiefer contiennent un assemblage semblable à celui de Oberrödinghausen-rail et sont à l'étude.

19) **Ost-Thüringen**

4 échantillons provenant de la carrière de Geipel dans la ville de Schleiz (Thüringen), dans des schistes à *Wocklumeria,* et d'une carrière proche de l'ancienne Buschteich près de Rödersdorf, au nord de Schleiz (voir Gründel 1961, p. 66). Ces échantillons ont été récoltés par le Dr. D. Weyer.

20) **Oberfranken**

6 échantillons provenant de la localité-type du genre *Gattendorfia* Schindewolf, au NW de Kirchgattendorf, dans les schistes à nodules calcareux de la zone à *Gattendorfia subinvoluta* (voir Vöhringer 1960, p. 189) ; de la vallée de la Wilde Rodach, près de Fels dans 15 m de schistes gris de l'étage à *Gattendorfia,* à *Guerichia venustiformis* (voir Wurm 1925, p. 174, Abb. 47).

III. DISTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE DES FOSSILES EN RELATION AVEC LA SEDIMENTATION

La figure 3 reprend une liste d'espèces identifiées dans les bassins ardenno-rhénans. Cette liste n'est pas complète puisqu'elle ne comprend pas les espèces nouvelles qui seront décrites ailleurs, en même temps que seront proposées aussi de nouvelles combinaisons taxonomiques.

Les points d'apparition, d'abondance et d'extinction de ces espèces déterminent une succession de florizones identifiées par les symboles GM *(gracilis-minutus),* VU *(versabilis-uncatus),* PL *(pusillites-lepidophytus)* et TE *(trivialis-explanatus)* et leurs subdivisions éventuelles, i (inférieur,) m (moyen) et s (supérieur).

Dans l'ensemble du Synclinorium de Dinant et de la Vesdre ainsi qu'à Ratingen, des sédiments carbonatés, dépourvus de spores, s'intercalent entre la florizone PLs1 et la florizone TE (voir fig. 1). La florizone PLs1 correspond très régulièrement aux zones E et F basées sur la biométrie de *H. lepidophytus* (Streel 1966). Dans l'Avesnois et à Ratingen cette florizone est de même âge ou plus ancienne que la zone à *Cymaclymenia euryomphala.*

Dans la région de l'Hönnetal, seules ont été identifiées les florizones PLs2 (à Oberrödinghausen, à Oese et à Apricke) et PLs3 (à Stockum). L'apparition, dans les florizones PLs de cette région, des espèces connues seulement à partir de la florizone TE dans le Synclinorium de Dinant suggèrent une position stratigraphique intermédiaire entre les florizones PLs1 et TE. Ceci est en accord avec la distribution des faunes à Céphalopodes et à Conodontes puisque les florizones PLs2 et 3 surmontent respectivement la zone à *Cymaclymenia euryomphala* et sont contemporaines de la faune à *Imitoceras* sp. L'étude biométrique de *H. lepidophytus* conduit cependant à placer la florizone PLs2 de l'Hönnetal aux niveaux D et E, ce qui est en désaccord avec les observations précédentes puisque ces zones biométriques (D et E) sont plus anciennes à l'ouest du Rhin où elles appartiennent aux florizones PLm-

PLs1. Cette contradiction apparente nous avait conduit à admettre (Streel 1969) une alternative de deux hypothèses de corrélation entre les faciès de part et d'autre du Rhin : la première (hyp. A) se basait sur la succession des assemblages dénommés ici PLs1/PLs2-3/TE ; la seconde (hyp. B) se basait sur l'étude biométrique d'*H. lepidophytus*.

Sur le bord nord du bassin de Namur, dans le Tournaisis, la florizone PLs est présente dans le sondage de Tournai (315-325 m) en dessous de l'équivalent lithostratigraphique (Mortelmans 1969) du Calcaire d'Etroeungt. La faune à Foraminifères n'exclut pas cependant un âge plus récent. La liste spécifique des spores place, en effet, cette partie du sondage dans les florizones PLs2 ou 3, c'est-à-dire dans l'équivalent biostratigraphique des Hangenberg-Schiefer.

Les corrélations par florizones entre les faciès bathyaux de l'Hönnetal et les faciès littoraux franco-belges dépendent par conséquent de la position stratigraphique relative des florizones PLs1 d'une part et PLs2 et 3 d'autre part. Comme on ne pouvait préjuger de la position réelle du niveau d'apparition de *Cymaclymenia euryomphala* à l'ouest du Rhin (puisque les faunes à Céphalopodes plus anciennes n'y ont pas été identifiées), la contemporanéité des florizones PLs1 et PLs2-3, suggérée par l'analyse biométrique d'*H. lepidophytus* était vraisemblable. C'est l'hypothèse de corrélation B que nous avions provisoirement adoptée (Streel 1969). Depuis la formulation de cette hypothèse cependant, on a publié de nouveaux exemples de superposition de florizones riches en *Hym. pusillites sensu lato* (comme PLs2-3) sur des florizones qui contiennent peu ou pas de *H. pusillites* (comme PLs1). De telle sorte que la zonation floristique telle qu'elle est suggérée par la figure 3 (et qui correspond à l'hypothèse A ; Streel 1969) nous paraît maintenant plus vraisemblable. Nous expliquons plus loin la présence de grandes formes de *H. lepidophytus* dans l'Hönnetal à un niveau stratigraphique qui dans l'hypothèse A se situe au-dessus des plus petites formes d'*H. lepidophytus* trouvées à l'ouest du Rhin.

D'autre part, il faut remarquer que l'adoption de cette hypothèse A pose le problème de la continuité ou de la non-continuité sédimentaire des profils de l'Hönnetal au niveau des schistes de Hangenberg, déjà mise en question par O. Schindewolf (1937, p. 41 et 42). En effet, d'une part l'extinction des faunes à Conodontes *costatus* se produit près de la base de l'« assise » de Comblain-au-Pont dans l'Ourthe et le Hoyoux et immédiatement sous les Hangenberg-Schiefer à Oberrödinghausen ; d'autre part, la florizone présente dans ces Hangenberg-Schiefer correspondrait à un niveau stratigraphique équivalent à la partie inférieure du Tn1b dans le Synclinorium de Dinant. L'équivalent sédimentaire de la plus grande partie de l'« assise » de Comblain-au-Pont et d'Etrœungt pourrait dès lors être en lacune dans l'Hönnetal.

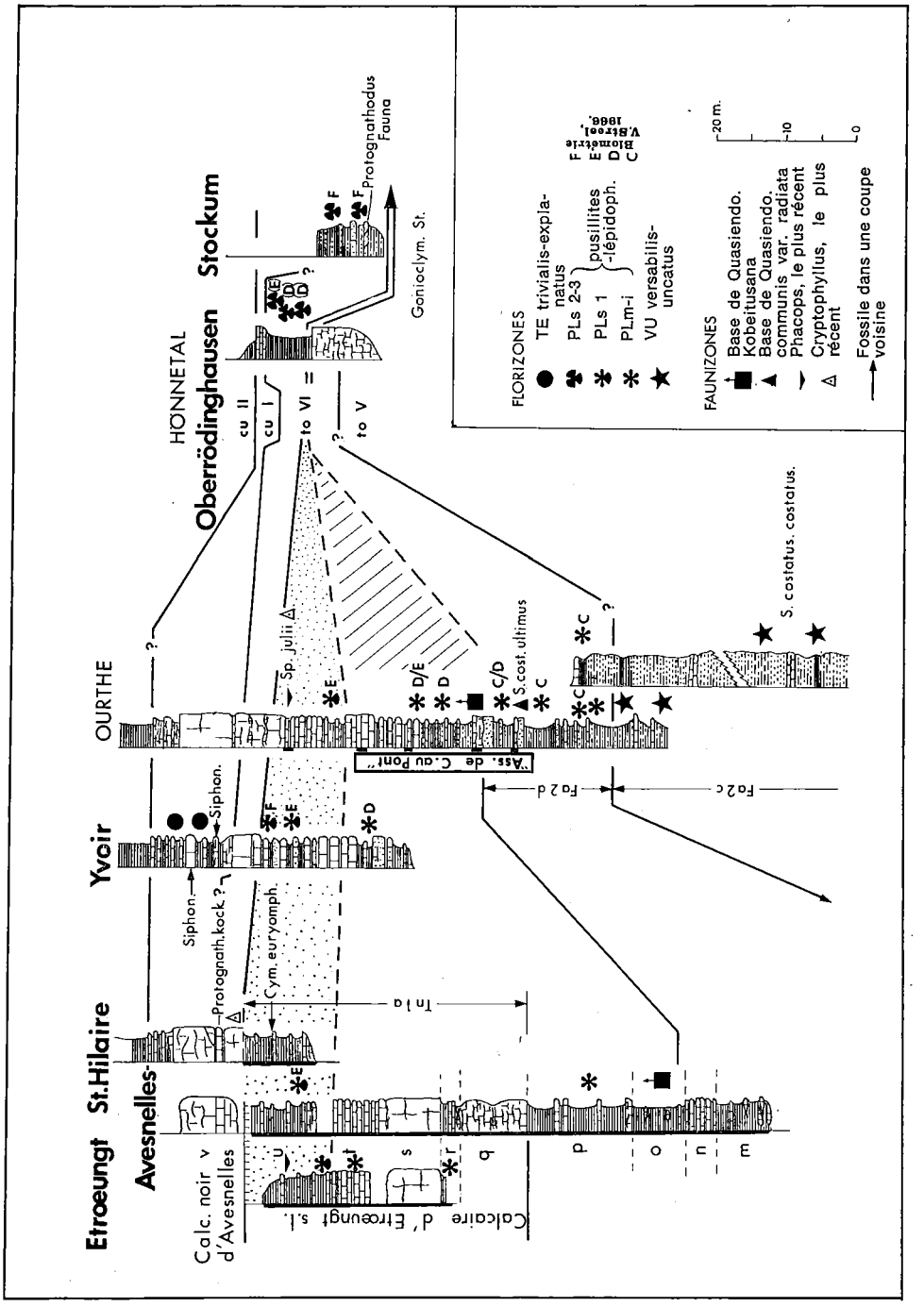


Fig. 1. — *Zonation biostratigraphique d'Etroeungt à Stockum.* — en pointillé : la zone à *Cymaclymenia euryomphala* et la zone PLs1 dans les faciès littoraux ardennais — en hachuré : l'intervalle sédimentaire en lacune possible dans l'Hönnetal.
Profils lithologiques ardennais d'après Conil 1964.
Contrairement au dessin, la limite supérieure du Fa2d, dans la coupe de l'Ourthe, doit être cherchée au-dessus de la base de *Q. kobeitusana.*

L'existence éventuelle de lacunes partielles au niveau des Hangenberg-Schiefer est d'ailleurs un phénomène fréquent dans tout le bassin hercynien, plus précisément sur les rides, par exemple à Drewer, à Erdbach (Krebs 1966), dans le Harz et aussi en Franconie (Gandl 1968, Abb. 13), durant le Dévonien supérieur et le Dinantien plus ou moins inférieur. Il est très important de remarquer ici que la base des Hangenberg-Schiefer dans l'Hönnetal même et dans ses environs (Oese) est formée par des schistes noirs, très fins, se distinguant nettement par ce caractère des parties plus hautes des mêmes Hangenberg-Schiefer qui sont calcareuses, gréseuses et de couleur grisâtre-verdâtre. A Drewer, la partie schisteuse des Hangenberg-Schiefer consiste exclusivement en schistes noirs. La faune plus riche de Drewer, à caractères paléontologiques un peu plus anciens que ceux de l'Hönnetal, a déterminé Schindewolf (1937, p. 36) à mettre en doute la stricte contemporanéité des deux Hangenberg-Schiefer ; il s'est même demandé si le faciès des Hangenberg-Schiefer ne commençait pas, dans différents endroits, à des niveaux un peu différents.

Avant de continuer cette idée, il nous semble préférable d'expliquer les changements lithologiques et biologiques au niveau des Hangenberg-Schiefer de l'Hönnetal.

Les couches de l'étage à *Gattendorfia* (Hangenberg-Kalk ou *Gattendorfia*-Kalk) et les couches de la partie inférieure de l'étage à *Wocklumeria (Wocklumeria*-Kalk ou Wocklumer-Kalk) sont des formations identiques au point de vue pétrographique, ce sont des calcaires noduleux, des « Knollenkalke » ou « Cephalopodenkalke » de la littérature allemande, des calcaires à bancs minces, plus ou moins irréguliers, contenant des Céphalopodes ; quelques fois les nodules calcareux se trouvent dans une matrice plus marneuse. Les couches de la partie supérieure de la zone à *Wocklumeria,* les Hangenberg-Schiefer, sont des formations verdâtre-grisâtre à bancs minces, à grain fin, à contenu variable de grès et de calcaire. Les 50 cm les plus bas des Hangenberg-Schiefer consistent dans l'Hönnetal et ses environs en schistes noirs fins. La limite inférieure des couches noires est très nette ; vers le haut, la transition aux schistes verdâtres est brève.

Donc, une unité argilo-gréso-calcareuse dont les couches de base sont noires et fines, les Hangenberg-Schiefer, s'intercalent entre deux successions de calcaire noduleux, le *Wocklumeria*-Kalk et le *Gattendorfia*-Kalk.

Ce double changement net de la composition pétrographique traduit-il un changement du biofaciès à la suite duquel on observe ces limites tranchées dans la biostratigraphie ? Dans la mégafaune, le fossile le plus abondant, au moins dans les deux unités inférieures (Wocklum-

Kalk et Hangenberg-Schiefer) est *Guerichia venustiformis* (Sadykow) ; elle se trouve aussi dans le *Gattendorfia*-Kalk.

A la suite de ces *Guerichia,* les fossiles les plus nombreux sont, dans les trois unités, les Céphalopodes, et parmi eux les *Imitoceras* dans le Hangenberg-Schiefer et le *Gattendorfia*-Kalk. Les Lamellibranches (excepté les *Guerichia)* et les Gastropodes sont rares dans les trois unités ; de même en est-il des Brachiopodes (Chonetoidea et Atremata). Les Trilobites sont nombreux dans les calcaires noduleux mais très rares dans les Hangenberg-Schiefer. On peut déduire de cette analyse que le biofaciès change relativement peu, malgré les variations nettes de la composition pétrographique.

Les couches du Dévonien supérieur et du Dinantien inférieur de Oberrödinghausen se sont déposées sur une « ride-basse » (Tief-Schwelle) dont les sédiments caractéristiques sont des calcaires noduleux. Les rides-basses (Rabien 1956, p. 65) étaient situées dans la région bathyale. Les calcaires à Céphalopodes permettent de reconnaître par leur texture et par la situation des organismes fossiles dans le sédiment une influence des courants marins de profondeur un peu plus accentuée que dans les bassins environnants ; elles se trouvent néanmoins encore en-dessous du domaine d'action des vagues et courants de surface, riche en oxygène, avec son monde d'organismes benthoniques (Rabien 1956, p. 65). Sur les rides-basses la sédimentation égalise approximativement la subsidence.

Le noyau des rides-basses est formé par un ou plusieurs récifs morts édifiés pendant le Givétien et le Frasnien. Pendant le Famennien et le Dinantien inférieur ces récifs morts ont été inclus dans une aire où se formaient les sédiments « bathyaux » : pour rétablir l'équilibre sédimentaire, la sédimentation y était plus lente sur les rides que dans les régions en dépression environnantes. On peut décrire les sédiments des rides comme « condensés ». Il y existe même des lacunes de sédimentation. Ces lacunes peuvent renfermer plus ou moins tout le Famennien et le Tournaisien (comme à Erdbach) ; plus souvent, la sédimentation était interrompue pour peu de temps (comme à Oberrödinghausen). Quelquefois, il est difficile ou impossible de décider s'il y a une ou plusieurs lacunes de sédimentation ou une condensation forte des sédiments (comme à Drewer).

Dans les bassins environnants régnait le faciès d'eau calme (Stillwasserfazies), interrompu épisodiquement par des courants de turbidité bourrés de sédiments. Ces courants venaient des directions nord-ouest, ils évitaient les rides ou bien ils étaient piégés par celles-ci.

Les sédiments liés aux courants vaseux dans la partie supérieure de la zone à *Wocklumeria* s'appellent « Hangenberg-Sandstein » et on les

connaît dans les environs de Oberrödinghausen. Les courants ont été arrêtés au bord nord de la ride-basse, (150 m de puissance dans le « Seiler Konglomerat » au nord de Iserlohn selon Koch, Leuteritz & Ziegler) et ils ont coulé autour de la ride (10-15 m de puissance dans le bassin).

De toute évidence, les schistes fins, noirs, à *Cymaclymenia euryomphala* qui forment les 50 cm de base des Hangenberg-Schiefer ne sont pas d'origine « turbulente ». Ils témoignent vraisemblablement d'une sédimentation lente, ils sont un sédiment condensé. A notre avis, la succession (de haut en bas) :

— calcaire noduleux à *Gattendorfia*

— env. 6 m de schistes calcareux-gréseux à *Imitoceras*

— env. 50 cm de schistes fins et noirs à *Cymaclymenia euryomphala*

— calcaire noduleux à *Wocklumeria*

s'explique comme suit :

— sédimentation autochtone « normale » (*Gattendorfia*-Kalk).

// interruption de la sédimentation pendant le Tn1a le plus haut et//ou une partie inférieure du Tn1b.

— irruption, aux environs, des turbidites type « Hangenberg-Sandstein » liées au « Seiler Konglomerat » ; dépôt de l'ombre des grands courants vaseux sur la partie plus élevée de la ride, où se trouve le profil actuel Oberrödinghausen.

Inclusion dans le sédiment allochtone des fossiles plus ou moins autochtones (*Imitoceras, Guerichia*). Vers le haut normalisation des conditions sur la ride dont témoigne une diminution du contenu en grès, une raréfaction des spores et un accroissement du contenu en calcaire et en fossiles autochtones.

— sédimentation « verticale » lente, formation des schistes noirs fins à *Cymaclymenia euryomphala.*

// interruption de la sédimentation pendant la plus grande partie du Tn1a.

— sédimentation autochtone « normale » (*Wocklumeria*-Kalk).

Les matériaux du Hangenberg-Sandstein sont moins répandus que les autres turbidites gréseuses du Dévonien supérieur. Ils sont exceptionnellement grossiers à Iserlohn (Seiler Konglomerat) et y présentent un aspect beaucoup plus frais que toutes les autres turbidites du Dévonien supérieur connus. De là provient, à notre avis, l'existence dans les Hangenberg-Schiefer des Spores, leur grand nombre et la taille relativement grande des débris de trachéides et de cuticules.

IV. DISTRIBUTION LATERALE DES SPORES, DES FACIES LITTORAUX AUX FACIES BATHYAUX

La rareté des échantillons schisteux contenant des spores dans les faciès bathyaux, à l'est du Rhin (18 échantillons seulement sur 223 échantillons traités) et, plus encore leur localisation stratigraphique restreinte aux Hangenberg-Schiefer, posent les problèmes de la distribution latérale et de la fossilisation des spores dans ces faciès.

Sur la figure 2 sont localisés, sur une carte paléogéographique (reprise de Paproth 1969) et sur un profil (fait d'après Rabien 1956), les coupes de terrains étudiées dans les différents faciès tant à l'ouest qu'à l'est du Rhin.

Les données acquises dans les synclinoriums de Namur et de Dinant, montrent que la quantité totale (exprimée en nombre de spores par gramme de sédiment) des spores distribuées sur le « shelf » décroît rapidement lorsque l'on s'éloigne du littoral. Les colonnes reprises sur la figure 2 expriment les seules valeurs maximales obtenues dans chaque localité. On doit ajouter cependant que le rapport du nombre d'échantillons contenant des spores au nombre d'échantillons macérés décroît lui aussi d'une manière significative. Ainsi, dans l'Avesnois, un tiers seulement des schistes étudiés contenait des spores en quantité appréciable, contre deux tiers dans la vallée de l'Ourthe. Il est clair que, dans l'aire sédimentaire et l'intervalle de temps considérés, la quantité de spores distribuées par les courants de surface (courants marins essentiellement mais aussi le vent) était relativement faible au niveau du talus continental. Or les échantillons qui contiennent des spores dans l'Hönnetal et à Stockum, en contiennent paradoxalement de grandes quantités (43.000 sp/gr. sédiment au maximum à Apricke ; 65.000 sp/gr. sédiment au maximum à Stockum). Il est difficile de concevoir la captation de telles quantités de spores à partir de courants de surface dans une aire sédimentaire aussi éloignée du rivage où les dépôts s'effectuent typiquement en-dessous du domaine d'action de ces courants. Seuls des courants de turbidité exceptionnels sont vraisemblablement ici en cause.

De ce point de vue, il apparaît que la rareté générale des spores dans les sédiments accumulés là où les courants de turbidité « normaux » viennent ralentir, cadre bien avec les conditions générales du bassin étudiées par les auteurs. Einsele (1963) par exemple, considère que les matériaux de silt et argile gris déposés durant le Famennien dans la région à l'est du Rhin, ont subi une sédimentation intermédiaire, provisoire, dans une région de mer peu profonde où ils auraient perdu leur coloration rouge initiale. Repris ultérieurement par les courants de turbidité il se serait déposé ensuite, en milieu

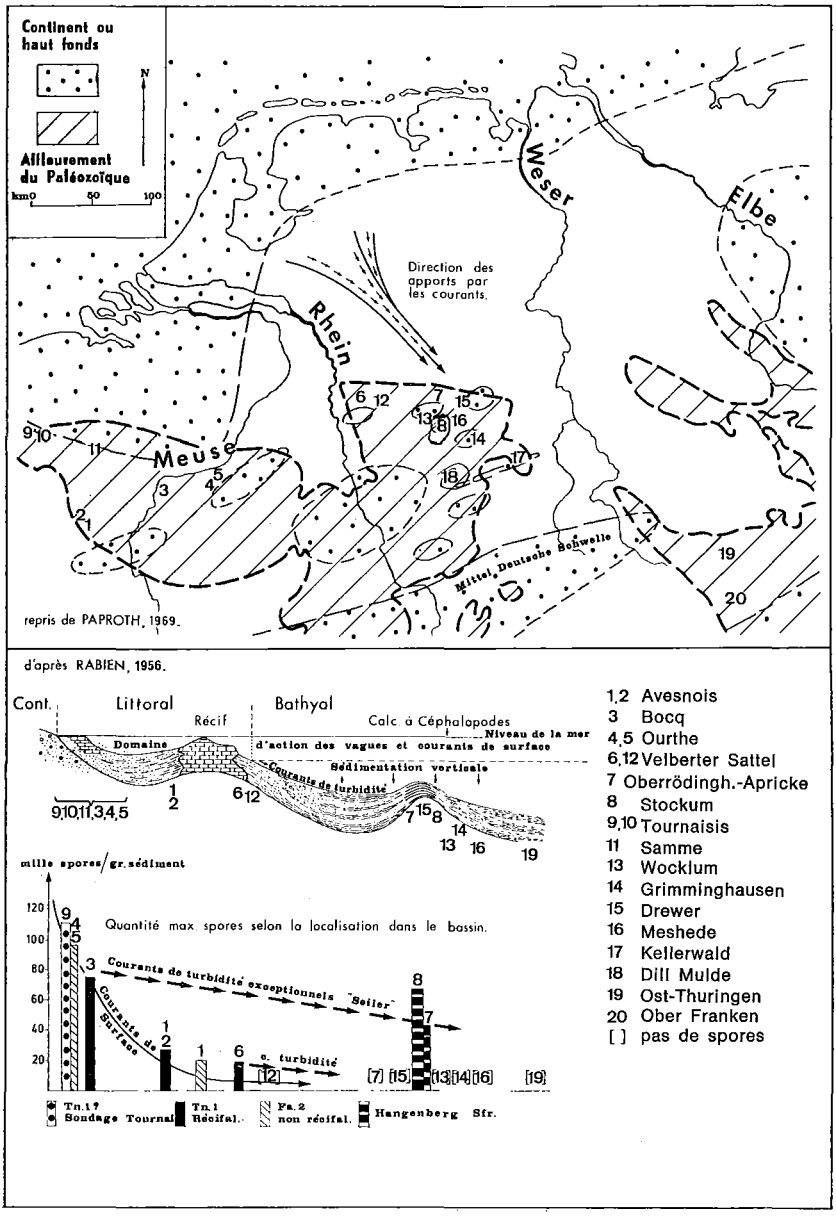


Fig. 2. — Distribution latérale des spores dans les bassins ardenno-rhénans.

oxydant, à plus grande profondeur. L'absence générale des spores dans les sédiments définitivement déposés pourrait s'expliquer autant par la faible quantité de matière organique contenue dans les sédiments repris par les courants de turbidité que par les conditions oxydantes du milieu de dépôt définitif. Les photographies 6 et 7 (Pl. 26) illustrent les palynofaciès propres à ces dépôts de plus grande profondeur : minéraux insolubles dans l'acide fluorhydrique, plus ou moins abondants avec de très petits débris opaques et fragments d'algues (?) ; cuticules, trachéides et spores, extrêmement rares.

En revanche, il est concevable qu'au sommet du Dévonien (Hangenberg-Schiefer) des courants de turbidité exceptionnels aient amené localement des sédiments beaucoup plus riches en matière organique, repris à une aire de sédimentation, à l'origine beaucoup plus proche du littoral. Dans cette hypothèse, la quantité même de matière organique présente dans le sédiment, a pu équilibrer l'action destructrice d'un milieu de dépôt éventuellement oxydant. La photographie 8 (Pl. 26) représentant le palynofaciès typique des Hangenberg-Schiefer de l'Hönnetal, montre de nombreuses spores et des débris de trachéides et de cuticules de grande taille. Ce palynofaciès est comparable à ceux que l'on isole des sédiments proches du littoral (par exemple, les figures 11 et 12, Pl. 26).

Dans le chapitre précédent, nous avons déjà mentionné des sédiments de telles turbidites exceptionnelles, le « Seiler-Konglomerat » affleurant à quelques kilomètres de l'Hönnetal, au nord d'Iserlohn (redécrit par Koch, Leuteritz & Ziegler). Ce « Konglomerat » a amené évidemment les matériaux riches en matière organique de l'Hönnetal et de Apricke. La localité Stockum se trouve un peu plus éloignée, au sud-est. Il n'est à présent pas possible de prouver le rapport probable direct avec les turbidites exceptionnelles de la Seiler/Hönnetal. Une telle relation directe n'est même pas nécessaire. Il est concevable qu'au sommet du Dévonien (Hangenberg-Schiefer) plusieurs courants de turbidité exceptionnels soient survenus.

V. SIGNIFICATION BIOSTRATIGRAPHIQUE DES ASSEMBLAGES DE SPORES CONTENUS DANS LES HANGENBERG-SCHIEFFER DE L'HÖNNETAL

Les courants de turbidité exceptionnels nous paraissant la seule explication raisonnable au transport des assemblages de microfossiles végétaux de l'Hönnetal, le problème de la signification stratigraphique de ces assemblages est aussitôt posé. En effet, si l'on conçoit bien qu'un laps de temps relativement court, à l'échelle géologique, devait,

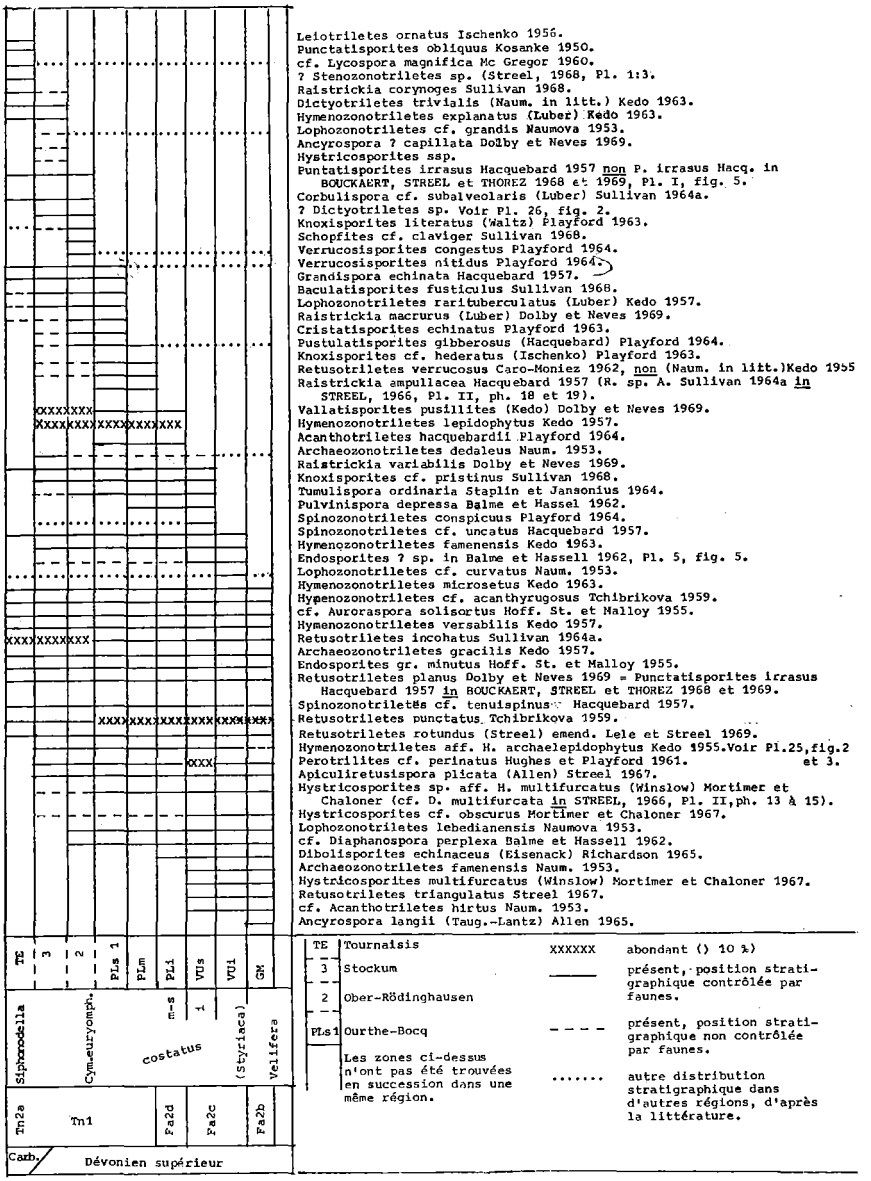


Fig. 3. — Distribution stratigraphique des spores dans les bassins ardenno-rhénans.

dans la plupart des cas, séparer le dépôt des sédiments sur le « shelf » de leur remise en suspension par des courants de turbidité, en revanche, on ne peut ignorer que ces courants de boue qui s'écoulent, par saccades, ont pu occasionnellement remettre en mouvement des épaisseurs variables de sédiments sous-jacents.

Il est possible de se faire une idée de l'épaisseur maximale des sédiments éventuellement remaniés en consultant les figures 1 et 3. Si l'on examine la figure 3, on constate qu'il n'y a guère d'espèces de florizones PLi et PLm qui ne soient aussi présentes dans les florizones PLs. Mais une redistribution des assemblages de spores PLi ou PLm en mélange avec un assemblage PLs aurait comme résultat le plus apparent de modifier la population d'*H. lepidophytus* dans le sens d'un élargissement de l'intervalle de taille des spores observées. Nous croyons que c'est là, l'explication de la présence dans l'Hönnetal des « zones biométriques » D et E.

CONCLUSIONS

Les 5 mètres inférieurs des Hangenberg-Schiefer à Oberrödinghausen-gare et en général les schistes contenant des spores en abondance dans l'Hönnetal, peuvent être interprétés comme des sédiments à caractères de turbidites, formés par le mélange d'équivalents argilo-silteux de la plus grande partie des couches de Comblain-au-Pont, d'Etrœungt et de la partie inférieure du Calcaire d'Hastière, provenant de la plate-forme continentale située au nord-ouest et de sédiments carbonatés très fins provenant de la sédimentation verticale locale. La partie étudiée des schistes de Hangenberg déposés à Stockum (zone biométrique F) au-dessus de la faune à « *Imitoceras* » représenterait seulement l'équivalent de la partie inférieure du Calcaire d'Hastière.

Cette interprétation a le mérite de concilier les zonations de spores basées d'une part sur les successions d'assemblages et d'autre part sur la biométrie d'*H. lepidophytus*. Elle rend sans objet l'alternative des hypothèses A et B (Streel 1969) rappelée plus haut : l'hypothèse A nous paraît d'autant plus vraisemblable. Elle attire l'attention sur les interprétations différentes et complémentaires que l'on peut tirer de l'étude d'un profil selon que l'on considère la paléoécologie des faunes marines ou la « paléodistribution » des microfossiles végétaux, d'origine continentale.

BIBLIOGRAPHIE

AUSTIN, R. C. & RHODES, F. H. & collab. (1970) : New Conodont faunas from Belgium. *In* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège, 55.*

BÖGER, H. (1962) : Zur Stratigraphie des Unterkarbons im Velberter Sattel. *Decheniana, 114,* 2 : 133-170.

BOUCKAERT, J., STREEL, M. & THOREZ, J. (1968) : Schéma biostratigraphique et coupes de référence du Famennien belge. Note préliminaire. *Ann. Soc. géol. Belg., 91,* III : 317-336.

BOUCKAERT, J., STREEL, M. & THOREZ, J. (1970) : Le Famennien et les couches de transition dévono-carbonifère dans la vallée de l'Ourthe (Sud de Liège, synclinorium de Dinant, Belgique). *In* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège, 55.*

BOURDON, G., FEDIAEVSKY, A. G. & MAURIN, A. (1968) : Contribution à la connaissance du Famennien (du Nord de la France). *Proc. Intern. Symposium Devonian System, Calgary 1967, II :* 465-472.

CARO-MONIEZ, M. (1962) : Sur un niveau à spores du Dévonien supérieur du sondage de Tournai (Belgique). *Ann. Soc. géol. Nord, 82 :* 111-115.

CONIL, R. (1959) : Recherches stratigraphiques sur les terrains dinantiens dans le bord Nord du bassin de Namur. *Mém. Acad. R. Belg., Cl. Sci.,* 2, XIV, *5 :* 1-176, pls 1-18.

CONIL, R. avec la collaboration de LYS, M. & PAPROTH, E. (1964) : Localités et coupes types pour l'étude du Tournaisien inférieur. *Mém. Acad. Roy. Belg., Cl. Sci., 15,* 4 : 1-87, pls 1-14.

CONIL, R. (1968) : Le calcaire carbonifère depuis le Tn1a jusqu'au V2a. *Ann. Soc. géol. Belg., 90* : 687-726.

CONIL, R. & LYS, M. (1967) : Aperçu sur les associations de foraminifères endothyroïdes du Dinantien de la Belgique. *Ann. Soc. géol. Belg., 90* : 395-412, pls. 1-4.

CONIL, R. & LYS, M. (1970) : Données nouvelles sur les Foraminifères des couches de passage du Famennien au Tournaisien dans l'Avesnois. *In* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège, 55.*

CONIL, R. & PAPROTH, E. (1968) : Mit Foraminiferen gegliederte Profile aus dem nordwest-deutschen Kohlenkalk und Kulm. *Decheniana, 119,* 1-2 : 51-94.

CONIL, R., PIRLET, H., LYS, M., BOUCKAERT, J., LEGRAND, R., STREEL, M. & THOREZ, J. (1967) : Echelle biostratigraphique du Dinantien de la Belgique. *Service géol. Belg., Prof. Paper, 13 :* 1-56.

DELEPINE, G. (1929) : Sur la présence de *Cymaclymenia camerata* Schind. dans la zone d'Etrœungt à Sémeries (Nord de la France). *Ann. Soc. géol. Nord, LIV* : 99-103.

EINSELE, G. (1963) : Über Art und Richtung der Sedimentation im klastischen rheinischen Oberdevon (Famenne). *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.,* 43 : 1-60, Tafn 1-5.

GANDL, J. (1968) : Die Schichtenfolge im Unterkarbon des Frankenwaldes; Fundorte und Fundschichten der Trilobiten. *Senckenbergiana lethaea, 49 :* 489-546, Abb. 1-15.

GOSSELET, J. (1888) : L'Ardenne. Paris : 1-881, pls. 1-10.

GRÜNDEL, J. (1961) : Zur Biostratigraphie und Fazies der Gattendorfia-Stufe in Mitteldeutschland unter besonderer Berücksichtigung der Ostracoden. *Freiberger Forschungshefte*, C, *111* : 53-173, 14 Taf., 17 Abb.

KOCH, M., LEUTERITZ, K. & ZIEGLER, W. (sous presse) : Alter, Fazies und Paläogeographie der Oberdevon/Unterkarbon-Schichtfolge an der Seiler bei Iserlohn. *Fortsch. Geol. Rheinld. Westfalen, 17.*

KREBS, W. (1966) : Der Bau des oberdevonischen Langenaubach-Breitscheider Riffes und seine weitere Entwicklung im Unterkarbon (Rheinisches Schiefergebirge). *Abh. senckenb. naturf. Ges., 511* : 1-105, Tafn 1-13.

LEGRAND, R., MAMET, B. & MORTELMANS, G. (1966) : Sur la stratigraphie du Tournaisien de Tournai et de Leuze. Problèmes de l'étage tournaisien dans sa localité-type. *Bull. Soc. belg. Géol. Paléont. Hydrol., 74*, 2-3 : 140-188.

MAMET, B. (1968) : The Devonian-Carboniferous boundary in Eurasia. *Int. Symposium on the Devonian System*, Calgary, 1967 : 995-1005.

MORTELMANS, G. (1969) : L'étage tournaisien dans sa localité-type. *C. R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, I :* 19-43.

MOURLON, M. (1875) : Monographie du Famennien. *Bull. Acad. Roy. Belg., 39*, 5, 2e série : 602-659.

PAECKELMANN, W. & SCHINDEWOLF, O.H. (1937) : Die Devon-Karbon-Grenze. *C.R. 2e Congrès Carbonifère, Heerlen 1935, II*, 2 : 703-714.

PAUL, H. (1937) : Die Transgression der Viséstufe am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges. *Abh. preuss. geol. Landesanst.*, (N.F., *179 :* 1-117), Tafn 1-3.

PAUL, H. (1939) : Die Etrœungt-Schichten des Bergischen Landes. *Jb. preuss. geol. Landesanst.* (für 1938) *59 :* 647-726.

PFEIFFER, H. (1959) : Neue Beobachtungen und Funde aus dem Saalfelder Oberdevon. *Geologie, 8*, 3 : 262-279, Tafn 1-4.

RABIEN, A. (1956) : Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde. *Abh. hess. Landesamt Bodenforsch. 16* : 1-83, Tafn 1-3.

RABIEN, A. (1960) : Zur Ostracoden-Stratigraphie an der Devon/Karbon-Grenze im Rheinischen Schiefergebrige. *Fortsch. Geol. Rheinld. Westfalen, 3*, 1 : 61-106.

RABIEN, A. & RABITZ, A. (1958) : Das Ober-Devon von Meschede. *Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch., 86* : 159-184.

SARTENAER, P. & MAMET, B. (1964) : Le calcaire d'Etrœungt à Etrœungt. *C.R. 5e Congrès Carbonifère, Patis 1963, II :* 755-761.

SCHINDEWOLF, O. H. (1937) : Zur Stratigraphie und Paläontologie der Wocklumer Schichten (Ober-Devon). *Abh. preuss. geol. Landesanst.*, (N.F.), *178 :* 1-132, Abb. 1-27, Tafn 1-4.

SCHMIDT, H. (1927 a) : Das Paläozoicum bei Warstein und Belecke. *S.-Ber. naturhistor. Ver. preuss. Rheinld. Westfalen (1926)* : C5-8.

SCHMIDT, H. (1927 b) : Die *Wocklumeria*-Zone bei Warstein und Belecke. *S.-Ber. naturhistor. Ver. preuss. Rheinld. Westfalen (1926)* : C9-11.

SCHMIDT, H. & PLESSMANN, W. (1961) : Sauerland. *Slg. geol. Führer*, 39 : 1-151, Gebr. Borntraeger, Berlin.

STREEL, M. (1966) : Critères palynologiques pour une stratigraphie détaillée du Tn1a dans les bassins ardenno-rhénans. *Ann. Soc. géol. Belgique, 89 :* 65-95, pls 1-2.

STREEL, M. (1969) : Corrélations palynologiques entre les sédiments de transition Dévonien/Dinantien dans les bassins ardenno-rhénans. *C.R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, I :* 3-18.

TCHIGOVA, V.A. (1970) : Correlation of Devonian and Carboniferous boundary beds in Eastern and Western Europe according to data resulting from the study of ostracoda. *C.R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, II :* 547-556.

VOGES, A. (1960) : Die Bedeutung der Conodonten für die Stratigraphie des Unterkarbons I und II (*Gattendorfia-* und *Pericyclus*-Stufe) im Sauerland. *Fortschr. Geol. Rheinld. Westfalen,* 3 : 197-228.

VÖHRINGER, E. (1960) : Die Goniatiten der unterkarbonischen *Gattendorfia*-Stufe im Hönnetal (Sauerland). *Fortschr. Geol. Rheinld. Westfalen,* 3 : 107-196, Abb. 1-53, Taf. 1.

WEYER, D. (1965) : Etrœungt im Morvan (Zentralfrankreich). *Mitteilungen ZGI, 1* : 289-302, Taf. 14A.

WEYER, D. (sous presse) : Das Alter der Zadelsdorfer Ammoniten-Fauna (Unterkarbon Thüringen).

WIEGEL, E. (1956) : Sedimentation und Tektonik im Westteil der Galgenberg-Mulde. *Abh. hess. Landesamt Bodenforsch.*, Wiesbaden, *15* : 1-156.

WURM, A. (1925) : Geologie von Bayern, 1 Teil, Berlin. (Edition : Gebrüder Borntraeger).

ZIEGLER, W. (1962) : Taxionomie und Phylogenie ober-devonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. *Abh. hess. Landesamt Bodenforsch.*, Wiesbaden, *38* : 1-166.

ZIEGLER, W. (1969) : Eine neue Conodontenfauna aus dem höchsten Oberdevon. *Fortschr. Geol. Rheinld. Westfalen, 17 :* 343-360, Tafn 1-2.

Uebersicht der Entwicklung der marinen Horizonte im Flözführenden Ruhrkarbon und Ausblick auf die Verhältnisse im Aachener Revier

A. RABITZ [1]

Mit 1 Abbildung.

ABSTRACT.

The coal-measures of the Ruhr District, approximately 3000 m thick, contain 10 marine bands with goniatites and some 15 bands with Lingulids. Cyclic faunal sequences are typically developed, and the composition of a complete cycle is given in the German text. Some of the marine bands are known in widespread areal development and where sufficient faunal data are available facies maps have been drawn by recording the height of marine transgression for any particular point and linking these acmes for a representation of facies belts. Four different facies faunas are distinguished, whereby it is noted that goniatite and productoid facies can be substituted for each other.

The coal-measures start with Namurian C, the base of which is taken at the Grenzsandstein, a mappable horizon. In the lowest marine band *Reticuloceras* dominates, whereas the first *Gastrioceras* is found sporadically in the Cremer Horizon. The goniatites of the Hauptflöz Horizon are *Gastrioceras cancellatum* Bisat and *Agastrioceras carinatum* (Frech), together with other species of the same genera. Because of the lack of continuous sections in the Aachen District, a detailed comparison with Namurian C rocks in the Ruhr Distirct cannot be made, although individual horizons (e.g. the Hinnebecke Marine Band) can be recognised.

The Westphalian A has its conventional base at the first occurrence of *Gastrioceras subcrenatum* (Frech), which occurs in the Sarnsbank Marine Band. A goniatite facies is widespread in this band, and only the south-eastern part of the Ruhr District shows its replacement by a productoid facies. In this part of the area the Sarnsbank M.B. is separated from the underlying coal seam by a larger interval. Similar facies differences are revealed by the maps for the Finefrau Nebenbank M.B. in the Ruhr District. Both the Sarnsbank and the Finefrau Nebenbank horizons are also known from the Aachen District.

The base of the upper Westphalian A is drawn in the Ruhr District at the Plasshofsbank Horizon, which contains goniatites locally. For a correlation

1 Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Westwall 124, 415 Krefeld, Bundesrepublik Deutschland.

with the Aachen District, it is found that the Wasserfall Horizon is more useful than Plasshofsbank, since it contains a characteristic and widespread assemblage of *Lingula, Planolites ophthalmoides* Jessen, and abundant foraminifera.

The base of Westphalian B is at the Katharina Marine Band, which is well known in both the Ruhr and Aachen Districts. A goniatite facies is observed in the eastern part of the Ruhr District, a *Lingula* facies in the central part, and a practically unfossiliferous facies in the western part.

The Domina Horizon, at the base of upper Westphalian B, has been recorded with a *Lingula* fauna in the central and north-western parts of the Ruhr District as well as in the Aachen area.

The Aegir Marine Band, the conventional base of Westphalian C, is developed with a productoid facies in the Ruhr District and in the region of Ibbenbüren. In the Aachen District the Westphalian C has not been preserved. No higher marine bands, containing macrofossils, have been recorded in the Westphalian C of the Ruhr District. However, in the boring Hoya Z 1, southeast of Bremen, a *Lingula* band was found, which could be the equivalent of the Top Marine Band of the East Midlands coalfield in England.

A further subdivision of the coal-measures in Western Germany is based on the occurrence of conglomerates and tonsteins. In the Westphalian C measures the presence of *Estheria* bands has also been used.

RESUME.

Les couches contenant des charbons dans le district de la Ruhr, épaisses d'environ 3000 m., contiennent 10 niveaux marins avec des Goniatites et quelques 15 niveaux à Lingules. Les séquences cycliques de faune sont typiquement développées et la composition d'un cycle complet est fournie dans le texte allemand. Quelques-uns des niveaux marins sont connus sur une aire très vaste et, là où les données faunistiques sont accessibles, des cartes de faciès ont été dessinées en enregistrant le développement maximum des transgressions marines pour chaque point particulier et en reliant ces acmés entre eux afin de représenter les zones isopiques. On distingue quatre faciès faunistiques différents, parmi lesquels on constate que les faciès à Goniatites et à Productidés peuvent se substituer l'un à l'autre.

Les couches contenant des charbons commencent avec le Namurien C, la base duquel est prise au « Grenzsandstein », un horizon cartographiable. Dans le niveau marin le plus ancien, les *Reticuloceras* dominent, tandis que le premier *Gastrioceras* est trouvé sporadiquement dans le « Cremer Horizont ». Les Goniatites du « Hauptflöz Horizont » sont *Gastrioceras cancellatum* Bisat et *Agastrioceras carinatum* (Frech) accompagnés d'autres espèces des mêmes genres. En raison du manque de continuité des coupes dans le District d'Aachen, une comparaison détaillée avec les roches du Namurien C du district de la Ruhr ne peut être faite bien que, cependant, l'on puisse reconnaître des horizons individuels (par exemple, le « Hinnebecke Horizont ».

Le Westphalien A a sa base conventionnelle à la première apparition de *Gastrioceras subcrenatum* (Frech), qui se manifeste dans le « Sarnsbank Hori-

zont ». Un faciès à Goniatites est très répandu à ce niveau, et est remplacé par un faciès à Productidés dans la seule partie sud-est du district de la Ruhr. Dans cette partie, le « Sarnsbank Horizont » est séparé de la veine de charbon sous-jacente par un intervalle plus grand. Des différences de faciès similaires sont mises en évidence par les cartes pour le « Finefrau Nebenbank Horizont » dans le district de la Ruhr. A la fois le « Sarnsbank Horizont » et le « Finefrau Nebenbank Horizont » sont aussi connus dans le district d'Aachen.

La base du Westphalien A supérieur est tracée dans le district de la Ruhr au « Plasshofsbank Horizont », lequel contient localement des Goniatites. Pour une corrélation avec le district d'Aachen, on a trouvé que le « Wasserfall Horizont » est plus utile que le « Plasshofsbank » parce qu'il contient un assemblage caractéristique et très répandu de *Lingula, Planolites ophthalmoides* et des Foraminifères abondants.

La base du Westphalien B est au « Katharina Horizont » qui est bien connu à la fois dans les districts de la Ruhr et d'Aachen. Un faciès à Goniatites est observé dans la partie orientale du district de la Ruhr, un faciès à *Lingula* dans la partie centrale, et un faciès pratiquement non fossilifère dans la partie occidentale.

Le « Domina Horizont », à la base du Westphalien B supérieur, contient une faune à *Lingula* dans les parties centrale et nord-occidentale du district de la Ruhr aussi bien que dans le district d'Aachen.

L'« Aegir Horizont », la base conventionnelle du Westphalien C, est développé, avec un faciès à Productidés dans le district de la Ruhr et dans la région d'Ibbenbüren. Dans le district d'Aachen, le Westphalien C n'est pas préservé. Aucun horizon marin plus élevé, contenant des macrofossiles, n'a été trouvé dans le Westphalien C du district de la Ruhr. Cependant, dans le sondage Hoya Z 1, au Sud-Est de Bremen, un niveau à *Lingula* a été trouvé, qui pourrait être l'équivalent du « Top Marine Band » dans le bassin houiller des East Midlands en Angleterre.

Une subdivision des couches contenant des charbons en Allemagne de l'Ouest est basée sur l'apparition de conglomérats et des « tonsteins ». Dans les couches du Westphalien C, la présence de lits à *Estheria* a aussi été utilisée.

Das etwa 3000 m mächtige flözführende Ruhrkarbon (Namur C bis Westfal C) enthält 10 marine Horizonte mit Goniatiten und etwa 15 mit Linguliden. Die Zahl der marinen Einschaltungen ist im Namur C und unteren Westfal A größer als im höheren Westfal.

Die Mächtigkeit der einzelnen marinen Horizonte ist sehr unterschiedlich. Ein einzelner Horizont besteht häufig aus mehreren Faunenzyklen und kann bis zu mehreren Dekametern mächtig werden.

In einem vollständigen Faunenzyklus lösen folgende Faunengemeinschaften einander ab (vgl. Jessen, Kremp & Michelau 1952, Rabitz 1966 b) :

Planolites ophthalmoides Jessen, Foraminiferen
Linguliden, Foraminiferen
Nuculaceen, Schnecken, Mollusken-Kleinformen
Goniatiten, Pterinopectiniden, andere marine Muscheln, Nautiliden bzw. Productoideen, (Crinoiden)
Nuculaceen, Schnecken, Mollusken-Kleinformen
Linguliden, Foraminiferen
Planolites ophthalmoides, Foraminiferen.

Diese Darstellung ist schematisiert, meistens fehlen einzelne Glieder in dieser Reihe.

Für die einzelnen marinen Horizonte gelangt man auf folgendem Weg zu Fazieskarten : Für jeden Beobachtungspunkt wird — nach der Skala des Faunenzyklus — die Faunengemeinschaft mit der höchsten Marinität eingetragen. Es lassen sich dann Gebiete unterscheiden, in denen verschiedene Grade der Marinität erreicht werden. Zu ihrer Charakterisierung dienen folgende Faziestypen (vgl Rabitz 1966 b) :

1) Ophthalmoides-Fazies,
2) Lingula-Fazies,
3) Nuculaceen-Fazies,
4a) Goniatiten-Fazies bzw. - 4b) Productoideen-Fazies.

Die Untergrenze des produktiven Karbons wird an die Basis des Grenzsandsteins gelegt, der im südlichen Ruhrrevier morphologisch als Höhenrücken gegenüber den Schiefertonen des Flözleeren hervortritt (Abb. 1). Der älteste marine Horizont im *Namur C*, den Sprockhöveler Schichten, ist der nur selten aufgeschlossene Bernhardt-Horizont. Er führt *Reticuloceras superbilingue* Bisat, also Fauna des Flözleeren. Die ersten noch seltenen Gastrioceren wies Patteisky (1959) im Cremer-Horizont nach, *R. superbilingue* herrscht hier noch vor. Das verhältnismäßig häufige Vorkommen taxodonter Muscheln der Gattungen *Anthraconeilo* und *Polidevcia* ist für den Besserdich-Horizont und vor allem für den Hinnebecke-Horizont charakteristisch (Schlömer 1967). Im Hinnebecke-Horizont kommt *Gastrioceras sigma* Wright vereinzelt vor. Die Goniatitenfauna des Hauptflöz-Horizontes enthält nunmehr nur noch die Gattungen *Gastrioceras* und *Agastrioceras* (Patteisky 1959, Michelau 1966-67). *G. cancellatum* Bisat und *A. carinatum* (Frech) sind recht häufig. Toneisensteinknollen lieferten körperlich erhaltene Formen mit Querschnittsbildern. Die jüngste marine Einschaltung des Namur C ist der Schieferbank-Horizont mit häufigem Auftreten von *G. crenulatum* Bisat und *G. cumbriense* Bisat.

Eine Parallelisierung der Sprockhöveler Schnichten des Ruhrkarbons mit dem Namur C des Aachener Reviers, einem Teil der Stolberger Schichten, ist im einzelnen bisher nicht möglich. Die wenigen tektonisch stark gestörten Aufschlüsse im Inde- und Wurm-Gebiet haben bislang kein zusammenhängendes Schichtenprofil ergeben (Herbst 1963). Jedoch sind einzelne Horizonte (z.B. Hinnebecke-Horizont) durch entsprechende Fossilfunde belegt (Bouckaert & Herbst 1960).

Der Horizont mit *Gastrioceras subcrenatum* (Frech), der auf den Heerlener Kongressen 1927 und 1935 als Basis des *Westfal* vereinbart wurde, liegt im Ruhrrevier über Flöz Sarnsbank (Abb. 1). Er ist im Westen und in der Mitte als Goniatiten-Schicht entwickelt und beginnt einige cm oder nur wenige Meter über dem Flöz Sarnsbank. Im Südosten tritt das Band mit der stärksten marinen Fauna in 35-40 m Abstand vom Flöz auf und führt auch Productiden (Böger 1966). Das untere *Westfal A,* die Wittener Schichten, enthalten ferner mehrere Lingula-Niveaus sowie den Finefrau-Nebenbank-Horizont mit *Gastrioceras listeri* (Sowerby), *G. circumnodosum* Foord und *G. weristerense* Demanet (H. Dahm 1966). Dieser Horizont zeigt eine ähnliche Faziesdifferenzierung wie der Sarnsbank-Horizont: Im westlichen und mittleren Ruhrrevier liegen die marinen Schichten dicht über dem Flöz und sind reich an Goniatiten. Im Osten und Südosten findet man dagegen in flöznahen Schichten nur Linguliden und *Planolites ophthalmoides,* in höheren Faunenbändern auch Productiden.

Im Aachener Revier sind der Sarnsbank- und der Finefrau-Horizont gut belegt (Hartung 1966). Ebenfalls lassen sich die marinen Niveaus der Girondelle-Gruppe in ihrer Gesamtheit wiederfinden (Herbst 1956).

Die Grenze zwischen unterem und oberem Westfal A, zwischen den Wittener und Bochumer Schichten, wird im Ruhrrevier an die Basis des marinen Plaßhofsbank-Horizontes gelegt (Abb. 1). In ihm ist hochmarine Fauna mit *Gastrioceras amaliae* H. Schmidt nur örtlich nachgewiesen worden. Stellenweise ist der Horizont als Augenschiefer entwickelt oder — wie z.B. im Aachener Revier — nicht sicher nachweisbar. Von den anderen marinen Einschaltungen in den Bochumer Schichten ist vor allem der Wasserfall-Horizont von größerer Bedeutung, weil er sowohl im Ruhrrevier als auch im Aachener Revier als Lingula- oder Augenschiefer-Schicht zu verfolgen ist (Hahne 1932). Im Osten des Ruhrreviers führt er örtlich Productiden.

Mit dem marinen Horizont über Flöz Katharina läßt man — nach Vereinbarung auf dem 1. Heerlener Kongreß 1928 — das *Westfal B* beginnen (Abb. 1). Das Leitfossil *Gastrioceras catharinae* H. Schmidt ist sehr selten, *Anthracoceras vanderbeckei* (Ludwig) tritt dagegen häufig auf. Im Ruhrrevier zeigt der Katharina-Horizont eine

deutliche Differenzierung in Goniatiten-Fazies im Osten, *Lingula*-Fazies in der Mittel und fossilarmer oder fossilfreier Fazies im Westen (Rabitz 1966 a). Im Aachener Revier ist er sicher durch Linguliden und örtlich auch durch marine Mollusken (Herbst 1962, Vangerow 1966) nachgewiesen.

Die Grenze zwischen Essener und Horster Schichten, das Domina-Niveau, ist im Ruhr- und Aachener Bezirk vorwiegend als Lingula-Schicht entwickelt (Abb. 1).

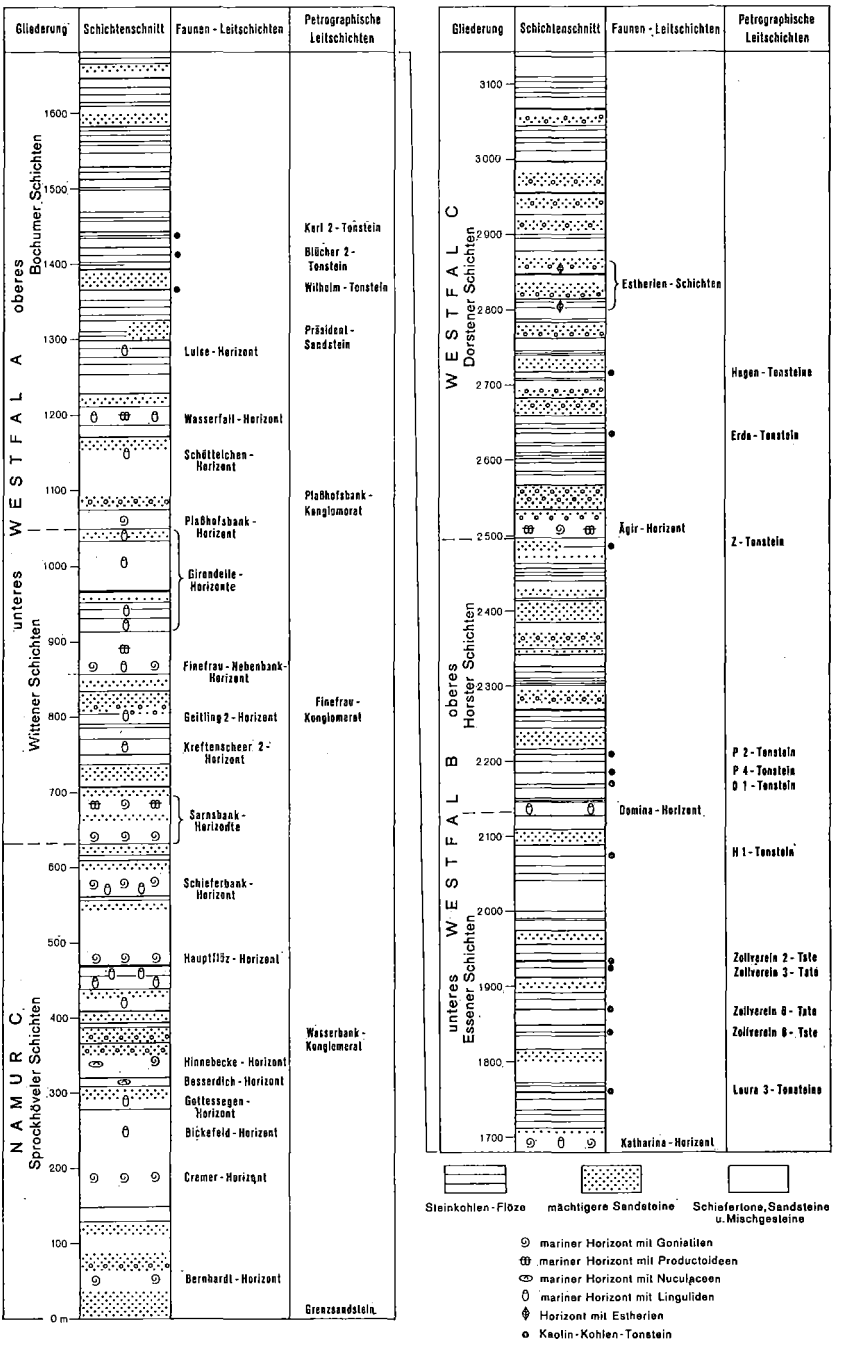
Der artenreichste marine Horizont des Ruhrkarbons liegt über Flöz Ägir und dient seit den Heerlener Beschlüssen von 1927 als Grenze zwischen *Westfal B* und *Westfal C*, den Horster und Dorstener Schichten (Abb. 1). Das Leitfossil ist *Anthracoceras aegiranum* H. Schmidt. Der Ägir-Horizont ist als einziger mariner Horizont des Ruhrreviers überall in Productiden-Fazies entwickelt (Fiebig 1966) und bildet eine wichtige Leitschicht für den Anschluß des Osnabrücker Karbons. Im Aachener Revier reichen die Aufschlüsse nicht bis ins Niveau von Flöz Ägir. Frühere Aufschlüsse aus dem benachbarten niederländischen Kohlenrevier zeigten den Ägir-Horizont in ähnlicher Entwicklung wie im Ruhrrevier.

Im Westfal C des Ruhrkarbons sind außer dem Ägir-Horizont keine weiteren marinen Horizonte bekannt. Als faunistische Leitschichten haben sich zwei Estherien-Horizonte in der Kobold- und Midgard-Flözgruppe erwiesen. Foraminiferen-Lagen kommen im gesamten Ruhrkarbon vom Namur C bis zum Westfal C einschließlich vor. Im höheren Westfal C Norddeutschlands ist eine *Lingula*-Schicht aus der Erdölbohrung Hoya Z1 südöstlich von Bremen bekannt geworden (Hecht, Hering, Knobloch, Kubella & Rühl 1962). Sie wird mit dem Top Marine Band Englands verglichen.

Für die feinere Untergliederung des nordwestdeutschen Oberkarbons eignen sich vor allem petrographische Leitschichten wie Kaolin-Kohlentonsteine und Konglomerate (Abb. 1). Mit der Abnahme der marinen Einschaltungen im oberen Westfal A ist ein verstärktes Auftreten von Tonsteinen zu beobachten (Burger, Eckhardt & Stadler 1962).

Über Nordwestdeutschland hinaus bilden vor allem die marinen Horizonte eine Basis für den Schichtenvergleich mit anderen paralischen Karbonrevieren Europas.

Abb. 1. — Schematischer Schichtenschnitt des flözführenden Ruhrkarbons mit Leitschichten.
Zusammengestellt nach verschiedenen Unterlagen, bes. von Oberste-Brink & Bärtling (1930) und Fiebig (1967).


Gliederung
Schichtenschnitt
Faunen - Leitschichten
Petrographische Leitschichten
WESTFAL A
oberes
Bochumer Schichten
unteres
Wittener Schichten
NAMUR C
Sprockhöveler Schichten
WESTFAL C
Dorstener Schichten
WESTFAL B
oberes
Horster Schichten
WESTFAL C
unteres
Essener Schichten
Karl 2 - Tonstein
Blücher 2 - Tonstein
Wilhelm - Tonstein
Präsident - Sandstein
Luise - Horizont
Wasserfall - Horizont
Schüttelchen - Horizont
Plaßhofsbank - Konglomerat
Plaßhofsbank - Horizont
Girondelle - Horizonte
Finefrau - Nebenbank - Horizont
Finefrau - Konglomerat
Geitling 2 - Horizont
Kreftenscheer 2 - Horizont
Sarnsbank - Horizonte
Schieferbank - Horizont
Hauptflöz - Horizont
Wasserbank - Konglomerat
Hinnebecke - Horizont
Besserdich - Horizont
Gottessegen - Horizont
Bickefeld - Horizont
Cramer - Horizont
Bernhardt - Horizont
Grenzsandstein
Estherien - Schichten
Ägir - Horizont
Domina - Horizont
Katharina - Horizont
Hagen - Tonsteine
Erda - Tonstein
Z - Tonstein
P 2 - Tonstein
P 4 - Tonstein
O 1 - Tonstein
H 1 - Tonstein
Zollverein 2 - Tste
Zollverein 3 - Tste
Zollverein 8 - Tste
Zollverein 6 - Tste
Laura 3 - Tonsteine
Steinkohlen - Flöze
mächtigere Sandsteine
Schiefertone, Sandsteine u. Mischgesteine
mariner Horizont mit Goniatiten
mariner Horizont mit Productoideen
mariner Horizont mit Nuculaceen
mariner Horizont mit Linguliden
Horizont mit Estherien
Kaolin - Kohlen - Tonstein

SCHRIFTTUM

BACHMANN, M., HERBST, G. & KIMPE, W. F. M. (1970) : Derzeitiger Stand der Flözparallelisierung zwischen den Kohlenrevieren der Niederlande, Aachen-Erkelenz und linker Niederrhein. *C.R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, II :* 445-451.

BÖGER, H. (1966) : Die marinen Niveaus über den Flözen Schieferbank und Sarnsbank (Grenze Namur C-Westfal A) im Ruhrgebiet. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 13*, 1 : 1-38, Taf. 1-3.

BOUCKAERT, J. & HERBST, G. (1960) : Zur Gliederung des Namurs im Aachener Gebiet. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 3*, 1 : 369-384, Taf. 1-3.

BURGER, K., ECKHARDT, F. J. & STADLER, G. (1962) : Zur Nomenklatur und Verbreitung der Kaolin-Kohlentonsteine im Ruhrkarbon. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 3*, 2 : 525-540, Taf. 1-8.

DAHM, H. (1966) : Das marine Niveau über Flöz Finefrau Nebenbank (Obere Wittener Schichten, Westfal A) im niederrheinischwestfälischen Steinkohlengebirge. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 13*, 1 : 39-124, Taf. 1-8.

FIEBIG, H. (1966) : Ausbildung und Faunenführung des marinen Ägir-Niveaus (Basis Westfal C_1) in der Lippe-Mulde des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 13*, 1 : 203-243, Taf. 1-4.

FIEBIG, H. (im Druck) : Das Namur C und Westfal im Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebiet. *C.R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967*, I : 79-89, Taf.I.

HAHNE, C. (1962) : Feststellung des Wasserfall-Niveaus im Indegebiet. *Glückauf, 68* : 146-148.

HARTUNG, W. (1966) : Fossilführung und Stratigraphie im Aachener Steinkohlengebirge. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Wesf., 13*, 1 : 339-564, Taf.1.

HECHT, F., HERING, O., KNOBLOCH, J., KUBELLA, C. & RÜHL, W. (1962) : Stratigraphie, Speichergesteins-Ausbildung und Kohlenwasserstoff-Führung im Rotliegenden und Karbon der Tiefbohrung Hoya Z1. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 3*, 3 : 1061-1074, Taf. 1-3.

HERBST, G. (1956) : Die Ausbildung der Girondelle-Schichten im Revier von Aachen und Erkelenz. *Geol. Jb.*, 71 : 389-394.

HERBST, G. (1962) : Zur Ausbildung der Alsdorfer Schichten im Steinkohlenrevier von Aachen — Erkelenz. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 3*, 3 : 1015-1040.

HERBST, G. (1963) : Stolberger Schichten. *Lex. Stratigr. intern., 1*, 5 c1 : 201-202.

JESSEN, W., KREMP, G. & MICHELAU, P. (1952) : Gesteinsrhythmen und Faunenzyklen des Ruhrkarbons und ihre Ursachen. *C.R. 3e Congrès Carbonifère Heerlen 1951, I :* 289-294.

MICHELAU, P. (1966/67) : Ein feinstratigraphisches Profilband durch die Sprockhöveler Schichten (Namur C) von Blankenstein bis Sprockhövel. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 13*, 2 : 1109-1196, Taf. 1-11.

OBERSTE-BRINK, K. & BÄRTLING, R. (1930) : Gliederung des Produktiven Karbons und einheitliche Flözbenennung im rheinisch-westfälischen Steinkohlenbecken. *Z. deutsch. geol. Ges., 82* : 321-347, Taf. 1.

PATTEISKY, K. (1959) : Die Goniatiten im Namur des Niederrheinisch-Westfälischen Karbongebietes. *Mitt. Westf. Berggwerkschaftskasse, 14* : 1-66, Taf. 1-14.

RABITZ, A. (1966a) : Der marine Katharina-Horizont (Basis des Westfal B) im Ruhrrevier und seine Fauna. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 13*, 1 : 125-194, Taf. 1-9.

RABITZ, A. (1966) : Die marinen Horizonte des flözführenden Ruhrkarbons. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 13*, 1 : 243-296, Taf. 1-2.

SCHLÖMER, S. (1967) : Die marinen Pelecypoden aus dem flözführenden Oberkarbon des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. 1. Teil : Taxodonta. *Palaeontographica, 126A* : 71-115, Taf. 1-6.

SCHMIDT, H. (1938) : Die marinen Fossilien im Oberkarbon Nordwestdeutschlands. *in* KUKUK, P. : Geologie des Niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebietes : 117-124.

SCHUSTER, A. (1968) : Karbonstratigraphie nach Bohrlochmessungen. *Erdöl-Erdgas-Zeitschrift, 84* : 439-457.

VANGEROW, E. F. (1966) : Das Katharina-Niveau im Aachener Steinkohlenrevier. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 13*, 1 : 195-202.

DISCUSSION

T. N. George (question) : (1) Could Dr. Rabitz comment on the degree of marine influence indicated by such benthonic organims as spirifers, crinoids, and (if he has found them) corals, in relation to the distribution and relative abundance of goniatites ?

(2) What correlation had Dr. Rabitz found between the degree of development of the marine bands, in terms of fossil phases, and the thickness of the associated coal measures ?

A. Rabitz (reply) : Only in the Aegir Marine Band there are different groups of brachiopods ; in the other marine bands they are either not so common or absent. Corals are not known from the Ruhr coal measures, and only one specimen of a coral has been described from the Aegir Marine Band in Belgium. Crinoids are sporadically found in the Namurian C and Lower Westphalian A. Relatively more frequent crinoids, including some calices, are encountered in the Aegir Marine Band (see Fiebig 1966). The brachiopod facies is often found in somewhat ankeritic shales which are occasionally sandy. The goniatite facies appears often in relation to pyritic shales. The facies relationships between a marine horizon and its under-and overlying sediments are only known as yet for the Katharina Marine Band. It has been shown that these sediments are thicker where the marine band has its maximum development.

E. Paproth (in addition to A. Rabitz's reply to T.N. George) : Wir glauben nicht, dass sich Brachiopoden und Goniatiten in den marinen Horizonten im Grad ihrer Marinität unterscheiden, sondern in erster Linie

durch ihre Lebensweise : die Brachiopoden lebten benthonisch, die Goniatiten nektonisch. Die Brachiopoden, Productoideen, sind oft an mehr sandige und kalkige Sedimente gebunden. Der kalkige Einfluss kam von Westen und nimmt von Belgien über Aachen zum Ruhr-Gebiet ab. Spiriferen sind extrem selten und wir können vom Ruhr-Gebiet aus nicht sicher beurteilen, ob sie in den marinen Horizonten eine in erster Linie vom Salinitätsgrad abhängige Fazies anzeigen.

D. Meischner (comment) : Some additions to my 1967 paper to the Carboniferous Congress are : (1) Conodont faunas are found within the goniatite horizons ; being the most rich, both in specimens and species, where they occur together with those goniatite faunas which show all growth stages preserved together. The conodonts show a normal evolutionary continuation of the pelagic type assemblages which are found in the Kulm facies of the Lower Carboniferous. (2) The conodont stratigraphy, as worked out for the Ruhr Coal Measures, has recently been adopted by the Marburg University group working on the island of Chios (Greece). Quite similar faunas were found there. The same conodont species have been found in Iran.

M. A. Calver (comment) : The facies distribution illustrated so clearly by Dr. Rabitz for the Ruhr district can be matched in the major coalfield aeras of Britain. For example, in the Pennine Basin there is a transition shorewards from the goniatite/pectinoid faunas of the central part of the basin towards benthonic assemblages characterized by either *Myalina* or calcareous brachiopods, and thence to *Lingula* facies in the marginal areas. In the marine bands of the Middle Coal Measures the occurrence of calcareous brachiopods appears to be particularly related to the margins of the land masses such as the Wales/Brabant Island and that lying northwest of the Scottish Midland Valley (see Calver 1968, 1969).

D. Meischner (question posed to M. A. Calver) : Are the pectinoids you mentioned of vagile benthonic type or are they pseudoplanktonic ? The latter seems to be more probable, because the area of distribution of pectinoids generally exceeds that of the goniatites towards the margin of the basin. Pseudoplanktonic mussels of Carboniferous age should not be listed as « pectinoids ».

M. A. Calver (reply) : In my reference to pectinoids when speaking of the goniatite/pectinoid facies, I included *Dunbarella (Pterinopecten), Posidonia* and *Caneyella.* I have considered *Dunbarella* to be a vagrant-benthonic or pseudo-nektonic form, and possibly this mode of life also applied to *Posidonia.* Examples of *Caneyella* have been found showing evidence of byssal attachment to wood or floating debris, so the latter bivalve should perhaps more correctly be considered as pseudoplanktonic as Dr. Meischner suggests, and may not be a true pectinoid. However, it is *Dunbarella* which has the widest geographical distribution by comparison with either *Posidonia* or *Caneyella* as it extends into the near-shore facies where goniatites are usually absent.

W.P. van Leckwijck (question) : Does the sketch you showed for the progressive and regressive hemicycles in marine bands show them to be as of equal length, and do they correspond to the average in Germany ? In Belgium the progressive hemicycle is always much shorter than the regressive hemicycle, and is often completely lacking ; goniatites and pectinoids are found immediately overlying the coal seam.

A. Rabitz (reply) : The figure is only diagrammatic. In Germany we have noticed a number of cases where a goniatite facies is developed immediately above a coal seam. This means that the faunal cycle is often not symmetrically developed.

W. H. C. Ramsbotton (question) : In the high Namurian marine bands of the Pennine area of England the bands with goniatite-pectinoid fauna in the centre of the basin are thin (1 ft.), whereas in the same bands near shorelines, where calcareous brachiopods occur, the thickness may be as much as four feet. Are similar thickness variations found in the Ruhr District ?

A. Rabitz (reply) : There is as yet no evidence from the Namurian. In the Sarnsbank and Finefrau-Nebenbank Marine Horizons it is possible that similar thickness changes do occur, but these have not yet been proved.

Palynology of the Lower Limestone Shale Group (Basal Carboniferous Limestone series) and Portishead Beds (Upper Old Red Sandstone) of the Avon Gorge, Bristol, England

J. UTTING [1] & R. NEVES [1]

With 1 text-figure and plates 27-28.

ABSTRACT.

Three distinctive miospore assemblages are described from Devonian/Carboniferous transition measures in the Avon Gorge, Bristol. Twenty-five samples were investigated from a sequence ca. 245 ft. thick (text-fig. 1), including the Upper Portishead Beds, the Shirehampton Beds, and the lower part of the Lower Limestone Shales. Stratigraphically most important is the assemblage from the upper Portishead Beds, containing *Hymenozonotriletes lepidophytus, H. famenensis, Hystricosporites* sp. and *? Ancyrospora capillata.* This assemblage does not occur in the Shirehampton Beds, which, on comparison with the Belgian miospore assemblages (Streel 1966), are considered to be younger than the lower part of Tn 1b α.

A plant bed at the base of the Shirehampton Beds contains abundant *Rhacophyton* sp., a genus not noted before from the British Isles.

RESUME.

Trois associations bien caractérisées de miospores ont été relevées dans les couches de transition entre le Dévonien et le Carbonifère dans la gorge de l'Avon River à Bristol. Vingt-cinq échantillons furent étudiés dans une séquences de 80 mètres environ (fig. 1) qui comprend les formations suivantes : Portishead Beds (sa partie supérieure), Shirehampton Beds, et Lower Limestone Shales (sa partie inférieure). L'association de spores obtenue des Portishead Beds s'est révélée la plus importante au point de vue stratigraphique. Elle contient, notamment : *Hymenozonotriletes lepidophytus, H. famenensis, Hystricosporites* sp. et *?Ancyrospora capillata.* Cette association n'est plus repré-

1 Department of Geology, The University, St. George's Square, Sheffield 1, England.

sentée au niveau des Shirehampton Beds qui devront donc être considérés comme l'équivalent du Tn 1b α. A la base des Shirehampton Beds nous avons trouvé un banc riche en *Rhacophyton,* une plante qui n'était pas encore connue du Dévono-Carbonifère des Iles Britanniques.

I. INTRODUCTION

The Lower Limestone Shales of the Avon Gorge, Bristol, were selected by Vaughan (1905), as representing the basal measures of the Avonian (equivalent to the Dinantian in Belgium) in the type section. The shales constitute a transition sequence between the terrestrial deposits of the Old Red Sandstone and the marine limestone of the Avonian *Zaphrentis* Zone. They were ascribed by Vaughan to the *Cleistopora* or the K Zone, which was further subdivided into the K m *(Modiola lata* phase) below, and the K 1 and K 2 subzones above. The division between K m and K 1 was placed at the top of a partially hematised crinoidal limestone (approx. 21 ft. thick), the so called Bryozoa Bed. Immediately below the Bryozoa Bed, the measures are essentially grey calcereous shales with occasional limestone intercalations, but towards the base, grits, sandstones and reddish brown siltstones become increasingly important. More recently, the divisions suggested by Vaughan have been reviewed by Kellaway & Welch (1955), who divided the Lower Limestone Shale Group into two lithological units termed the Shirehampton Beds and the Lower Limestone Shales. The Shirehampton Beds are underlain by the Portishead Beds of the Upper Old Red Sandstone, which in this region is essentially terrestrial and comprises red, grey and green mudstones and siltstones as well as cross bedded felspathic sandstones and conglomerates. The Upper Old Red Sandstone is largely unfossiliferous, but plant and fish beds do occur in the upper part, although these provide little evidence concerning the age of the beds. The Shirehampton Beds, which represent the transition measures from terrestrial Portishead Beds to the marine Lower Limestone Shales, are generally equivalent to the Km subzone of Vaughan (1905, p. 188). They comprise a varied lithology of dark grey calcareous shales with thin grey limestone intercalations, but towards the top of the unit, red crinoidal limestones predominate. The basal beds are red, brown and green siltstones with green, grey sandstones. They include a plant bed with abundant *Rhacophyton* sp., hereafter called the *Rhacophyton* Bed. The overlying Lower Limestone Shales comprise dark grey-green shales with thin crinoidal limestones and contain a fauna of brachiopods, ostracods and trilobites. Tentative correlations of the Lower Limestone Shales with basal Carboniferous rocks of the European mainland have

been suggested by various workers ; for example Vaughan (1915), Paul (1937), George (1952), Kellaway & Welch (1955), Demanet (1958). Unfortunately, definite correlation is difficult, because most of the faunal elements present in the Lower Limestone Shales are either long ranging species or have a local distribution. The latter is related to rapid lateral lithofacies changes associated with the marine transgression. On the basis of trilobite evidence, however, Goldring (1958) suggested that the Lower Limestone Shales (*sensu* Kellaway & Welch 1955) of the Bristol region should be equated with the Hastière Limestone (Tn1b) and the *peracuta* Shales (Tn2a) of Belgium.

For this study, both the Shirehampton and the Portishead Beds were investigated. Samples were obtained from the Leigh Woods side of the Avon Gorge section (Grid. Ref. 55.5/74.5) over an interval of approx. 240 ft. below the top of the Bryozoa Bed (see Fig. 1). In addition, one sample from the Lower Limestone Shales immediately above the Bryozoa Bed was examined.

The samples were macerated by the use of standard techniques involving initial treatment with dilute hydrochloric acid and 40 per cent hydrofluoric acid, followed by oxidation with fuming nitric acid. Of 25 samples collected, 14 contained abundant spores, 8 contained carbonised woody tissue only and 3 yielded occasional spores. Other microfossils such as acritarchs, megaspore fragments and scolecodonts were noted in some of the preparations from the upper part of the Shirehampton Beds.

II. PREVIOUS PALYNOLOGICAL WORK CONCERNING THE DEVONIAN/CARBONIFEROUS BOUNDARY

Recent work by Streel (1966, 1967) and Bouckaert, Streel & Thorez (1968), concerning the Devonian/Carboniferous boundary in the Dinant Basin of Belgium, has indicated that the appearance and subsequent disappearance of the key species *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo is of considerable stratigraphic importance. The species first appears at the top of the Famennian in Fa 2d ; it reaches its maximum frequency in the upper part of Tn 1a, but dies out in the lower part of Tn 1b. On the basis of biometrical and morphological changes within this key species, Streel (1966) recognised seven detailed regional palynological zones. Using these zones, he has recently suggested (Streel 1969) a correlation of the base of the Hangenberg Schiefer (Rhenish succession) with the base of Tn 1a. These findings by Streel have put a new complexion on much of the work done by previous writers, as in many cases the stratigraphic importance of the key species *Hymenozonotriletes lepidophytus* was not apparent.

One of the first workers to study the palynology of measures at the Devonian/Carboniferous boundary was Kedo (1957, 1962, 1963). She worked with material from the Upper Devonian and Lower Carboniferous deposits of the Pripyat Depression, Byelorussia. Kedo erected a number of palynological zones for the Famennian and Tournaisian sediments, and divided the former into two horizons and the latter into eight. The highest Famennian assemblage from the Ozersko-Kovanski horizon, she divided into three zones. The lowest zone was dominated by simple, small laevigate, and simple cingulate spores : the middle zone was characterised by *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo, and the upper zone contained *H. lepidophytus* var. *minor* Kedo. The basal horizon of the overlying Tournaisian comprised the Malevka horizon, which was also divided into three zones. In Malevka zone 1, *Vallatisporites (Hymenozotriletes) pusillites* (Kedo) Dolby & Neves, suddenly appeared along with *H. lepidophytus* var. *tener* Kedo. In the Malevka zone 2, the assemblage is dominated by forms such as *Archaeozonotriletes malevkensis* Naumova, *Lophozonotriletes malevkensis* Naum., *in* Kedo 1963 and *Hymenozonotriletes hyalinus* var. *tournensis* (Naum.) Kedo. Both *Vallatisporites pusillites* Kedo and *H. lepidophytus* var. *tener* are absent. Malevka zone 3 is characterised by *Acanthotriletes sphaerites* Kedo, *Lophotriletes rotundus Naumova, Hymenozonotriletes macrosetus* Kedo, *H. rugosiusculus* Jushko *in* Kedo 1963, *H. explanatus* (Luber) Kedo, *Archaeozonotriletes malevkensis, A. literatus* (Waltz) Naum. *in* Kedo 1963, *Lophozonotriletes rarituberculatus* Kedo and *L. malevkensis.* In this zone characteristic Devonian forms are absent.

Bharadwaj & Venkatachala (1961) described spore assemblages from the Lower Carboniferous Shale of Spitsbergen and suggested recognition of an « Index-Spore-Association » from rocks of Lower Carboniferous age. *Convolutispora, Cincturaspora, Labiadensites, Tripartites* and *Rotaspora* were considered especially important. Similar spores to *H. lepidophytus* were described by Winslow (1962) from the Devonian/Mississippian transition measures of Ohio. For example, *Endosporites lacunosus* of Winslow was considered by Owens & Streel (1967), to be part of the *H. lepidophytus* complex. Another important species, *V. pusillites* was recognised by Owens & Streel as being represented by Winslow's *Lycospora* sp. A. Balme & Hassell (1962) recorded a further representative of the *H. lepidophytus* complex in the form of *Leiozonotriletes naumovae* Balme & Hassell from the Famennian succession in the Canning Basin of W. Australia.

Wray (1964) also noted forms similar to *H. lepidophytus* in the Upper Devonian of Libya.

Assemblages described by Playford (1964) from the Mississippian Horton Group of Eastern Canada, did not contain *H. lepidophytus.*

The Group is divided into a lower Horton Bluff Formation and an upper Cheverie Formation. The former contained abundant *Vallatisporites species* and *Lycospora torulosa* Hacquebard. These were absent in the latter which was characterised by *Pustulatisporites pretiosus* Playford. In the Lower Carboniferous of Spitsbergen *H. lepidophytus* was not recorded by Playford (1964). He noted two distinct miospore associations, the first of which was termed the *raritubercularus* assemblage, of presumed Tournaisian age, and the second the *aurita* assemblage, of probable Viséan age.

The assemblage described by Sullivan (1964) from the Lower Limestone Shales of the Forest of Dean, England, showed a dominance of circular trilete laevigate spores, especially *Punctatisporites irrasus* Hacquebard and *Retusotriletes incohatus* Sullivan. He considered the assemblage to show both Devonian and Carboniferous characteristics. *H. lepidophytus* was not recorded, however.

In a study of the Upper Famennian of Bashkiria, Chibrikova (1966) noted the presence of *H. lepidophytus.*

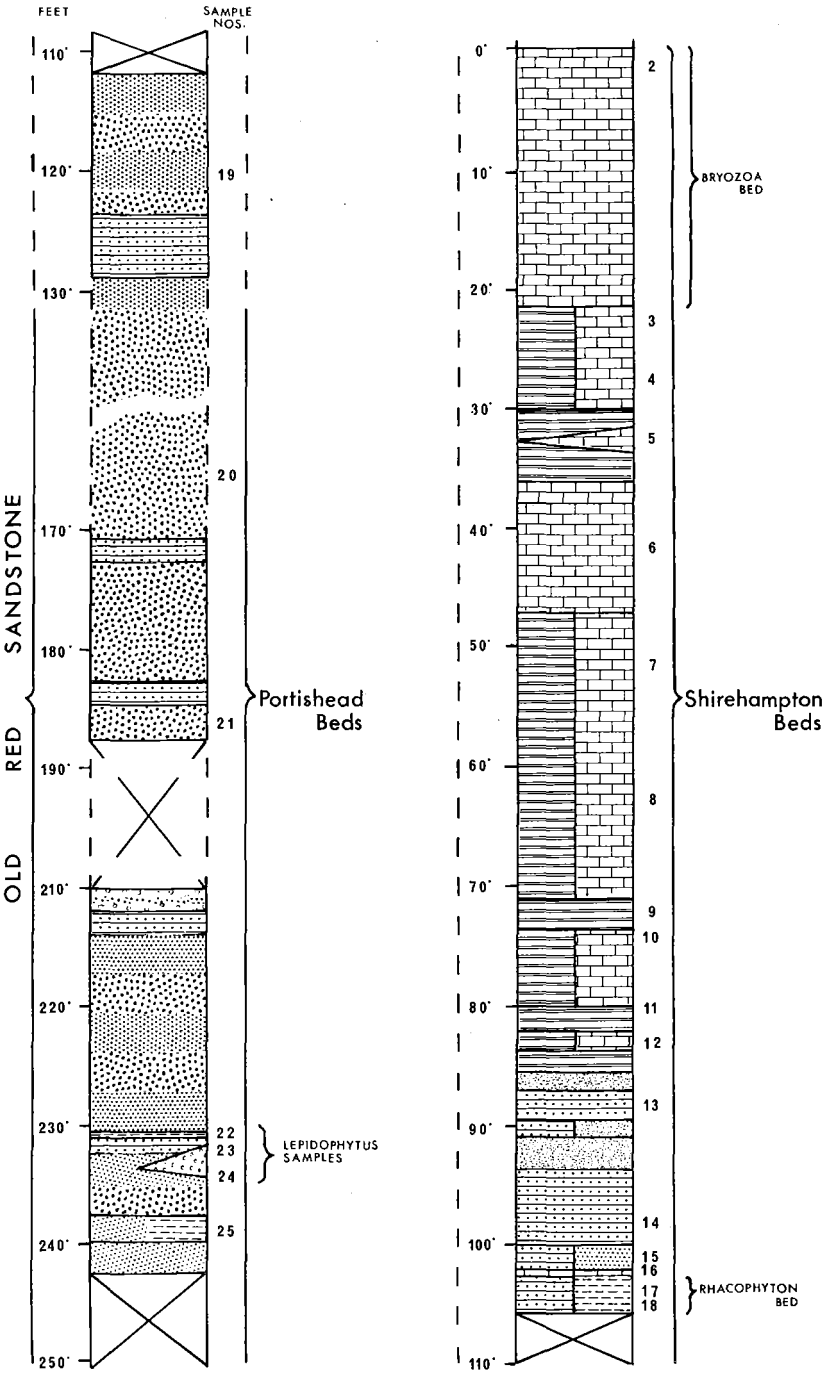
A general review of the significance of *H. lepidophytus* and its relation to the Devonian/Carboniferous boundary was published by Owens & Streel (1966).

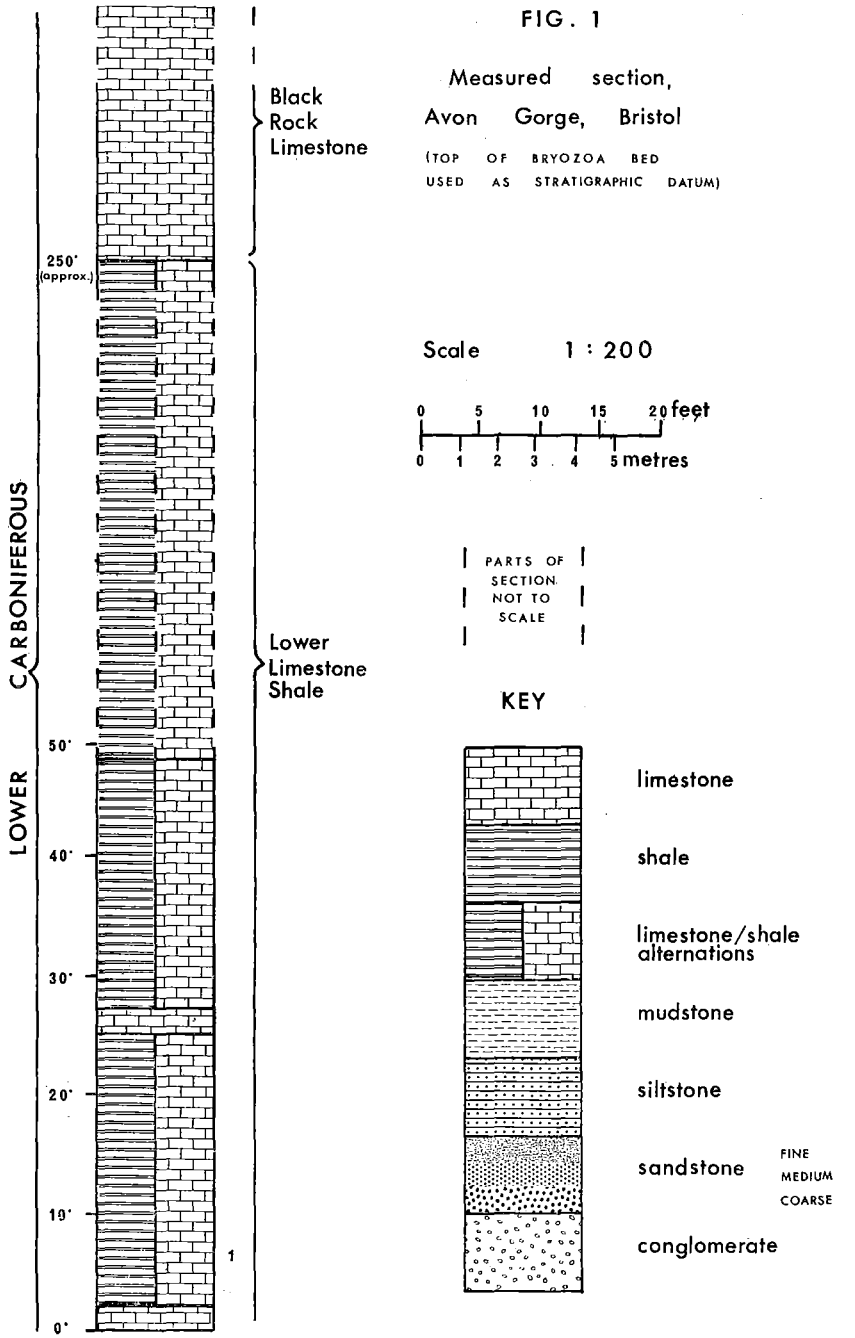
Neves & Dolby (1967) recorded an assemblage from the Lower Limestone Shales of Burrington Combe in the Mendip Hills, England, similar to that described by Sullivan (1964) from the Forest of Dean. They also gave the first record in this country of *H. lepidophytus* from the underlying Portishead Beds of the Old Red Sandstone. The result of a biometric analysis of the *H. lepidophytus* population indicated a probable equivalence with Tn 1a for the upper part of the Portishead Beds, although more recent work by Dolby & Neves (in press) suggested that the age should be amended to Tn 1b.

Sullivan (1968) described an assemblage of spores from the Cementstone Group of Ayrshire, which he considered to be of Tournaisian age. The assemblage, which was dominated by species of *Punctatisporites* contained a total of 22 species of which Sullivan considered 8 to be restricted to the Tournaisian. *H. lepidophytus* was not recorded.

III. MIOSPORE ASSEMBLAGES

The section investigated is shown on text-fig. 1. Samples were collected from the lower part of the Lower Limestone Shales, the Shirehampton Beds and the upper part of the Portishead Beds. Three main assemblages were recognised from these samples.


FEET
SAMPLE NOS.
110'
120'
130'
170'
180'
190'
210'
220'
230'
240'
250'
19
20
21
22
23
24
25
OLD RED SANDSTONE
Portishead Beds
LEPIDOPHYTUS SAMPLES
0'
10'
20'
30'
40'
50'
60'
70'
80'
90'
100'
110'
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
BRYOZOA BED
Shirehampton Beds
RHACOPHYTON BED


FIG. 1
Measured section,
Avon Gorge, Bristol
(TOP OF BRYOZOA BED
USED AS STRATIGRAPHIC DATUM)
Black
Rock
Limestone
Lower
Limestone
Shale
LOWER CARBONIFEROUS
250'
(approx.)
50'
40'
30'
20'
10'
0'
Scale 1 : 200
0 5 10 15 20 feet
0 1 2 3 4 5 metres
PARTS OF
SECTION
NOT TO
SCALE
KEY
limestone
shale
limestone/shale
alternations
mudstone
siltstone
sandstone
FINE
MEDIUM
COARSE
conglomerate

3. Varied assemblage containing typical Devonian forms. *H. lepidophytus* is present, but *Vallatisporites pusillites* is absent.
2. Intermediate assemblage of limited diversity, dominated by simple trilete forms. Absence of *V. pusillites* and *H. lepidophytus.*
1. Varied assemblage, but dominated by simple trilete spores. Absence of *V. pusillites* and *H. lepidophytus.*

ASSEMBLAGE 1. Similar spore floras were recorded from sample 1 collected 6 ft above the Bryozoa Bed and from samples (2 to 12) collected from 0 to 83 ft below the top of the Bryozoa Bed ; i.e. from the lower part of the Lower Limestone Shales and from the middle and upper parts of the Shirehampton Beds.

The assemblage includes *Acanthotriletes* sp., *Apiculatisporis* cf. *macrurus* (Luber) Potonié & Kremp, *Convolutispora* sp., *Corbulispora* cf. *subalveolaris* (Luber) Sullivan, *Corystisporites* sp., *Cristatisporites echinatus* Playford, *Dictyotriletes* sp., *Discernisporites* sp. Hacquebard, *Grandispora echinata* Hacquebard, *Gulisporites torpidus* Playford, *Knoxisporites literatus* (Waltz) Playford, *Leiotriletes ornatus* Ishchenko, *Lophozonotriletes malevkensis, Murospora friendii* Playford, *Perotrilites perinatus* Hughes & Playford, *Punctatisporites* spp., *Raistrickia corynoges* Sullivan, *Retusotriletes incohatus, Secarisporites* sp., *Spinozonotriletes uncatus* Hacquebard, *Stenozonotriletes* sp., *Verrucosisporites nitidus* Playford.

Many of these forms were recorded by Sullivan (1964) from the Lower Limestone Shales of the Forest of Dean. Sullivan also noted a similar dominance of *Retusotriletes* and *Punctatisporites.*

ASSEMBLAGE 2. The intermediate assemblage was found in samples 17 and 18 collected from the *Rhacophyton* Bed. This is approximately 102 ft. below the top of the Bryozoa Bed. The assemblage from the lower part of the Shirehampton Beds contains some forms present in Assemblage 1, but is less varied. The forms recorded are *Retusotriletes incohatus, Punctatisporites irrasus, Auroraspora* sp., *Corystisporites* sp., *Knoxisporites literatus, Convolutispora* sp., *Acanthotriletes* sp.

ASSEMBLAGE 3. This assemblage occurs approximately 125 ft. below the *Rhacophyton* Bed in the lower part of the Shirehampton Beds. The lithology between the *Rhacophyton* Bed and Assemblage 3 is predominantly coarse pebbly sandstone with occasional red, brown siltstone intercalations. Samples 22-24 were collected 230 ft - 234 ft below the top of the Bryozoa Bed from a dark grey sandy siltstone lithology. Spores were found in samples 22 and 24, and both the samples were similar qualitatively, although they vary quantitatively. No spores were found in sample 23. Sample 22 contained : *Anapiculatispo-*

rites ampullaceus (Hacquebard) Playford, ? *Ancyrospora capillata* Dolby & Neves, *Auroraspora macra* Sullivan, *Convolutispora* sp., *H. famenensis, Hymenozonotriletes lepidophytus, Hystricosporites* sp., *Knoxisporites literatus, Punctatisporites irrasus, P. viriosus* Hacquebard, *Pustulatisporites gibberosus* (Hacquebard) Playford, *Raistrickia clavata* Hacquebard, *Retusotriletes incohatus, Rhabdosporites* cf. *langi* (Eisenack) Richardson, *Verrucosisporites* spp.

Sample 24 contained : ? *Ancyrospora capillata, Auroraspora macra, Auroraspora* sp., *Convolutispora* spp., *Corbulispora* cf. *cancellata* (Waltz) Bharadwaj & Venkatachala, *Dictyotriletes* spp., *Discernisporites micromanifestus* (Hacquebard) Sabry & Neves, *Hymenozonotriletes lepidophytus, Hystricosporites* sp., *Knoxisporites literatus, Lophozonotriletes malevkensis, Punctatisporites irrasus, Raistrickia (Archaeotriletes) minor* (Kedo) Neves & Dolby, *Retusotriletes incohatus, Stenozonotriletes* sp.

Sample 22 contains simple trilete spores similar to those recorded by Hacquebard (1957) and Playford (1964) from the Horton Group in Nova Scotia. Major differences are the presence in sample 22 of *H. lepidophytus, Hystricosporites* spp., ? *Ancyrospora capillata* and the absence of *Vallatisporites* spp.

Quantitatively, sample 22 is dominated by *H. famenensis,* whereas sample 24 shows a strong *Auroraspora/Punctatisporites* background.

The *H. lepidophytus* forms in both samples are large and possess heavy muri ; thus resembling the *Leiozonotriletes naumovae* forms of Balme & Hassell (1962). Unfortunately specimens are not sufficiently abundant to permit biometric analysis, but are possibly similar to the large forms of *H. lepidophytus* described by Streel (1966) as occurring in spore zones C & D of the Belgian section.

IV. **RHACOPHYTON BED**

A previously unrecorded plant bed was discovered approximately 102 ft. below the top of the Bryozoa Bed and was found to contain numerous well preserved specimens of *Rhacophyton* sp. (material identified by Dr. R.H. Wagner). This genus has not been noted before from the British Isles. The stratigraphic position of the *Rhacophyton* Bed is shown on text-fig. 1, which shows the section measured on the south bank (Leigh Woods side) of the Avon River, Bristol. The *Rhacophyton* Bed is approximately 3 ft 6 inches thick and consists of alternations of greenish, grey mudstones and siltstones. Immediately above the bed is a 6 inch thick fine sandy, yellow, grey limestone.

Immediately below the base of the *Rhacophyton* Bed, 6 ft. of the section has been bricked up and is not accessible.

Comminuted plant debris is abundant throughout the bed, whereas larger plant remains are restricted to a band from 1 ft. to 2 ft. below the top of the bed. This band also contains at least two rootlet beds approximately half an inch thick, which indicate a definite terrestrial environment of deposition for the *Rhacophyton* Bed. Examples of plant specimens are figured ; see pl. 27, figs 12 and 14 and pl. 28, figs 4 and 5. Further work, in collaboration with R.H. Wagner, is in progress on the collected material, and special attention is being given to the isolation of spores from the sporangia. Andrews & Phillips (1968) studying the sporangia of a species of *Rhacophyton* collected from the Upper Devonian of West Virginia, isolated spores which resembled *Petrotrilites conatus* Richardson (1960) and *P. perinatus* Hughes & Playford 1961. Their figured specimens are similar to some rare forms of *Auroraspora* sp. noted in Assemblage 2 described above.

V. STRATIGRAPHIC CONCLUSIONS

In the Dinant Basin of Belgium, as discussed by Bouckaert, Streel & Thorez (1968), the stated range of *H. lepidophytus* is Fa 2d to the lower part of Tn1bα.

The presence of *H. lepidophytus* in samples 22 and 24 (230 ft - 240 ft) below the top of the Bryozoa Bed, but the lack of this species in all samples from 0 to 102 ft. below the top of the Bryozoa Bed suggests only an approximate correlation with the Belgian section. Unfortunately approximately 125 ft. of mainly coarse clastic sediments in which no spores were found, occur above the *H. lepidophytus* samples, so that the horizon where this species dies out is unknown. Thus the stratigraphic equivalent to the lower part of Tn1bα of the Belgian section presumably occurs above the *H. lepidophytus* samples, but below the *Rhacophyton* Bed.

Within the measured section shown in text-fig. 1, important facies changes take place, but the spore assemblages are independent of such changes. This is illustrated by the fact that Assemblage 2 from the terrestrial *Rhacophyton* Bed of the lower Shirehampton Beds is different in many respects from Assemblage 3 of the terrestrial Portishead Beds. On the other hand, Assemblage 1 from the marine calcareous shales of the upper part of the Shirehampton Beds and the lower part of the Lower Limestone Shales showns many similarities to Assemblage 2.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors are grateful to Mr. G. Dolby for helpful taxonomic and stratigraphic discussions and to Dr. R.H. Wagner for the identification of plant specimens, and for helpful criticism and advice.

REFERENCES

ANDREWS, H. N. & PHILLIPS, T. L. (1968) : *Rhacophyton* from the Upper Devonian of W. Virginia. *J. Linn. Soc. (Bot.), 61*, 384 : 37-64, pls. 1-11.

BALME, B. E. & HASSELL, C. W. (1962) : Upper Devonian spores from the Canning Basin, Western Australia. *Micropaloeontology, 8 :* 1-28, pls 1-5.

BOUCKAERT, J., STREEL, M. & THOREZ, J. (1968) : Schéma biostratigraphique et coupes de référence du Famennien Belge, *Ann. Soc, géol. Belg., 91*, 3 *:* 317-336.

CHIBRIKOVA, E. V. (1966) : Upper Famennian microfossil assemblages and changes of complexes according to alternations of lithological composition of enclosing rocks of Bashkiria. *Special Volume for 2nd Int. Palynological Conference*, Nauka : 60-64.

DEMANET, F. (1958) : Contribution à l'étude du Dinantien de la Belgique, *Mém. Mus. Roy. Hist. Nat. Belgique, 141* : 1-152.

GEORGE, T. N. (1952) : Tournaisian facies in Britain. *18th Rept. Int. Geol. Cong.*, Cambridge 1948, Section *10 :* 34-41.

GOLDRING, R. (1958) : Lower Tournaisian trilobites in the Carboniferous Limestone facies of the South-west province of Great Britain and of Belgium. *Palaeontology, 1*, 3 : 231-44.

HACQUEBARD, P. A. (1957) : Plant spores in coal from the Horton Group (Mississippian) of Nova Scotia. *Micropaleontology, 3 :* 301-324, pls. 1-3.

KEDO, G. I. (1957) : Spores from the supra-salt Devonian deposits of the Pripyat Depression and their stratigraphic significance. *Paleont. i. stratigr. B.S.S.R., 2 :* 3-43, pls. I-XI.

KELLAWAY, G. A. & WELCH, F. B. A. (1955) : The Upper Old Red Sandstone and Lower Carboniferous rocks of Bristol and the Mendips compared with those of Chepstow and the Forest of Dean. *Bull. Geol. Surv. Gt. Brit., 9 :* 1-21.

MICHOT, P., CONIL, R. & PIRLET, H. (sous presse) : Compte-rendus de la session extraordinaire de la Soc. Géol. de Belgique et de la Soc. belge de Géol. Pal. et Hydr. tenue dans le Calcaire carbonifère, 1966. *Ann. Soc. géol. Belg.*

NEVES, R. & DOLBY, G. (1967) : Assemblage of Miospores from the Portishead Beds (Upper Old Red Sandstone) of the Mendip Hills, England. *Pollen et Spores, 9*, 3 : 607-614, pls. 1-2.

PAUL, H. (1937) : The relationship of the Pilton Beds of North Devon to their equivalents on the Continent. *Geol. Mag.*, 74 : 433-442.

PLAYFORD, G. (1963) : Miospores from the Mississippian Horton Group, Eastern Canada. *Geol. Surv. Canada, Bull., 107 :* 1-47, pls. I-XL.

STREEL, M. (1966) : Critères palynologiques pour une stratigraphie détaillée du Tn1a dans les Bassins ardenno-rhénans. *Ann. Soc. géol. Belg., 89 :* 65-96, pls. I-II.

STREEL, M. (1967) : Associations de spores du Devonien inférieur belge et leur signification stratigraphique, *Ann. Soc. géol. Belg., 90* 1 : 13-54, pls I-V.

STREEL, M. (1969) : Corrélations palynologiques entre les sédiments de transition Dévonien/Dinantien dans les bassins ardenno-rhénans. *C.R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, I :* 3-18.

SULLIVAN, H. J. (1964) : Miospores from the Lower Limestone Shales (Tournaisian) of the Forest of Dean, Gloucestershire. *C.R. 5e Congrès Carbonifère, Paris 1963, III :* 1249-1259, pls I-II.

SULLIVAN, H. J. (1968) : A Tournaisian spore flora from the Cementstone Group of Ayrshire, Scotland, *Palaeontology, 11,* 1 : 116-131, pls. 25-27.

VAUGHAN, A. (1905) : The palaeontological sequence in the Carboniferous Limestone of the Bristol Area. *Quart. J. Geol. Soc. London, 61 :* 181-305.

VAUGHAN, A. (1915) : Correlation of Dinantian and Avonian. *Quart. J. Geol. Soc. London, 71 :* 1-49.

WINSLOW, M. R. (1962) : Plant spores and other microfossils from Upper Devonian and Lower Mississippian rocks of Ohio. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 364 :* 1-93, pls. 1-22.

WRAY, J. L. (1964) : Paleozoic palynomorphs from Libya. *Palynology in Oil Exploration. Symposium Soc. Econ. Pal. and Min. Spec. Publ. 11 :* 90-96, pl. 1.

DISCUSSION

R. L. Austin (comment) : I was pleased to hear that the spore assemblages suggested a Tn 1b age for the older Lower Limestone Shales. The first appearence of *Siphonodella* in this section suggested that the base of the Bryozoa Bed was the local base of Tn1b. Goldring's work on the tribolites of the Lower Limestone Shales also suggested a similar age.

J. Utting (reply) : Yes, faunal evidence presented by Goldring suggested a Tn 1b and Tn 2a age for the Lower Limestone Shales.

Miospores from Devonian-Mississippian Boundary, Carter County, Oklahoma, U.S.A.

W. F. von ALMEN [1]

With 2 text-figures and plate 29.

ABSTRACT.

Eight selected spores from the upper 25 feet of the Woodford Fm. are figured. New taxonomic combinations are proposed for three of these species. Their stratigraphical significance for delineating the Devonian-Mississippian boundary is discussed.

RESUME.

Huit espèces sélectionnées provenant des 25 pieds supérieurs de la Woodford Fm. sont figurées. De nouvelles combinaisons taxonomiques sont proposées pour trois d'entre elles. Leur intérêt stratigraphique dans le tracé de la limite Dévonien-Mississippien, est discuté.

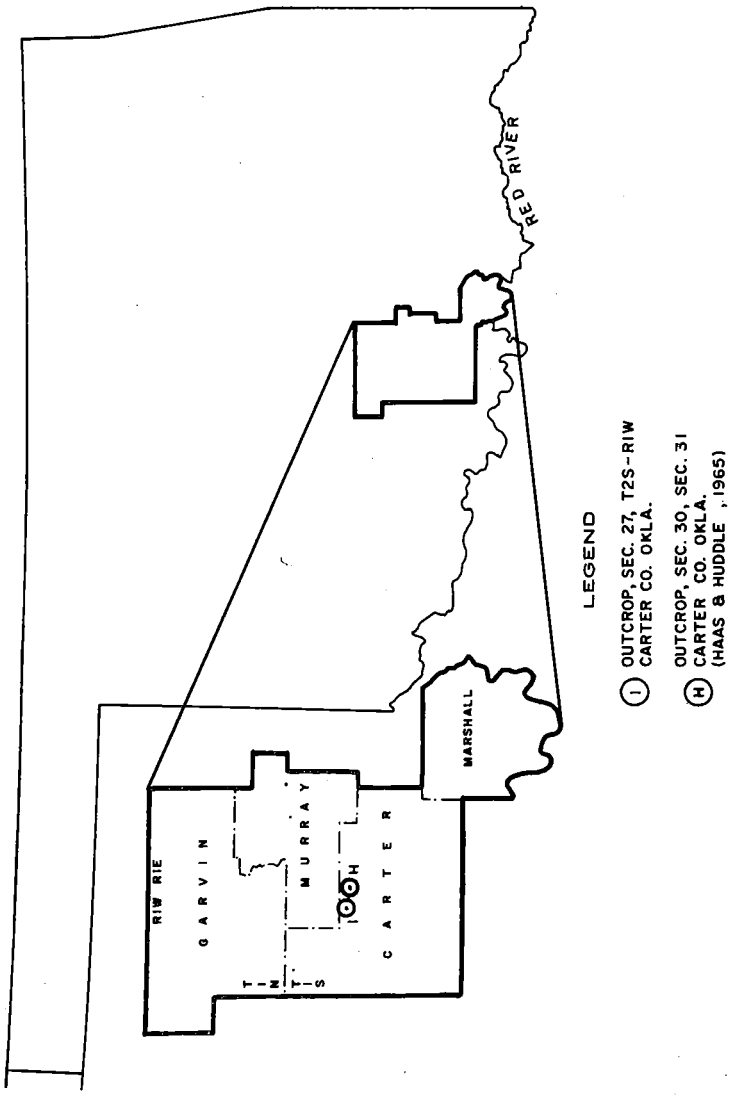
Seventeen samples collected from a 333-feet thick section of the Woodford Shale were analyzed palynologically as part of a Ph. D. dissertation. The formation from which the samples were taken crops out in Hickory Creek, E/2, NW/4, Section 27, T2S, R1W, Carter County, Oklahoma (Fig. 1). The Woodford Shale is a homogeneous dark brown to black, siliceous, fissile to blocky, organic-rich shale previously assigned a Devonian, Mississippian, or Devono-Mississippian Age. Thirty-three species of miospores were recorded from various samples although leiospheres and species of *Tasmanites* are the most abundant palynomorphs present in the sample residues.

Near shore to marine environments can be illustrated in this homogeneous formation based on miospore/marine microplankton percentage ratios.

1 Chevron Oil Company, The California Company Division, P. O. Box 822, Jackson, Mississippi 39205, U.S.A.

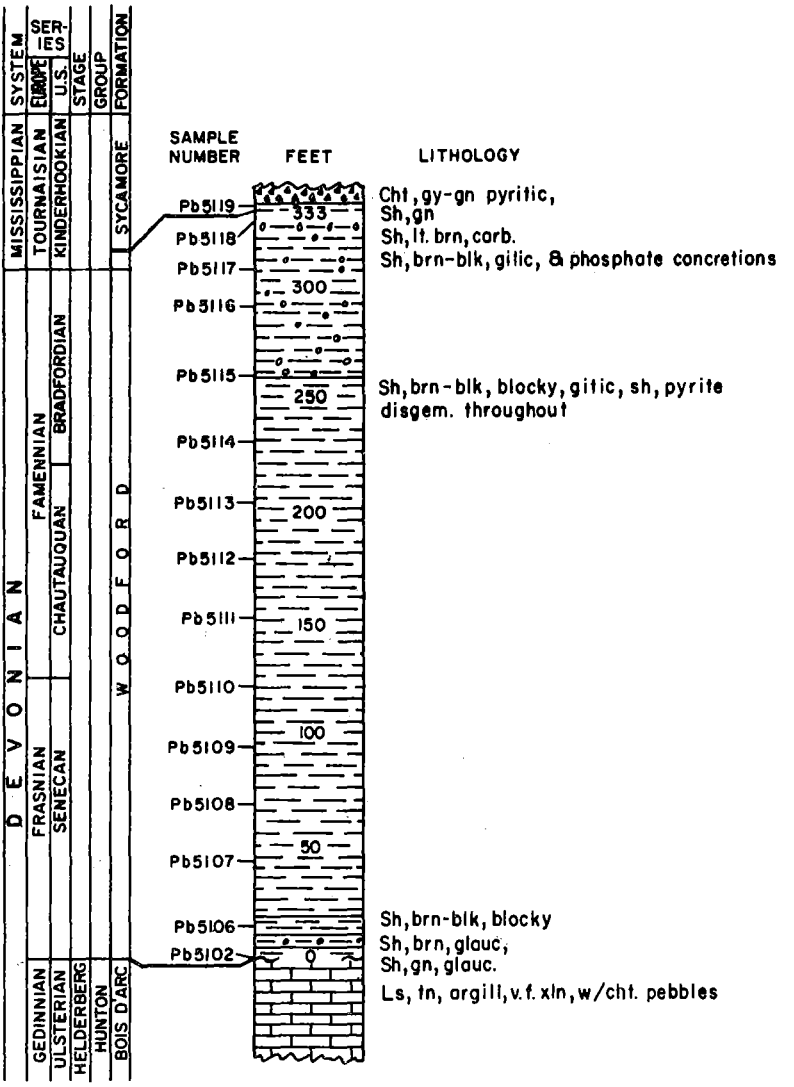
FIGURE 1

MAP OF COLLECTING LOCALITY



Sample residues containing more than 90 % microplankton were concluded to have been deposited in a marine rather than a near shore environment. Very few miospores were identifiable in these assumed open marine sediments.

The upper 25 feet of the Woodford Fm. is characterized by a miospore assemblage that contains several species previously reported from Mississippian (Tournaisian ; Kinderhookian) and younger strata by



STRATIGRAPHIC SECTION, HICKORY CREEK, E 1/2 NW 1/4 SEC. 27, T.2S., R.1W., CARTER COUNTY, OKLAHOMA SHOWING SAMPLE SEQUENCE. SPORES PRESENTED IN THIS RESUME WERE OBTAINED FROM SAMPLES Pb5117 AND Pb5118.

FIGURE 2

other authors. The species diagnostic of Mississippian Age strata that are present in the upper 25 feet of the Woodford Fm. are *Lophozonotriletes dentatus* Hughes & Playford 1961, *Discernisporites concentricus* Neves 1958, *D. irregularis* Neves 1958, *Murospora subtera* comb. nov. (basionym : *Zonotriletes subteres* Waltz, *in* Luber & Waltz 1941, p. 23, pl. IV, fig. 59), *Perotrilites evanidus* comb. nov. (basionym : *Hymenozonotriletes evanidus* Kedo 1957, p. 51, fig. 13), *Perotrilites luteolus* comb. nov. (basionym : *Archaeozonotriletes luteolus* Naumova 1953, pp. 128-129, pl. XIX, fig. 6, 7), *Perotrilites perinatus* Hughes & Playford 1961, and *Pustulatisporites gibberosus* (Hacquebard 1957) Playford 1963 ; therefore, based on the presence of these species, the upper 25 feet of the Woodford at this exposure is concluded to be Mississippian (Tournaisian ; Kinderhookian) in age (Fig. 2).

The placement of the Devonian-Mississippian boundary within the homogeneous Woodford Shale is not unique as Hass & Huddle (1965) reported Kinderhookian Age conodonts 211 feet above the base of the Woodford Shale in an exposure in Henryhouse Creek, Carter County, Oklahoma (Fig. 1) with 10 feet of the formation exposed above the sample containing the conodonts and a covered interval of undetermined thickness superjacent to the exposure.

Poorly preserved specimens questionably assignable to miospore genera and/or species are present in the middle part of the Woodford Shale. The only identifiable miospores are *Anapiculatisporites* cf. *ampullacus* (Hacquebard 1957) Playford 1963 and *Anapiculatisporites* sp. These two species, plus the poorly preserved specimens, are not believed to comprise an assemblage from which a definite age can be ascertained.

The apparent absence of such distinctive miospore species as *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo 1957, *Dicrospora multifurcata* Winslow 1962, *Vallatisporites vallatus* Hacquebard 1957 and *Lophozonotriletes rarituberculatus* (Luber 1941) Kedo 1957, in the middle and upper portions of the Woodford may be the effect of the locus of deposition or the lack of foot-by-foot sampling and analysis. Such sampling and palynological analyses may reveal the presence of the previously cited species at which time they can be utilized to further delineate the Devonian-Mississippian boundary and to define the world distribution of the Kinderhookian Age *Vallatisporites* and *Lophozonotriletes* suites as discussed by Sullivan (1967).

REFERENCES

HASS, W. H. & HUDDLE, J. W. (1965) : Late Devonian and Early Mississippian Age of the Woodford Shale in Oklahoma, as determined from Conodonts. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 525-D :* D125-D132.

KEDO, G. I. (1957) : Spores from the supra-salt Devonian deposits of the Pripyat Depression and their stratigraphic significance. *Acad. Sci. Bielorussia, Inst. Geol., Paleont. and Strat. of the Bielorussian SSR,* Symposium 2 : 3-43, pls I-IV (in Russian).

LUBER, A. A. & WALTZ, I. E. (1941) : Atlas of microspores and pollen grains of the Paleozoic of the SSSR. *Trans. All-Union Sci. Res. Inst. Geol.,* 139 *:* 1-107, pls1-16. (Translation by Geol. Surv. of Canada).

NAUMOVA, S. N. (1953) : Spore-pollen complexes of the Upper Devonian of the Russian Platform and their meaning for stratigraphy; *Trans. Acad. Nauk. SSSR, Inst. Geol. Sci.,* 143, (Geol. Ser.), *60 :* 1-202, pls I-XXII (in Russian).

SULLIVAN, H. J. (1967) : Regional differences in Mississippian spore assemblages. *Rev. Paleaeobot. and Palyn., 1,* 1-4 *:* 185-192.

An Outline of the Carboniferous Stratigraphy of Northwest Spain

R. H. WAGNER [1]

With 3 text-figures and 1 plate in the text (I).

ABSTRACT.

Repeated uplift at the end of the Devonian is followed by condensed successions of Tournaisian, Viséan and lower Namurian strata. These are only some 30 m thick. Later Namurian times are mainly represented by widespread carbonate deposits (« caliza de montaña »), several hundred metres thick, which are linked to a central Cantabrian Block and which pass laterally into a terrigenous sequence in the direction of an enveloping Hinterland (text-fig. 2). Late Namurian and early Westphalian strata are thinly developed on the Block but quite thick (1500 m to 2000 m?) in the adjoining geosynclinal area. Low-angle unconformities of local extent indicate repeated movements of Block and Hinterland during these times, but the first important folding phase is of Westphalian B age (Palentian phase). Its effects are diastrophic in northern Palencia and in the Sierra de la Demanda as well as, probably, in northern León. Large isoclines wth northward directed overthrusts and nappe structures were formed at this time in the geosynclinal area but perhaps not on the Block. The latter subsided more quickly in Westphalian C and D times when several thousand metres of regressive rhythmic units (of marine and continental facies) were formed on the Block (e.g. in the central Asturian coalfield — see text-fig. 1), whilst more continuous marine deposition prevailed in northern Palencia. The Leonian folding phase, of upper Westphalian D age, re- and cross-folded earlier, Palentian, structures in parts of northern León, while producing uplift in northern Palencia and in the Sierra de la Demanda. An angular unconformity is associated with this tectonic phase in eastern Asturias (prov. Oviedo). Subsequent, post-orogenic deposits (including valley fills — plate I) of late Westphalian D, Cantabrian and Stephanian A ages are up to *ca.* 4700 m thick in northern Palencia but much thinner in eastern Asturias. These deposits are still to a large extent marine, although westwards, in north-eastern León, the continental influence is stronger. After the Asturian folding phase, of late Stephanian A age, strictly continental deposits were formed in a basin which, in Stephanian B times, spread both

1 Geology Department, The University, St. George's Square, Sheffield 1, England.

east- and westwards from a low point at Sabero (text-figs. 1, 3) and reached the coalfields of Cangas de Narcea and Tineo in early Stephanian C times. Some 4000 m of Stephanian B and C strata were deposited altogether. At least one more folding phase (possibly two) occurred during the Permian and before the area of the Cantabrian Mountains was cratonised in late Permian times. Text-figure 3 provides a diagrammatic representation of the main rock sequences present in the Cordillera Cantábrica.

The varied marine faunas occurring in the same sequences as continental floras permit long range correlations with North America and Russia on the one hand and Northwest Europe on the other.

RESUME.

Des soulèvements à la fin du Dévonien furent suivis d'une sédimentation très condensée d'âges Tournaisien, Viséen et Namurien inférieur qui sont représentés par quelques 30 m seulement. Pendant le Namurien plus récent, un faciés carbonaté s'instaura (calcaire des cañons ou « caliza de montaña ») sur une aire assez grande correspondant au Bloc Cantabrique au milieu de l'aire subsidente cantabro-asturienne. Cette aire se composait d'une terminaison géosynclinale avec un avant-pays intermédiaire qui pourrait être interprété comme la continuation occidentale des Pyrénées paléozoïques (texte-fig. 2). Le calcaire des cañons passe latéralement à un faciès terrigène vers l'arrière-pays qui entourait l'aire subsidente. Il n'y a qu'une représentation mince du Namurien supérieur et du Westphalien inférieur sur le Bloc Cantabrique, tandis que ces couches apparaissent plus développées dans l'aire géosynclinale entourant le massif. La présence de discordances peu angulaires dans la séquence Namurien supérieur — Westphalien inférieur est probablement due à des mouvements locaux tantôt du Bloc Cantabrique (avant-pays), tantôt de l'arrière-pays enveloppant la terminaison géosynclinale. La première phase de plissement opéra pendant le Westphalien B et s'est révélée fortement diastrophique en Palencia septentrionale, dans la Sierra de la Demanda et probablement aussi dans le nord de la province de León. Cette phase tectonique, appelée palentienne, a engendré des grands plis isoclinaux avec des chevauchements souvent importants ainsi que des vraies nappes venues du sud, c'est-à-dire de l'arrière-pays. Il est possible que ce diastrophisme n'ait pas atteint le Bloc Cantabrique et que cela n'ait engendré que des mouvements verticaux relativement faibles. Ce massif subît une période d'affaissement important pendant le Westphalien C et D avec un dépôt d'une série de plusieurs milliers de mètres de couches paraliques en rythmes régressifs. Une série plutôt marine, non rythmique, se déposa vers l'E-SE, en Palencia. La phase léonienne, d'âge Westphalien D supérieur, modifia les structures palentiennes au Léon nord-oriental en y introduisant des plis croisés, tandis qu'elle ne produisit qu'un soulèvement important en Palencia et dans la Sierra de la Demanda. Cette phase tectonique a donné une discordance angulaire aux Asturies orientales, mais la valeur de cette discordance n'est pas encore bien connue. Les dépôts post-léoniens commencent avec des remplissages de vallées au Léon nord-oriental (planche I) où les mouvements les plus importants se manifestèrent. Ici, mais surtout dans le nord de la province de Palencia, on trouve la série

post-léonienne la plus complète, comprenant quelques 4700 mètres de couches marines et paraliques d'âges Westphalien D supérieur, Cantabrien et Stéphanien A, en série continue. La même série est beaucoup moins épaisse aux Asturies orientales. Après la phase asturienne, de plissement partout, se déposèrent des couches continentales dans une aire d'ennoyage qui s'étendait de la région de Sabero (voir texte-fig. 1) vers l'ouest et vers l'est pendant les temps du Stéphanien B et du C et qui venait occuper la région de Tineo pendant le Stéphanien C inférieur. En somme quelques 4000 mètres de couches stéphaniennes B-C furent déposées. Une autre phase de plissement (ou, peut-être, deux) vint agir sur le territoire cantabro-asturien (sauf la région de El Bierzo, au Léon), avant que ce territoire fût cratonisé pendant le Permien supérieur. La présence de faunes très variées (y compris des Fusulinidés en abondance) dans les séries renfermant également des flores continentales a permis de suggérer des modifications probables à la corrélation proposée par des auteurs russes entre l'Europe nord-occidentale et la Russie. La figure 3 dans le texte illustre la répartition générale des lithofacies représentés dans le Carbonifère cantabro-asturien.

INTRODUCTION

The Carboniferous rocks of Northwest Spain crop out together with Lower Palaeozoic strata in an area of *ca.* 15,000 square kilometres in the Cantabrian Mountains (Cordillera Cantábrica) ; a region of mountainous country in the provinces of Oviedo (= Asturias), León, Palencia and Santander. This Cantabric-Asturian area is surrounded on three sides by unconformable Mesozoic and Tertiary rocks, whereas to the west and southwest a large development of Lower Palaeozoic and Precambrian rocks occurs together with Late Palaeozoic intrusives (text-fig. 1). There is a direct link with Carboniferous strata in the Sierra de la Demanda, a large inlier of Palaeozoic rocks in the Mesozoic east of Burgos. It is possible that links also existed with the Celtiberian Mountains further east-southeastwards, and with the Pyrenees to the east.

Geological work on the Cordillera Cantábrica commenced in the first half of the 19th century, but the main elements of its Carboniferous stratigraphy were first published by Barrois (1882). Modifications and further refinements to Barrois' scheme were made by Adaro (1914), Delépine (1943) and others, but most of the detailed work is of more recent date. It is probably true to say that the Carboniferous of Northwest Spain is one of the latest studied in western Europe ; with the result that the more detailed information has only become available very recently.

The present paper attempts to give a brief summary of the new information, with a minimum of detail, but with due regard to out-

standing problems. It is hoped that this will allow workers in other areas to assess rapidly the value of the Carboniferous in Northwest Spain for the understanding of chronostratigraphic units of the Carboniferous in Europe.

GENERAL GEOLOGICAL SETTING

The Palaeozoic sediments in Northwest Spain were deposited in a geosynclinal setting. Hinterland areas were situated in the Massif Central of France, the Precambrian region of Galicia, and the central part of the Iberian Peninsula. The proximity of the French hinterland depends on the acceptance or rejection of Mattauer's idea that the almost rectilinear northern termination of the landmass of Spain is related to a major strike-slip fault in the Bay of Biscay which would have displaced the Iberian Peninsula in a westward direction (see Matte 1968, Fig. 128). This would imply a close proximity in Palaeozoic times. The relative position of the Galician and central Iberian hinterland is not in doubt and the borders of this hinterland are, in fact, beautifully marked by the presence of a late Precambrian or early Cambrian immature detrital formation, mainly arkosic, which is known as the « Ollo de Sapo » Formation (Parga, Matte & Capdevila 1964). It shows the enveloping nature of this hinterland which limits the area of subsidence on the western and southern sides. Lotze's (1961) work on the Cambrian of Spain has shown that maximum subsidence took place in the region adjoining the hinterland. Isopachites for Cambrian and Arenig deposits show a lens of up to 10,000 m in an area which follows the arcuate outline of the hinterland (Matte 1968, Fig. 126). Away from the hinterland the Lower Palaeozoic deposits thin markedly towards an area which acted as a tectonic foreland in later times and which received partly calcareous sediments in a less continuous succession. This area, named the Cantabrian Block by Radig (1962), formed generally part of the subsiding area of sedimentation but subsided more slowly and, from time to time, became uplifted and a source of sediments. The Cantabrian Block shows the characteristics of an intermediate foreland between geosynclines (*sensu* Aubouin 1961, 1965), and the general configuration of Palaeozoic rocks in Northwest Spain indicates the longitudinal termination of a geosynclinal complex with the Cantabrian Block forming the western spur of a foreland shared between geosynclines to the north and to the south (text-fig. 2). It is tempting to consider the Cantabrian Block as the western termination of an intermediate foreland occupying the site of the Palaeozoic Pyrenees, but this supposition cannot yet be corroborated by factual data.

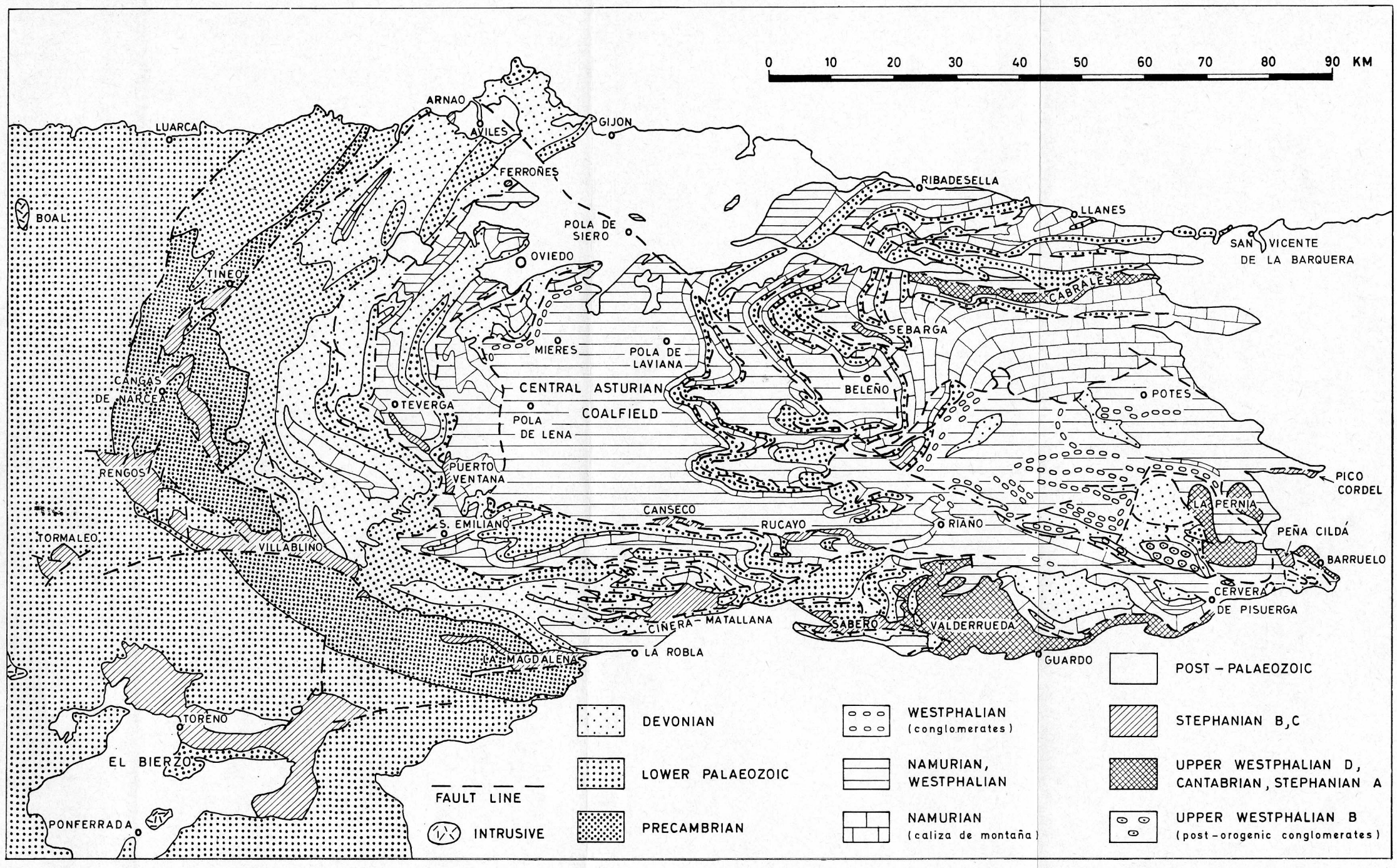


Fig. 1. — General geological map of the Cantabric-Asturian area (based on the « Carte géologique du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique (Hercynien et anté-Hercynien) » by I. Parga *et al.*), simplified and modified to show the distribution of Carboniferous strata. A few small additions have been made.

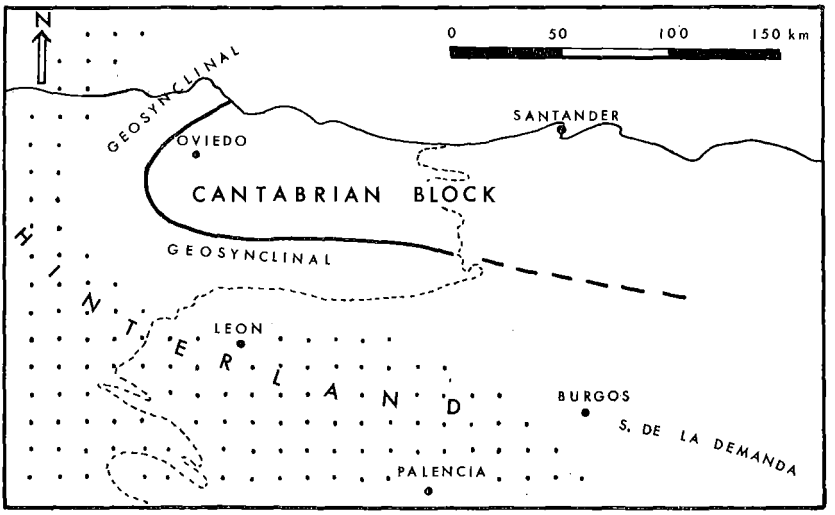


Fig. 2. — Major palaeogeographic units in the Cantabric-Asturian area of N.W. Spain during the Carboniferous. An enveloping hinterland surrounds a geosynclinal complex with an intermediate foreland (Cantabrian Block) in the middle. This appears to be the western termination of the geosynclines north and south of the intermediate foreland which also ends in this area. The Cantabrian Block may be the western termination of a larger intermediate foreland extending to the Pyrenees, but this is conjectural. The dashed line indicates the present-day boundary of Mesozoic and Tertiary strata covering the Palaeozoic and obscuring the eastern continuation of the Cantabrian Block.

Both the Cantabrian Block and the Galaico-Iberian hinterland form permanent features of the Palaeozoic history of Northwest Spain. The hinterland apparently rose steadily and expanded its area so that successive parallel lenses of Cambrian, Ordovician, Silurian and Devonian deposits show a gradual shift of the area of maximum sedimentation away from the hinterland. The foreland (Cantabrian Block) shows relatively thin deposits alternating with breaks which are sometimes mere stratigraphic gaps (often small and hidden in a sequence of condensed sedimentation) but which are occasionally represented by horizons of active erosion.

LOWER CARBONIFEROUS AND EARLY NAMURIAN TO MOSCOVIAN SEDIMENTARY HISTORY

Important uplift of the Cantabrian Block took place in late Famennian times, with the result that Palaeozoic strata down to Cambrian

and Ordovician were stripped from the western end of the block (Comte 1938, 1959). Sandstones passing upwards into limestones, corresponding to the *costatus* Zone on conodonts (Adrichem Boogaert *et al.* 1963, Higgins *et al.* 1964) and reaching upwards into *Siphonodella* Zone (Higgins *et al.* 1964), were deposited disconformably on strata ranging from Upper Devonian in the southern part of northern León to Cambrian in the northern part of this area. Tournaisian and lower Viséan deposits show an irregularity of outcrop which indicates continued mobility giving rise to an intricate pattern of small disconformities. Lower to middle Tournaisian rocks are only preserved in patches (Higgins *et al.* 1964) and later Tournaisian or early Viséan black shales, disconformable on older Carboniferous and late Devonian strata, and fairly widespread in deposition, are preserved only in certain areas ; thus suggesting renewed but selective erosion.

Close to or actually on the Cantabrian Block these black shales are in gradual transition with overlying nodular limestones of Viséan age, whereas there is a disconformable contact between the latter and the black shales or older Carboniferous or even Devonian rocks in exposures nearer the southern hinterland. In one locality, in a nappe structure in the province of Palencia, the nodular limestones even lie with angular unconformity on Middle Devonian rocks (Wagner 1962[b] and unpublished information). This nappe shows a southern derivation and the angular unconformity may thus indicate movements of the Iberian hinterland during early Lower Carboniferous times.

The nodular limestones are usually, but not always, characterized by a vivid red colour. They have been called « griotte » ever since de Verneuil (*in* Prado & de Verneuil 1850, p. 158) compared them with griotte limestones in the Pyrenees. Barrois (1879, 1881) proved them to be of Lower Carboniferous age and, more recently, Wagner-Gentis (*in* Wagner 1957, *in* Higgins *et al.* 1964, and 1963) described goniatite faunas proving the « griotte » to range in age from lower Viséan IIβ-γ Zone to lower Namurian E_2 Zone (see also Kullmann 1961-1966). The IIβ-γ Zone equates with the *anchoralis* Zone (conodonts) and, wherever the basal beds of the « griotte » limestone were sampled, they proved to belong to this zone (Adrichem Boogaert *et al.* 1963, Higgins *et al.* 1964). On the other hand, Kullmann (1963) asserted that the age of the basal beds could vary from lower to upper Viséan. One of the two localities quoted by Kullmann as proof of an upper Viséan age of the basal beds is situated above a thrust plane cutting out the lower part of the « griotte » limestone outcropping more completely further along the strike, and it seems doubtful that his conclusion can be maintained. The « griotte » limestone is probably the most widespread of Carboniferous formations in Northwest Spain. It is a remark-

ably condensed deposit of up to 20 m thickness of nodular limestone, with another 3 to 5 metres of chert and marl intercalated in the lower part of the formation. This chert and marl intercalation occurs throughout the central area of the Cantabrian Mountains but wedges towards the Iberian hinterland in the south. In the same direction the top of the « griotte » limestone becomes gradually replaced by green and purple mudstones which are still of a condensed facies and which contain the same goniatite fauna as recorded from the top part of the limestone elsewhere.

A similar replacement of limestone by terrigenous deposits in a southward direction is also noted for the rock sequence following the Viséan and lower Namurian « griotte ». This sequence is usually characterized by well bedded fetid limestones, several hundred metres thick, which are followed in some areas by massive and massively bedded limestones showing a more irregular development. These limestones are commonly referred to as « caliza de montaña » or « calcaire des cañons ». Towards the Iberian hinterland in the south the limestones are progressively replaced by mudstones with occasional sandstone and limestone bands. Sporadic finds of *Reticuloceras* in thin layers of finer mudstone indicate a Namurian B or C age. Towards the north, on the Cantabrian Block, the top of the « caliza de montaña » shows signs of erosion followed by a condensed sequence of red and greenish mudstones (Sjerp 1967, p. 80). The thick limestone deposits of « caliza de montaña » (totalling at least 1000 m in certain parts of León) and their lateral replacement by terrigenous strata are always conformable and continuous with the top part of the « griotte » and its lateral terrigenous facies, with the sole exception known of an occurrence in northern Palencia where massively bedded Bashkirian limestones follow with a slightly angular unconformity on Viséan and lower Namurian «griotte». This occurrence is indicative of renewed movements of the Iberian hinterland during Namurian times. Another low-angle unconformity is found between these Bashkirian limestones and overlying Westphalian (probably lower Westphalian) sandstones and shales. The latter unconformity is apparently widespread in northern Palencia, although the amount of time represented by the stratigraphic break is variable, depending on the relative palaeogeographic position of the outcrop studied. It is often associated with coarse, quartzitic conglomerates, and it is possible that both the Iberian hinterland and the Cantabrian Block moved in late Namurian or early Westphalian times. Off the Cantabrian Block, in the basinal area of northern León, an uninterrupted succession of marine strata with rare continental intercalations was deposited from the « caliza de montaña » upwards. Possibly rhythmic deposits, including limestones and rare coals, were formed during late Namurian

and lower Westphalian times (Jongmans *in* Wagner 1959[a], Stockmans & Willière 1966) in the region of San Emiliano of northern León. East of this region, in the Cármenes Synclinorium, the sequence reaches into Moscovian (upper ? Kashirian) and Westphalian B-C (Moore, Neves & Wagner, in preparation). Probably at least 1,500 m of almost exclusively marine strata were deposited here above the « caliza de montaña ». It comprises various different facies culminating in foraminiferal, algal and brachiopod limestones alternating with mudstones and sandstones in the core of the synclinorium. A succession, some 2,300 m thick, of beds of the same ages has been examined in the La Camocha coal mine near Gijón. These are paralic coal-measures however, containing not less than 40 workable seams. The marine intervals decrease upwards and the top part of the succession is entirely of non-marine facies. Dating by means of miospores has shown a complete succession from Namurian A to Westphalian B to be present (Neves 1964). Megaspores from the upper part of the succession have been published by Bonet & Dijkstra (1956), plant macrofossils were studied by Jongmans (1952, and *in* Wagner 1959[a]) and Wagner (1962[a]). Some goniatites were figured and described by P.H. Sampelayo (1944) and Schmidt (1955) and brachiopods by Winkler Prins (1968). Non-marine bivalves are common in the upper part of the succession and belong to *Curvirimula* and *Naiadites,* according to Dr. R.M.C. Eagar (pers. comm.). Paralic coal-measures of Namurian and lower Westphalian ages are also present in the region of Teverga (Asturias) and in the valley of San Emiliano (León), south of Teverga.

Lower Moscovian rocks were folded together with older Carboniferous strata into isoclinal synclines with attendant overthrusts in northern Palencia. These structures of the *Palentian* folding phase are overlain with a strongly angular unconformity by some 500 m of conglomerates with alternating coal-measures which yield a flora of late Westphalian B age (Wagner 1960, 1966[b]). This conglomerate formation, containing Westphalian B floras, has been described from the Los Cintos Syncline, northwest of Cervera de Pisuerga. It was called the Curavacas Formation by Kanis (1956) in the belief that it would correlate with the thick conglomerates outcropping in the Curavacas Mountain (2520 m), one of the more imposing orographic elements in the Cantabrian Chain. However, although the Los Cintos conglomerates are apparently continued along the strike by the Curavacas conglomerates, there is no continuity of outcrop and the recent find of flora at the base of the Curavacas conglomerates proper (van Veen 1965) has shown the latter to be markedly older, i.e. of lower Westphalian A age (Stockmans & Willière 1966). Also the facies appears to be different. The Los Cintos (*ex* « Curavacas ») conglomerates are fluviatile in

origin and alternate with root beds, thin coals and plant beds, whereas the Curavacas conglomerates are only fluviatile in their basal part and are reported to be mainly attributable to a turbidite facies (Savage 1967). The Curavacas conglomerates belong to the pre-Palentian succession and appear to be correlatable to less prominently developed early Westphalian conglomerates and sandstones elsewhere in northern Palencia (e.g. the Carmen Formation of Wagner & Wagner-Gentis 1963, which forms a low-angle unconformity with underlying rocks).

The Palentian structures below the strongly unconformable Los Cintos conglomerates probably include some well-developed nappe structures southwest of Barruelo de Santullán, and undoubtedly comprise the east-west striking large isoclinal folds with attendant overthrusts which have been illustrated by de Sitter (1958, fig. 13). The same kind of structure continues westwards into the province of León and, eventually, into the Asturias, after a northward swing following the arcuate shape of the geosynclinal termination.

A major problem is posed by the areal extent of the Palentian folding and thrusting. In Palencia a more or less conformable succession of Silurian to lower Westphalian rocks has been severely folded below the level of the post-orogenic conglomerates of upper Westphalian B age. The same unconformity appears to be present in the Sierra de la Demanda, some 115 km to the southeast, where unconformable conglomerates of Westphalian C age rest on folded Cambrian (Colchen 1960, Colchen & Wagner 1966). Probably, there is only a small difference in age with the orogenic conglomerate of Palencia, since the latter has been dated as late Westphalian B and the comparable occurrence in the Sierra de la Demanda may be of lower Westphalian C age. It is likely that the Palentian fold structures followed the outline of the Galaico-Iberian hinterland, and that the occurrences in the Sierra de la Demanda and in Palencia occupied a similar palaeogeographic position with regard to this hinterland. On this principle, it is to be expected that these fold structures continue along the strike into northern León and swing northwards into Asturias. A structural continuity is in fact noted in these areas, and the examination of fold structures in relation to major unconformities in northeastern León (Wagner 1963[a], pp. 130-131) has shown that tectonic movements of the Palentian phase are to be held responsible for the principal fold structures in this region. On the other hand, the Palentian folding movements may have been attenuated in the direction of the Cantabrian Block which acted as a tectonic foreland. This appears to be indicated, in fact, by reports of a conformable succession of lower and upper Moscovian deposits in the region east of the central Asturian coalfield (Julivert 1961, 1967, J.A. Martinez 1962, Sjerp 1967). These deposits commence with 300 to

400 m of shales and sandstones following upon a condensed facies of 20 to 30 m of red and green mudstones, probably of late Namurian age, which cap the « caliza de montaña » (Julivert 1967, p. 61). They are succeeded by a massive or massively bedded limestone (« caliza masiva » of Julivert or « Escalada Formation » of van Ginkel 1965), some 150 to 300 m thick, and 1000 to 1500 m of mudstones and sandstones with intercalated limestone bands and occasional coal seams. The massive limestone horizon has been dated as early upper Moscovian (Podolskian) or late lower Moscovian (upper Kashirian) by van Ginkel (1965). Westwards the « caliza masiva » splits into a number of limestone bands such as occur in the overlying formation (Sjerp 1967, p. 93). The mudstone/sandstone facies with intercalated limestone bands has recently been investigated palaeontologically by C. Martínez (1969) in the northwestern part of the central Asturian coalfield, where it appears to cover an interval from Westphalian A to (lower) Westphalian C. The higher Westphalian C and Westphalian D rocks in this part of the coalfield (i.e. the region of Riosa) are coal-bearing and have been dated on floras by Jongmans & Wagner (1957). Similarly, the succession with numerous limestone intercalations in the northeastern part of the coalfield is followed by a main coal-bearing interval of Westphalian C and, particularly, Westphalian D age (Jongmans 1951, Bless 1968). Movements of an approximately middle Westphalian D age may have occurred in the northern part of the central Asturian coalfield (Pello 1968), but these are slight and no folding seems to have taken place up to and including middle Westphalian D. Despite some reports to the contrary, there is no evidence for later strata in this region.

The presence of an apparently conformable succession, from Namurian to Westphalian D inclusive (even though there may a condensed sequence, with or without stratigraphic breaks, in the upper Namurian and lower Westphalian), strongly suggests the absence of mid-Westphalian fold movements of the Palentian phase in the central and eastern Asturian area. The foreland area of the Cantabrian Block may therefore not have suffered any compression as the result of the Palentian fold movements. On the other hand, it is remarkable that the tectonic structures found on the Cantabrian Block and which were produced, at the earliest, during late Westphalian D times, show such a marked similarity to the Palentian structures south of the Block. For this reason, the present writer (Wagner 1966[b], p. 21) was reluctant to admit that the Palentian folding did not affect the entire Cantabric-Asturian area. However, it now seems more likely that the structures formed by successive folding phases in different parts of the general area followed essentially the same pattern.

The Westphalian C and D coal-bearing strata in the central Asturian coalfield are strongly marine influenced. They also show a marked rhythmicity (Bless 1968) which may be the result of intermittent downwarp; thus building up a succession of regressive units, where marine beds are involved. While paralic coal-measures were formed in the central Asturian coalfield, an almost entirely marine succession was laid down in northern Palencia. Upper Moscovian marine deposits are found in a succession lying on a rather flat thrust plane which probably originated as a decollement plane above the horizon of the Los Cintos conglomerates (upper Westphalian B). This succession, which crops out near the village of San Cebrián de Mudá (Palencia), shows a probably very incomplete sequence of Westphalian C rocks, and a locality at some 600 to 700 m above the thrust plane already shows floral remains of Westphalian D age. This flora occurs at some 500 m below the coal-measures of San Cebrián which are also regarded as lower Westphalian D in age (Wagner 1955, Wagner & Wagner-Gentis 1963). The probable Westphalian C deposits (by implication) have been described as turbidite deposits by de Sitter & Boschma (1966) and were most likely formed rather quickly ; thus emphasizing the incompleteness of the succession resting on the decollement plane (1). The coal-measures of San Cebrián are succeeded by limestones, marls and sandstones which, apart from one isolated coal seam, are completely marine. The top limestone (Sierra Corisa limestone) yielded a fusulinid fauna identified by van Ginkel (1960, 1965) who concluded on an upper Moscovian (Myachkovian) age.

LATE WESTPHALIAN D AND EARLY STEPHANIAN SEDIMENTS

In northeastern León movements of folding and uplift took place in Westphalian D times prior to the formation of unconformable conglomerates and intercalated coal-measures which yielded floras of a late Westphalian D age in the vicinity of Ocejo de la Peña (Wagner 1959[b], 1966[b]). The tectonic movements preceding these immature post-orogenic

(1) De Sitter (1955) and Frets (1965) deny the existence of a decollement plane near San Cebrián de Mudá and postulate a stratigraphic unconformity instead. However, Frets overlooked a difference in dip where the strike of over- and underlying tectonic units is similar, and incorporated some older rocks with the overlying deposits. These older rocks show a disconformable contact with even earlier Carboniferous strata (see comments in Wagner 1966[a]).

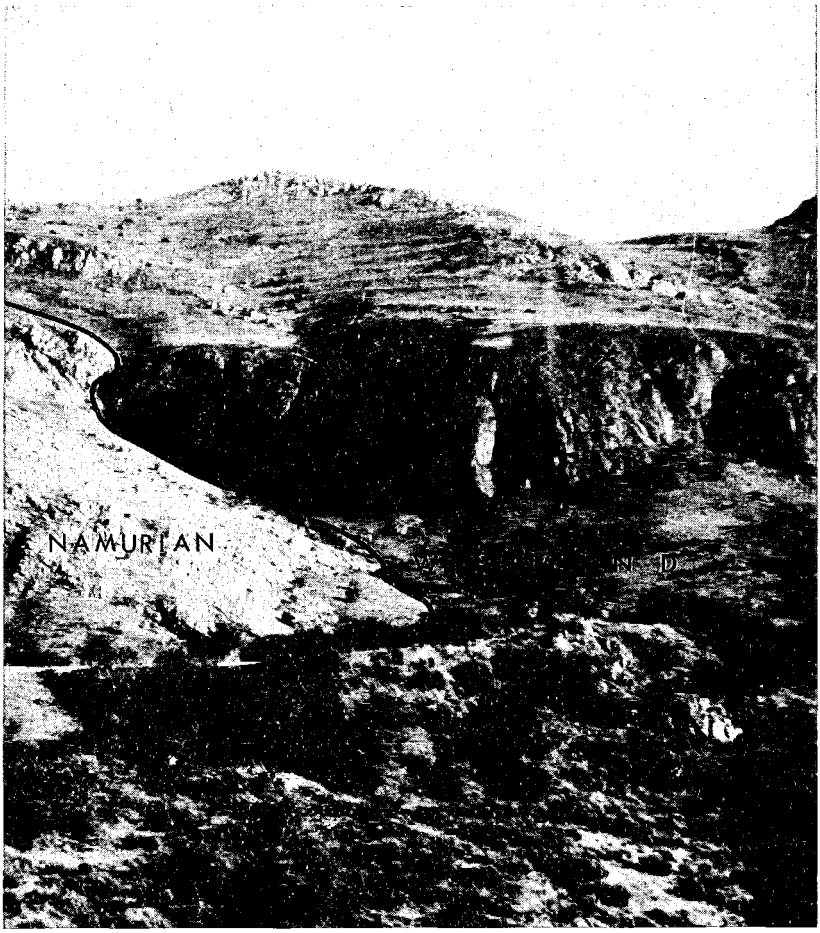


Plate I. — Valley fill deposits of upper Westphalian D age, 1.5 km southwest of Ocejo de la Peña (NE. León). Pulses of downwarp are marked by limestone conglomerates which are banked up against the side of the fossil valley (marked on the photograph by a black line) and which eventually lap over the height formed by a Namurian limestone (« caliza de montaña »). Photograph taken from the road to Ocejo de la Peña in the valley of the Duerna which cuts the fossil valleys at approximate right angles.

deposits are ascribed to the Leonian phase which produced cross-folding in earlier, Palentian, structures, including the Esla Nappe (Rupke 1965). The unconformable conglomerate formation of late Westphalian D age commences with valley fill deposits of several hundred metres thickness (plate I) and may be altogether up to 700 or 900 m thick. The upper part of this formation, studied near Tejerina (Wagner, Villegas & Fonollá 1969), consists of a succession of rhythmic units controlled by repeated downwarp. Eventually, the amount of subsidence became sufficient to permit a marine transgression which formed 45 m of mudstones and sandstones with lamellibranchs, gastropods etc. Afterwards, fluviatile and swamp deposits were formed. The upper part of the conglomerate formation and the later fluviatile and swamp deposits, some 700 m thick altogether, yielded abundant floral remains of post-Westphalian D age. On the other hand, they were markedly older than Stephanian A. These floras and those found in some 2000 m of marine beds with a few intercalated coal-measures in northern Palencia and paralic coal-measures in the Valderrueda coalfield of northeastern León have been attributed to a new stage, the Cantabrian, which fills a time gap between stratotypic Westphalian D and stratotypic Stephanian A (Wagner 1966[c-d], 1969).

Recent investigations, made in collaboration with Drs W.J. Varker and D.G. Jones, have shown that the Leonian phase in northern Palencia only resulted in widespread uplift and consequent disconformity. The earliest post-Leonian deposits in Palencia commenced with small rhythmic units followed by shallow basin deposits with abundant and varied marine faunas. Later, successive basin fill deposits indicate repeated downwarp after which regressive units formed with near shore and, eventually, non-marine sediments at the top of these units. Two coal seams, known as the Casavegas coals, have yielded an associated flora of late Westphalian D age. Further marine deposits are followed by some more regressive rhythmic units with coals and these are tentatively attributed to the lower Cantabrian (Areños coals). A limestone between the two coal horizons yielded a Myachkovian fusulinid fauna to van Ginkel (1965). A middle Cantabrian horizon is reached with another coal group which was at one time worked at San Cristóbal hill and which has an abundant flora (Wagner & Breimer 1958, Wagner & Winkler Prins, in this volume). This horizon correlates to a long section near Barruelo de Santullán, in northeastern Palencia, which reaches upper Cantabrian and Stephanian A horizons (Wagner & Winkler Prins, this volume). The total succession of late Westphalian D, Cantabrian and Stephanian A deposits in northern Palencia reached a thickness of some 4,700 m, before it was cut off by another tectonic phase, the Asturian phase, which provoked a strongly angular uncon-

formity and which was an important folding phase in northern Palencia as well as elsewhere in the Cantabric-Asturian area of Northwest Spain.

The distribution and nature of the post-Leonian deposits in northern Palencia and northeastern León suggest that movements of the Iberian hinterland were involved, and this ties in with the unconformable late Westphalian D strata at Ervedosa, in northern Portugal, on the other side of the hinterland (cf. Teixeira 1944). However, it is likely that movements of the Cantabrian Block also took place. Such movements are indicated by the presence of limestone conglomerates in the upper part of the Westphalian D measures in the central Asturian coalfield (Adaro 1914, Pello 1968) and, particularly, by the presence of unconformable Cantabrian measures in the area of Gamonedo-Cabrales, in eastern Asturias (Marcos 1967). These Cantabrian strata commence with relatively thin conglomerates and continue with marine deposits with some paralic coal-measures. The upper part of this succession, as found near Inguanzo (near Arenas de Cabrales), shows small rhythmic units in entirely marine strata which contain drifted plant remains (both macro- and microflora) together with varied marine faunal elements (Wagner, Jones, Spinner & Wagner-Gentis, in this volume). The facies is a condensed one, showing the paucity of terrigenous supply. In combination with the rhythmic sedimentation, it indicates a position on a platform area, probably to be identified with the Cantabrian Block. The variety and reasonably good preservation of land plants in these marine deposits may be taken as indicating a nearby shoreline and low-lying landmass. It may thus be assumed that some part of the Cantabrian Block was emergent during Cantabrian times.

Various distinct facies developments are thus noted for deposits of Cantabrian and Stephanian A ages (i.e. the lower Stephanian *sensu lato*) in Northwest Spain. Within the main subsiding basin (N. Palencia and NE León) the area in northeastern León shows a preponderance of terrestrial deposits which is in contrast with the predominantly marine development of contemporaneous rocks in northern Palencia. It seems likely that the western rim of the geosynclinal complex had moved fairly close to northeastern León in late Westphalian D and Cantabrian times. On the other hand, there is also evidence of an eastern shore in northern Palencia (as deduced also by Nederlof, 1960, on the basis of sediment derivation in a succession of turbidites which proved to be of Cantabrian age). Would it be possible that the foreland area of the Cantabrian Block also retreated eastwards, at the same time as the hinterland and geosynclinal basin moved away from the geosynclinal closure in the west ? A probable diachronous base to the first Cantabrian deposits in the Gamonedo-Cabrales region of eastern Asturias

also points to the presence of an eastern landmass which, in this case, seems likely to be connected to the Cantabrian Block. It is also interesting to note that the Cantabrian deposits in eastern Asturias are much thinner than the equivalent strata in the basinal area of northern Palencia and northeastern León.

STEPHANIAN B AND C DEPOSITS

The Cantabrian and Stephanian A rocks at Barruelo (Palencia) have been folded into an isoclinal syncline which is overlain with a right-angle unconformity by middle to upper Stephanian B conglomerates and coal-measures of the Peña Cildá Formation (Wagner 1955, 1966[b], p. 39-40, pls 6-7). This unconformity is related to important movements of folding and uplift which took place late in Stephanian A times, and which appear to have been widespread throughout the Cantabric-Asturian area. The first post-orogenic deposits are often characterised by valley fills (Wagner 1963[a], Corrales & Peláez 1968) and the succession is invariably non-marine. Post-Asturian strata are known to exist in the following areas, from east to west (text-fig. 1) :

(1) **Pico Cordel** (Santander). The eroded core of an anticline in Triassic conglomerates and sandstones, forming the mountain called Pico Cordel, shows steeply dipping marine and terrestrial Carboniferous rocks, thrust together. The terrestrial formation is coal-bearing, with a still undescribed flora of Stephanian C age. The stratigraphic base of this succession has not been seen.

(2) **Peña Cilda** (Palencia). The mountain of this name is in the middle of an outlier of Stephanian B rocks which are strongly unconformable on the Stephanian A strata at Barruelo de Santullán. The outlier consists of folded conglomerates and coal-measures, approximately 500 m thick, which contain a middle or upper Stephanian B flora (Wagner 1966[b], p. 39).

(3) **Sabero** (León). This coalfield has been studied recently, though not in detail (Henkes 1961, Helmig 1965, Wagner 1966[b], Stockmans & Willière 1966), and its floras are generally characteristic of Stephanian B. There is a possibility that its earliest deposits may belong to late Stephanian A and it certainly contains the earliest Stephanian B strata known in the Cantabrian Mountains. Its rocks are unconformable on Lower and Middle Palaeozoic. Recent investigations by J.A. Knight provide further detail, and definitely point at late Stephanian A deposits at the base of a succession which reaches well into Stephanian B.

(4) **Ciñera-Matallana** (León). The coal-measures of Ciñera-Matallana have been investigated in detail, and consist of several hundred metres of valley fill deposits followed by a thousand metres of fluviatile,

lacustrine and swamp deposits of Stephanian B age (Wagner 1963[a], 1964, 1966[b], Wagner & Artieda 1970). There is a strongly angular unconformity at the base of this succession.

(5) **La Magdalena** (León). This coalfield consists of a syncline, with its southern flank virtually eliminated by overthrusting Precambrian, whilst its northern flank has probably been thickened by a number of minor thrust faults which repeat parts of the succession. It contains Stephanian B strata (Wagner 1964, 1966[b]), resting unconformably on Precambrian to Devonian rocks.

(6) **El Bierzo** (León). This area in León contains several coalfields of Stephanian B-C age, resting on a variety of Precambrian to Silurian rocks (P. & A. Hernández-Sampelayo 1952, Wagner 1966[b], pp. 53-55). The Stephanian strata in this area are only shallowly folded, whereas the underlying Lower Palaeozoic rocks are intensely folded and thrust.

(7) **Tormaleo** (León). Very little is known about this coalfield, but a recent collection of plant fossils made in this area by students from the University of Oviedo has been submitted to the present writer. It corresponds to Stephanian B or, more likely, Stephanian C.

(8) **Villablino** (León). Also in this area a synclinal structure has been preserved, with the southern flank badly overthrust (Vidal Box 1943) and the northern flank containing a succession of *ca.* 2,300 m of strata ranging in age from late Stephanian B to Stephanian C (Wagner 1962[a], 1964, 1966[b]). Valley fill deposits have been recorded here at the base of the strongly unconformable succession (Corrales & Peláez 1968).

(9) **Puerto Ventana** (León-Asturias). An elongate patch of unconformable conglomerates and coal-measures extends from Páramo on the south side of the Teverga coalfield (Asturias) to the mountain pass of Ventana north of the San Emiliano valley (León). An abundant flora has been obtained from a single coal seam worked on the Asturian side of Puerto Ventana (Wagner 1966[b], pp. 57-58). It shows an assemblage of middle to upper Stephanian B age.

(10) **Rengos** (Asturias). Little is known about the coal-measures in the vicinity of Rengos, but a flora of Stephanian B-C age has been recorded (Wagner 1966[b], pp. 62-63).

(11) **Cangas del Narcea** (Asturias). A recent paper by Virgili & Corrales (1966) indicates the presence of conglomeratic coal-measures in a rhythmic succession. They are unconformable on Precambrian, but the coal-measure succession is extensively faulted. A fossil flora, reported by de la Vega (1968) as Stephanian B, may well be of lower Stephanian C age.

(12) **Tineo** (Asturias). South of the town of Tineo a faulted sequence of coal-measures with a Stephanian C flora has been recorded (Wagner 1964, 1966[b], pp. 69-73 ; Doubinger & Alvarez-Ramis 1964 ; Alvarez-Ramis 1966). It contains a quartzite conglomerate horizon which appears to correspond with the conglomerate separating the Calderón and Paulina coal-measure formations in Villablino (León), where Stephanian C beds are also found to be developed. Tineo is the area from which Barrois (1882) recovered a Stephanian flora described by Zeiller (1882) and which has been used as the type region for unconformable Stephanian coal-measures in Northwest Spain (i.e. the Assise de Tineo of Barrois). As such, it may well be regarded as unsuitable.

(13) **Arnao** (Asturias). Unconformable coal-measures are known to occur in the coastal area of Arnao where coal was worked below the sea bed (Patac 1932). Fossil floras reported from this area indicate a late Stephanian B or Stephanian C age.

(14) **Punta de Cuerna, Punta de la Rubia** (Asturias). Small, isolated coastal exposures of unconformable Stephanian rocks are also reported from Punta de Cuerna (Remy 1964) and Punta de la Rubia (Hernández-Pacheco & Asensio 1965, Alvarez-Ramis 1966), in northwestern Asturias.

(15) **Ferroñes** (Asturias). A thin slice of coal-measures overlain by thrust Devonian rocks has been recorded from Ferroñes by Paillette (1845). Its fossil flora was described by Zeiller (1882) and attributed to the equivalent of Stephanian B (compare Wagner 1966[b], pp. 75-76). A collection recently made here by J. Pello and identified by the present writer indicates Stephanian C.

(16) **Canseco-Camposolillo** (León). South of the central Asturian coalfield a number of small patches of Stephanian B coal-measures have been recorded (Wagner 1963[a], van Amerom 1965, Sjerp 1967, Julivert 1967). They are strongly unconformable on older Carboniferous.

(17) **Sebarga** (Asturias). East of the central Asturian coalfield an unconformable Stephanian B or C coal-measure sequence has been described by Julivert (1961) in the region of Sebarga.

The suggestion has been made by Evers (1967, fig. 31) that the post-Asturian deposits in the province of León would have a diachronous base, with onlap in a WNW direction. This suggestion, based on published fossil data in the different coalfields, was a little premature, particularly since it relied to some extent on a presumed Stephanian A age of the Sabero coalfield, but more recent information tends to confirm its general validity. The earliest post-Asturian deposits, of lower Stephanian B age (and including, perhaps, the top of Stephanian

A) appear to have been formed at Sabero, and from here the basin seems to have spread in a WNW *and* a ENE direction. In Cangas del Narcea and Tineo the sedimentation seems to have commenced in lower Stephanian C times, and at Peña Cildá (prov. Palencia) deposition started during late Stephanian B (text-fig. 3).

The total thickness of Stephanian B and C deposits in Northwest Spain may be in excess of 4,000 m, but the top part of this succession was eroded at Sabero, whereas the earlier part was not deposited in the more westerly and easterly areas. At the base there are quite often valley fill deposits and higher in the local successions fluviatile (sometimes torrential), lacustrine and swamp deposits alternate. No clear rhythmicity of deposition has been detected beyond the first post-orogenic sediments (Virgili & Corrales 1966) and the lateral continuity of the sedimentary units is often poor, although local marker bands have been found. Floras are extremely varied, with a clear predominance of ferns. Seed ferns are common but are relatively few in species.

Fig. 3 — Generalized stratigraphic successions of Carboniferous strata in different parts of the Cantabric-Asturian area. Heavy black lines signify coal seams, oval symbols conglomerates, dots sandstones, and block symbol limestones. Unconformities and disconformities are indicated by wavy lines at the base of rock sequences (only the Palentian, Leonian and Asturian unconformities, where marked as folding phases, are highly angular).

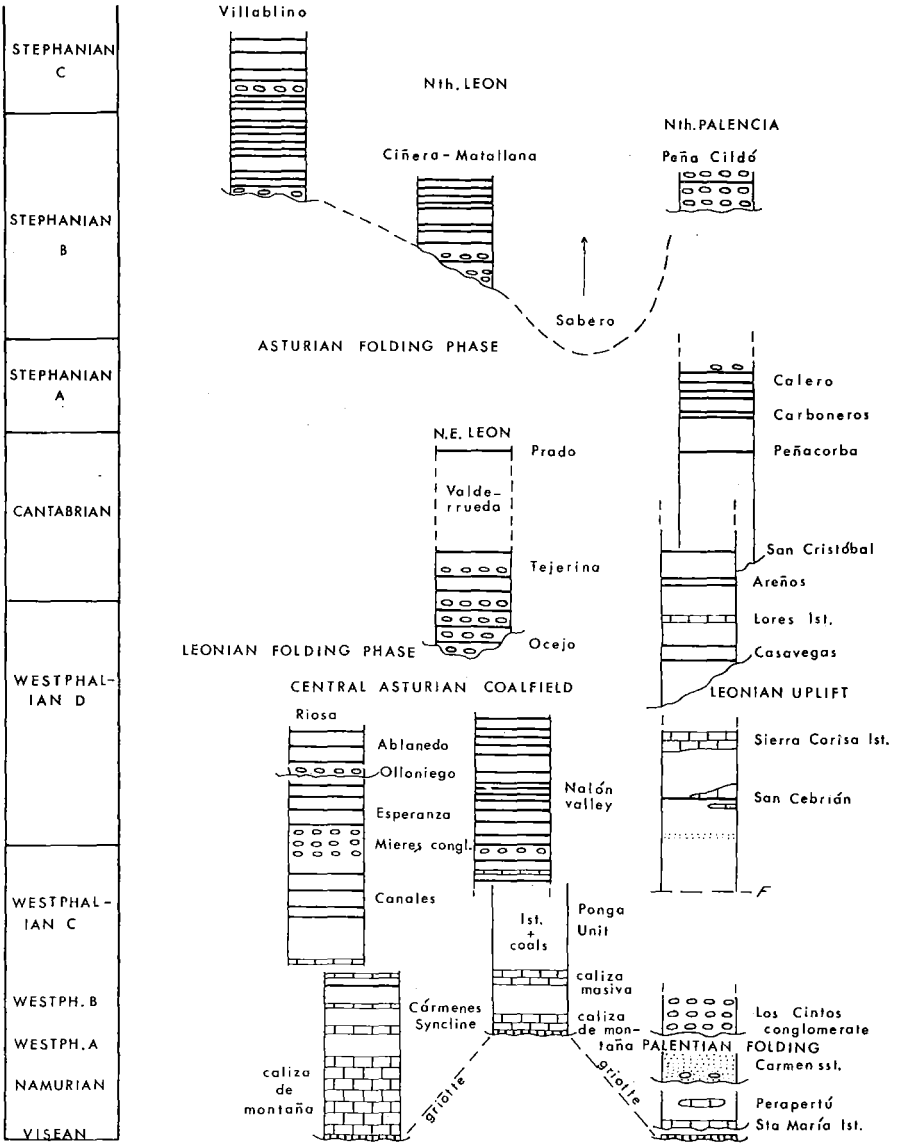
The column on the right (Nth Palencia) is mainly after the writer's investigations (partly in collaboration with W.J. Varker). The central columns are partly after Bless (1968 : Nalón valley) and Julivert (1967 : Ponga unit, east of the central Asturian coalfield). A more detailed section of the succession at Tejerina can be found in Wagner, Villegas & Fonollá (1969). The Ciñera-Matallana sequence appears in Wagner 1963[a]. The succession in the Villablino coalfied (León) appears in Wagner 1962[a] (after investigations by W.F.M. Kimpe). The section in the region of Riosa and Mieres is after Jongmans & Wagner (1957) with the disconformable Olloniego conglomerate and a part of the Esperanza coals added after Pello (1968). The Bernesga valley section is after Moore, Neves & Wagner (in preparation).

It will be noted that an exceedingly condensed Lower Carboniferous and early Namurian sequence is followed by relatively thin Namurian and lower Westphalian successions and that most of the thickness of Carboniferous deposits in N.W. Spain falls within Westphalian D and the various Stephanian stages (which includes the newly proposed Cantabrian Stage, developed in the Valderrueda coalfield and in Nth. Palencia, above all).

N.B. The central column shows a condensed sequence between caliza de montaña and caliza masiva. Only the caliza masiva is shown in its proper position, and the caliza de montaña and griotte (Viséan/lower Namurian) have been depicted above their stratigraphic level due their being linked to the higher part of the rather thin succession.

CARBONIFEROUS SUCCESSIONS IN NW SPAIN

SCALE 1:100.000



There is a clear difference in composition with regard to the «classical» Stephanian B and C floras in central France, which show fewer fern and seed fern species and which contain a number of hill slope elements which are rarely if at all found in the Stephanian B-C of Northwest Spain. The comparatively rare occurrence of hill slope flora and the almost total absence of upland flora in the middle and upper Stephanian assemblages of Northwest Spain may be explained by assuming a general habitat at the foot of hills and close to or actually on the coastal plain. Such a general habitat would also explain the presence of floral elements of North American, Bohemian and Russian affinity. The gradually extending Stephanian B and C basin in Northwest Spain probably filled in with sediment derived from hilly country to the WNW and ENE.

AUTUNIAN

The Stephanian C measures of Villablino, Cangas del Narcea and Tineo are the highest strata preserved from erosion in these areas, and there are consequently no records of Autunian. However, rocks of Autunian age are known from a single locality in northern Asturias, near Pola de Siero, where steeply dipping bituminous shales crop out below the bridge known as Puente Vergueres. This locality was described by Patac (1920, p. 45 ; 1956), who obtained undoubted *Callipteris conferta* (Sternberg) from shales in an exploratory shaft and crosscut. Patac was convinced that the Autunian strata would follow in a conformable succession on upper Stephanian rocks, but failed to prove this point in the absence of palaeontological information from the sequence of grey shales and sandstones, which drilling established below a fetid limestone in contact with the bituminous shales. Both the bituminous shales and the fetid limestone represent facies unknown for the Stephanian C in Asturias. The outcrop near Pola de Siero forms an inlier of Palaeozoic rocks surrounded by unconformable Cretaceous strata. Meléndez (1952) described a succession of probable Permian rocks further north, near Colunga (Asturias), and noted the presence of an unconformity within this succession. In the absence of palaeontological dating only circumstancial evidence of a Permian age could be given.

The high-angle unconformity between Autunian and Cretaceous at Puente Vergueres (Asturias) and a similar unconformity between Stephanian B and Triassic near Barruelo (Palencia) provide evidence of folding during Permian times. It is usually assumed that the so-called Saalian phase is responsible. The presence of Uralian movements is inferred from a comparison with North Portugal, but has not yet been proved in N.W. Spain.

SYNTHESIS OF STRATIGRAPHIC DATA

A number of generalized sections (scale 1:100,000), reproduced in text-fig. 3, show the relative thickness and importance of the tardi-geosynclinal successions formed after the Leonian and the Asturian tectonic phases, respectively. A similar thickness corresponds to the post-Palentian sequence in northern Palencia, and it is interesting to observe that intervals of 4,000 to 5,000 m of strata separate the tectonic upheavals. Torrential conglomerates characterize the first post-orogenic deposits after each of the folding phases, and valley fill deposits are present in both the post-Leonian succession in NE. León and the post-Asturian successions recorded in Villablino (León) and in Ciñera-Matallana (León). There is a tendency for each individual sequence between tectonic phases to show the rapid introduction of marine beds after valley fill. Both the fossilization of relief and the marine flooding provide evidence of rapid downwarp taking place after the uplift accompanying the tectonic phases. A gradual slowing down of the general subsidence is marked by the overall increase of non-marine sediments at the end of each major sequence of basin fill and before the next folding phase is taking place. Although the absence of marine beds in the post-Asturian successions prevents a similarly clear-cut picture to be found, the presence of valley fill deposits and the general thickness of the sedimentary sequence indicate also a rapid downwarp generally.

The Asturian folding phase appears to be the most generally felt throughout the area, and is everywhere associated with a marked angular unconformity separating Stephanian B and C rocks from underlying, folded strata, including Stephanian A deposits. The Leonian phase produced an angular unconformity associated with folding and uplift in NE. León and in eastern Asturias, but only uplift took place in northern Palencia. The Palentian phase, which was highly diastrophic in northern Palencia, the Sierra de la Demanda (Burgos-Logroño) and, probably, in some part of northern León, was apparently associated only with a condensed succession in the central part of the Cantabric-Asturian area. This phase is therefore clearly linked to the Iberian hinterland.

The Palaeozoic geosynclinal area in Northwest Spain commenced its history in early Cambrian times, and the Cantabric-Asturian area shows a more or less conformable succession, i.e. without major unconformities (disconformities are present), from Cambrian upwards into lower Westphalian for the Palentian area, and from Cambrian upwards into upper Westphalian for the central area. Everywhere, the sequence is highly condensed from Tournaisian up into lower Namurian, and the

generalized sections show a clear increase in sedimentation from the lower Westphalian onwards, with a maximum thickness corresponding to the upper Westphalian coal-measures of the central Asturian coalfield. Throughout the geosynclinal phase the Galaico-Iberian hinterland, the Cantabrian Block and the intervening basin are clearly marked palaeogeographic units. The tardigeosynclinal basins may have been influenced by the same units (e.g. the post-Leonian successions in northern León and in northern Palencia, in a basinal, geosynclinal context, are much thicker than the one found in eastern Asturias which may have been positioned on the old Cantabrian Block), but it is not clear that they follow exactly the same distribution as the geosynclinal successions. The post-Asturian basin seems to have had its earliest development at Sabero and to have spread both WNW and ENE wards as Stephanian B times progressed.

On the other hand, the overall persistence of major palaeogeographic units is apparently indicated by the fundamental parallelism of fold structures formed by the successive tectonic phases of Carboniferous and Permian ages. Cross-folds do occur but are only locally important and minor if considered on the overall, regional scale. Some of the cross-folding may be linked to the increasing amount of closure of the overall geosynclinal complex, and there is a repetition of inward directed thrusting (i.e. towards the Cantabrian Block in the centre of the general complex) which must have accentuated the arcuate shape of the orogen.

LITHOSTRATIGRAPHIC NAMES AND PALAEOGEOGRAPHIC UNITS

The first generally accepted stratigraphic scheme for the Carboniferous of Northwest Spain was published by Barrois (1882) who divided the succession into five units, viz. (1) Marbre Griotte, (2) Calcaire des Cañons, (3) Assise de Lena, (4) Assise de Sama, (5) Assise de Tineo. Adaro (1914) further subdivided the rocks of the central Asturian coalfield into a number of informal lithostratigraphic units. Most recently, as a result of the notable increase in geological research in the area since 1950, a large number of lithostratigraphic names have been proposed. The introduction of terminology has generally preceded the necessary detailed stratigraphic work and usage has been informal and even somewhat haphazard, in the absence of well defined type sections in the majority of cases. It is beyond the scope of the present paper to provide a discussion of the numerous lithostratigraphic units proposed and it may suffice to draw attention to the names mentioned in a general

stratigraphic column by Wagner (1962) and those used by J.A. Martínez (1962) and by de Sitter and his associates (e.g. Koopmans 1962, de Sitter 1962, Helmig 1965, de Sitter & Boschma 1966, Sjerp 1967, Evers 1967, van den Bosch 1969). Wagner & Wagner-Gentis (1963), Brouwer & van Ginkel (1964) and van Ginkel (1965) published papers devoted to the stratigraphic successions in the Carboniferous of Northwest Spain and additions were made by Winkler Prins (1968), Boschma & van Staalduinen (1968) and Wagner, Villegas & Fonollá (1969).

De Sitter *et al.* have advocated the use of three successive groups separated by major unconformities. These major lithostratigraphic units have been named Ruesga, Yuso and Cea Groups, respectively. The Ruesga and Yuso Groups represent sequences separated by the Palentian unconformity (which is recorded as « Curavacas » or « Sudetic » by de Sitter — the former refers to the Los Cintos conglomerates and the latter is an obvious misnomer in view of the Westphalian age of the tectonic movements). Although this unconformity is a major one in northern Palencia and in northeastern León, its effects may be diminished both northwards and westwards. The general validity of the Ruesga and Yuso Groups is therefore in doubt. The Cea Group represents all the Stephanian deposits in Northwest Spain (i.e. well over half the Carboniferous sequence — see text-fig. 3) and combines indiscriminately post-Leonian and post-Asturian successions, despite the differences in age and in sedimentary development. The recently published 1:500,000 map of the Palaeozoic in Northwest Spain (Parga *et al.* 1967) does not use these groups which are unrealistic.

The stratigraphic usages as advocated by de Sitter (1962) are linked to certain interpretations of Carboniferous palaeogeography, the most important element of which concerns a so-called « León Line ». This tectonic lineament would separate the « Leonides » in the south from the « Asturides » in the north, and these two areas should have a fundamentally different stratigraphic and tectonic history. However, the tectonic structures do not in fact change across this « León Line » and there is no evidence of a major difference in stratigraphic development on either side of this inferred separation. Marcos (1968), who analyzed recently the evidence for de Sitter's León Line, only admitted the presence of a late tectonic fracture zone with strike-slip and normal movements. This León Fault (Julivert 1967) is only of local importance. De Sitter & Boschma (1966), when discussing the Carboniferous of northern Palencia, state the presence of basins separated by ridges coinciding with faults. The same idea of inherited tectonic and palaeogeographic features is evident throughout the work published by de Sitter and his students, but this working hypothesis has not been substantiated by detailed stratigraphic studies. In fact, wherever detailed stratigraphic

work became available, the equation between structural basin and sedimentary basin proved to be untenable. The same group of workers (e.g. Henkes 1961, Helmig 1965, Evers 1967) postulated that the post-Asturian coalfields in the Cantabrian Cordillera would have been formed as local, intramontane basins, limited by normal faults. The implied comparison with the Stephanian of central France is misleading, and detailed stratigraphic and palaeobotanical work on the post-Asturian coalfields in Northwest Spain shows that these were formed at the foot of the mountains and that they probably belonged to a single, large basin. For example, the Ciñera-Matallana coalfield shows evidence of a basin margin towards the NW and opens towards the east, whereas Evers (1967, fig. 72) postulated basin margins to the north and south of the coalfield. In the absence of adequate stratigraphic information, the interpretations given by de Sitter and his associates are of limited value.

Most authors outside de Sitter's group of workers accept the fact that the entire Cantabric-Asturian area subsided as a single, general unit from Viséan to Westphalian times, although the central part of the general area of sedimentation sank more slowly. This central part coincides with the Cantabrian Block of Radig (1962) which generally subsided more slowly and which was periodically emergent during parts of Lower Palaeozoic time and at the end of the Devonian as well as during some time in the Tournaisian. The evidence of a condensed facies and the possibility of a physical break above the « caliza de montaña » of south-central Asturias (Ricacabiello Formation of Sjerp 1967) tends to indicate further movements of the Block during Namurian and, perhaps, lower Westphalian times. It is significant that the « caliza masiva » of Julivert (1957) and Martínez (1962), which is separated by only a few hundred metres from the (probably middle Namurian) « caliza de montaña » in south-central Asturias, has been dated by van Ginkel (1965) as either upper Kashirian or lower Podolskian, i.e. probably middle Westphalian. Van Ginkel suggested that the intervening beds would correspond partly to the Westphalian orogenic conglomerates in northern Palencia. It does in fact seem likely that the lower Westphalian movements of uplift and the middle Westphalian folding in the latter region are reflected by stratigraphic gaps and/or a condensed facies in south-central Asturias.

The area of the Cantabrian Block (i.e. including the central Asturian coalfield) shows tectonic structures which harmonize with those of the Palentian phase in northern Palencia and in northeastern León (compare the maps published by Helmig and Rupke 1965, de Sitter & Boschma 1966, Sjerp 1967, Julivert 1967). Since rocks of Westphalian D age are incorporated with the structures formed in south-central

Asturias and these structures are overlain unconformably by Cantabrian strata in eastern Asturias (Marcos 1967), it would appear that these structures were formed during the Leonian phase. It has been suggested in the literature (Evers 1967, van den Bosch 1969[b]) that folding and thrusting progressed very gradually from the (Galaico-Iberian) hinterland to the foreland (of the Cantabrian Block) and that no tectonic phases would exist as such. Although the progressive uplift and concomitant expansion of the hinterland certainly control a good deal of the sedimentation and subsequent folding, the clear separation of Palentian and Leonian movements in northern Palencia and northeastern León militates against the idea of continuous tectogenesis. It would seem more likely that the progressive movements of gradual uplift of the hinterland, accompanied by gradual subsidence of the basin, were speeded up at certain times which therefore witnessed folding and thrusting away from the hinterland. During these tectonic phases, which the stratigraphic record shows to have occurred at sedimentary intervals of 4,000 to 5,000 m (text-fig. 3), the catastrophic increase in basin slope and the consequent telescoping of the sedimentary pile would have been offset at the end of the tectonic movements by a temporary, probably isostatic, uplift. The re-assertion of gradual subsidence immediately after the uplift is attested to by the valley fill deposits and rhythmic sedimentary units due to intermittent downwarp as described from the Tejerina Syncline (Wagner, Villegas & Fonollá 1969).

The fundamental parallelism between the probable Leonian structures in central and eastern Asturias and the Palentian folds in northern Palencia and northeastern León is to be explained by the persistence of the same overall palaeogeographic units up to and including the Leonian phase of late Westphalian D age. The later, post-Leonian and post-Asturian basins may also have been influenced by the same Galaico-Iberian hinterland and by the Cantabrian Block (foreland), but this question is by no means solved.

LONG-RANGE CORRELATION

The varied marine facies of the Carboniferous of Northwest Spain (up to and including Stephanian A) and the frequent intercalation of non-marine sediments provide the opportunity for a correlation between different zonations. In this respect the Cantabric-Asturian area is unique in western Europe where the higher Carboniferous is more usually non-marine with occasional marine bands of a shallow marine facies. It may thus well serve as a link between the generally non-marine areas of north-western Europe and central Europe on the one hand and the

marine regions of Russia on the other, and may vie with the Donbass in the variety and completeness of faunal and floral elements for correlation.

During the 4th Carboniferous Congress (Heerlen 1958) Aisenverg *et al.* (1960), Gorsky & Stepanov (1960) and, particularly, Stepanov *et al.* (1962) presented a unified scheme of stratigraphic classification for Russia based on correlations between the Moscow Basin and the Donbass, and proposed further correlations with north-western Europe and the U.S.A. Certain aspects of the proposed correlation between Russia and N.W. Europe did not seem to tally with the preliminary results obtained in Northwest Spain where faunal elements of Russian and American affinity (e.g. fusulinid foraminifera) were found in the same sequences which yielded land floras susceptible to a correlation with N.W. Europe. The discrepancies were first noted by Wagner & Wagner-Gentis (1963) and they were discussed in more detail by van Ginkel (1965). Disagreement centres on the lower and upper boundaries of the Bashkirian which the Russian writers quoted equate with Namurian C and Westphalian A-B. However, a paper by Einor (1957) reveals the presence of divergent opinions on the position of the base of the Bashkirian which may range downwards into Namurian B.

The Spanish evidence on the base of the Bashkirian is inconclusive. The « caliza de montaña » immediately overlying « griotte » dated as middle Namurian A (i.e. up to E_2 goniatite zone) is lacking in identifiable fossils and can only be dated by inference as late Namurian A and Namurian B, since the higher limestones of « caliza de montaña », several hundred metres up from the base of the formation, alternate with mudstones containing sporadic goniatites (*Brannerоceras*) indicating late Namurian (Wagner-Gentis, pers. comm.). These higher limestones yielded poor faunas to van Ginkel (1965, p. 174), who stated that these can be ascribed equally well to the *Millerella* Zone as to the *Profusulinella* Zone. Only one locality, at Mudá (prov. Palencia), would contain a more varied microfauna indicative of the highest part of the *Millerella* Zone. Unfortunately, this locality lies in a nappe structure and lacks a full succession permitting the limestones at Mudá to be placed accurately within the « caliza de montaña ». Van Ginkel (1965, pp. 209-210) further reported lower Moscovian (Kashirian) fusulinid faunas from an horizon also containing Namurian B goniatites, and concluded that the base of the Bashkirian might correspond either to the limit between Namurian A and B or to a position within Namurian A. This conclusion is subject to confirmation.

The upper limit of the Bashkirian is placed by Gorsky & Stepanov (1960) between Westphalian B and C. This correlation does not seem to agree with the information from Northwest Spain. A fusulinid fauna

made available to van Ginkel (loc. 34, quoted as P. 70 by van Ginkel 1965) has been reported as lower Moscovian (Vereyan). This locality belongs to a limestone formation which yielded either upper Namurian or lower Westphalian conodonts to Higgins (*in* Wagner & Wagner-Gentis 1963). Vereyan fusulinids were also recorded by van Ginkel (1965, p. 210) from the Piedrasluengas limestone in Palencia which is apparently overlain by rocks of either Namurian C or Westphalian A age. Van Ginkel (*loc. cit.*) also mentioned an uppermost Bashkirian fauna at San Emiliano (prov. León) which is overlain, at *ca.* 400 m higher in the sequence, by rocks containing a Westphalian A flora. Van Ginkel concluded that the limit between Bashkirian and Moscovian would correspond approximately to the boundary between Namurian and Westphalian in West European terms. This conclusion, which apparently ignores his stated evidence of Namurian B goniatites occurring with lower Moscovian fusulinid faunas (see above), may be correct, although more precise information should still be forthcoming.

The top of the Moscovian has been equated by Gorsky & Stepanov (1960) and Stepanov *et al.* (1962) with the top Westphalian and this correlation seems to be generally correct. However, stratotypic Westphalian D and stratotypic Stephanian A are not in superposition in N.W. Europe and, recently, a stratigraphic gap has been found which is equivalent to up to 2,500 m of deposits in Northwest Spain. These missing « Cantabrian » strata (Wagner 1966[c, d], 1969), provisionally assigned to the lower Stephanian, could not be taken into consideration by the Russian authors. Wagner & Winkler Prins (this volume) suggest that middle and upper Cantabrian with, perhaps, Stephanian A equate to Kasimovian, i.e. lower Gzhelian of the Russian stratigraphic classification. Preliminary information on brachiopod faunas and continental floras, occurring in the same succession of strata in northern Palencia, tends to suggest that the highest Moscovian (Myachkovian) ranges into lower Cantabrian.

Individual zonations for the Carboniferous in Northwest Spain exist for goniatites (Wagner-Gentis 1960, 1963 ; Kullmann 1961-63), conodonts (Higgins 1962, Higgins *et al.* 1964, Adrichem Boogaert 1967), fusulinid foraminifera (van Ginkel 1965), brachiopods (Winkler Prins 1968), calcareous algae (Rácz 1965[a, b]) and land plants (Wagner 1962[a], 1964, 1966[b] ; Stockmans & Willière 1966). Rugose corals have also been investigated but did not prove amenable to a worth-while zonation (de Groot 1963). However, goniatites are only sporadically found above the mid-Namurian A (E_2 Zone) ; conodonts have not yet been investigated above E_2 ; fusulinids are generally known from spot samples only, ranging in age from Bashkirian to Kasimovian ; brachiopods, found throughout the succession from lower Viséan to Stephanian A,

have only been partially investigated ; calcareous algae are most sensitive to facies and have been zoned in close approximation to the foraminiferal zones ; and land plants are only abundant from Westphalian onwards, Namurian plants being very sporadically present. There is an obvious need for information being made available from closely sampled sections containing different kinds of flora and fauna. Too much of the present information is based on spot samples. Although the conclusions reached thus far on general correlations are to be regarded as tentative, there are suggestions of probable correlations with N.W. Europe on the one hand and Russia on the other, and these correlations will have to be explored in more detail in the future.

REFERENCES

ADARO, L. de (1914) : Emplazamiento de sondeos para investigar la probable prolongación de los senos hulleros por bajo de los terrenos mesozoicos. *Bol. Inst. Geol. España, XXXIV* (1913) : 9-79, figs 1-5, láms I-III.

ADRICHEM BOOGAERT, H. A. van, BREIMER, A., KRANS, Th. F. & SJERP N. (1963) : A new stratigraphic interpretation of Palaeozoic sections in the region between San Isidro Pass and Tarna Pass (province of León, Spain). *Not. Com. Inst. Geol. Min. España, 70* : 131-135, 1 fig.

ADRICHEM BOOGAERT, H. A. van (1967) : Devonian and Lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application. *Leidse Geol. Med., 39* : 129-192, text-figs 1-68, pls 1-3.

AISENVERG, D. E., BRAZHNIKOVA, N. E., NOVIK, K. O., ROTAY, A. P. & SHULGA, P. L. (1960) : Carboniferous Stratigraphy of the Donetz Basin. *C. R. 4e Congrès Carbonifère, Heerlen 1958, I* : 1-12, strat. table.

ALVAREZ RAMIS, C. (1966[a]) : Primera aportación al estudio de los «Sphenopteris» del carbonifero español. a) (Estefaniense : 1ª parte). *Estudios Geológicos, XXI* (1965) : 1-77, figs 1-64, láms I-LXIII.

ALVAREZ RAMIS, C. (1966[b]) : La flora fósil estefaniense de la Punta de la Rubia, Figueras (Asturias). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 64*, 2 : 151-153, 1 lám.

AMEROM, H. W. J. van (1965) : Note préliminaire sur quelques flores stéphaniennes de la bordure nord des Léonides dans les montagnes cantabriques (Espagne du Nord-Ouest). *Leidse Geol. Med., 32* : 151-156.

AUBOUIN, J. (1961) : Propos sur les géosynclinaux. *Bull. Soc. géol. France*, (7), *III* : 629-702, figs 1-16.

AUBOUIN, J. (1965) : Geosynclines. *Developments in Geotectonics, 1* : 1-335, figs 1-67.

BARROIS, Ch. (1879) : Le marbre griotte des Pyrénées. *Ann. Soc. géol. Nord, VI* (1878-79) : 270-300.

BARROIS, Ch. (1881) : Sur le calcaire carbonifère du Nord de l'Espagne. *Ass. français avanc. Sci., C. R. X session (Alger)* : 516-524.

BARROIS, Ch. (1882) : Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mém. Soc. géol. Nord, II*, 1 : 1-630, pls I-XX.

BLESS, M. J. M. (1968) : On two Hollinid ostracode genera from the Upper Carboniferous of northwestern Spain. *Leidse Geol. Med., 43* : 157-190, text-figs 1-49, pls 1-10.

BONET, M. C. & DIJKSTRA, S. J. (1956) : Megasporas carboníferas de La Camocha (Gijón). *Estudios Geológicos, XII* : 245-266, láms XLVIII-LVII.

BOSCH, W. J. van den (1969[a]) : Geology of the Luna-Sil region, Cantabrian Mountains (NW. Spain). *Leidse Geol. Med., 44* : 137-225, text-figs 1-116, map and sections.

BOSCH, W. J. van den (1969[b]) : The relationship between orogenesis and sedimentation in the SW. part of the Cantabrian Mountains (NW. Spain). *Leidse Geol. Med., 44* : 227-233, text-figs 1-8.

BOSCHMA, D. & STAALDUINEN, C. J. van (1968) : Mappable units of the Carboniferous in the southern Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Med., 43* : 221-232, text-figs 1-6.

BROUWER, A. & GINKEL, A. C. van (1964) : La succession carbonifère dans la partie méridionale des montagnes cantabriques (Espagne du Nord-Ouest). *C. R. 5e Congrès Carbonifère, Paris 1963, I* : 307-319, figs 1-2.

COLCHEN, M. (1960) : Sur l'âge des formations carbonifères de Fresneda (Sierra de la Demanda, province de Burgos, Espagne). *C. R. Acad. Sci., Paris, 251*, 3 : 2743-45.

COLCHEN, M. (1964) : Sur les formations carbonifères du Nord de la Sierra de la Demanda (chaînes ibériques, Espagne). *C. R. Acad. Sci., Paris, 258* : 2863-65.

COLCHEN, M. & WAGNER, R. H. (1966) : Précisions sur les flores carbonifères de la Sierra de la Demanda (province de Burgos), Espagne. *C. R. Acad. Sci., Paris, 262* : 2435-38.

COMTE, P. (1938) : La transgression du Famennien supérieur dans la Cordillère cantabrique. *C. R. Acad. Sci., Paris, 206* : 1741-43.

COMTE, P. (1959) : Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Min. España, LX* : 1-440, carte géol.

CORRALES, I. & PELAEZ, J. R. (1968) : La sedimentación marginal en la cuenca estefaniense de Villablino (León). *Breviora Geol. Astúrica, X* (1966) : 33-54, figs 1-9.

DELEPINE, G. (1943) : Les faunes marines du Carbonifère des Asturies (Espagne). *Mém. Acad. Sci. Inst. France, 66* : 1-122, pls. I-VI.

DOUBINGER, J. & ALVAREZ RAMIS, C. (1964) : Sur la flore du bassin houiller de Tineo (Asturies). *C. R. Acad. Sci., Paris, 259* : 1885-87.

EINOR, O. L. (1957) : The limit between the Middle and Lower Carboniferous and the position of the Namurian Stage of Western Europe in the Carboniferous of the USSR, *in* Trans. Conf. Question of the stratigraphic limits of the Namurian Stage and its position within the Carboniferous System. *Izd. Akad. Nauk Ukraina SSR* : 89-101 (in Russian).

EVERS, H. J. (1967) : Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, NW. Spain. *Leidse Geol. Med., 41* : 83-151, text-figs 1-77, map and sections.

FRETS, D. C. (1965) : The geology of the southern part of the Pisuerga basin and the adjacent area of Santibañez de Resoba, Palencia, Spain. *Leidse Geol. Med., 31* : 113-163, text-figs 1-22, map and sections.

GINKEL, A. C. van (1960) : The Casavegas section and its fusulinid fauna. *Leidse Geol. Med., 24* : 705-720, figs 1-5.

GINKEL, A. C. van (1965) : Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Med., 34* : 1-225, text-figs 1-12, appendices 1-4, pls I-LIII.

GORSKY, I. I., STEPANOV, D. L. *et al.* (1960) : Contribution to the Stratigraphical Colloquium. *C. R. 4e Congrès Carbonifère, Heerlen 1958, I* : 229-231, 1 fig.

GROOT, G. E. de (1963) : Rugose corals from the Carboniferous of northern Palencia (Spain). *Leidse Geol. Med., 29* : 1-123, text-figs 1-39, pls 1-26.

HELMIG, H. M. (1965) : The geology of the Valderrueda, Tejerina, Ocejo and Sabero coal basins (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Med., 32* : 75-149, text-figs 1-34, maps and sections.

HENKES, H. (1961) : Note sur le bassin houiller de Sabero, Espagne. *Leidse Geol. Med., 26* : 50-58, text-figs 1-5, carte géol.

HERNANDEZ-PACHECO, F. & ASENSIO AMOR, I. (1965) : El manchón carbonífero estefaniense de la Punta de la Rubia, Figueras (Asturias). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 63* : 299-307, figs 1-7.

HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1944) : Datos para el estudio de las Hojas del Mapa Geológico 1 : 50.000 : Gijón (14), Oviedo (29). *Inst. Geol. Min. España :* 1-111, láms 1-17.

HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. & A. (1952) : Expiicación de la Hoja no. 159, Bembibre (León). *Inst. Geol. Min. España, Expl. Mapa Geol. 1 : 50.000, 175* : 1-96, láms I-XI, 4 láms, cortes y mapa geol.

HIGGINS, A. C. (1962) : Conodonts from the "Griotte" limestone of North-West Spain. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España, 65* : 5-21, text-figs 1-2, pls 1-3.

HIGGINS, A. C., WAGNER-GENTIS, C. H. T. & WAGNER, R. H. (1964) : Basal Carboniferous Strata in Part of Northern León, NW. Spain : Stratigraphy, Conodont and Goniatite Faunas. *Bull. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol., LXXII* (1963), 2 : 205-248, text-figs 1-5, pls I-V.

JONGMANS, W. J. (1951) : Las floras carboníferas de España. *Estudios Geológicos, VII*, 14 : 281-330.

JONGMANS, W. J. (1952) : Documentación sobre las floras hulleras españolas. Primera contribución : Flora carbonífera de Asturias. *Estudios Geológicos, VIII*, 15 : 7-9, láms II-XXVIII.

JONGMANS, W. J. & WAGNER, R. H. (1957) : Apuntes para el estudio geológico de la Zona Hullera de Riosa (Cuenca Central de Asturias). *Estudios Geológicos, XIII*, 33 : 7-26, figs 1-2, lám. II.

JULIVERT, M. (1957) : Síntesis del estudio geológico de la cuenca de Beleño (Altos valles del Sella, Ponga, Nalón y Esla). *Breviora Geol. Astúrica, I*, 1-2 : 9-12.

JULIVERT, M. (1961) : Estudio geológico de la cuenca de Beleño. Valles altos del Sella, Ponga, Nalón y Esla, de la Cordillera Cantábrica. *Bol. Inst. Geol. Min. España, LXXI* (1960) : 1-346, mapa geol., fotos 1-17, figs 1-72 (esquemas geol. y cortes).

JULIVERT, M. (1967) : La ventana del rio Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. *Trabajos de Geología, Fac. Ci. Univ. Oviedo, 1* : 59-76, figs 1-5, mapa geol.

KANIS, J. (1956) : Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia-Spain). *Leidse Geol. Med., XXI* : 377-445, text-figs 1-27, pls 1-3, appendices 1-3.

KOOPMANS, B. N. (1962) : The sedimentary and structural history of the Valsurvio Dome, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Med., 26* : 121-232, text-figs 1-38, geol. maps and sections.

KULLMANN, J. (1961) : Die Goniatiten des Unterkarbons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). I. Stratigraphie. Paläontologie der U. O. Goniatitina HYATT. *Abh. Neues Jahrb. Geol. Paläont., 113*, 3 : 219-326, Abb. 1-12, Tafn 19-23.

KULLMANN, J. (1962) : Die Goniatiten der Namur-Stufe (Oberkarbon) im Kantabrischen Gebirge, Nordspanien. *Abh. Math.-Naturwiss. Klasse Akad. Wiss. Lit., Jg. 1962*, 6 : 258-377, Abb. 1-17, Tafn 1-7.

KULLMANN, J. (1963[a]) : Die Goniatiten des Unterkarbons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). II. Paläontologie der U. O. Prolecanitina MILLER & FURNISH. Die Altersstellung der Faunen. *Abh. Neues Jahrb. Geol. Paläont., 116*, 3 : 269-324, Abb. 1-11, Tafn 17-20.

KULLMANN, J. (1963[b]) : Las series devónicas y del Carbonífero inferior con ammonoideos de la Cordillera Cantábrica. *Estudios Geológicos, XIX* : 161-179, figs 1-5, láms I-VI.

KULLMANN, J. (1966) : Goniatiten-Korallen-Vergesellschaftungen im Karbon des Kantabrischen Gebirges (Nordspanien). *Abh. Neues Jahrb. Geol. Paläont., 125* : 443-466, Abb. 1-6, Tafn 40-41.

MARCOS, A. (1967) : Estudio geológico del reborde NW de los Picos de Europa (region de Onís-Cabrales, Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología, Fac. Ci. Univ. Oviedo, 1* : 39-46, fig. 1, mapa geol.

MARCOS, A. (1968) : Nota sobre el significado de la « León Line ». *Breviora Geol. Astúrica, XII*, 3 : 1-5, fig. 1.

MARTINEZ, C. (1969) : Carbonífero marino de la zona de Riosa (Asturias, España). *Rev. Esp. Micropaleontología, I*, 1 : 59-80, láms I-IX.

MARTINEZ, J. A. (1962) : Estudio geológico del reborde oriental de la cuenca carbonífera central de Asturias. *Inst. Est. Asturianos*, 1-229, figs 1-31, fotos 1-49, mapas y cortes.

MATTE, P. (1968) : La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, 44* : 1-128, figs 1-128, carte et coupes géol.

MELENDEZ, B. (1952) : Le Permien des Asturies orientales. *C. R. 3[e] Congrès Carbonifère, Heerlen 1951, II* : 453-455, pls 19b, 20a.

NEDERLOF, M. H. (1960) : Structure and sedimentology of the upper Pisuerga valleys, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Med., XXIV*, 2 : 603-703, text-figs 1-31, map and sections.

NEVES, R. (1964) : The stratigraphic significance of the small spore assemblages of the La Camocha mine, Gijón, N. Spain. *C. R. 5e Congrès Carbonifère, Paris 1963, III* : 1229-1238, text-fig. 1, pls I-III.

PARGA, I., MATTE, P. & CAPDEVILA, R. (1964) : Introduction à la géologie de l'Ollo de Sapo. Formation porphyroïde antésilurienne du nord-ouest de l'Espagne. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España, 76* : 119-153, figs 1-13, coupes géol.

PARGA, I. *et al.* (1967) : Carte géologique du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique (Hercynien et anté-Hercynien). *Serv. Geol. Portugal, Dir. Geral Minas e Serv. Geol.*

PATAC, I. (1920) : La Formación Uraliense Asturiana. *Gijón, Artes Gráficas S. A. :* 1-50, fotos y cortes.

PATAC, I. (1932) : Estudio geológico-minero de la cuenca hullera submarina de Arnao (Avilés). *Riquezas Minerales de España :* 1-45, figs 1-3, láms I-XI.

PATAC, I. (1956) : La geología del litoral asturiano y su importancia industrial. Estudios originales del Permiano y del Hullero superior de España. *Bol. Inform. Inst. Nac. Carbón, V*, 27 : 107-123, láms 1-3.

PELLO, J. (1968) : Nuevos datos sobre la estratigrafía y tectónica del borde NO. de la cuenca carbonífera central de Asturias. *Bol. Geol. Min., LXXIX*, II : 115-129, figs I-VIII.

PRADO, C. de & VERNEUIL, E. de (1850) : Note géologique sur les terrains de Sabero et de ses environs dans les montagnes de Léon (Espagne). *Bull. Soc. géol. France*, (2), *VII* : 137-186, pls II-IV.

RACZ, L. (1965a) : Carboniferous calcareous algae and their associations in the San Emiliano and Lois-Ciguera Formations (prov. León, NW. Spain). *Leidse Geol. Med., 31* : 1-112, text-figs 1-26, pls I-XIII, geol. map.

RACZ, L. (1965b) : Late Palaeozoic calcareous algae in the Pisuerga basin (N. Palencia, Spain). *Leidse Geol. Med., 31* : 241-260, text-figs 1-5, pls I-VIII.

RADIG, F. (1962) : Ordovizium/Silurium und die Frage prävariscischer Faltungen in Nordspanien. *Geol. Rundschau, 52* : 346-357, Abb. 1.

REMY, W. (1964) : Zur Untergliederung des Stéphanien und Autunien. Grenze Stéphanien/Autunien. *C. R. 5e Congrès Carbonifère, Paris 1963, I* : 177-187, Karte.

RUPKE, J. (1965) : The Esla Nappe, Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Med., 32* : 1-74, text-figs 1-34, geol. map and sections.

SAVAGE, J. F. (1967) : Tectonic analysis of Lechada and Curavacas Synclines, Yuso Basin, León, NW. Spain. *Leidse Geol. Med., 39* : 193-247, text-figs 1-62, enclosures 1-3.

SCHMIDT, H. (1955) : Einige Goniatiten aus spanischem Oberkarbon. *Ass. Ét. Pal. Strat. Houill., Bruxelles (tome hommage Demanet) :* 47-59, Taf. A.

SITTER, L. U. de (1958) : Plis couchés. *Bull. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol., LXVI* (1957), 3 : 352-375, figs 1-22.

SITTER, L. U. de (1962) : The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains. Explanation of a geological map with sections (scale 1 : 100,000). *Leidse Geol. Med., 26* : 255-264, geol. map and sections.

SITTER, L. U. de & BOSCHMA, D. (1966) : Explanation geological map of the Palaeozoic of the southern Cantabrian Mountains 1 : 50,000. Sheet 1 Pisuerga. *Leidse Geol. Med., 31* : 191-240, text-figs 1-24, geol. map and sections.

SJERP, N. (1967) : The geology of the San Isidro-Porma area (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Med., 39* : 55-128, text-figs 1-62, geol. map and sections.

STEPANOV, D. L. *et al.* (1962) : The Carboniferous System and its main stratigraphic subdivisions. Report of the Commission on the Stratigraphy of the Carboniferous of the National Committee of Soviet Geologists. *C. R. 4e Congrès Carbonifère, Heerlen 1958, III* : 645-656, 1 fig.

STOCKMANS, F. & WILLIÈRE, Y. (1966) : Documents paléobotaniques pour l'étude du Houiller dans le Nord-Ouest de l'Espagne. *Mém. Inst. Roy. Sci. Nat. Belgique*, (2), *79* (1965) : pls I-XXXVIII.

TEIXEIRA, C. (1944) : O Antracolítico continental Português. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, V, 1-2 : 1-139, figs 1-64, Est. I-XX.

VEEN, J. van (1965) : The tectonic and stratigraphic history of the Cardaño area, Cantabrian Mountains, Northwest Spain. *Leidse Geol. Med., 35* : 45-103, text-figs 1-39, geol. map and sections.

VEGA, C. de la (1968) : Flora de las series molásicas estefanienses del occidente de Asturias. *Acta Geol. Hispánica, III*, 1 : 7-14, láms 1-2.

VIDAL BOX, C. (1943) : Notas previas a un estudio morfológico y geológico de la alta cuenca del río Sil, cuencas de Laceana y Babia Alta (provincia de León). *Rev. Real Acad. Ci., Madrid, XXXVII* : 95-117, figs 1-4, láms I-VI.

VIRGILI, C. & CORRALES, I. (1966) : Las series molásicas estefanienses del occidente de Asturias. *Acta. Geol Hispánica, I*, 4 : 17-21, 2 figs.

WAGNER, R. H. (1955) : Rasgos estratigráfico-tectónicos del Paleozoico Superior de Barruelo (Palencia). *Estudios Geológicos, XI*, 26 : 145-202, láms XXVIII-XXXI.

WAGNER, R. H. (1957) : Nota sobre la estratigrafía del terreno hullero de Sabero (León). *Estudios Geológicos, XIII*, 35-36 : 229-239, láms XXXI-XXXV.

WAGNER, R. H. (1959[a]) : Flora fósil y estratigrafía del Carbonífero en España NW. y Portugal N. *Estudios Geológicos, XV* : 393-420, figs 1-6.

WAGNER, R. H. (1959[b]) : Sur la présence d'une nouvelle phase tectonique « léonienne » d'âge Westphalien D dans le Nord-Ouest de l'Espagne. *C. R. Acad. Sci., Paris, 249* : 2804-06.

WAGNER, R. H. (1960) : Middle Westphalian floras from northern Palencia (Spain) (in relation to the Curavacas phase of folding). *Estudios Geológicos, XVI*, 2 : 55-92, figs 1-25.

WAGNER, R. H. (1962[a]) : A brief review of the stratigraphy and floral succession of the Carboniferous in NW. Spain. *C. R. 4e Congrès Carbonifère, Heerlen 1958, III* : 753-762, text-figs 1-2, pls 29-33.

WAGNER, R. H. (1962[b]). Discordancia bretónica en el NE de Palencia (España). *Not. Com. Inst. Geol. Min. España, 67* : 17-24, figs 1-2.

WAGNER, R. H. (1963[a]) : A general account of the Palaeozoic Rocks between the Rivers Porma and Bernesga (León, NW. Spain). *Bol. Inst. Geol. Min. España, LXXIV* : 171-331, figs 1-35, geol. map.

WAGNER, R. H. (1963[b]) : Sur le géosynclinal cantabro-asturien. *C. R. Acad. Sci., Paris, 257*, 20 : 3008-10.

WAGNER, R. H. (1964) : Stephanian Floras in NW. Spain, with special reference to the Westphalian D — Stephanian A boundary. *C. R. 5[e] Congrès Carbonifère, Paris 1963, II* : 835-851, pls I-III.

WAGNER, R. H. (1966[a]) : Notes on the Geology of Palaeozoic Rocks in the North-eastern part of the Province of Palencia, N.W. Spain. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España, 86* : 31-40, 1 fig.

WAGNER, R. H. (1966[b]) : Palaeobotanical Dating of Upper Carboniferous Folding Phases in N.W. Spain. *Mem. Inst. Geol. Min. España, 66* (1965) : 1-169, text-fig. 1, pls 1-77.

WAGNER, R. H. (1966[c]) : Sur l'existence, dans la Cordillère Cantabrique, de séries de passage entre Westphalien et Stéphanien : la limite inférieure de ces formations « cantabriennes ». *C. R. Acad. Sci., Paris*, (D), *262* : 1337-40.

WAGNER, R. H. (1966[d]) : La succession des séries cantabriennes et leur limite supérieure. *C. R. Acad. Sci., Paris*, (D), *262* : 1419-22.

WAGNER, R. H. (1967) : Apuntes sobre las floras fósiles de la zona de Gamonedo-Cabrales en la parte oriental de Asturias. *Trabajos de Geología, Fac. Ci. Univ. Oviedo, 1* : 47-58, láms I-III.

WAGNER, R. H. (1969) : Proposal for the recognition of a new "Cantabrian" Stage at the base of the Stephanian Series. *C. R. 6[e] Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, I* : 139-150, fig. 1.

WAGNER, R. H. & BREIMER, A. (1958) : Una flora del Estefaniense inferior en el monte de San Cristóbal (Palencia, España). *Estudios Geológicos, XIV*, 37 : 5-30, láms I-III.

WAGNER, R. H. & WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1963) : Summary of the Stratigraphy of Upper Palaeozoic Rocks in NE. Palencia, Spain. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetenschappen, Amsterdam*, (B), *LXVI*, 3 : 149-163, 1 fig.

WAGNER, R. H., VILLEGAS, F. J. & FONOLLA, F. (1969) : Description of the Lower Cantabrian stratotype near Tejerina (León, NW. Spain). *C. R. 6[e] Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, I* : 115-128, text-figs 1-2, pls 1-5.

WAGNER, R. H. & WINKLER PRINS, C. F. (1970) : The stratigraphic succession, flora and fauna of Cantabrian and Stephanian A rocks at Barruelo (prov. Palencia), N.W. Spain. *In :* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et Colloques Univ. Liège.*

WAGNER, R. H., JONES, D. G., SPINNER, E. & WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1970) : The Upper Cantabrian rocks near Inguanzo, eastern Asturias, Spain. *In :* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et Colloques Univ. Liège.*

WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1960) : On *Nautellipsites hispanicus* (Foord & Crick). *Estudios Geológicos, XVI*, 1 : 43-51, figs 1-4.

WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1963) : Lower Namurian goniatites from the Griotte limestone of the Cantabric Mountain Chain. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España, 69* : 5-23, pls I-VIII.

ZEILLER, R. (1882) : Notes sur la flore houillère des Asturies. *Mém. Soc. géol. Nord, 1*, 3 : 1-22.

Additional references added in proof stage :

AMEROM, H.W.J. van, BLESS, M.J.M., WINKLER PRINS, C.F. (1970). Some paleontological and stratigraphical aspects of the Upper Carboniferous Sama Formation (Asturias, Spain). *Med. Rijks Geol. Dienst*, (N.S.), *21* : 9-56, text-figs 1-52, Encl. I, pls 1-10.

READING, H.G. (1970). Sedimentation in the Upper Carboniferous of the Southern Flanks of the Central Cantabrian Mountains, Northern Spain. *Proc. Geol. Ass., 81, 1* : 1-41, text-figs 1-7.

WAGNER, R.H. & ARTIEDA, J.I. (1970). La Cuenca Minera Ciñera-Matallana. *S.A. Hullera Vasco-Leonesa* : 1-238, figs 1-40, figs II-1-99, láms I-XIX.

DISCUSSION

J. P. Laveine (question) : Quel est l'âge du conglomérat de la phase palentienne et des terrains sus-jacents ?

R. H. Wagner (reply) : The orogenic conglomerate following the Palentian phase of folding in Northwest Spain has been dated as upper Westphalian B in the Los Cintos Syncline, north of Santibañez de Resoba in northern Palencia (Wagner 1960). A different age has been admitted for this conglomerate by de Sitter, after identifications by Stockmans & Willière (1966), but the locality studied by the latter authors lies in a lower Westphalian A conglomerate which should probably not be identified with the post-orogenic conglomerate yielding upper Westphalian B floras. The Los Cintos Syncline only contains the conglomerate formation (with intercalated coal-measures yielding flora) and no immediately overlying formations are known in this locality, although Westphalian C and D rocks are known from different structures in the general vicinity.

The upper Cantabrian rocks near Inguanzo, eastern Asturias, Spain

R. H. WAGNER [1], D. G. JONES [2], E. SPINNER [1] & C. H. T. WAGNER-GENTIS [3]

With 2 text-figures and plates 30-33.

ABSTRACT.

A short section of rhythmically developed marine strata of upper Cantabrian age has been measured near the village of Inguanzo, near Arenas de Cabrales in eastern Asturias. The rhythmic units follow each other in quick succession and consist of sandstone/siltstone — mudstone — calcareous mudstone/limestone sequences. Abundant faunal remains (goniatites, orthoconic nautiloids, bivalves, gastropods, ostracodes, brachiopods, bryozoa and occasional trilobites) are associated with drifted plant remains, both megascopic and microscopic. The megaflora is quite varied and allows dating as upper Cantabrian. The microflora is even more varied, and appears to be younger than Westphalian D, though not as young as Stephanian assemblages recorded in the literature. The fauna is varied, but mainly cosmopolitan. However, the goniatites suggest a link with Russian faunas. The most characteristic elements of flora and fauna are illustrated on plates 30-33, and comments are given on the assemblages recorded. Text-figure 1 illustrates the general geological setting and text-figure 2 provides a graphic log of the succession measured.

RESUME.

Une petite succession rythmique de facies condensé a été étudiée en détail près du village d'Inguanzo, dans la région de Cabrales en Asturies orientales. Chaque unité rythmique commence par des grès fins, suivis par des schistes devenant schistes calcareux ou même calcaires en série extrêmement mince (50 cm environ). Les parties schisteuses sont fossilifères, et montrent une faune variée (Goniatites, Orthocones, Lamellibranches, Gastropodes,

[1] Department of Geology, The University, St. George's Square, Sheffield 1, England.

[2] Department of Geology, King's College, The Strand, London W.C. 2, England.

[3] « Mayfield », Cross Lane, Calver, via Sheffield S 30 1XS, England.

Ostracodes, Brachiopodes, Bryozoaires, Trilobites) en association avec des débris végétaux flottés. encore déterminables, et des miospores. La faune comporte surtout des éléments cosmopolites, mais les quelques Goniatites déterminables montrent des affinités russes. Parmi les éléments de flore, assez variés, on constate un mélange d'espèces du Westphalien supérieur et du Stéphanien inférieur qui date le gisement comme étant d'âge Cantabrien supérieur. Les débris de plantes macroscopiques sont plus significatifs à cet égard que les spores. Parmi celles-ci il faut noter la présence de l'espèce *Reticulopteris germari* (Giebel), généralement citée pour le Stéphanien supérieur, et qui, très probablement, représente une flore de montagne plutôt que marécageuse. Parmi les spores, on constate l'extrême abondance de *Florinites*, ainsi que des petites *Triquitrites*, ce qui est normal pour des schistes marins à éléments nécessairement très allochtones. Les planches 30 à 33 donnent une illustration des éléments de la flore et de la faune qui ont été mentionnés dans le texte. Une carte générale de la région montre la situation de la coupe étudiée, qui est également figurée (Fig. 1, 2).

I. INTRODUCTION

Recent investigations by A. Marcos (1967, 1968) in the region of Onís-Cabrales, north of the Picos de Europa in eastern Asturias, have shown the presence of strata with marine and continental intervals in a succession dated as « Cantabrian » on the basis of fossil land plants (Wagner 1967). This refers to a chronostratigraphic unit, either a stage or a substage, which has been proposed as the lowermost unit of the Stephanian (Series or Stage), and which had previously gone unrecorded in Western Europe. The « Cantabrian » is younger than Westphalian D and older than Stephanian A (Wagner 1966[b], 1969). The Cantabrian strata in eastern Asturias are patchily exposed, and no complete succession has been obtained. However, the field evidence suggests (Marcos pers. comm.) that the base of the succession is diachronous, with the older strata (lower Cantabrian) being developed only in the western part of the area, whilst younger rocks (upper Cantabrian) apparently rest immediately, unconformably, on limestone (« caliza de montaña »), probably of Namurian age, in the eastern part. The general distribution of strata in this (eastern) part of the region is shown by text-fig. 1, which is based on the map published by Marcos (1967, 1968). The Cantabrian rocks appear to lie with an unconformable stratigraphic contact on « caliza de montaña » (Namurian limestone) at the southern border of the outcrop. On the other hand, the north crop is limited by a thrust fault which brings limestone of probable Westphalian age on top of Cantabrian strata. Consequently, the succession of Cantabrian rocks outcropping in this region appears to belong almost entirely to a single, northward dipping sequence (with the

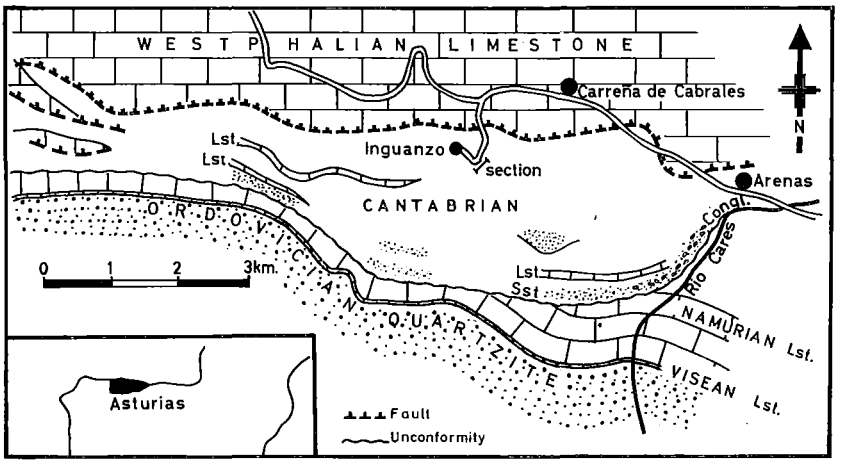


Fig. 1. — General map of the area showing the overall distribution of stratigraphic units (after Marcos 1967, 1968 — re-drawn).

dips varying between 50° and 30°, on the whole : *fide* Marcos *op. cit.*), from the southern unconformable border up to the area east of the village of Inguanzo (see text-fig. 1). The succession apparently consists mainly of marine mudstones, but sandstone horizons and occasional conglomerates and limestones have also been recorded. Westwards, outside the area shown on the map of text-fig. 1, the Cantabrian rocks also include a few coal seams and seat-earths.

As a result of generally poor exposure, not even an approximate overall succession of Cantabrian strata has been established in this region. Under these conditions, any local section of some continuity assumes regional importance as a sample of the type of sedimentation and of the flora and fauna in the Cantabrian of eastern Asturias. Such a section, showing a continuously exposed succession of 20 metres thickness, occurs in a path just east of the bend in the road leading to Inguanzo. This section was cursorily examined in 1967, and yielded the fossils reported by Marcos (1968) and Wagner (1967). It has now been measured in detail by two of the present authors (R.H.W. and D.G.J.), in collaboration with Messrs F. Fonollá, A. Marcos and J. Pello (University of Madrid and University of Oviedo, respectively), during a joint excursion held in the summer of 1968. The log of this section is published here as text-fig. 2. Plant fossils from this section were discussed and partly figured by Wagner (1967), but some new elements have been found since and are recorded here in context with the total flora found in this section as well as in an exposure slightly higher up the

sequence. The second author has identified the various elements of fossil fauna, with the exception of goniatites which were studied by C.H.T. Wagner-Gentis. The third author has studied miospores found in samples of mudstone from the Inguanzo section.

R.H. Wagner and D.G. Jones wish to record their indebtedness to the Natural Environment Research Council of Great Britain for Grant 3/487, which enabled them to study the rocks corresponding to the Cantabrian Stage in Spain. Technical facilities in the Universities of Sheffield and London are gratefully acknowledged. The writers are grateful to Messrs Fonollá, Marcos and Pello for their pleasant company and cooperation, and to Dr. R. Neves (Sheffield) for the initial identification of miospores.

II. DESCRIPTION OF THE SECTION NEAR INGUANZO

(R. H. Wagner and D. G. Jones)

The measured section occurs along a path which turns off the road to Inguanzo at an old iron mill where the ore was received from workings higher up the mountain and crushed for delivery. There is no connection between the iron workings and the succession outcropping along the path. Although the base of the succession is unexposed, the facies in general is similar to that found in rocks along the main road south of Arenas de Cabrales going into the gorge of the Río Cares. At this latter locality mudstones, with a marine fauna and drifted plant fragments (mainly *Linopteris*), follow sandstones and conglomerates which comprise the basal beds of the Cantabrian succession in this part of the region. It is impossible to state exactly where the sequence near Inguanzo comes in regard to the base of the succession ; from the map it appears to be approximately 700 m above the base, with an allowance of 200 metres. Assuming that the facies is similar throughout this unknown interval, it is probable that there is a noticeable difference in age between the basal beds of the succession and the sequence exposed near Inguanzo.

The oldest exposed strata near Inguanzo are calcareous mudstones, siltstones and sandstones in a recurrent pattern, showing the following rhythm : sandstone at the base, either followed or replaced by siltstone, with thicker lutite (mudstone, seldom shale) developments forming the higher and main part of each unit. The thickness of the rhythmic units is variable, but averaging 0.50 m. The lutites apparently become more calcareous towards the top of each unit, and often pass into decalcified mudstone at the top of the unit in weathered strata. In the higher

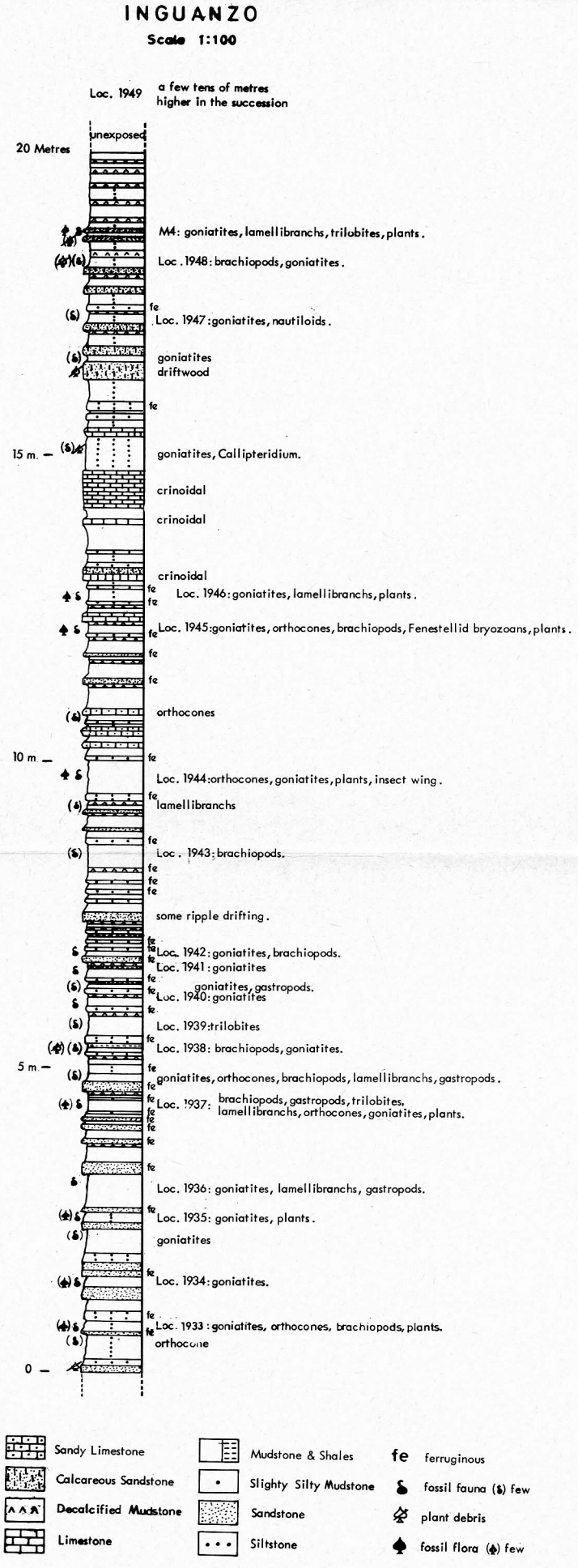


Fig. 2. — Detailed section of the upper Cantabrian rocks in the path behind the old iron ore mill near Inguanzo. Fossil localities are shown as well as the rhythmic distribution of sediments. Section measured by R.H. Wagner and D.G. Jones, in collaboration with A. Marcos, J. Pello and F. Fonollá.

part of the succession, the top part of the unit is occasionally developed as a muddy limestone. The sandstone/siltstone at the base of each unit sometimes contains drifted remains of plants which have been too much comminuted to be identifiable. Moreover, these remains usually represent woody stem fragments which would not have been identifiable in any case. Whenever a sandstone has been found at the base of a rhythmic unit, it proved to be very fine-grained, with a gradual passage to siltstone. This rock type either appears as a massive layer, or is evenly and thinly bedded. Sedimentary structures are absent, apart from one interval with some ripple cross lamination, showing the sequence to be the right way up (i.e. younging northwards). Generally, the sandstone/siltstone interval is ferruginous, giving yellow colours in the weathered outcrop. The lutites forming the main part of the rhythmic units are generally very fine-grained and apparently homogeneous, although occasionally they are slightly silty. Only in a few units the top part of the lutite interval turned into a laminated shale (marked as such in that part of the section that falls between 5 m and 7.50 m). The lutites generally are fossiliferous, and possess a varied fauna of orthoconic nautiloids, goniatites, bivalves, occasional brachiopods, gastropods and ostracodes as well as trilobites and, rarely, Fenestellid bryozoans. Whenever the top part of a lutite interval (usually calcareous and then decalcified in surface outcrop) becomes sufficiently calcareous to form a limestone, crinoid debris becomes an important constituent. The faunal elements could only be identified to the generic level. The specimens are decalcified and often squashed (see Pl. 33).

Commonly, but not invariably, the marine fauna is accompanied by rarer drifted plant remains consisting of stem and petiole fragments as well as the remains of foliage. The common type of foliage is *Linopteris* in the form of detached pinnules. *Linopteris* is generally recognised as having been capable of withstanding the comminuting effect of water transport far better than any other kind of foliage. This is presumably due to a tough cuticle keeping the pinnules together even though the cells between the veins decay in the course of maceration in water during the prolonged period of time necessary to drift the pinnules out into the open sea. This is also the kind of foliage that remains the longest identifiable among the plant fragments which have been comminuted by current activity in river transport. Apart from relatively common *Linopteris* (the species being invariably *Linopteris neuropteroides*), rarer fragments of *Neuropteris, Reticulopteris, Callipteridium, Dicksonites, Sphenopteris, Pecopteris, Sphenophyllum, Annularia* and *Cordaites* were also encountered. The flora is sufficiently diversified to date it as upper Cantabrian (Wagner 1967, see also Table I). A fragment of an insect wing was also found (in loc. 1944).

In the higher part of the sequence near Inguanzo the calcareous bands become more prominent. It is also noted that the rhythmic units, which are very thin in the lower part of the sequence, become generally a little thicker in the higher part. The top part of the exposed sequence shows the absence of the basal sandstone/siltstone interval in the rhythmic units, and it may be that solid mudstones continue from hereon. Only the alternation of lutite and decalcified lutite seems to betray the presence of a fundamentally rhythmic sequence at this level.

After an unexposed interval of a few tens of metres of vertical sequence a small part of the succession becomes visible in an exposure along the main road to Inguanzo. It shows mudstones with occasional layers of sideritic ironstone and ironstone nodules. The fossils collected here include orthoconic nautiloids, goniatites, lamellibranchs, brachiopods and varied plant remains (loc. 1949). Whereas the mudstones in the measured sequence along the path were mainly dark grey, the ones found in the roadside exposure of loc. 1949 were almost black ; thus indicating some change in facies.

With regard to the overall facies of the upper Cantabrian rocks near Inguanzo, it would seem that the predominance of fine-grained material and the common occurrence of orthocones and goniatites indicate relatively slow deposition. The presence of diversified, identifiable megascopic plant remains (and varied microfloral remains-see page 477) indicates a nearby shoreline, and the absence of current bedded strata suggests that the land area showed little relief. Slump structures are also absent, and this suggests a gentle palaeoslope. Although the composition of the fauna shows that deposition took place in the open sea, it may well have been relatively shallow. The presence of mudstones with a marine fauna and drifted plant remains in the succession immediately above the unconformable conglomerates and sandstones in the valley of the Rio Cares points to the development of a shallow marine basin of sedimentation bordered by a landmass with little relief, after the first flush of coarse basal deposits had passed. The presence of rhythmic units with coarser deposits at the base and finer sediments towards the top of each unit (there is invariably a sharp contact at the base of the sandstone/siltstone interval) indicates a pulsating supply which may reflect intermittent movements of the source area. The more calcareous intervals right at the top of the rhythmic units indicate the virtual cessation of supply of terrigenous clastics at the end of each rhythm. Altogether, the impression is gained of a low-lying land area with a bordering shelf. There may have been an absence of sizable rivers, but streams apparently carried plant remains into the sea, and the land certainly supported a well developed flora.

There is no direct evidence as to where the land mass was situated, apart from the fact that the fossil plant collections made by Marcos (1967, 1968) in the total area of Gamonedo-Cabrales tend to suggest a probable onlap from west to east. The apparent contrast between the slowly deposited, fine-grained sediments near Inguanzo and the thick basinal sequence in northern Palencia to the south (compare Wagner & Winkler Prins, in this volume) provides an indication that different palaeogeographic units are involved. Taking into account the general configuration of the Cantabric-Asturian geosynclinal area in Northwest Spain, which shows an enveloping hinterland and a central « foreland » massif, it seems likely that the sequence near Inguanzo was formed on a submerged part of the latter, i.e. on the Cantabrian Block of Radig 1962.

III. **PLANT MACROFOSSILS** (R. H. Wagner)

Although the plant remains are fewer in number than the animal fossils in the Inguanzo section, the flora is quite diversified and interesting from two points of view. In the first place, the total assemblage is sufficiently varied to permit stratigraphic dating, and, secondly, it is a clearly allochthonous one representing more than one habitat.

Neuropteris ovata Hoffmann (Pl. 30, fig. 1 ; Pl. 31, fig. 10). Two specimens are available, one of them print and counterprint. The density of venation indicates the type variety, and this provides a stratigraphic indication, for the type variety changes into the var. *grand-euryi* Wagner (= *N. flexuosa* Gr.'Eury, *non* Sternberg) at an horizon corresponding to upper Cantabrian. Specimens referable to the type variety still occur at this horizon but are probably rare.

Neuropteris scheuchzeri Hoffmann (Pl. 30, figs 7, 7a). One specimen showing the apical part of a pinnule has been found. The triangular apex, fine, rather densely arranged nervules, and the impressions of thin hairs overlying the venation all constitute characteristics which allow the easy recognition of this species. *Neuropteris scheuchzeri* has a well defined stratigraphic range in Northwest Spain, from Westphalian C to upper Cantabrian and this may be the normal range in western Europe. Only in North America it may be longer ranging, viz. into Stephanian B (Darrah 1937). There are two anomalous records of *Neuropteris scheuchzeri* in Northwest Spain. One of these refers to a badly preserved fragment, probably belonging to *Pecopteris,* originating from late Stephanian strata in Asturias (de la Vega 1968), and is based on a misidentification. The other record is in a recent paper by Alvarez

Ramis (1966[b]), who figures under this name a pinnule fragment of *Neuropteris* which is rather fragmentary and only shows the nervation as an identifiable characteristic. The illustration presented by Alvarez Ramis is inadequate for the recognition of *Neuropteris scheuchzeri,* and there is also some doubt attached to the age determination of its locality which has been attributed to Stephanian B. Apparently, the dating was based on the presence of *Neuropteris gallica* Zeiller (also inadequately figured) which, after the description and figuration presented by Alvarez Ramis, could equally well have been identified as *Neuropteris planchardi* Zeiller. The former has been found as low as Stephanian A and the latter has recently been encountered in upper Cantabrian strata (see below).

Neuropteris planchardi Zeiller (Pl. 31, figs 11, 11a). Only one incomplete impression of a pinnule has been found. It shows a well rounded, cordate base, a distinct midvein and arching laterals (approximately 42 per cm) which tend to be almost perpendicular on the pinnule border. This species, which has generally been recorded from Stephanian B-C and Autunian strata, has recently been found in rocks of upper Cantabrian age (Wagner & Winkler Prins, in this volume).

Neuropteris spp. indet. One fragment of a large pinnule with a wide nervation (loc. M 4) is too incomplete to be identified. Another detached pinnule (loc. 1933) may be an atypical specimen of *Neuropteris ovata* Hoffmann.

Linopteris neuropteroides (von Gutbier) Potonié (Pl. 30, figs 8, 8a ; Pl. 31, figs 13, 13a). This is the most common element found among the drifted plant remains in the area near Inguanzo. It occurs in eight out of nine plant-bearing localities (Table I). Altogether, 66 specimens were found as against 49 other plant remains. Obviously, *Linopteris* was relatively resistant to comminuting in water transport. One specimen was figured in Wagner 1967 (lám. I, fig. 2) and two additional specimens are illustrated in the present paper. Although there is a certain amount of variability in the shape of the pinnules, the nervation is typical. It consists of a rather indistinct, short midvein, present in the lower third of the pinnule only, and a secondary venation characterised by steeply angled, elongate vein meshes. The pinnules are always slender, generally 3 to 4 times as long as wide, with parallel borders but tapering in the apical part. This is the characteristic form of *Linopteris neuropteroides* as figured from the type area in eastern Germany (compare Daber 1955, 1957), and corresponds to the var. *major* as named by H. Potonié (1904). The var. *minor* of Potonié does not appear in the Inguanzo flora, and it has already been noted (Wagner 1964) that the two « varieties » seem to lead an independent existence, even

though they may occur together in some areas. The species has little stratigraphic interest, since it has been recorded from lower Westphalian to Autunian.

Reticulopteris germari (Giebel) Gothan (Pl. 30, fig. 6). A single fragment of a large pinnule (part and counterpart) has been found. The same specimen was illustrated in Wagner 1967 (lám. I, fig. 1). It clearly shows the leathery limb (probably due to a thick cuticle), distinct midvein, and transversely elongate vein meshes which characterise the species. The range of *Reticulopteris germari* is usually given as Stephanian B to Autunian, but this species has recently been found also in upper Cantabrian and Stephanian A rocks of the Barruelo region in Northwest Spain (compare Wagner & Winkler Prins, in this volume). Like *Neuropteris planchardi*, it may be an element of hill slope flora which is found only when environments other than the coal swamp are represented.

Callipteridium cf. *jongmansi* (P. Bertrand) - *striatum* Wagner (Pl. 30, figs 9, 9a). Three specimens have been collected (from localities M4, 1945 and 1949, respectively) which are all fragmentary. The most complete specimen has been figured and this shows a gradually tapering terminal and bluntly triangular pinnules, bilateral symmetrical, with a distinct though impersistent midvein and steeply ascending laterals. The other two specimens (unfigured) show comparable features. The density of venation and the steep angling of the lateral veins agree with the *Callipteridium jongmansi-striatum* complex. In the absence of rachides of the penultimate order in the material at hand, one cannot judge the degree of development of intercalated pinnules in this material which, therefore, cannot be assigned unequivocally to a particular one of the two species mentioned. *Call. (Praecallipteridium) jongmansi* passes gradually into *Call. (Eucallipteridium) striatum* by the progressive introduction of intercalated pinnules down the rachides of the penultimate order (compare Wagner *et al.* 1969, p. 126).

Callipteridium gigas (von Gutbier) Weiss (Pl. 32, figs 14, 14a, 17). Only one specimen (part and counterpart) has been collected (loc. 1934). It shows the impressions of the upper and under sides of a few pinnules which are still attached to the rachis. The insertion is strikingly perpendicular, and the narrowly confluent pinnules have parallel borders and a broadly rounded apex. The venation consists of a distinct, persistent midvein, and closely spaced, shallowly inclined nervules. *Callipteridium gigas* ranges throughout the Stephanian and into the Autunian. Its earliest recorded occurrence in Northwest Spain is in the Guardo-Cervera coalfield (Kanis 1956, Pl. 2, fig. E), where it occurs in rocks of Cantabrian age. A recent description of this species, as found in Spain, is provided by Wagner, 1965.

Pseudomariopteris ribeyroni (Zeiller) Danzé-Corsin (Pl. 32, figs 15, 15a). Two fragments of pinnae from loc. 1949 show ovate pinnules, broadly attached, but with a slightly constricted base. The nervation is badly preserved in these specimens, but apparently consists of a thin midvein and equally thin laterals which are widely spaced and generally twice forking. This species is known to occur from the highest Westphalian D to upper Stephanian or even Autunian (if one includes *Ps. cordato-ovata* (Weiss) in this species, as Doubinger (1956, p. 122) has suggested).

Dicksonites pluckeneti (von Schlotheim) var. *sterzeli* (Zeiller) Danzé-Corsin (Pl. 30, fig. 4). Two specimens, one of which consists of part and counterpart, have been recovered from loc. M4 and loc. 1944, respectively. They clearly show the perpendicular insertion of rather finely lobed pinnules which characterise the variety. The strong rachides and stiff lobes (indicating a strong cuticle) are further characteristics of *Dicksonites*. The species is known from approximate middle Westphalian D to upper Stephanian (compare Doubinger 1956, pp. 122-124).

Sphenopteris cf. *rotundiloba* Němejc (Pl. 30, fig. 2 ; Pl. 31, fig. 12). Two small fragments, found in loc. M4, show the strongly convex, subcircular lobes of pinnules which could be assigned to either *Sphenopteris rotundiloba* or *Sphenopteris nummularia* von Gutbier. The former appears to be distinguished by its generally larger pinnules with rather more convex lobes than occur in the latter (cf. Němějc 1937). *Sphenopteris rotundiloba* has been first recorded from Spain in the Ciñera-Matallana coalfield (Wagner 1962) and has subsequently been found to occur generally throughout Stephanian rocks in different parts of Northwest Spain (Alvarez Ramis 1966, Wagner 1966), with a total range from upper Cantabrian to Stephanian C.

Pecopteris acuta Brongniart (Pl. 30, fig. 5). Only one small fragment (part and counterpart) has been recovered (loc. M4). It shows the characteristic triangular pinnules with simple veins. *Pecopteris acuta* occurs throughout Westphalian and Stephanian strata.

Pecopteris cf. *lepidorachis* Brongniart. Two fragments of pinnae of the last order, collected in localities M4 and 1949, show the imprints and counter-prints of thick rachides with broadly based pinnules, slightly more than twice as long as wide, and gradually tapering terminals ended by a small apical pinnule. The nervation of the pinnules shows a well-defined midvein and relatively distant laterals, bifurcating once near the midvein. The best preserved specimen was figured in Wagner 1967 (lám. I, fig. 5). Although the specimens in hand are reasonably well preserved and show well defined characteristics, a

definite specific identification cannot be made. This is mainly due to the fact that the shape and venation of the pinnules are common to several species, and comparison can be made with a number of published figures in the literature. Perhaps, this kind of pinna and pinnules has been most commonly attributed to *Pecopteris lepidorachis* Brongniart but, unfortunately, a comparison with the type of this species shows important differences. It is quite likely that the material in hand belongs to an undescribed species which, however, can only be founded on more complete specimens.

Pecopteris (Asterotheca) truncata Rost. A small specimen (part and counterpart) from the general locality M 4-5 shows the relatively distant, broadly based pinnules with large synangia covering the entire limb, which characterise this, rather incompletely known, species of Stephanian age.

Sphenophyllum oblongifolium (Germar & Kaulfuss) Unger (Pl. 32, fig. 16). One specimen (part and counterpart) from loc. M4, although by no means well preserved, shows the leaves with slightly convex lateral borders, a medial cleft and drawn out teeth on the distal border, which characterise this species. *Sphenophyllum oblongifolium* ranges from upper Cantabrian to Autunian.

Annularia sphenophylloides (Zenker) von Gutbier. A single leaf verticil has been collected from loc. 1937. This very characteristic species ranges from Upper Westphalian throughout the Stephanian.

Cordaianthus ? sp. (Pl. 30, fig. 3). One specimen (part and counterpart), collected from loc. M4, shows a lax arrangement of subopposite « spines » with axillar structures which appear to consist of spirally disposed elements of an indeterminate nature. Although it seems likely that this is an example of the composite cone of *Cordaites,* the preservation is not good enough to determine whether this is a male or a female cone. A fragment of a narrow *Cordaites* leaf has also been found (loc. M5).

Conclusions : The occurrence of *Neuropteris planchardi, Reticulopteris germari, Sphenopteris rotundiloba, Callipteridium gigas, Asterotheca truncata* and *Sphenophyllum oblongifolium* in the Inguanzo section is proof of a Stephanian age, with a possible lower limit of upper Cantabrian. However, the presence of *Neuropteris scheuchzeri* and of the type variety of *Neuropteris ovata* tends to indicate Cantabrian rather than Stephanian A or B, and the total assemblage may therefore be regarded as being indicative of upper Cantabrian. Both *Neuropteris planchardi* and *Reticulopteris germari* are probably elements of a hill slope flora, growing some distance away from the coal swamp, and their presence in the marine mudstones of Inguanzo stresses

TABLE 1. — Occurrence of plant macrofossils in the section of upper Cantabrian strata near Inguanzo, eastern Asturias.

	1933	1934	1935	1937	1944	(M 5) 1945	1946	M 4	1949
Neuropteris ovata						+			
Neuropteris scheuchzeri						+			
Neuropteris planchardi					+				
Neuropteris spp. indet.	+							+	
Cyclopteris sp.								+	
Reticulopteris germari								+	
Linopteris neuropteroides		+	+	+	+	+	+	+	+
Callipteridium gigas		+							
Call. cf. *jongmansi-striatum*						+		+	+
Pseudomariopteris ribeyroni									+
Dicksonites pluckeneti					+			+	
Sphenopteris cf. *rotundiloba*								+	
Pecopteris acuta								+	
Pecopteris cf. *lepidorachis*								+	+
Pec. (Asterotheca) truncata									
Sphenophyllum oblongifolium								+	
Annularia sphenophylloides				+					
Cordaianthus ? sp.								+	
Cordaites sp.						+			
Semina									+

M4-5 (general locality) : *Neuropteris ovata, Linopteris neuropteroides, Sphenophyllum* sp. indet., *Asterotheca truncata,* semina.

the point that this is an allochthonous assemblage, representing different habitats. These two species are best known from the intra-montane areas of sedimentation in central France, Germany and Bohemia, which were established variously from Stephanian A, B and C onwards. These fairly restricted basins would be likely to receive floral elements of the hill slope habitat as well as from coal swamps, the latter being probably a great deal less extensive than they were in the paralic areas of the coastal plain. This would explain why elements like *Neuropteris planchardi* and *Reticulopteris germari* would be commonly found in the Stephanian coal basins of the areas mentioned above. The occurrence of these species and several others of the same habitat would therefore apparently correlate with Stephanian (A), B and C, whereas in fact it could well prove to be more extensive if the right habitat is represented in the sedimentary record. This appears to be the case for the marine sediments at Inguanzo, which carry an allochthonous assemblage of plant fossils representing the coal swamp as well as the hill slope flora.

IV. **MIOSPORES** (E. Spinner)

Preparations of miospores assemblages were obtained from strata at localities numbered 1937, 1947, 1948, 1949 (see text-fig. 2). The rock material was treated with hydrochloric acid and hydrofluoric acid in order to remove the carbonate and silicate elements, and this was followed by a slight oxidation of the remaining organic matter by using diluted nitric acid. No alkali was used during the preparation. Composite mounts were made with canada balsam, and a number of these mounts were scanned in order to establish the variety of composition present in the assemblages. The state of preservation of miospores was found to be variable. On some specimens evidence of the presence, or the remains of, some form of microbiological decay or destruction of the exine can be seen, as well as some small crystals of pyrite imbedded in the exine of some spores. However, many specimens in the assemblages are sufficiently well preserved for identification to be made at the species level.

In the samples studied, the dominant constituents are species of *Florinites* and small forms of *Lycospora*. The preservation of these elements is not good, and no satisfactory identification at the species level has been possible. The occurrence of these genera, particularly *Florinites*, as dominant elements might be expected as the rock material sampled were marine mudstones. *Florinites* is known to be common in marine shales and mudstones of the Carboniferous (Neves 1958).

TABLE II. — Occurrence of miospores in the upper Cantabrian strata near Inguanzo, eastern Asturias.

Localities	1937	1947	1948	1949
Ahrensisporites cf. *minutus*	+	+		+
Apiculatisporis sp.	+	+		
Crassispora kosankei	+			+
Densosporites sp.	+	+		+
Dictyotriletes camptotus ?				+
Florinites sp.	+	+	+	
Granulatisporites granulatus	+	+	+	
Laevigatisporites sp.	+			
Leiotriletes sphaerotriangulus	+	+		+
Lophotriletes microsaetosus		+		+
Lycospora sp.	+	+	+	
Punctatosporites sp.	+	+	+	+
Punctatosporites granifer	+		+	+
Punctatosporites rotundus		+	+	
Punctatosporites minutus	+	+		
Raistrickia sp.	+			
Speciososporites minor	+	+		
Spinosporites spinosus	+	+	+	
Stellisporites inflatus ?	+			
Thymospora obscura	+	+		+
Thymospora pseudothiessenii	+	+		+
Torispora sp.	+	+		+
Triquitrites bransonii	+			
Triquitrites mamosus ?				+
Triquitrites minutus	+			
Triquitrites tripartitus	+			+
Triquitrites cf. *sculptilis*	+	+		
Triquitrites sp.	+	+	+	+
Westphalensisporites irregularis ?	+	+		

Other constituents of the spore assemblages are well preserved and the following species have been recognised : *Ahrensisporites* cf. *minutus* Alpern 1958, *Apiculatisporis* sp., *Crassispora kosankei* (Potonié & Kremp) Bharadwaj 1957 emend. Smith & Butterworth 1967, *Densosporites* sp., *Dictyotriletes camptotus*? Alpern 1958, *Florinites* sp., *Granulatisporites granulatus* Ibrahim 1933, *Laevigatosporites* spp., *Leiotriletes sphaerotriangulus* (Loose) Potonié & Kremp 1955, *Lophotriletes microsaetosus* (Loose) Potonié & Kremp 1955, *Lycospora* spp., *Punctatosporites* spp., *Punctatosporites granifer* Potonié & Kremp 1956, *P. rotundus* Bharadwaj 1957, *P. minutus* Ibrahim 1933, *Raistrickia* sp., *Speciosporites minor* Alpern 1958, *Stellisporites inflatus ?* Alpern 1958, *Thymospora obscura* (Kosanke) Wilson & Venkatachala 1963, *T. pseudothiessenii* (Kosanke) Wilson & Venkatachala 1963 (synonyms : *T. verrucosa, T. perverrucosa, T. cingulatoides* of Alpern 1958), *Torispora* spp. (probably forms of *Thymospora)*, *Triquitrites bransonii* Wilson & Hoffmeister 1956, *T. mamosus ?* Alpern 1958, *T. minutus* Alpern 1958, *T. tripartitus* Alpern 1958, *T.* cf. *sculptilis* (Balme) emend. Smith & Butterworth 1967. *Westphalensisporites irregularis ?* Alpern 1958. The distribution of species is shown in Table II.

Some additional forms probably represent new taxa, but insufficient numbers have been found at present to justify a formal description. Consideration of the list of species points to the preponderance of the small monolete *Punctatosporites - Thymospora* group which is also numerically abundant. Among the accessory spores of the assemblages, it is noticed that the small forms of *Triquitrites* are abundant. These are also quite variable. No differences were found between the individual assemblages sufficient to justify any stratigraphic subdivision of the strata sampled.

Many of the accessory species were first recorded by Alpern (1958) from the coalfields of central France and Lorraine. *Triquitrites minutus, T. tripartitus, Ahrensisporites* cf. *minutus, Stellisporites inflatus, Torispora* spp. and *Speciosporites minor* were recorded as Westphalian D elements, whilst *Spinosporites spinosus* and the coarsely ornamented forms of *Thymospora* (i.e. *T. cingulatoides, T. verrucosa* and *T. perverrucosa,* recorded in the species list above as *T. pseudothiessenii)* were considered to be Stephanian elements.

In Great Britain, M.A. Butterworth and colleagues (Butterworth & Millott 1960, Smith & Butterworth 1967) recognised the value of the *Punctatosporites-Thymospora* group of miospores for indicating a late Upper Carboniferous age. Butterworth *et al.* generally equated the occurrence of *Thymospora* as indicating strata not older than Westphalian D (*Verrucososporites obscurus* Zone of Butterworth & Millott 1960, *Thymospora obscura* Assemblage XI of Smith & Butterworth

1967). These conclusions were based upon studies of the Midland, South Wales, Bristol-Somerset and Forest of Dean coalfields of Great Britain. It should be noted that the assemblages recorded here do not contain many of the characteristic accessory spores as recorded by Butterworth *et al.* For instance, the following species are all lacking: *Mooreisporites inusitatus* Neves 1958, *Schopfites dimorphus* Kosanke 1950, *Cadiospora magna* Kosanke 1950, *Triquitrites spinosus* Kosanke 1950, *Alatisporites trialatus* Kosanke 1950, *Vestispora laevigata* Wilson & Venkatachala 1963. Also to be noted is the apparent absence of small *Triquitrites,* e.g. *T. minutus, T. tripartitus,* and the genera *Spinosporites* and *Speciososporites* in the *Thymospora obscura* Assemblage XI of Smith & Butterworth, whereas these forms do form part of the assemblages recorded here. However, *T. minutus* and *T. tripartitus* are known from the higher seams in the Forest of Dean succession, i.e. from the Household Coals which are regarded as being of upper Westphalian D age (Spinner 1965 and unpublished thesis).

The differences noted above suggest that the present assemblages cannot be considered entirely characteristic of the *Thymospora obscura* Assemblage XI as defined by Smith & Butterworth. They are apparently a little younger than this assemblage zone and, therefore, a little younger in age than Westphalian D. Alpern & Liabeuf (1966, p. 169, fig. 4), working in the Lorraine coalfield of France, claimed that a regression of *Thymospora obscura, Torispora verrucosa* and *T. securis* can be recognised, at the same time as the appearance of *Triquitrites mamosus,* at the boundary between Westphalian D and Stephanian A. This would be followed by the abrupt appearance of *Thymospora perverrucosa.* In a later paper on the spore floras of the Saar-Lorraine coalfield, Alpern *et al.* (1967, figs 2,4) found the base of the Stephanian to be marked by the incoming of *Thymospora perverrucosa, Torispora perverrucosa, Triquitrites mamosus, Punctatosporites rotundus* and *Punctatisporites obliquis?* Since *P. rotundus* and *P. obliquis* are, in fact, also recorded from Westphalian D rocks, Alpern *et al.* 's major criterion for the base of the Stephanian would lie with the incoming of *T. mamosus, T. perverrucosa* and *T. perverrucosa.* The former is a little known species recorded by Bharadwaj (1957) from the Stephanian of the Saar, and the latter two species are not widely recognised by other palynologists. For instance, Wilson & Venkatachala (1963) and Smith & Butterworth (1967) considered both species to be junior synonyms of *Thymospora pseudothiessenii* (Kosanke) Wilson & Venkatachala (see list of species quoted above). If this view is accepted, the value of Alpern's criterion for delimiting the base of the Stephanian is decreased, for *Thymospora pseudothiessenii* is known to occur frequently

in the *Thymospora obscura* Assemblage XI (see Smith & Butterworth 1967, p. 292).

The present writer is prepared to accept the point of view that there is not yet sufficient evidence of changes in miospore assemblages for clearly distinguishing lower Stephanian from uppermost Westphalian D (as based on the record in Saar-Lorraine). A more detailed study of the coarsely ornamented forms of *Thymospora* and of the small forms of *Triquitrites* will be necessary in order to obtain a better understanding of the variability of these forms and to assess their stratigraphic occurrence in Upper Carboniferous strata. It has already been noted that the assemblages recorded here are different from those described by Butterworth *et al.* for the *Thymospora obscura* Assemblage XI. Although the possibility of some, presently unknown, facies control cannot be excluded, it seems likely that there is a difference in age. Alpern's work indicates that elements occurring in Westphalian D and in Stephanian A (as known from Saar-Lorraine) both occur in the assemblages obtained from the Inguanzo section. Unfortunately, the Stephanian A miospore assemblages are poorly characterised (see comments above). However, the Inguanzo spore assemblages, though younger than Westphalian D (as characterised by the *Thymospora obscura* Assemblage XI), are sufficiently similar to the Assemblage XI to warrant the assumption of a stratigraphic age near to that of the latter.

V. **GONIATITES** (C. H. T. Wagner-Gentis)

Although squashed goniatites are common in the Inguanzo section, the preservation is poor. Only three specimens can be tentatively identified, on the basis of shape and ornamentation. No sutures have been preserved.

cf. *Eoasianites* Ruzhencev (Pl. 33, fig. 40). The shape of this specimen is globular, with a rounded venter. Ornament consists of lamellate transverse striae forming bundles of three on the raised umbilical edge ; thus giving the impression of fine nodes on the umbilical edge. Specimens of the same shape are common throughout the Inguanzo section.

Aristoceras sp. (Pl. 33, fig. 41). Only one specimen of this kind was found near Inguanzo. It is disc-shaped, involute, and has a clearly marked double groove on the latero-ventral side. The grooves are well separated.

Gen. et sp. indet. Fam. Neodimorphoceratidae Ruzhencev & Bogoslovskaya 1969 (Pl. 33, fig. 42). This specimen is similar to *Neodimorphoceras texanum* (Smith), as shown by Ruzhencev & Bogoslovskaya (1969, Pl. VI, fig. 3), and likewise possesses transverse ornamental striae bifurcating at the umbilical edge. The shell was probably

rather flat and disc-shaped, with a very small umbilicus. The venter is not visible.

Little stratigraphic information can be obtained from the genera mentioned above, apart from the fact that they are Upper Carboniferous in age. It may be noted, however, that *Aristoceras* has been recorded by Ruzhencev (1950) from Upper Carboniferous strata in the Russian sense.

VI. **FURTHER MARINE FAUNA** (D. G. Jones)

The fauna, although not abundant, is moderately well preserved. In the majority of forms material remains, but there is often considerable distortion due to post-depositional compaction. Many bivalves and brachiopods have both valves articulated and in some spiriferoids even traces of the delicate internal spiralia remain. Fenestellid bryozoan fronds are large and, like the bivalves and brachiopods, show little evidence of transport over distance. Apart from the orthocones and goniatites the fauna is benthonic. Identification of many elements of the fauna is possible to generic level. Although many genera are confined to the Upper Carboniferous, most are long ranging and cosmopolitan in geographic distribution. Thus, they do not provide detailed correlation with other faunas at the same stratigraphic level in the Tethyan area or with the Upper Moscovian and Kasimovian successions in the U.S.S.R. The forms present are the following (locality numbers correspond with those in the columnar log of text-fig. 2) :

Composita sp. 1942, 1944, 1947, 1949.
Rugosochonetes sp. 1945.
Kozlowskia sp. 1942.
Aviculopecten sp. 1937, 1945, 1949.
Cosmetodon (Grammatodon) sp. 1944.
Palaeoneilo sp. 1937, 1945.
Retispira (Bucaniopsis) sp. 1933, 1944.
Glabrocingulum sp. 1945.
Fenestella sp. 1945.

Also ostracodes, turretted gastropods, trilobite pygidia, crinoidal ossicles - indeterminate.

CONCLUSIONS

The marine faunas collected are generally inconclusive as to a precise stratigraphic age, but the presence of the goniatite *Aristoceras*

seems to indicate the Upper Carboniferous in the Russian sense, i.e. Kasimovian or Gzhelian.

The plant macrofossils are more indicative. There are a number of characteristic Stephanian elements in the total assemblage, e.g. *Neuropteris planchardi, Reticulopteris germari, Callipteridium gigas* and *Sphenophyllum oblongifolium.* The first two mentioned have generally been recorded from late Stephanian strata, but may be elements of a hill slope flora which is not usually found below Stephanian B, even though the total range is likely to be more extensive. *Sphenophyllum oblongifolium* is regarded as appearing for the first time in upper Cantabrian. Together with these Stephanian species occur *Neuropteris scheuchzeri* and the type variety of *Neuropteris ovata,* which indicate Westphalian D and Cantabrian. Apart from two debatable occurrences of *Neuropteris scheuchzeri,* as reported in the literature (see comments on pp. 471-472), this species does not seem to occur above the upper Cantabrian in Northwest Spain. The concurrent ranges of the various plant macrofossils in the Inguanzo section thus indicate fairly unequivocally an upper Cantabrian age.

The plant microfossil assemblages are less conclusive with regard to a stratigraphic age. The miospores show an assemblage which is characterised by *Thymospora, Punctatosporites* and small *Triquitrites;* an association of forms which occurs in late Westphalian and early Stephanian strata. The presence of *Thymospora obscura* suggests the spore zone of the same name (Assemblage XI of Smith & Butterworth 1967) which is regarded as characteristic for Westphalian D. However, the presence of several small forms of *Triquitrites* and the absence of the larger *Triquitrites* (e.g. *T. spinosus* (Kosanke)), tend to indicate an age younger than Westphalian D. Unfortunately, the present level of knowledge on spore floras does not permit to identify the horizon more exactly, and we do not feel justified in identifying the Inguanzo assemblages with Alpern's Stephanian A microflora (see comments on pp. 480-481).

It thus appears that the plant macrofossils provide a more exact stratigraphic dating of the Inguanzo section than the miospores. Whether this is simply a matter of recording (i.e. the macrofossils have been more extensively studied than the microfossils in Northwest Spain) is conjectural.

Among the most abundant spores in the Inguanzo section are *Florinites* and *Lycospora.* Particularly, the former is characteristic of marine strata. Similarly, among the plant macrofossils one finds a predominant occurrence of *Linopteris neuropteroides.* In the latter case the predominance of this particular plant fossil is most probably due

to resistance to comminuting in water transport which would break up most other plant remains. On the other hand, the dominant presence of *Florinites* has been ascribed to the incorporation of « upland » (hill slope) floral elements in marine strata (Chaloner 1958). The presence of the macroscopic remains of *Neuropteris planchardi* and *Reticulopteris germari* has also been explained in this manner.

The rhythmically deposited strata of the upper Cantabrian at Inguanzo probably represent a condensed sequence which may have been formed in a shallow sea off the Cantabrian Block.

REFERENCES

ALPERN, B. (1958) : Description de quelques microspores du Permo-Carbonifère français. *Rev. Micropaléont., 1* : 75-86, pls 1-2.

ALPERN, B. (1959) : Contribution à l'Etude Palynologique et Pétrographique des Charbons Français. *Thèse Univ. Paris :* 1-314, pls 1-17.

ALPERN, B. & LIABEUF, J. J. (1966) : Zonation Palynologique du Bassin Houiller Lorrain. *Zeitschr. deutsch. geol. Ges., 117* (1965) : 162-177, pls 5-6.

ALPERN, B. & LIABEUF, J. J. (1969) : Palynological considerations on the Westphalian and the Stephanian : proposition for a parastratotype. *C. R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, I* : 109-114.

ALPERN, B., LACHKAR, G. & LIABEUF, J. J. (1967) : Le bassin houiller lorrain peut-il fournir un stratotype pour le Westphalien supérieur ? *Rev. Palaeobot. Palynol., 5* : 75-91.

ALVAREZ RAMIS, C. (1966a) : Primera aportación al estudio de los « Sphenopteris » del Carbonífero español. a) (Estefaniense : 1ª parte). *Estudios Geológicos, XXI* (1965) : 1-77, láms I-LXIII.

ALVAREZ RAMIS, C. (1966b) : La flora fósil estefaniense de la Punta de la Rubia, Figueras (Asturias). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* (Geol.), *64* : 151-153, 1 lám.

ALVAREZ RAMIS, C. (1968) : Revisión de los Sphenopteris del Estefaniense Cantábrico. *Publ. Fac. Ci. Secc. Biol. Univ. Madrid,* (A), *55-56* : 1-211, láms I-LXIII (reprinted from A. Ramis 1966a).

BHARADWAJ, D. C. (1957) : The palynological investigations of the Saar Coals, *Palaeontographica,* (B), *101* : 73-125, pls 22-31.

BUTTERWORTH, M. A. & MILLOTT, J. O'N. (1960) : Microspore distribution in the coalfields of Britain. *Proc. Int. Committee Coal Petrology, 3* : 157-163.

CHALONER, W. G. (1958) : The Carboniferous upland flora. *Geol. Mag., 95* : 261-262.

DABER, R. (1955) : Pflanzengeografische Besonderheiten der Karbonflora des Zwickau-Lugauer Steinkohlenreviers. *Geologie, Beiheft 13* : 1-45, Tafn 1-25.

DABER, R. (1957) : Parallelisierung der Flöze des Zwickauer und des Lugau-Oelsnitzer Steinkohlenreviers auf Grund paläobotanischer Untersuchungen. *Geologie, Beiheft 19* : 1-76, Tafn I-V.

DARRAH, W. C. (1937) : American Carboniferous Floras. *C. R. 2e Congrès Carbonifère, Heerlen 1935, I* : 109-129, pls 2,3.

DOUBINGER, J. (1956) : Contribution à l'étude des flores autuno-stéphaniennes. *Mém. Soc. géol. France*, (N. S.), XXV, *75* : 1-180, pls I-XVII.

KANIS, J. (1956) : Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia-Spain). *Leidse Geol. Meded., XXI* : 377-445, pls 1-3.

LIABEUF, J. J. & ALPERN, B. (1969) : Etude palynologique du bassin houiller de St. Etienne, stratotype du Stéphanien. *C. R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, I* : 155-169, pls 1-5.

MARCOS, A. (1967) : Estudio geológico del reborde NW. de los Picos de Europa (Región de Onís-Cabrales, Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología, Fac. Ci. Univ. Oviedo, 1* : 39-46, 1 mapa.

MARCOS, A. (1968) : Sobre la existencia de niveles de tránsito entre el Westfaliense D y el Estefaniense A en el oriente de Asturias. *Acta Geol. Hispánica, III*, 1 : 15-18.

MCCALEB, J. A. (1964) : Two New Genera of Lower Pennsylvanian Ammonoids from Northern Arkansas. *Oklahoma Geol. Notes, 24*, no. 11 : 233-237, pl. I.

NĚMEJC, F. (1937) : The Sphenopterides stated in the Permocarboniferous of Central Bohemia (A preliminary report — II part). *Věstník Král. České Spol. Nauk, Třída Mat.-Přírodověd*, 1937 : 1-14, 1 pl.

NEVES, R. (1958) : Upper Carboniferous plant spore assemblages from the *Gastrioceras subcrenatum* horizon, North Staffordshire. *Geol. Mag., 95* : 1-19, pls 1-3.

PLUMMER, F. B. & SCOTT, G. (1937) : The Geology of Texas, vol. III, pt. 1. Upper Paleozoic Ammonites in Texas. *The University of Texas Bull., 3701* : 1-516, pls 1-41.

POTONIÉ, H. (1904) : Linopteris neuropteroides. *Abb. u. Beschr. foss. Pflanzen-Reste, Preuss. Geol. Landesanstalt*, Lief. *II-28* : 1-2, 2 figs.

RADIG, F. (1962) : Ordovizium/Silurium und die Frage prävariszischer Faltungen in Nordspanien. *Geol. Rundschau, 52* : 346-357.

RUZHENCEV, V. E. (1950) : Upper Carboniferous ammonites of the Urals. *Trudy Palaeont. Inst., Akad. Nauk SSSR, XXIX* : 1-223, Tab. I-XV (in Russian).

RUZHENCEV, V. E. & BOGOSLOVSKAYA, M. F. (1969) : Revision of the family Dimorphoceratidae. *Palaeont. Journ., Akad. Nauk SSSR*, 1969-1 : 51-66, Tab. VI-VII (in Russian).

SMITH, A. H. V. & BUTTERWORTH, M. A. (1967) : Miospores in the coal seams of the Carboniferous of Great Britain. *Palaeontology (Special Paper), 1* : 1-324, pls 1-27.

SPINNER, E. (1965) : Westphalian D megaspores from the Forest of Dean Coalfield, England. *Palaeontology, 8*, pt. 1 : 82-106, pls 14-17.

UNKLESBAY, A. G. (1962) : Pennsylvanian Cephalopods of Oklahoma. *Oklahoma Geol. Survey Bull., 96* : 7-147, pls 1-19.

VEGA, C. de la (1968) : Flora de las series molásicas estefanienses del occidente de Asturias. *Acta Geol. Hispánica, III*, 1 : 7-14, láms 1-2.

VETTER, P. (1968) : Géologie et Paléontologie des bassins houillers de Decazeville, de Figeac et du Détroit de Rodez. II. Etude Paléontologique. *Houill. Bassin d'Aquitaine :* 1-194, pls I-XLIX.

WAGNER, R. H. (1962) : Sur le terrain houiller de Ciñera-Matallana (Léon, Espagne). *C. R. Acad. Sci., Paris, 254* : 2393-2395.

WAGNER, R. H. (1964) : Stephanian B flora from the Ciñera-Matallana Coalfield (León) and neighbouring outliers. II : Mixoneura, Reticulopteris, Linopteris and Odontopteris. *Not. Comuns Inst. Geol. Min. España, 75* : 5-56, pls 10-19.

WAGNER, R. H. (1965) : Stephanian B flora from the Ciñera-Matallana Coalfield (León) and neighbouring outliers. III : Callipteridium and Alethopteris. *Not. Comuns Inst. Geol. Min. España, 78* : 5-61, pls 20-27.

WAGNER, R. H. (1966[a]) : Palaeobotanical Dating of Upper Carboniferous Folding Phases in N.W. Spain. *Mem. Inst. Geol. Min. España, 66* (1965) : 1-169, pls 1-77.

WAGNER, R. H. (1966[b]) : Sur l'existence, dans la Cordillère Cantabrique, de séries de passage entre Westphalien et Stéphanien : la limite inférieure de ces formations « cantabriennes »; La succession des séries cantabriennes et leur limite supérieure. *C. R. Acad. Sci., Paris,* (D), *262* : 1337-1340; - 1419-1422.

WAGNER, R. H. (1967) : Apuntes sobre las floras de la zona de Gamonedo-Cabrales en la parte oriental de Asturias. *Trabajos de Geología, Fac. Ci. Univ. Oviedo, 1* : 47-58, láms I-III.

WAGNER, R. H. (1969) : Proposal for the recognition of a new "Cantabrian" Stage at the base of the Stephanian Series. *C. R. 6[e] Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, I* : 139-150.

WAGNER, R. H., VILLEGAS, F. J. & FONOLLA, F. (1969) : Description of the Lower Cantabrian stratotype near Tejerina (León, NW. Spain). *C.R. 6[e] Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, I :* 115-138, pls 1-5.

WAGNER, R. H. & WINKLER PRINS, C. F. (1970) : The stratigraphic succession, flora and fauna of Cantabrian and Stephanian A rocks at Barruelo (Palencia), N.W. Spain. *In* : « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère », *Congrès et Colloques Univ. Liège, 55.*

WILSON, L.R. & VENKATACHALA, B.S. (1963) : Morphological variation of *Thymospora pseudothiessenii* (Kosanke) Wilson & Venkatachala. *Oklahoma Geol. Notes, 23 :* 125-132, pls 1-2.

The stratigraphic succession, flora and fauna of Cantabrian and Stephanian A rocks at Barruelo (prov. Palencia), N.W. Spain

R.H. WAGNER[1] & C.F. WINKLER PRINS[2]

With 4 text-figures, 3 plates in the text (I-III) and plates 34-38.

ABSTRACT.

A succession of some 1850 m of middle and upper Cantabrian rocks, followed by 800 m of conformable Stephanian A measures, is described from the region of Barruelo de Santullán in the province of Palencia (Northwest Spain), and its floras and faunas are discussed. The middle Cantabrian rocks rest disconformably on Upper Moscovian limestone, exposed near the village of Brañosera. They consist of paralic, shallow marine, turbiditic and further shallow marine deposits, assigned to the Brañosera Formation, and alternating paralic coal-measures and shallow marine strata, assigned to the Barruelo Formation (text-fig. 3). Several members are distinguished. The usage of lithostratigraphic units is discussed (text-fig. 4).

Brachiopod faunas are discussed for both the Brañosera and Barruelo Formations. They generally indicate a Kasimovian age, but the poor, rather incomplete faunas of the Barruelo Formation may perhaps be younger. On floral evidence the same rocks correspond to middle to upper Cantabrian and Stephanian A. Elements of the brachiopod fauna are discussed and partly illustrated (plates 36-38). An upper Cantabrian flora from marine rocks in the Brañosera Formation is figured and described (plates 34-35).

The structural features of the Barruelo coalfield are discussed and a succession of tectonic events for the Asturian phase of early Stephanian B age has been established. Text-figure 1 gives the results of detailed mapping in the Barruelo coalfield, and text-figure 2 illustrates its geological structure. Plates I-III illustrate features of the structure and stratigraphy of this coalfield.

1 Department of Geology, The University, St. George's Square, Sheffield 1, England.

2 Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie, Hooglandsche Kerkgracht 17, Leiden, the Netherlands.

RESUME.

Quelques 1850 m de roches appartenant aux Cantabrien moyen et supérieur sont suivies en concordance par 800 m de couches du Stéphanien A dans le flanc renversé d'un synclinal isoclinal dans la région de Barruelo de Santullán, province de Palencia, Espagne. La séquence cantabrienne commence localement avec un grès à base ravinante sur un calcaire à fusulines du Moscovien supérieur (Myatchkovien) qui affleure dans le río Rubagón près du village de Brañosera. Il y manque une série importante qui est d'ailleurs connue plus au nord dans la même province de Palencia. La séquence du Cantabrien moyen comporte des murs à radicelles alternants avec des couches marines, y compris des calcaires, dans sa partie inférieure. Ensuite, la série devient totalement marine, avec un important niveau à coquilles de Brachiopodes, Lamellibranches, etc. dans la localité 97 (voir figure 3 dans le texte). Plus haut dans la série, il y a un développement remarquable de turbidites, prouvant ainsi la subsidence rapide du bassin. Cette étape est suivie par un remplissage progressif du bassin par des couches marines de mer peu profonde, avec des bancs calcaires à Brachiopodes, Eponges, Coraux et des organismes perforants, ainsi que des schistes et grès à ripplemarks. Ce remplissage aboutit à des murs à radicelles et aux cinq couches de charbon du faisceau de Peñacorba (figure 3 dans le texte). Avec le commencement du faciès continental, à couches de houille, nous voyons une limite susceptible d'être cartographiée, et nous y mettons la séparation entre la formation de Brañosera, marine, et la formation de Barruelo, paralique. Celle-là montre encore un retour du faciès entièrement marin avec deux de ces membres (Loma et Polvorín : voir la figure 3 dans le texte), tandis que les trois autres membres (Peñacorba, Carboneros et Calero) sont des faisceaux houillers paraliques.

Même dans les faisceaux houillers on trouve des faunes marines variées (à Brachiopodes, Crinoides, Lamellibranches, Gastropodes, Trilobites, Ostracodes, et, dans une localité assez haute dans le faisceau de Calero, des Fusulines et des Algues). Les Brachiopodes ont été l'objet d'une étude par l'un de nous (C.F.W.P. — voir planches 36-38) et sont comparables à ceux du Kasimovien (Gzhelien inférieur) de la Russie et des Alpes. Dans la partie supérieure de la formation de Brañosera une seule localité à plantes a été trouvée (planches 34-35). D'autre part, les faisceaux houillers de Peñacorba, des Carboneros, et de Calero ont des flores abondantes qui sont attribuables au Cantabrien supérieur et au Stéphanien A (d'après les recherches de R.H.W.).

La formation de Barruelo montre le remplissage progressif, mais intermittant du bassin, avec des faciès sublittoral, littoral, fluviatile et marécageux. Un horizon à plusieurs niveaux de schistes noirs à Phyllopodes *(Leaia baentschiana)* qui sert d'horizon guide, y ajoute le faciès lacustre. Dans la partie supérieure du faisceau de Calero il y a plusieurs lentilles importantes de conglomérats quartziteux qui montrent le commencement des mouvements orogéniques aboutissants à la phase asturienne, d'âge probablement Stéphanien B inférieur. Le plissement intensif de la phase asturienne y formait un synclinal isoclinal, cassé dans sa charnière et chevauché vers le sud-ouest, le flanc inversé broyant le flanc normal. A la fin de la phase tectonique il y a eu vraisemblablement une étape de décompression qui a donné des failles directes par lesquelles

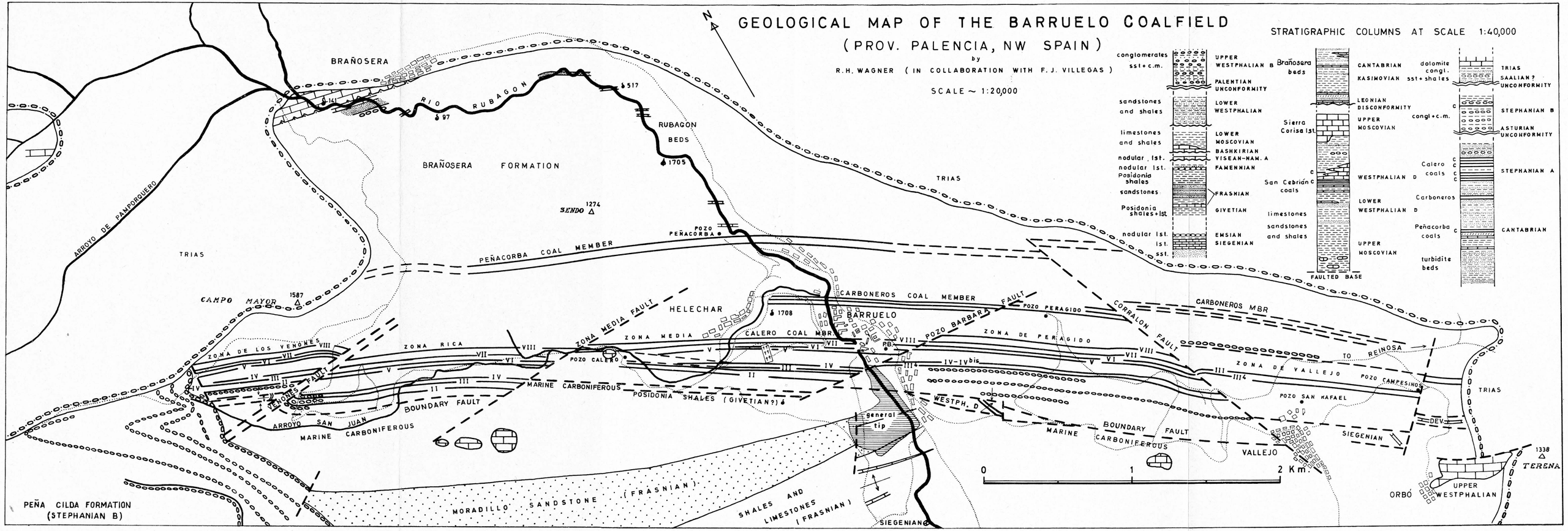


Fig. 1. — Geological map of the Barruelo Coalfield with stratigraphical columns.
The symbols used are explained in text-fig. 3 (p. 502).
The Editors regret the reproduction of this Figure to a scale which is slightly different from that stated, a 2 % error being present.

le flanc normal, chevauché, a remonté (ou le flanc inverse, chevauchant, abaissé, ce qui est plus probable). Maintenant, la zone à failles directes limite le faisceau de Calero au toit, et forme une faille bordure pour le bassin minier. Cette faille bordure est encore coupée par des failles obliques qui, ensemble avec le reste de la structure asturienne, ont été couvertes en discordance totale par le Stéphanien B continental et post-orogénique (à conglomérats puissants) de la formation de la Peña Cildá. La structure du bassin est illustrée par la coupe de la figure 2 dans le texte. Elle est aussi visible sur la carte de la figure 1. Des roches triassiques couvrent l'ensemble des formations du Cantabrien, Stéphanien A et Stéphanien B, en discordance fortement angulaire (planches I et II).

I. INTRODUCTION

The initial investigations of the late Upper Carboniferous deposits in the vicinity of Barruelo de Santullán by the first writer (*in* Wagner & Wagner-Gentis 1952 ; Wagner 1955 : see also Wagner & Wagner-Gentis 1963) were followed in 1965 and 1966 by more detailed investigations carried out on behalf of the mining company « Minas de Barruelo S.A. ». In the course of this work a detailed section was measured by the first writer through rocks of the Carboneros, Polvorín and Calero Members of the Barruelo Formation (as defined later in this paper). These were exposed, partly by trenching, in the vicinity of Barruelo and of Helechar, along the level of the old railway. Further sections in the Barruelo region were measured by Mr. F.J. Villegas, in collaboration with the first writer. They provided the basis for seam correlations as expressed on the map of text-fig. 1. These sections also showed the presence of numerous small strike faults eliminating approximately 15 % of the stratigraphic thickness, and the general section of text-fig. 3 represents a compilation of information derived from the correlation of various sections. New collections of flora and fauna from these sections augmented the existing records substantially.

The second writer has since had an opportunity to examine certain marine faunas from the total succession, and to make more detailed collections from various localities during the summer of 1968.

The first writer wishes to express his appreciation of the good work done in the Barruelo region by Mr. F. J. Villegas. The detail of the correlations established with the aid of his work will be reported in a separate paper. He is also indebted to Mr. J. Fernández-Pello for the plant fossils which were collected from loc. 1705 in the Rubagón river (figured on pls 34, 35). Technical facilities at the University of Sheffield are gratefully acknowledged.

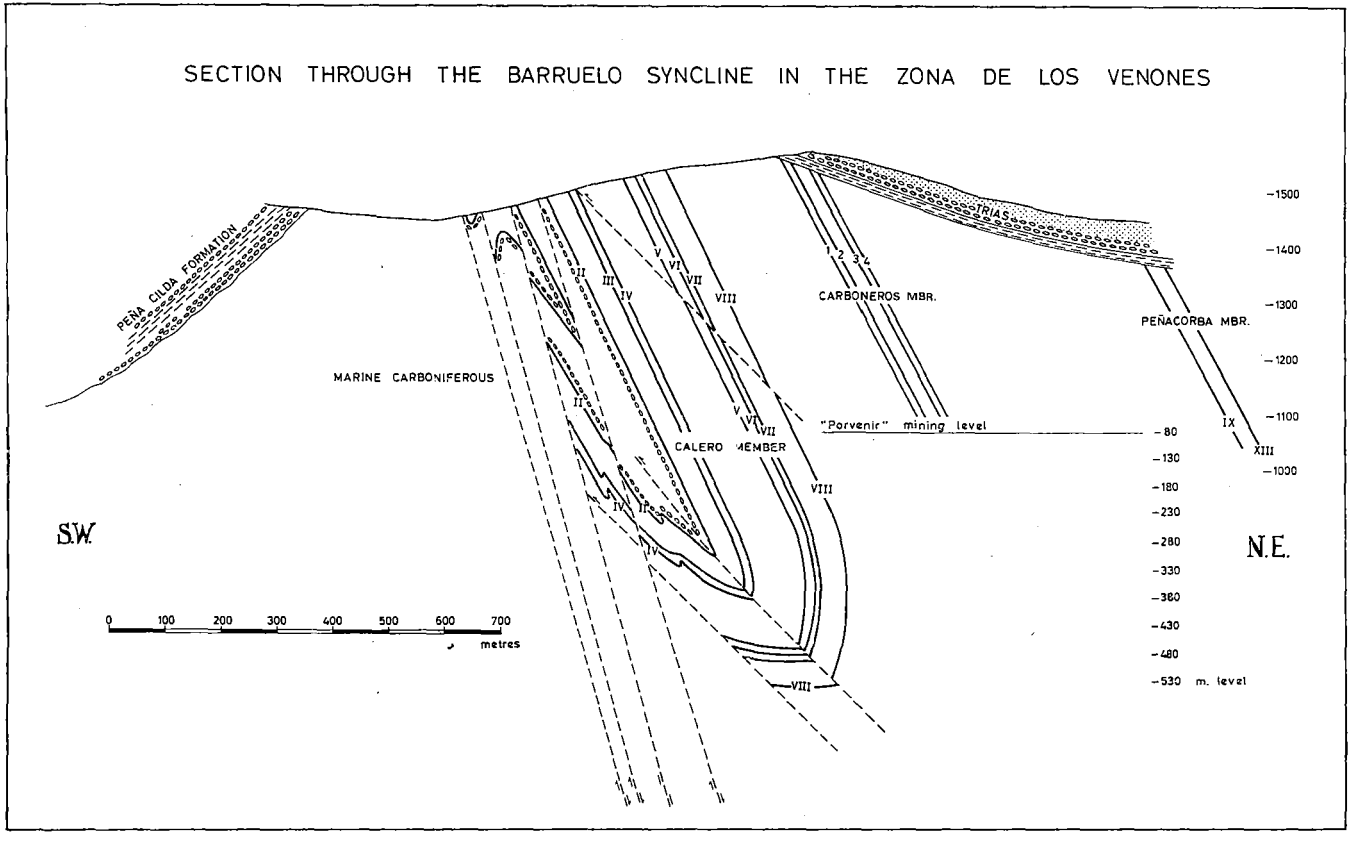


Fig. 2. — Section through the Barruelo Syncline in the Zona de los Venones. See also the map of text-fig. 1. The scale linked to the « Porvenir » mining level represents the different levels reached by the Calero coal mine at Barruelo. The scale to the right indicates metres above sea level.

The second writer gratefully acknowledges facilities in the Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie in Leiden, where the brachiopod faunas were studied.

The writers are also grateful to Dr. M.J.M. Bless for the identification of ostracode genera, and to Dr. H.G. Reading for sedimentological information.

II. GEOLOGICAL SETTING (R.H. Wagner)

The coalfield of Barruelo de Santullán is situated in the overturned flank of a N.W.-S.E. striking isoclinal syncline of large dimensions, which can be followed 24 km along the strike until it passes underneath the unconformable Permo ?-Triassic rocks of Monte Terena (text-fig. 1, pl. I) where coal-mining has proved a further extension of 3 km. Some part of the crop of the syncline is obscured by unconformable Stephanian B, followed by unconformable Trias in the region northwest of Barruelo (see the general map in Wagner 1960 and in de Sitter & Boschma 1966). The synclinal axis plunges generally to the southeast, so that the youngest rocks in this structure are only present in the Barruelo region. These contain the coal seams of the Calero Member which have been worked for 13 km along the strike in the mines of Barruelo and Vallejo de Orbó. Even within the Barruelo coalfield (text-fig. 1, pl. I), younger rocks gradually appear in the core of the syncline in a south-eastern direction, i.e. in the general vicinity of Vallejo de Orbó.

The syncline is reasonably complete at its northwestern tip, but in a southeastern direction there is a progressive elimination of the south-western flank by strike faulting. In the Barruelo area this faulting has progressed sufficiently to suppress virtually all of the south-western flank. The nature of the faulting has only become apparent after more detailed mapping in combination with trenching and the examination of two cross-cuts in the Calero coal mine which had advanced into the faulted synclinal core. The mine workings indicated that the first faulting took the shape of parallel overthrusts by which the overturned flank of the syncline was pushed on top of a probably rather badly shattered normal flank. At a later stage, however, the overridden south-western flank was taken to a higher level than the less disturbed north-eastern flank by normal faulting which depressed the latter and thus reversed the effect of the thrusting. Text-fig. 2 combines the surface and subsurface information on the boundary fault of the Barruelo coalfield, which separates the relatively undisturbed north-eastern flank of the syncline from its faulted core and remnants of the south-western flank.

492

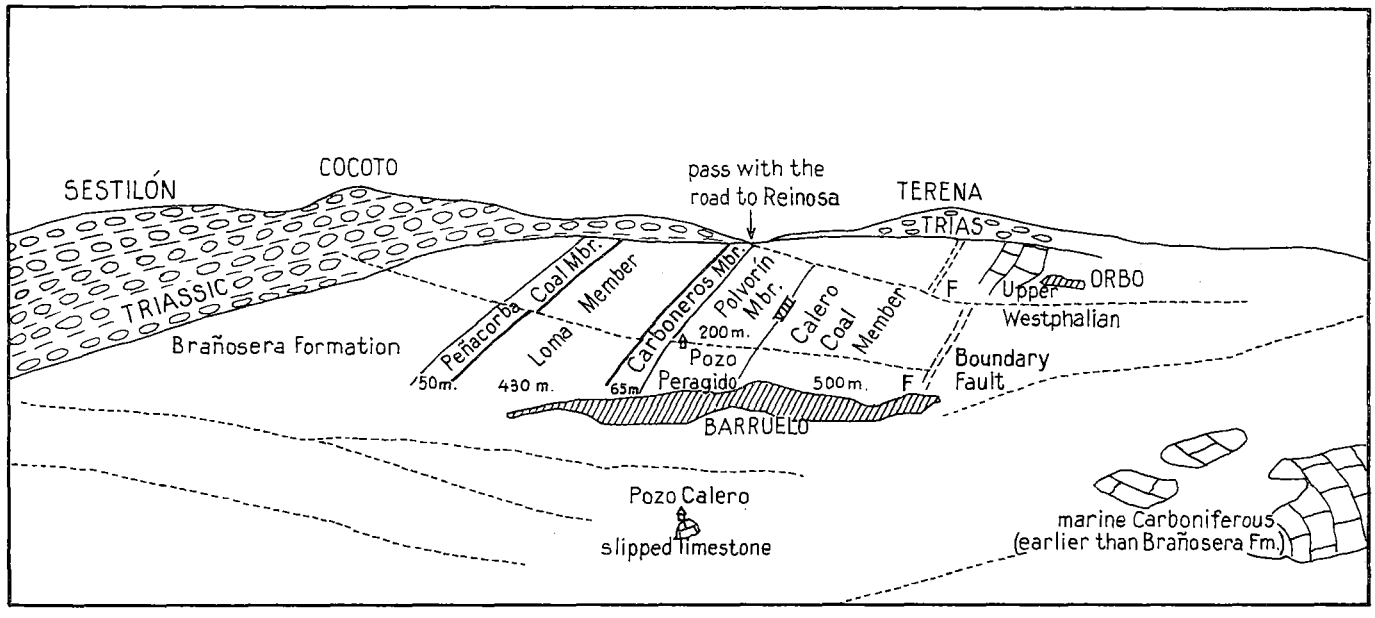


PLATE I, a, b. — A view of the Barruelo area taken from the pass of La Chimeneona in Peña Cildá conglomerates, and looking east towards Barruelo (middle ground) and Orbó (background).

Marine Carboniferous rocks with large limestone lenses are shown on the right. One of these limestone masses slid down the slope and came to rest on coal-measures of the Calero Member, near the pithead of the Calero Colliery which is visible in the centre of the photograph. The limestones belong to one of several, rather diverse units, including Devonian, which occur on the south-western side of the Barruelo Boundary Fault which limits the coalfield at the top of the Calero Member. The Barruelo Formation, with the Peñacorba Coal Member at its base, can be seen as steeply dipping strata (overturned) below Triassic rocks in the hill-side above Barruelo. The top part of the Brañosera Formation is exposed on the left and the full sequence of the Barruelo Formation is exposed on the right. In the far background, below the Monte Terena, Upper Moscovian limestones and accompanying Upper Westphalian coal-measures crop out below the unconformable Triassic. The farthest background shows the flat-topped hills of the Meseta of Castile.

It shows the complex nature of the boundary fault which should really be regarded as a fault zone, with a number of normal faults cutting through the thrust fault which originally separated the overriding, overturned north-eastern flank from the overridden normal flank. The remnants of the normal, south-western flank are most diverse, and include rocks which are stratigraphically well below the succession in the north-eastern flank. The detailed mapping along the boundary fault has revealed the presence of slivers of strata of various ages, ranging from Lower Devonian (Siegenian) to Upper Carboniferous (see text-fig. 1). For a better understanding of the diverse nature of these various remnants of the highly fragmented south-western flank of the syncline, it will be necessary to discuss briefly the total stratigraphic succession of Palaeozoic rocks in the Barruelo area.

A generalised stratigraphic column to the scale of 1:40,000 has been provided with the map of text-fig. 1. It shows the oldest rocks in the area to consist of sandstones which, together with some underlying shales and quartzites, have been referred to the Silurian ranging into Gedinnian. These are followed by bedded limestones of Siegenian age. Emsian marls and nodular limestones with goniatites are known from a single locality in the general vicinity, and these apparently inaugurate a regime of condensed sedimentation which is characterised by *Posidonia* shales of Givetian, Frasnian and Famennian ages. However, evidence for Eifelian rocks has not yet been found in this area, and the reconstruction of the stratigraphic column is generally complicated by the presence of nappe structures and a large degree of fragmentation of autochthonous rocks. It is also likely that a distinction should be made between autochthonous and allochthonous facies of Devonian rocks. This distinction has not been fully taken into account, although mainly autochthonous strata have been used for the reconstructed stratigraphic column.

Within the *Posidonia* shales a large development of sandstones (Moradillo Sandstone Formation) occurs in the high ridge west of Barruelo de Santullán. Intercalated black shales with *Posidonia* sp. and *Aulatornoceras bicostatum* (Hall) show the Frasnian age of this formation. A preceding development of shales with a single, wedging horizon of limestones has been dated on goniatites (*Tornoceras*) as Frasnian, whilst an earlier development of *Posidonia* shales proved to be of probable Givetian age (also on the basis of goniatites identified by C.H.T. Wagner-Gentis).

A short section of Famennian rocks near Revilla, south-west of Barruelo de Santullán, has shown the presence of *Posidonia* shales below a nodular limestone with Upper Famennian clymenids and goniatites (Verbios Formation of Wagner & Wagner-Gentis 1963, or

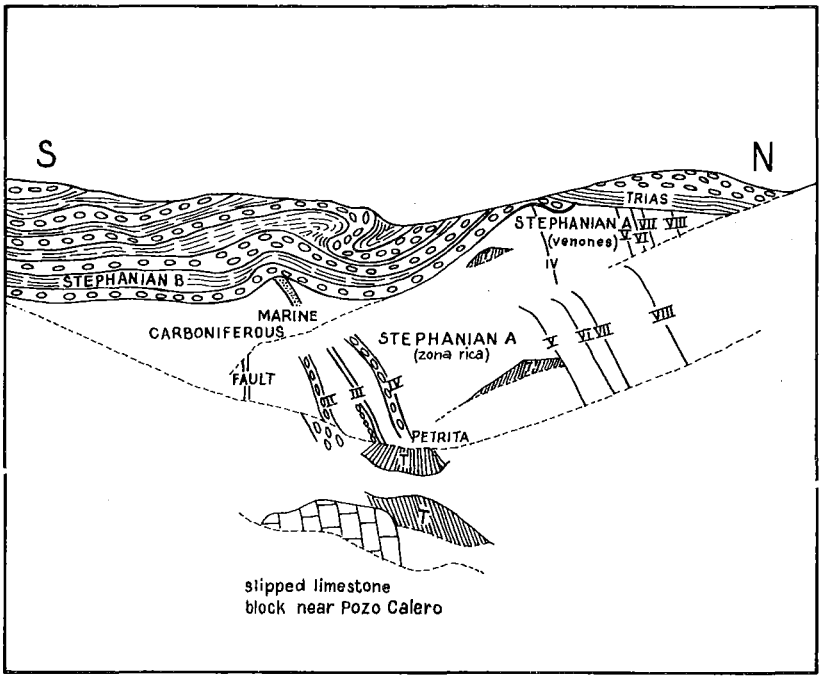
Vidrieros Formation of van Veen 1965). This limestone, which is only a few metres thick, is followed by 5 m of marls and sandstones succeeded by 14 m of quartzitic sandstone and 3 m of silty shales with chert. It is possible, though unproven, that the top part of this succession reaches into the Lower Carboniferous.

The first undoubted Lower Carboniferous rocks consist of 16 m of nodular limestone, representing the entire Viséan, and lying unconformably on Devonian. They are followed by another 5 m of nodular limestones with lower Namurian goniatites (Wagner-Gentis 1963). A low-angle unconformity separates these rocks from massive limestones with a benthonic fauna which includes fusulinids of lower to middle Bashkirian age (van Ginkel 1965). A limestone higher in the succession yielded lower Moscovian (Vereyan) fusulinids to van Ginkel (1965). They are overlain by a sandstone/shale formation (Carmen Formation of Wagner & Wagner-Gentis 1963 = lower part of Molino Formation of Frets 1965), of Westphalian age, which cuts through different horizons of the earlier Carboniferous succession by a low-angle unconformity (and not a highly angular unconformity as is suggested by the map published by Frets 1965, and by de Sitter & Boschma 1966 - see comments by Wagner 1966[d]).

The whole succession from Silurian to Lower Moscovian/Lower Westphalian has been intensely folded during the Palentian phase in mid-Westphalian times, as the result of which thrust isoclines and nappes were formed in northern Palencia. A post-orogenic conglomerate formation is known in the Los Cintos Syncline at some 20 km west of Barruelo (see the map published by de Sitter & Boschma 1966). It contains a fossil flora of upper Westphalian B age (Wagner 1960, 1966[a]).

Unfortunately, there is a lack of continuity with the succession that follows, and which is developed most completely near San Cebrián de Mudá, some 8 km west of Barruelo. The lowest beds in this succession rest on a relatively shallow dipping thrust plane (see the general map in Wagner 1960) and contain Moscovian faunas. Massive sandstones with drifted plant remains are developed at 600 to 900 m above the faulted base, and these have yielded some identifiable plant remains of early Westphalian D age. Approximately 300 metres higher in the succession occur the coals of San Cebrián which also date as lower Westphalian D (Wagner 1955). The Cotarraso limestone above these coal-measures contains abundant faunas which, according to van Ginkel (1965), date as Upper Moscovian, either late Podolskian or early Myatchkovian. Even higher in the succession comes the Sierra Corisa Limestone which is regarded as probable Myatchkovian by van Ginkel (1965).




S
N
TRIAS
STEPHANIAN A
(venones)
STEPHANIAN B
MARINE
CARBONIFEROUS
STEPHANIAN A
(zona rica)
FAULT
PETRITA
slipped limestone
block near Pozo Calero

Above this limestone an important disconformity is developed in the Barruelo region, with the absence of at least 2,100 metres of strata developed elsewhere in northern Palencia. This disconformity can be related to the orogenic movements of the Leonian phase which produced folds and a strongly angular unconformity in the north-eastern part of the province of León.

Shallow marine deposits with a few intercalated root beds occur in the lower part of succeeding strata, but renewed subsidence soon produced a basin slope with corresponding turbidite deposits. A single flora in the top part of the turbidite sequence shows the presence of Stephanian elements in an assemblage of probably upper Cantabrian age (pls. 34, 35). Brachiopod faunas are attributed to the Kasimovian. Above the turbidite beds a more shallow marine succession developed and eventually, coal-measures occurred at intervals between marine deposits. The Peñacorba coals are still regarded as upper Cantabrian in age, but a standard Stephanian A flora is found from the Carboneros beds onwards. Probable Kasimovian faunas are still encountered in marine beds alternating with the Calero coals.

The whole succession of strata from upper Westphalian B to Stephanian A, some 5,300 metres thick in the Barruelo region, was folded in early Stephanian B times. This dating of the Asturian folding phase follows from the fact that Stephanian A beds are involved in the folding, whereas middle Stephanian B rocks overlie these unconformably (pl. II).

←

PLATE II. — A view up the valley north-west of Barruelo and Helechar which has been taken from the site of the Calero Colliery. It shows the outcrops of steeply dipping Stephanian A (Calero Member) being overlain unconformably by disharmonically folded Stephanian B (Peña Cildá Formation) and by Triassic rocks, the latter being unconformable to both. Near the Petrita coal mine (indicated by a coal tip) the quartzite conglomerates accompanying seams IV and II are visible as prominent bands. The position of seam V of the Calero Member in this area is indicated by the large tip on the hill slope on the right. Its presence and that of seams VI, VII and VIII has been established by trenching.

The Barruelo Boundary Fault lies south of seam II, and its position is indicated by dashed lines accompanied by the word FAULT. This fault, together with the entire succession of coal seams, has been displaced to the north by the Venones Fault (see text-fig. 1), and this is clearly shown by the different position of the coal seams immediately below the unconformable Stephanian B and Triassic.

In the immediate foreground a large block of limestone is visible. It lies close to the pithead and gave the Calero Colliery its name (since a limekiln was formerly established here). This limestone slipped down the steep mountain slope on the left and, in its present position, is a superficial deposit.

The strongly angular nature of the unconformity is immediately apparent from the map (text-fig. 1) and is also clearly expressed in the section of text-fig. 2. A full sequence of tectonic events can be established for the Asturian phase in the Barruelo region, and it is interesting to reflect on the brief time span involved for a whole succession of movements. First of all the Cantabrian and Stephanian A rocks were folded into an isoclinal syncline. Then, the overturned, north-eastern flank was thrust upon the normal, south-western flank. Subsequent normal faulting depressed the overriding north-eastern flank to a level below that of the fragmented, overridden south-western flank. The latter now appears as a number of thin strips of rocks of different ages limited by faults. The overridden normal flank of the syncline shows the presence of post-Palentian rocks in close proximity to pre-Palentian strata which have been so strongly faulted as to have lost the original, strongly angular unconformity between the two sequences. The Stephanian A beds of the Calero coal-measures and the fault zone forming the boundary with the shattered south-western flank of the syncline are both affected by a number of faults oblique to the strike of the beds and to that of the normal faults. They appear to be mainly strike-slip faults, possibly forming a conjugate set with roughly east-west and north-south directions. These faults have had a strong effect on the coal mining, providing natural boundaries to mining areas and generally confusing the nomenclature of coal seams which were not always correctly identified on the other side of a fault. The various mining areas are known, from north-west to south-east, as the Zona de los Venones, Zona Rica, Zona Media, Zona de Peragido, and Zona de Vallejo (see text-fig. 1). As is natural in these cases, the nomenclature generally reflects the extent of workability of the coal seams. Although this may give the impression that the oblique faults had something to do with the quality of the coal seams in these various mining areas, this is probably not the case. The detailed investigation of the Calero coal-measures has shown that the workability of the seams was mainly controlled by small scale thrusting within the overturned, north-eastern flank of the syncline. In those areas where the main effect of the thrusting was accommodated by the rock intervals between coal seams, the latter were found to be generally unaffected and the mining zone the most productive. This is the case for the Zona de los Venones, which is the richest mining area, even though the number of coal seams in this area is less than that formed originally in other areas, such as the Zona Media and the Zona de Peragido.

The important oblique fault, which separates the Zona de los Venones from the Zona Rica, i.e. the Venones fault zone, is overlain by the unconformable Stephanian B rocks without affecting the latter. Therefore, the entire sequence of isoclinal folding, thrusting, normal faulting

and oblique, strike-slip faulting has to be placed in a single, Asturian, folding phase, which occurred after the Stephanian A beds were deposited and before the unconformable Stephanian B rocks were laid down. The same time span, which occupies only the earlier part of Stephanian B in this area, saw the uplift and erosion of the structures formed.

The strongly unconformable Stephanian B rocks of the Peña Cildá Formation consist of alternating coal-measures and badly sorted, post-orogenic conglomerates. They are entirely of continental facies ; thus providing a marked contrast with the largely marine Cantabrian and Stephanian A rocks underneath.

Post-Stephanian folding, uplift and erosion were responsible for another strongly angular unconformity with continental Permo?-Triassic deposits which form the basal beds of a full Mesozoic sequence developed in the provinces of Santander and Burgos.

III. STRATIGRAPHIC SUCCESSION IN THE BARRUELO SYNCLINE (R.H. Wagner & C.F. Winkler Prins)

The oldest rocks in the overturned, north-eastern flank of the Barruelo Syncline crop out in the Rubagón river, near the village of Brañosera (text-fig. 1). They consist of a succession of limestones which contain certain bands rich in fusulinid foraminifera. Samples of the fusulinid limestones were made available to A.C. van Ginkel (1957, 1965), who recorded an assemblage of Upper Moscovian (Myatchkovian) age. These limestones were referred to in the literature as the Brañosera Limestone, but they are the probable equivalent of the Sierra Corisa Limestone mentioned in the stratigraphic column of text-fig. 1.

The top of this limestone succession is marked by an erosional surface which has been fossilised by a relatively coarse sandstone, 0.30 m thick, with abundant drifted plant stems. A single pinnule, probably belonging to *Neuropteris scheuchzeri* Hoffmann, has also been found. Above the disconformable sandstone a thickness of 1.30 m of silty mudstone has been recorded, and this is followed by 0.02 m of silty mudstone with rootlets. Mudstones with brachiopods, calcareous lutites, silty seat-earths and sandstones follow at intervals in a total succession of less than 20 metres thickness before another limestone is reached. The latter does not apparently contain fusulinids and may represent a more shallow marine facies than the preceding Brañosera Limestone.

The disconformity between the Brañosera Limestone and the overlying sandstone with drifted plant stems marks an important stratigraphic gap which recent investigations in northern Palencia tend to evaluate as being of the order of 2,100 metres or more. The same disconformity is

apparent near Herreruela, approximately 7½ km west of Brañosera, where the Sierra Corisa Limestone is overlain disconformably by a sandstone which is succeeded by a coal seam with marine roof shales. This coal seam can be traced westwards into one of the San Cristóbal coals which show an associated flora of lower Stephanian age (Wagner & Breimer 1958). Recent collections made in the short succession with coals at the Monte de San Cristóbal have augmented the earlier published assemblages. Altogether, the following species have been identified from this horizon (R.H.W. *det.*) : *Neuropteris ovata* Hoffmann var. *ovata, Neuropteris* sp., *Cyclopteris fimbriata* Lesquereux, *Linopteris gangamopteroides* (de Stefani), *Callipteridium jongmansi* (P. Bertrand), *Alethopteris bohemica* Franke, *Alethopteris barruelensis* Wagner, *Dicksonites pluckeneti* (von Schlotheim), *Sphenopteris* sp., *Lobatopteris viannae* (Teixeira), *Lobatopteris* sp. nov. (aff. *corsini* Wagner), *Polymorphopteris polymorpha* (Brongniart), *Pecopteris unita* Brongniart, *Pecopteris deltoidea* Wagner, *Alloiopteris* cf. *similis* (Sternberg), *Sphenophyllum guerreiroi* Teixeira, *Sphenophyllum* cf. *emarginatum* Brongniart, *Annularia stellata* (von Schlotheim), *Annularia sphenophylloides* (Zenker), *Calamites suckowi* Brongniart, *Calamites schutzei* Stur, *Asterophyllites* sp., *Lepidodendron* cf. *scutatum* Lesquereux, *Sigillaria brardi* Brongniart.

This assemblage shows a number of Stephanian elements, most notably *Alethopteris bohemica* and *Lobatopteris viannae*. The first species mentioned already occurs in Lower Cantabrian rocks (Wagner, Villegas & Fonollá 1969), but is exceedingly rare at this horizon. It becomes generally more common in higher Cantabrian rocks and persists into Stephanian A and B, where it is recorded frequently. *Lobatopteris viannae* is an infrequent element of Stephanian A, B and C floras, and its occurrence in the San Cristóbal hill is the lowest recorded. *Lepidodendron* cf. *scutatum* refers to a species which is found throughout Stephanian A, B and C rocks in Northwest Spain, with more sporadic finds in Cantabrian rocks (e.g. in the lower Cantabrian type section described by Wagner *et al.* 1969). Together with these Stephanian elements a number of Westphalian species were found. Most important is the presence of the type variety of *Neuropteris ovata*. The latter changes into the var. *grand'euryi* at the horizon of upper Cantabrian rocks, and this would tend to indicate that the San Cristóbal flora (and by inference the first disconformable rocks near Brañosera) should be regarded as middle Cantabrian or older. Probably, a middle Cantabrian age should be accepted, in view of the Stephanian species mentioned, and also because of the presence of *Alethopteris barruelensis* which has been described from upper Cantabrian strata in the Barruelo region and which also occurs, more rarely, in Stephanian A (and lower B ?)

rocks. *Callipteridium (Praecallipteridium) jongmansi* ranges from upper Westphalian D to upper Cantabrian. Of particular interest is *Sphenophyllum guerreiroi* which has been first described from late Westphalian D rocks in Portugal (Teixeira 1951), and which has been found in Spain in localities belonging to middle Westphalian D (Ablanedo and Grandiella in the region of Riosa, Central Basin of Asturias) and, most recently, in either late Westphalian D or lower Cantabrian deposits near Casavegas in northern Palencia. The occurrence of *Sphenophyllum guerreiroi* in the San Cristóbal hill appears to be the highest on record.

The San Cristóbal coals and associated strata (partly marine), of middle Cantabrian age, are overlain by the Vañes limestones and further marine strata which, according to van Ginkel (1965), contain fusulinids of lower to middle and middle Kasimovian ages.

In the Rubagón river section, near Brañosera, the equivalent beds to the San Cristóbal coal-measures are represented by the short sequence (20 metres) of disconformable sandstone and alternating marine and continental strata, already described, as well as by an overlying limestone followed by a sandstone with foresets, and by conglomerates and mudstones with two root beds (text-fig. 3). This correlation was first proposed by Wagner & Breimer (1958), and is based on a comparison between the succession in the Castillería and Barruelo Synclines. In both cases, a paralic facies with either coal seams or root beds is followed by a purely marine facies which is succeeded in turn by coal-measures, viz. the San Felices coals in the Castillería Syncline and the Peñacorba coals in the Barruelo Syncline. These coals have an associated fossil flora of similar age (Wagner 1955).

The absence of the San Cristóbal coals in the Rubagón section, where only root beds were found at this horizon, is in agreement with the general tendency for Upper Westphalian and lower Stephanian (*sensu lato*) rocks in Northwest Spain to become progressively more marine in a south-eastern direction.

Further upwards in the Rubagón section marine mudstones are found, with an occasional limestone band. The mudstones are often fossiliferous, and in loc. 97 (text-fig. 3) a rich marine fauna and flora was found in association with casts of « seeds » of land plants. The marine elements are quite varied and consist of brachiopods, lamellibranchs, gastropods, corals, bryozoa, crinoids (including a calyx), trilobites, sponges, orthocones, ostracodes and algae. Only the brachiopods have been identified (C.F.W.P. *det.*, Table I) : *Brachythyrina carnica* (Schellwien), *Plicatocyrtia zitteli* (Schellwien), *Choristites fritschi* (Schellwien), *Martinia karawanica* Volgin, *Attenuatella* aff. *frechi* (Schellwien), *Karavankina paraelegans* Sarycheva, « *Horridonia* » *incisa* (Schellwien) and *Mesolobus sinuosus* (Schellwien). *B. carnica, P. zitteli, C. fritschi, M. karawa-*

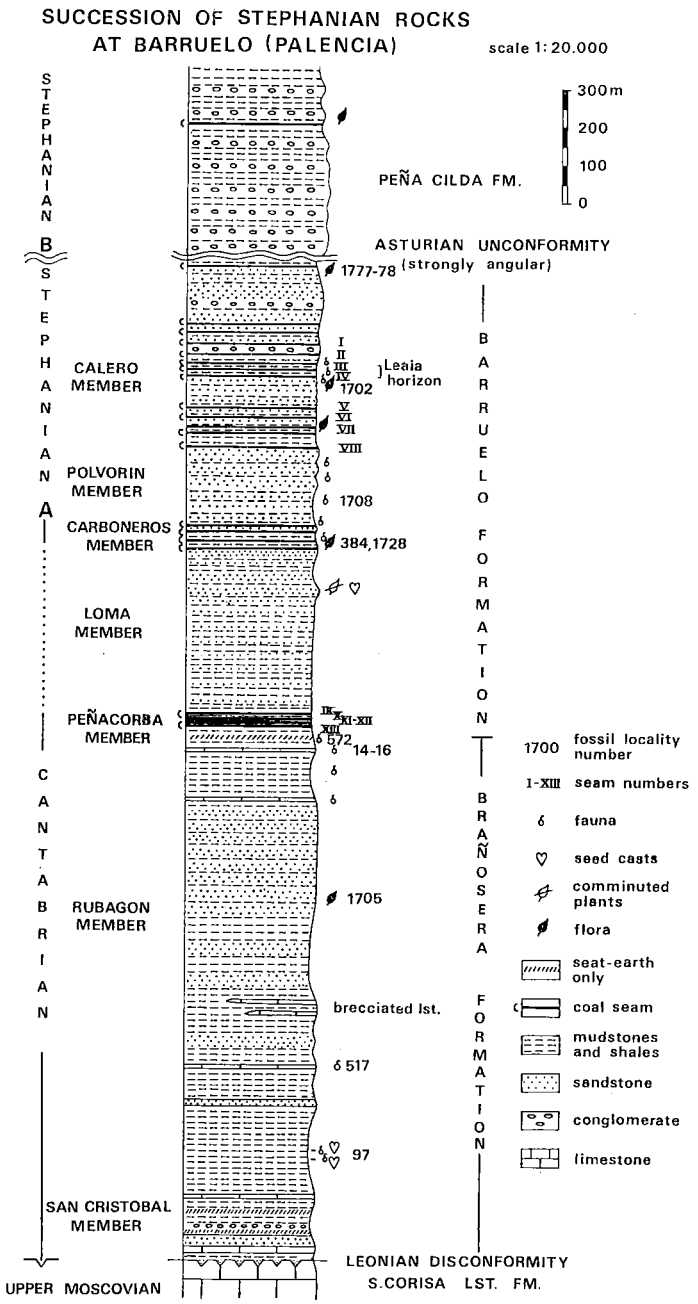


Fig. 3. — The stratigraphic succession of the Stephanian rocks in the Barruelo area, giving the type sections of the Brañosera and Barruelo Formations.

nica and *M. sinuosus* are all known from the « Spiriferenschicht » and from layer 6 of Schellwien in the Carnic Alps. On its fusulinid contents the latter is considered to be either uppermost Moscovian or lower Kasimovian in age (Passini 1963). Although the so-called Spiriferenschicht is only known from scree material, it may well correspond to Schellwien's layer 6, since it contains the same brachiopods. *C. fritschi, M. karawanica* and *M. sinuosus* have been recorded from Kasimovian rocks of the U.S.S.R. *C. fritschi* also occurs in Upper Moscovian strata of the U.S.S.R. *Karavankina paraelegans* was first described from Upper Moscovian and lowermost Kasimovian strata in Kazakhstan (Sarycheva 1968). *Attenuatella* aff. *frechi* is closely comparable to *Martinia frechi* as described by Schellwien (1892) from Kasimovian rocks in the Carnic Alps. All the other species of *Attenuatella* are of Permian age (Armstrong 1968) and even though the present specimens of *A.* aff. *frechi* may not belong to Schellwien's species, of Kasimovian age, they undoubtedly represent a stratigraphically high element. « *Horridonia* » *incisa (Productus incisus* of Schellwien 1900) was originally described from the lower Middle Permian (Trogkofel Limestone) of the Dolzanova Gorge in Yugoslavia, and was subsequently recorded also from Sakmarian deposits in the U.S.S.R. (Likharev 1937). Particularly, *A.* aff. *frechi* and *H. incisa* point to a Kasimovian age rather than Upper Moscovian. This appears to confirm the correlation between the lower part of the Rubagón section and that part of the Castillería section which yielded fusulinid faunas of Kasimovian age to van Ginkel (see above).

The mudstones of loc. 97 were apparently deposited in shallow water, as indicated by the fauna. A similar facies indication is given by the presence of limestone nodules with abundant algae at certain layers in the mudstone below the fossil locality. These layers follow upon a lens of fine conglomerate with quartz pebbles.

The predominant mudstones are succeeded by a more sandy sequence of turbiditic facies which, at 220 m above loc. 97, has yielded a varied fauna of brachiopods, lamellibranchs, gastropods, bryozoa, crinoids, trilobites and ostracodes (loc. 517). The following brachiopods were identified (C.F.W.P. *det.*) : *Plicatocyrtia zitteli* (Schellwien), *Attenuatella* aff. *frechi* (Schellwien), *Karavankina paraelegans* Sarycheva, « *Horridonia* » *incisa* (Schellwien) and *Mesolobus sinuosus* (Schellwien). This is the same association as recorded from loc. 97, with the exception of the larger species, and should also be assigned a Kasimovian age (Table I).

Turbidites are largely developed in the next interval which contains two brecciated limestone bands. These strongly lensing deposits are regarded as having slid down a submarine slope (according to Dr. H.G. Reading - personal communication). The succeeding turbidites have

been studied by Nederlof (1960), and consist of sandy units with graded bedding (Nederlof's Rubagón graded sandstone formation) and varied sole structures, alternating with mudstones.

Near the top of the turbidite succession a quite varied assemblage of land plants was collected from a single bedding plane by Mr. J. Fernández-Pello, who kindly made these available to the first author. These plant remains occurred together with marine lamellibranchs and obviously represent a drifted assemblage (loc. 1705 - see text-fig. 3). The following species have been identified (R.H.W. *det.*, see pages 523-531 and pls 34, 35) : *Neuropteris planchardi* Zeiller, *Neuropteris* sp., *Linopteris neuropteroides* (von Gutbier), *Reticulopteris germari* (Giebel), *Callipteridium jongmansi* (P. Bertrand), *Dicksonites pluckeneti* (von Schlotheim), *Pseudomariopteris ribeyroni* (Zeiller), *Taeniopteris* sp., *Sphenopteris* cf. *mendes-correae* Teixeira, *Sphenophyllum* cf. *majus* Bronn and *Cordaites* sp. This association is interesting in a number of respects. In the first place, it is remarkable that such a varied assemblage of land plants has drifted into a marine environment associated with turbidites, and has not been comminuted to the extent of becoming unidentifiable. Secondly, it shows the presence of a number of species which are more commonly recorded from intramontane, late Stephanian deposits in Central France. *Neuropteris planchardi* is a rare element which was only recorded in N.W. Spain from Stephanian B measures at La Magdalena (Almela 1951, p. 15 = 233) and in the Ciñera-Matallana coalfield (Gómez de Llarena 1950, p. 77). *Reticulopteris germari* has been found sporadically in upper Cantabrian, Stephanian A and Stephanian B rocks in Northwest Spain (Wagner 1964[b], 1967), and *Taeniopteris* seemed to have its first appearance in Stephanian B strata. However, the three plants mentioned may well represent an unusual habitat for coal-measure floras. They are not commonly associated with coal seams, and are only found regularly in the intramontane basins. It is quite possible that these are elements of flora living on hill slopes rather than in swamps. Since the stratigraphic dating of Carboniferous coal-measures relies to some extent on the assumption that a single habitat, i.e. the swamp environment, is normally represented, the stratigraphic value of these probable hill slope elements should be regarded with reservation. Although *N. planchardi, R. germari* and *Taeniopteris* generally indicate a fairly late Stephanian age, these species may well possess a more extended range. A more reliable indication is given by *Callipteridium jongmansi, Pseudomariopteris ribeyroni* and *Dicksonites pluckeneti* which point to an age at least as young as upper Westphalian D, and more likely Stephanian. It appears likely that loc. 1705, high in the turbidite beds of the Rubagón river section, should be regarded as upper Cantabrian in age and certainly not older.

Above loc. 1705 the facies changes from turbiditic to a more shallow marine environment with sandstones showing ripplemarks throughout, mudstones with crinoids, lamellibranchs and gastropods, and limestones containing corals (e.g. *Chaetetes*), brachiopods, crinoids and sponges as well as evidence of burrowing organisms. Some brachiopods in these limestones were provisionally identified by C.H.T. Wagner-Gentis (*in* Wagner & Wagner-Gentis 1952, p. 307), and referred to Westphalian B. This age attribution was withdrawn in Wagner 1955 (p. 158), and it is likely that the fossil identifications will have to be partly revised.

At a short distance above the limestone marked as loc. 14-16 in text-fig. 3, a further shallowing of the basin is clearly indicated by the presence of a seat-earth which is followed by some more marine strata before the seams of the Peñacorba coal mine are reached. The marine beds were cut by exploratory workings in the mine and well preserved brachiopods have recently been collected from the old colliery tip. These have not yet been identified. The coal seams of the Peñacorba mine (abandoned in 1967) are numbered in the reverse order (XIII to IX) because of the miners' belief that the overturned succession at Barruelo represented a normal succession. Stratigraphic sections through the sequence worked in the mine were published by the first writer in Wagner & Wagner-Gentis 1952 (p. 310). It is only a short sequence, probably no more than 21 to 25 m thick. A rich flora has been collected from various parts of the succession in the Peñacorba mine, and this has been supplemented by material collected from the tip (which includes specimens from the predominantly marine beds between seam XIII and the first seat-earth of the Peñacorba Member). Further collections were made from the tip of the mine Carlota (abandoned in 1968) which worked the Peñacorba seams on the other side of the Rubagón Valley. Since a total of some 50 m of beds is involved, the flora collected in the various localities can be considered together as a single assemblage (Wagner 1964[a], Table III ; Wagner 1966[e]) : *Neuropteris ovata* var. *grand'euryi* Wagner, *Cyclopteris fimbriata* Lesquereux, *Neuropteris scheuchzeri* Hoffmann, *Linopteris neuropteroides* (von Gutbier), *Linopteris* cf. *obliqua* (Bunbury), *Odontopteris reichi* von Gutbier, *Callipteridium jongmansi* (P. Bertrand) (transitional to *C. striatum* Wagner), *Alethopteris bohemica* Franke, *Alethopteris barruelensis* Wagner, *Pseudomariopteris ribeyroni* (Zeiller), *Dicksonites pluckeneti* (von Schlotheim), *Sphenopteris dimorpha* (Lesquereux), *Sphenopteris rotundiloba* Němejc, *Sphenopteris elaverica* (Zeiller), *Lobatopteris* cf. *waltoni* (Corsin), *Lobatopteris oreinervosa* (Corsin), *Polymorphopteris polymorpha* (Brongniart), *Pecopteris unita* Brongniart, *Pecopteris* cf. *hemitelioides* Brongniart, *Pecopteris tenuinervis* Corsin, *Pecopteris camertonensis* Kidston, *Pecopteris acuta* Brongniart, *Pecopteris paralle-*

lelobata Wagner, *Pecopteris* cf. *hucheti* Corsin, *Pecopteris clarkei* Lesquereux, *Sphenophyllum emarginatum* Brongniart, *Sphenophyllum oblongifolium* (Germar & Kaulfuss), *Annularia stellata* (von Schlotheim), *Asterophyllites equisetiformis* (von Schlotheim), *Lepidophyllum majus* Brongniart, *Lepidodendron* cf. *scutatum* Lesquereux. This assemblage has been regarded as a typical upper Cantabrian one (Wagner 1969). It combines the last occurrence (for the Spanish area) of *Neuropteris scheuchzeri* with the first occurrence of *N. ovata* var. *grand' euryi,* the Stephanian variety of a species which has long been regarded as characterising Westphalian D. The evolutionary stage reached by *Callipteridium (Praecallipteridium) jongmansi* is also of stratigraphic interest, since this species shows the gradual introduction of intercalated pinnules on the rachides of the penultimate order, spreading downwards through the major pinnae. The specimens collected from the Peñacorba Member show the presence of intercalated pinnules some way down the rachis (Wagner 1962, pl. 30, fig. 12), but not yet extending throughout the pinnae of the penultimate order. They represent a transitional stage from *C. jongmansi* to *C. (Eucallipteridium) striatum,* and therefore indicate an horizon intermediate between Westphalian D and type Stephanian. *Sphenophyllum oblongifolium* is regarded as having its first occurrence in upper Cantabrian rocks, and is common throughout Stephanian A, B and C. *Sphenophyllum emarginatum,* on the other hand, is an Upper Westphalian element which persists throughout Cantabrian strata.

The lack of adequate information on the flora of the Assise de Rive-de-Gier in the St. Etienne (Loire) coalfield of east-central France, which is the traditional stratotype of Stephanian A (P. Bertrand 1937), makes it rather difficult to either affirm or deny that the Peñacorba Member is Stephanian A or older in age. However, on the basis of a general correlation between successions in France and Spain (Bouroz, Gras & Wagner, in this volume), it appears that the Peñacorba Member should be regarded as slightly older than Stephanian A, i.e. upper Cantabrian.

Commencing with the Peñacorba Member a coal-measure facies becomes a recurrent feature of the sedimentary succession in the Barruelo region. It clearly separates the entirely marine succession below from alternating marine and continental rocks above, and has therefore been taken as the limit between the Brañosera and Barruelo Formations (see text-fig. 3). The latter can be divided into three coal-bearing members, viz. the Peñacorba, Carboneros and Calero Members and two intervening marine members, the Loma and Polvorín Members.

The Loma Member is represented by a little over 400 metres of marine rocks which follow upon the Peñacorba coals. They consist of



PLATE III. — Channel fill sandstone at the base of the Carboneros Member of the Barruelo Formation near Helechar and Barruelo de Santullán. The outcrop is in the type section along the old railway level (exposures near the old guard's hut). The overturned position of the strata is clearly visible, since the base of the channel fill is on the north-eastern (left) side of the photograph. A little to the right, beyond the hut, the first non-workable seam of the Carboneros Member is exposed. This is the site of the flora quoted on page 508 (localities 384, 1728-1729).

sandstones and shales which have not been investigated in detail. A prominent sandstone band in the top part of the member contains drifted plant fragments (e.g. *Linopteris*) and « seed » casts belonging to *Trigonocarpus, Hexagonocarpus, Cardiocarpus,* etc.

From the Carboneros Member onwards a detailed stratigraphic section has been measured by the first author in collaboration with Mr. F.J. Villegas. The « Carboneros » (non-workable coal seams) themselves occur in a succession of 65 metres of alternating continental and marine strata which show a certain amount of rhythmicity. The base of the member has been taken at a very pronounced channel sandstone which, presumably, marks the advent of a non-marine facies. It is followed by thinly bedded sandstones which are succeeded by seat-earths with carbonaceous shales and thin coals, separated by shales and channel sandstones, with a total thickness of 7 metres. Within this short sequence a number of plant-bearing shales occur, particularly in association with the first coal (carbonero). Coal measure sedimentation is abruptly terminated by a marine mudstone with brachiopods and lamellibranchs. It passes upwards into compact mudstones, presumably marine, which are followed by channel sandstones and shales with drifted plant fragments. The marine transgression is a very sudden one, whereas the upward passage into channel sandstones appears to be more gradual. It seems likely that sudden downwarp produced the abrupt transgression, and that the more gradual transition from marine to non-marine represents the infilling of the basin. This type of sequence is repeated several times in the Carboneros Member, with slight variants depending on the degree of infilling. Most characteristically, seat-earths and thin coals are present just before renewed transgression brings in a marine deposit with lamellibranchs and gastropods and, occasionally, brachiopods or crinoids. Sometimes, however, only channel sandstones were formed before the transgression took place. These repeated movements of subsidence produced rhythmic units which are regressive sequences cut off by renewed transgression at the base of the next unit. This type of rhythmic unit is very common in the Carboniferous of Northwest Spain, which was formed in a tectonically active area.

In the sequence measured in detail, viz. in the vicinity of Barruelo and Helechar, the only plant fossils worthy of note were collected at the base of the member. The following species were recorded from localities 384, 1728 and 1729, near the first coal, and from sandstones and shales in the sequence immediately above this coal (R.H.W. *det.*) : *Neuropteris ovata* var. *grand'euryi* Wagner, *Odontopteris brardi* Brongniart (= *O. minor-zeilleri* Potonié), *Alethopteris bohemica* Franke, *Alethopteris barruelensis* Wagner, *Sphenopteris* sp., *Dicksonites pluckeneti* (von Schlotheim), *Nemejcopteris feminaeformis* (von Schlotheim),

Pecopteris unita Brongniart, *Pecopteris* sp. nov.? (ex gr. *arborescens* von Schlotheim), *Macrostachya infundibuliformis* Brongniart, *Asterophyllites equisetiformis* (von Schlotheim). The presence of *N. feminaeformis* is significant, for this species characterises the higher Stephanian. It has never been recorded from upper Cantabrian rocks. A more complete flora has been collected from an outcrop of the Carboneros coal member near the machine hall of the Peragido Colliery (loc. 991 = 118) (R.H.W. *det.*) : *Neuropteris ovata* var. *grand'euryi* Wagner, *Neuropteris ovata* var. *deflinei* P. Bertrand, *Cyclopteris fimbriata* Lesquereux, *Odontopteris brardi* Brongniart, *Odontopteris* sp., *Callipteridium striatum-zeilleri* Wagner, *Alethopteris bohemica* Franke, *Pseudomariopteris ribeyroni* (Zeiller), *Dicksonites pluckeneti* (von Schlotheim), *Lobatopteris micromiltoni* (P. Bertrand), *Polymorphopteris polymorpha* (Brongniart), *Nemejcopteris feminaeformis* (von Schlotheim), *Pecopteris unita* Brongniart, *Pecopteris arborescens* (von Schlotheim), *Pecopteris paleacea* Zeiller, *Pecopteris hemitelioides* Brongniart, *Pecopteris candolleana* Brongniart, *Pecopteris* sp. nov. (cf. *lepidorachis* Brongniart), *Pecopteris acuta* Brongniart, *Sphenophyllum alatifolium* Renault, *Sphenophyllum oblongifolium* (Germar & Kaulfuss), *Annularia sphenophylloides* (Zenker), *Calamostachys calathifera* Weiss, *Asterophyllites equisetiformis* (von Schlotheim), *Poacordaites linearis* Grand' Eury. The presence of *Callipteridium (Eucallipteridium) striatum-zeilleri* with a full complement of intercalated pinnules on the rachides of the penultimate order, shows a clear advance on the *Callipteridium (Praecallipteridium) jongmansi* which preceded this species in time and which was still present in the Peñacorba Member. Also the presence of *Nemejcopteris feminaeformis* indicates that the upper Cantabrian has been left behind, and that a level corresponding to Stephanian A has been reached. In Bouroz, Gras & Wagner (this volume), the Carboneros Member has been correlated with the type Stephanian A of Central France.

Thin coals occur at four levels of the Carboneros Member. The fourth and highest coal is cut off by 0.10 m of ferruginous marl with gastropods and other marine fossils. It is succeeded by 0.25 m of calcareous mudstone with brachiopods, and this marine horizon is continued by 2.65 m of mudstone with occasional lamellibranchs and crinoids. The sudden transgression above the fourth « carbonero » is regarded as marking the base of the Polvorín Member which consists of 200 m of marine mudstones with horizons of thinly bedded, ripplemarked sandstones and at least one horizon of channel sandstones with conglomeratic bases. At 65 m above the base of the Polvorín Member a sandy mudstone, which is marly at the top, has yielded well preserved moulds of brachiopods, lamellibranchs, gastropods, crinoids and ostra-

codes (loc. 1708). The brachiopod fauna (Table I) consists mainly of chonetids (*Neochonetes latesinuatus miaokouensis* (Chao), *Neochonetes* sp.) and marginiferids, but an occasional spiriferid (*Plicatocyrtia zitteli* (Schellwien)) has also been found. (C.F.W.P. *det.*). The ostracodes have been identified as *Acratia* sp., *Bairdia* sp and *Hollinella* sp. by Dr. M.J.M. Bless (personal communication). *Neochonetes latesinuatus miaokouensis* was first decribed by Chao (1928) from the Miaokou Limestone at the base of the Taiyuan Formation in North China, which apparently corresponds to the Kasimovian.

The alternations of mudstones with marine fauna and thinly bedded sandstones, quite often with ripplemarks and comminuted plant debris, probably indicate the same type of regressive rhythmic unit which characterises the sedimentation of the preceding Carboneros Member ; the only difference being that a clearly continental facies (seat-earth and coal) has not been reached in the Polvorín Member. However, right at the top of the Polvorín Member a clearly developed rhythmic unit is terminated by a coal (seam VIII of the Calero Member). This unit is a little over 40 m thick, and commences with a mudstone containing lamellibranchs and gastropods as well as occasional spiriferid brachiopods. The mudstone, which is calcareous at its base, becomes silty upwards, and passes gradually into very silty mudstones, siltstones and fine sandstones with comminuted plant debris and fairly common ripplemarks. This sandstone horizon represents a longer episode than equivalent horizons in preceding rhythms (it occupies 31 m out of the total 40 m of this rhythmic unit) and ends with a very thin seat-earth followed by a workable coal seam. It is likely that initial transgression was followed by a littoral sandstone on which plant growth took place after emergence.

As a mappable unit, the Calero Member is supposed to commence with seam VIII, even though this seam forms part of the rhythmic unit described above. Seam VIII is the first coal in the sequence worked by the Calero Colliery (numbering of the seams is again in the reverse order, due to the miners' belief that the overturned flank of the Barruelo Syncline represented a normal succession with regard to the NE. dip of the strata : see text-fig. 2). It can be traced from the north-western end of the coalfield, extending 1 km under the Triassic unconformity (see text-fig. 1), to the now abandoned workings in the San Rafael Colliery near Vallejo de Orbó, extending 3 km under the Trias of Monte Terena, and has thus been proved over a distance of 15 km. Everywhere, it has a marine roof consisting of mudstones with a lamellibranch/gastropod assemblage and, occasionally, brachiopods. Slightly less than 37 m separate seam VIII from a thin, non-workable seam with a prominent lepidophyttalean seat-earth. Well-developed seat-earths are rare in

the Calero Member and this thin coal seam is recognised throughout the area by this characteristic, combined with its marine roof shales which consist of mudstones packed with lamellibranchs and gastropods. In between the two coals a succession of mudstones is followed by alternating mudstones and sandstones which are mainly thinly bedded, with occasional ripplemarks, but which also contain large foresets in at least one locality. Apparently, the same kind of regressive rhythmic units are present here as have been described above.

Nine to ten metres of strata, possibly representing two rhythmic units and containing a thin mudstone with marine fossils, separate the thin coal with a prominent seat-earth from the workable seam No. VII. In the north-western part of the coalfield, in the Zona de los Venones, this part of the succession is predominantly non-marine and contains a current-bedded sandstone (point bar deposits, according to Dr. H.G. Reading - personal communication) which in one locality lies 3.50 m above the thin coal and in another immediately above this coal. In the latter locality it eliminates the marine mudstone in the roof of the seam.

Between seams VIII and VII a well preserved flora has been collected on the 380 m level of the Calero coal mine (loc. 12) : *Neuropteris ovata* var. *grand'euryi* Wagner, *Linopteris* sp., *Odontopteris brardi* Brongniart, *Callipteridium (Eucallipteridium) pseudogigas* Wagner, *Alethopteris bohemica* Franke, *Sphenopteris elaverica* (Zeiller), *Sphenopteris* sp., *Rhacopteris* cf. *elegans* (von Ettingshausen), *Dicksonites pluckeneti* (von Schlotheim), *Lobatopteris viannae* (Teixeira), *Lobatopteris* spp., *Nemejcopteris feminaeformis* (von Schlotheim), *Pecopteris unita* Brongniart, *Pecopteris bredovi* Germar, *Pecopteris acuta* Brongniart, *Pecopteris arborescens* (von Schlotheim), *Pecopteris* cf. *hucheti* Corsin, *Pecopteris* spp., *Polymorphopteris polymorpha* (Brongniart), *Caulopteris* sp., *Sphenophyllum oblongifolium* (Germar & Kaulfuss), *Annularia sphenophylloides* (Zenker), *Asterophyllites equisetiformis* (von Schlotheim), *Calamites suckowi* Brongniart. Some of these fossils were figured in Wagner 1959.

Coal seam VII possesses a thin, carbonaceous seat-earth, and plant-bearing roof shales which are mainly characterised by *Alethopteris bohemica* Franke, but which have also yielded *Neuropteris ovata* var. *grand'euryi* Wagner, *Lobatopteris lamuriana* (Heer), *Nemejcopteris feminaeformis* (von Schlotheim), *Pecopteris* spp., *Sphenophyllum oblongifolium* (Germar & Kaulfuss) and *Sphenophyllum* cf. *nageli* Grand'Eury (R.H.W. *det.*).

Between seams VII and VI some 23 to 30 metres of silty mudstone with occasional sandstone bands, sometimes current-bedded, are recorded. Seam VI has a barely discernable seat-earth and occasional plant

fossils in its roof shales. Among the latter *Lepidodendron* cf. *scutatum* Lesquereux has been identified (Wagner 1966[a], pl. 37). Also below seam VI, on the 380 m level of the Calero coal mine (loc. 14), a specimen of *Poacordaites linearis* Grand'Eury was found (Wagner 1962, pl. 33, fig. 36).

Another 22 m of silty mudstones and sandstones separate this coal from seam V which also has very little seat-earth and which shows plant fossils in its roof shales. This seam is probably the same as seam 6 in the Zona de Vallejo (San Rafael and Campesinos Colliery - abandoned in 1968), where abundant plant fossils were collected (loc. 115, 1760 - compare Wagner 1958[b]) : *Neuropteris ovata* var. *grand' euryi* Wagner, *Cyclopteris fimbriata* Lesquereux, *Odontopteris laxa* Wagner, *Sphenopteris* sp., *Aphlebia erdmanni* (Germar), *Lobatopteris lamuriana* (Heer), *Lobatopteris serpentigera* Wagner, *Lobatopteris* cf. *pseudovestita* (D. White), *Lobatopteris ambigua* (Sternberg-Němejc), *Lobatopteris* sp. nov., *Pecopteris bredovi* Germar, *Pecopteris* cf. *daubreei* Zeiller, *Pecopteris deltoidea* Wagner, *Pecopteris paleacea* Zeiller, *Pecopteris* sp. nov. (cf. *lepidorachis* Brongniart), *Pecopteris affinis* (von Schlotheim), *Pecopteris hucheti* Corsin, *Pecopteris* spp., *Sphenophyllum oblongifolium* (Germar & Kaulfuss), *Annularia stellata* (von Schlotheim), *Calamostachys tuberculata* Sternberg, *Asterophyllites equisetiformis* (von Schlotheim), *Palaeostachya* sp., *Calamites undulatus* Sternberg, *Calamites rugosus* Jongmans, *Cordaites* sp. (with the worm *Spirorbis pusillus* Martin).

A monotonous succession of mudstones with occasional, thinly bedded sandstones accompanied by a rare current-bedded one, together 45 m thick, separate seam V from a thin coal with marine lamellibranchs in the roof shales. Below the coal occurs a seat-earth which lies immediately above a plant-bearing shale (loc. 1702) with abundant *Lobatopteris lamuriana* (Heer).

At 21 and 25 m, respectively, above the thin coal mentioned, additional seat-earths and coals occur, and at 30 m a sandstone with marine lamellibranchs.

At 5 to 6 metres above this marine band a special facies comes in for the first time in the succession, viz. black shales with abundant phyllopods which are identified as *Leaia baentschiana* Beyrich (Wagner & Wagner-Gentis 1952). A number of *Leaia* bands are found throughout an interval of 47 m, which is also characterised by a relatively high density of coal. The Barruelo Mines only recognised seams IV and III in this interval but, in fact, 10 seams occur, and six of these seams are workable in one place or another. Small scale thrusting and the close proximity of these coals combined to confuse the miners,

who worked different seams of this interval in different parts of the coalfield. Seam 5 of the San Rafael Colliery belongs also to this interval. Some of the coals have thin seat-earths and seam III has a very well developed one, but some of the seams above seam III apparently grade into black shales with *Leaia* and may represent lacustrine deposits. Seam III is also characterised by the presence of a lensing quartzite conglomerate in the roof of this seam in the Zona Media and in the Zona Rica. Conglomerates of this type occur as lensing deposits in various parts of the sequence (see text-fig. 1). The lowest conglomerate is found below seam VIII in the Zona de Vallejo, and the highest occurs above the coal-bearing sequence in the Zona de Peragido. However, the most prominent accumulation of conglomerates is found in the roofs of seams IV, III and II in the north-western part of the Zona Rica and in the Zona de los Venones.

Marine bands appear to be rare in the interval characterised by coals and *Leaia* bands, but one significant horizon has been found above seam IIIbis, and 4 m below seam III. This horizon, about 1.50 m thick, consists of calcareous mudstone and muddy limestone with fusulinids, algae, ostracodes, crinoids, gastropods (*Bucaniopsis*), lamellibranchs and brachiopods (loc. 6). The fusulinids proved to be unidentifiable, but the brachiopods could be referred to *Chaoiella* sp., *Koslowskia* sp., and an unnamed athyrid (C.F.W.P. *det.*). *Chaoiella* refers to the *Dictyoclostus* cf. *gruenewaldti* mentioned by Wagner (1955, p. 170).

A total of 7 *Leaia* bands has been recorded, with a maximum development in the Zona de Vallejo, Zona de Peragido and Zona Media. Only 2 bands continue into the Zona Rica and Zona de los Venones, and these are the two bands below seam IV that were reported by Wagner & Wagner-Gentis (1952). The higher *Leaia* bands wedge out in a north-westerly direction. Both flora and fauna are found in the *Leaia* bands. Among the drifted plant remains occur *Neuropteris ovata* var. *grand'euryi* Wagner, *Linopteris neuropteroides* (von Gutbier), *Rhacopteris elegans* (von Ettingshausen), *Lobatopteris lamuriana* (Heer), *Lepidodendron* cf. *scutatum* Lesquereux, *Sigillaria brardi* Brongniart and *Pachytesta* sp. (R.H.W. *det.*). The fauna has been described in 1952 and consists of *Leaia baentschiana* Beyrich, *Leaia herriana* Guthörl, *Estheria limbata* forma *rimosa* Goldenberg and unidentified fish scales.

Several bands with floral remains were sampled in a 9 m interval below seam III, on the 280 m level of the Calero coal mine (loc. 18, 19, 20, 21, 22) : *Neuropteris ovata* Hoffmann var. *grand'euryi* Wagner, *Cyclopteris fimbriata* Lesquereux, *Linopteris neuropteroides* (von Gutbier), *Callipteridium* sp., *Alethopteris bohemica* Franke, *Alethopteris barruelensis* Wagner, *Alethopteris magna* Grand'Eury, *Sphenopteris* sp., *Nemejcopteris feminaeformis* (von Schlotheim), *Pecopteris unita*

Brongniart, *Pecopteris bredovi* Germar, *Pecopteris* cf. *lahouvensis* Corsin, *Pecopteris hemitelioides* Brongniart, *Pecopteris* cf. *rarinervosa* Corsin, *Pecopteris* cf. *hucheti* Corsin, *Pecopteris* spp., *Sphenophyllum oblongifolium* (Germar & Kaulfuss), *Annularia sphenophylloides* (Zenker), *Asterophyllites longifolius* Sternberg, *Calamites schutzei* Stur (R.H.W. *det.*). A surface exposure west of Helechar (loc. 1745) yielded *Alethopteris zeilleri* Ragot at 1 m below seam III.

Bands with marine fossils are rare in the higher part of the Calero Member, but at 1 m above the top *Leaia* band (which is associated with seam III[4] in the Zona Media), a *Lingula* band has been recorded. It inaugurates a mudstone sequence, at least 23 m thick, which occurs below seam II. Further marine bands with lamellibranchs occur at 9 m below seam II (in a section which is tectonically disturbed, so that the actual separation may be in excess of 9 m), and at 8 m below seam I. Above this horizon no further marine incursions have been recorded.

Seam II is usually too thin to be worked and is often split into two veins, but it forms a single workable seam in the Zona de los Venones, where coal seams are fewer in number (the III to IV complex of seams is reduced to three veins in this zone), but generally thicker. Correlation across the Venones Fault (see text-fig. 1) has been giving difficulties in the past, and the seam numbers employed in the mine in the Zona de los Venones are at variance with those of the Zona Rica and the Zona Media. Seam III (in two veins) is recorded as V Venón and VI Venón ; seam IV equals VII Venón, and so on. As a result of this misidentification of coal seams in the Zona de los Venones, the lowest seam, viz. seam VIII, has been recorded as seam XII in the Zona de los Venones (seam XI Venón being probably the thin coal between seam VIII and VII of the standard sequence). The stratigraphic sections published by the first writer in Wagner & Wagner-Gentis (1952, lám. LXXVII) partly refer to sequences in the Zona Media and the Zona Rica, where the seams are correctly numbered, but also record successions in the Zona de los Venones (seams VIII to XII on the 130 and 230 m levels which, in fact, are seams V to VIII of the standard sequence).

A single plant fossil, *Odontopteris brardi* Brongniart, was collected from shales above a sandstone forming the roof of seam II on the 280 m level of the Calero mine (loc. 23), and *Linopteris obliqua* var. *bunburyi* Bell, *Sphenophyllum* sp. and *Asterophyllites* sp. were found in a surface exposure near Helechar of rocks below seam II.

Furthermore, the tip of the mine Petrita, which worked the seams III and IV in the north-western part of the Zona Rica, yielded the following

plant fossils (loc. 1766 ; R.H.W. *det.*) : *Neuropteris ovata* var. *grand' euryi* Wagner, *Linopteris neuropteroides* (v. Gutbier), *Alethopteris bohemica* Franke, *Dicksonites pluckeneti* (v. Schlotheim), *Alloiopteris* cf. *angustissima* (Sternberg), *Alloiopteris* cf. *similis* (Sternberg), *Nemejcopteris feminaeformis* (v. Schlotheim), *Pecopteris* cf. *hucheti* Corsin, *Pecopteris* spec. div., *Sphenophyllum oblongifolium* (Germar & Kaulfuss), *Sphenophyllum* sp. nov. ?, *Annularia stellata* (v. Schlotheim), *Lepidodendron* cf. *scutatum* Lesquereux.

The higher part of the succession of the Calero Member, which has been measured in the Zona de Peragido (text-fig. 1), is completely non-marine and shows a rather sandy development with mudstones and occasional root beds with only a few, very thin coals. The following plant fossils were recorded here (loc. 1781, 1782) : *Linopteris* cf. *elongata* Zeiller, *Alethopteris bohemica* Franke, *Pecopteris* sp., *Sphenophyllum oblongifolium* (Germar & Kaulfuss). It also contains quartzite conglomerates, current-bedded sandstones and a relatively great thickness of thinly bedded sandstones. A few plant fossils were recorded from the top part of this succession, above the main development of sandstones and conglomerates (loc. 1777, 1778) : *Neuropteris gallica* Zeiller, *Callipteridium* sp., *Lobatopteris viannae* (Teixeira), *Annularia stellata* (v. Schlotheim).

The floras recorded from the Calero Member are mainly characterised by *Neuropteris ovata* var. *grand'euryi, Alethopteris bohemica, Lobatopteris lamuriana, Nemejcopteris feminaeformis, Pecopteris arborescens* and *Sphenophyllum oblongifolium.* This association is a typical one for Stephanian A, as known from France, and seems to be most similar to that of the Assise de Lentin of Carmaux in southern France (cf. Doubinger & Vetter 1969).

IV. FORMATIONS AND MEMBERS OF FORMATIONS
(R.H. Wagner & C.F. Winkler Prins)

The formations and members named in the preceding chapter, and which are also stated in text-fig. 3, are mainly the result of established usage. Only two names are new. However, the boundaries and significance of the formations have fluctuated, and the use of these lithostratigraphic units has been informal. A summary of the usage by different authors is given in text-fig. 4, and a discussion is presented below.

Peña Cilda Formation

This formation has been mentioned as « Paquete de la Peña Cildá » by Wagner (1955) and as « serie de Peña Cildá » by de Sitter (1955).

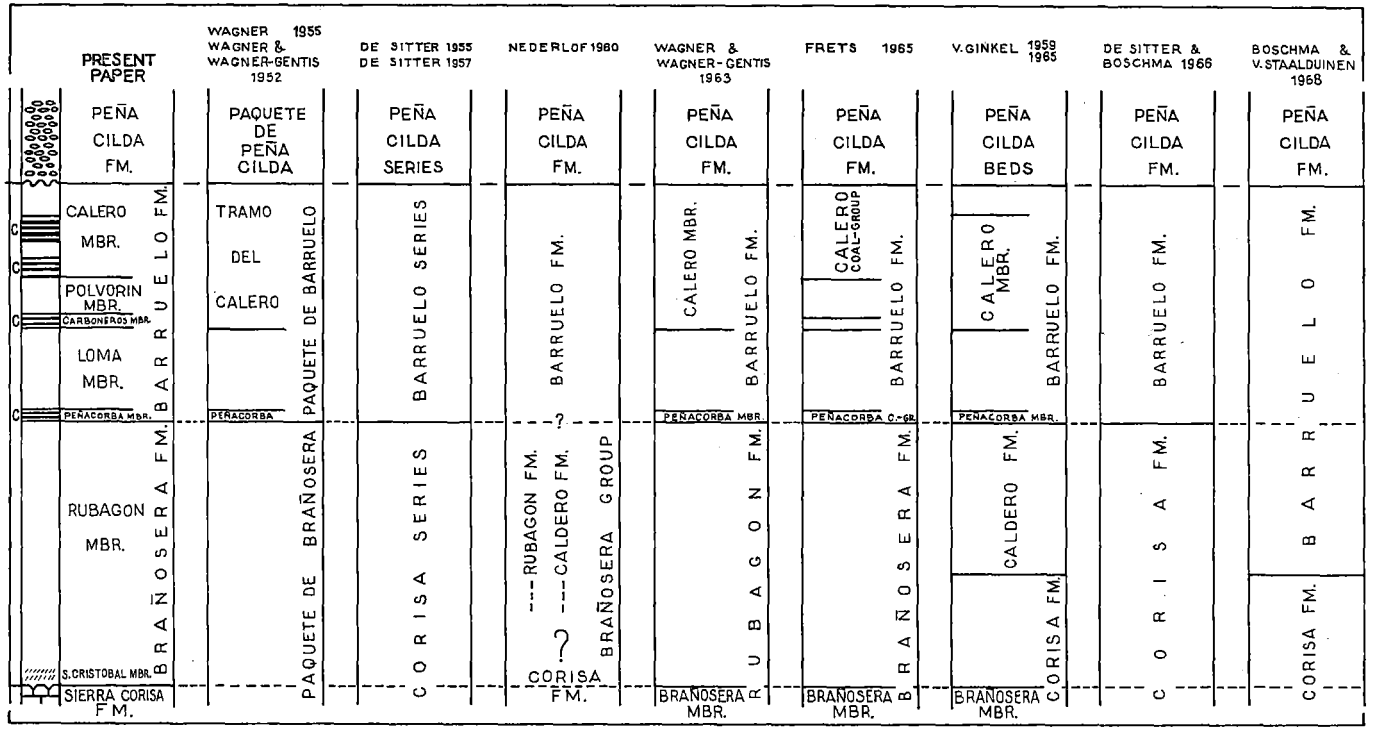


Fig. 4. — A tabular review of the lithostratigraphic units used for the uppermost Westphalian and Stephanian deposits of the Barruelo region and their boundaries as defined by the different authors. A simplified stratigraphic column has been added for convenience sake (compare text-fig. 3, p. 502).

Since the latter reviewed information obtained by the former, authorship of the name is not in doubt. Usage has been quite uniform, since there is general agreement in the literature that the name refers to a sequence of alternating torrential conglomerates and coal-measures, without any marine influence, and approximately 500 m thick, which occurs as a strongly unconformable, post-orogenic formation in the mountain of Peña Cildá, west-northwest of the Barruelo coalfield (see text-fig. 1). The formation has been dated as late Stephanian B (Wagner 1966[a]). Although its general lithological sequence is known, no measured section is available as yet.

Frets (1965) and de Sitter & Boschma (1966) use the Peña Cildá Formation as the top unit of their Cea Group which combines the partly marine Barruelo Formation and some underlying rocks with the strongly unconformable Peña Cildá Formation of entirely continental facies. The grouping together of totally unrelated successions, which are separated by a major folding phase and which show a different development of facies, serves no conceivable purpose.

Barruelo Formation

This formation has been first described by Wagner & Wagner-Gentis (1952, p. 310), who named it the « paquete de Barruelo » and who distinguished three members, viz. the « tramo de Peñacorba » (coal-bearing), a « tramo esteril » (without coals) and the « tramo de Calero » (coal-bearing). The lower limit of the formation was placed at the base of the Peñacorba coal member. The upper limit is undefined and determined by the Barruelo Boundary Fault. Usage in the Barruelo (type) area has remained constant (Wagner 1955, Wagner & Wagner-Gentis 1963, Frets 1965), and the limits of the formation have been maintained in the present paper.

However, de Sitter (1955, p. 121 ; 1957, p. 273) and Nederlof & de Sitter (1957, p. 17), in extending the Barruelo Formation outside its type area, incorporated a number of coal-measure sequences (Casavegas, Redondo, San Cristóbal) which, effectively, expanded the formation downwards, to the extent of adding several thousands of metres to the original thickness of 1,250 metres. De Sitter based his modification of the Barruelo Formation on the similar dating of all these rocks, which can be referred to collectively as lower Stephanian (and incorporating upper Westphalian D) and which he quoted as Stephanian A. At the same time, however, he maintained the Barruelo Formation in its original usage in the type area (de Sitter & Boschma 1966 : map). His usage created the impression that the Barruelo Formation (*sensu* de Sitter) is meant to incorporate all the coal-measure formations of lower

Stephanian (and near-lower Stephanian) age in northern Palencia. It takes little or no notice of local correlations, ignores the desirability of a stable stratigraphic usage, and generally confuses the issue.

Van Ginkel (1965, p. 196), attributing the Barruelo Formation to de Sitter (1957), a suggestion which was taken up by de Sitter & Boschma in 1966, used this formation in its original sense in the Barruelo and Redondo areas, but extended it downwards in the Casavegas area (compare van Ginkel 1965, correlation table).

Boschma & van Staalduinen (1968) stated that « to avoid further ambiguity, de Sitter & Boschma (1966) incorporated all Stephanian deposits in the Pisuerga area into one Barruelo Formation » and mentioned that the base of this formation was mainly determined by palaeontological data, but that a clear unconformity could be found locally. Their remarks seem to ignore the concept of a formation as a lithostratigraphic unit and merely serve to underline the confusion generated by de Sitter's incorrect usage of the Barruelo Formation.

The formation is used here in its original sense, and extends from the base of the Peñacorba coal member to the top of the Calero coal member, with an undefined upper limit, due to faulting. Outside the type area in the Barruelo Syncline only a small part of the Barruelo Formation has been found in the Redondo area and in the vicinity of San Felices de Castillería, and the majority of rocks attributed to this formation by de Sitter have to be referred to different formations.

In the present paper the Barruelo Formation is subdivided into (1) Peñacorba Member, (2) Loma Member, (3) Carboneros Member, (4) Polvorín Member and (5) Calero Member (see text-fig. 3). Members 1,3 and 5 are coal-bearing, with alternating marine and continental deposits, and members 2 and 4 are wholly marine. The Loma, Carboneros and Polvorín Members are named here for the first time. The Loma Member corresponds to the « tramo estéril » mentioned by Wagner & Wagner-Gentis (1952), whereas the Carboneros and Polvorín Members have been taken out of the basal part of the « tramo del Calero » (or Calero Beds), as mentioned in earlier papers. Altogether, the Barruelo Formation in its type area is approximately 1,250 m thick, with some 50 m for the Peñacorba Member, 430 m for the Loma Member, 65 for the Carboneros Member, 200 m for the Polvorín Member, and at least 500 m for the Calero Member. These thicknesses are mainly apparent, and less than the real ones, for the overturned flank of the Barruelo Syncline contains numerous small thrusts, eliminating strata, with a cumulative effect of about 15 % thinning of the original succession. This figure was arrived at after several sections of the Calero Member were correlated in different parts of the coalfield, where

different parts of the succession proved to be affected. The thickness of the Calero Member has already been partially restored, as the result of these correlations, but some thinning, even in the Calero Beds, has not yet been accounted for. As a result of this small scale thrusting, it has proved impossible to designate a single type section for the Calero Member. However, the Zona de Peragido, near the abandoned Peragido Colliery, contains the most complete and apparently best exposed succession of this member. A good reference section also occurs in the old railway cutting near Helechar. Detailed comparative sections through the Calero Member are available and will be published in due course by the first writer and Mr. F.J. Villegas.

A detailed section through the Carboneros and Polvorín Members has been measured along the old railway cutting above the powder magazine of the Calero coal mine, between Barruelo and Helechar. Although this section is also, inevitably, affected by small scale thrusting, it appears to be the best exposed one available and is hereby designated the type section for these two members. The description of these members is based on this section, measured after some improvement by trenching. The Loma Member has not yet been investigated in detail, and should probably be measured on the hill above Helechar. The Peñacorba Member has been measured in the Peñacorba coal mine (Wagner *in* Wagner & Wagner-Gentis 1952, p. 310), in so far as the sequence with workable coals is involved. The mainly marine succession below seam XIII, down to the first seat-earth, has only been measured in part, and should be re-investigated. The base of the Peñacorba Member, and thus of the Barruelo Formation, is taken at the base of the first seat-earth without coal.

Brañosera Formation

This formation was mentioned as the « paquete de Brañosera » in Wagner & Wagner-Gentis (1952) and Wagner (1955, p. 157). Its upper limit is determined by the base of the Barruelo Formation which follows in a continuous succession in the valley of the Rubagón river (text-fig. 1). The lower limit of the Brañosera Formation coincides with the disconformity, produced by uplift due to the Leonian Phase, which separates a basal sandstone with drifted plant remains from a late Moscovian limestone (Myatchkovian) attributed to the Sierra Corisa Limestone Formation (text-fig. 3).

Wagner & Breimer (1958, p. 11) correlated the « paquete de Brañosera » with the sequence between the coal seam of San Cristóbal and the coal-measures of San Felices which were regarded as the equivalent of the Peñacorba coal-measures at the base of the Barruelo Formation.

They also indicated that the root beds at the base of the Brañosera Formation should probably be regarded as the equivalent of the San Cristóbal coal, and that the Brañosera limestone, below the root beds in the Rubagon river section, could be the equivalent of the Sierra Coriza limestone below the San Cristóbal coal. It should be noted that usage with regard to the « paquete de Brañosera » was consistent in so far as the upper limit was concerned, whereas the basal limit appeared to be fluid. Wagner (1955) incorporated the Brañosera Limestone with this formation, but Wagner & Breimer (1958) excluded it by correlating with the Sierra Coriza Limestone. They also, in effect, excluded the root bed horizon which was correlated with the San Cristóbal coal-measures.

Wagner & Wagner-Gentis (1963) reincorporated the Brañosera Limestone in the formation, as the result of van Ginkel's (1960) assertion that this limestone was later in age than the Sierra Corisa Limestone (a conclusion which was modified by van Ginkel in 1965, when he indicated that the Brañosera Limestone was of Myatchkovian age, and failed to re-affirm that it would be younger than the Sierra Corisa Limestone, also of Myatchkovian age). Wagner & Wagner-Gentis (1963) also renamed the Brañosera Formation (paquete de Brañosera) by calling it the Rubagón Formation ; the reason being that the Brañerosa Limestone had become established in the literature (through van Ginkel 1957) and that this limestone was considered as a member of the Rubagón (ex Brañosera) Formation. However, Wagner & Wagner-Gentis (1963) overlooked that Nederlof (1960, p. 614) introduced a « graded Rubagón formation » « belonging to the Brañosera group ». The Rubagón Formation of Nederlof referred to a sequence of turbiditic beds in the Rubagón river section. This usage should be respected, although the present writers prefer to regard this unit as a member, since elevation of the Brañosera Formation to the level of a Group would entail the elevation of the Barruelo Formation to Group level. Neither the Brañosera Formation nor the Barruelo Formation are known in sufficient detail to warrant elevation to Group level, even though this course may well have to be taken in the future after more detailed work has been done on various parts of these formations.

Frets (1965, p. 140) reverted to the Brañosera Formation, mentioning the Rubagón Formation of Wagner & Wagner-Gentis (1963) as another name, and accepted the latter authors' usage of the formation as comprising the sequence in the Rubagón river from the Brañosera limestone to the base of the Peñacorba Member of the Barruelo Formation.

Van Ginkel (1965, p. 194-195) did not mention the Brañosera Formation, but split the type sequence of this formation in the Rubagón

river into two parts, viz. a lower part which he assigned to the Corisa Formation of the Sitter 1955 (not to be confused with the Sierra Coriza Limestone of Wagner & Wagner-Gentis 1952, 1963) and an upper part which he referred to the Caldero Formation of Nederlof (1960, p. 613). The latter was instituted by Nederlof on the basis of a sequence in the Redondo area, where it occurred between a graded sandstone formation (correlated with the Rubagón Formation) and a coal-measure succession attributed to the Barruelo Formation. Without stating this explicitly, van Ginkel (1965, p. 195) included the Rubagón graded sandstone Formation of Nederlof with the latter's Caldero Formation (1). This is apparently opposed to Nederlof's intentions, who indicated in his stratigraphic section of the Rubagón area that the Caldero Formation should be included with the Rubagón graded sandstone Formation. In Nederlof's N. section of the Redondo Syncline (see Nederlof 1960 - stratigraphic sections) the sandstone formation lies above the Abismo Limestone of the Corisa Formation (*sensu* de Sitter). The graded sandstone formation was correlated across to the Rubagón river section, and this may have induced van Ginkel (1965, stratigraphic sections) to regard the rocks below the Rubagón Member as belonging to the Corisa Formation. He was unaware of the disconformity above the Brañosera Limestone of Myatchkovian age, and this may be one of the reasons why he extended the Corisa Formation well above the limestone. Even de Sitter's expanded usage of the Corisa Formation does not warrant this extension. It also fails to take into account the proposed correlation by Wagner & Breimer (1958), who regarded the root beds above the Brañosera Limestone as the equivalent of the San Cristóbal coal-measures. Wagner & Wagner-Gentis (1963) referred to the latter as the San Cristóbal Formation, and this name has been adopted by van Ginkel (1964, p. 195). However, he also misinterpreted its meaning (his statement that he uses it as defined by Wagner & Wagner-Gentis, 1963, is incorrect), and used it, in effect, as a substitute for the Brañosera Formation, as represented in the Castillería Syncline. The development of strata and including the disconform-

(1) Brouwer & van Ginkel (1964, p. 315) introduced a Redondo Formation for the succession above the Caldero Formation in the Redondo area. This formation is at least partly equivalent to the Barruelo Formation. Van Ginkel (1965) fails to mention the Redondo Formation, but refers the relevant sequence to the Barruelo Formation. Brouwer & van Ginkel (1964, p. 314) also introduced an Abismo Formation which they used as an equivalent of the Corisa Formation (*sensu* de Sitter) in the Redondo area. It is not clear what purpose was to be achieved by the introduction of this formation, and van Ginkel (1965) fails to mention it. Instead he uses the Corisa Formation.

ity above the Myatchkovian limestone, is quite similar in the Barruelo and Castillería synclines. In the latter area, near Herreruela, 7 km west of Brañosera, the Sierra Coriza Limestone, Myatchkovian in age (van Ginkel 1965), is followed disconformably by a well washed sandstone forming the floor of a thin coal which is succeeded by dark grey roof shales with marine lamellibranchs. This development is comparable to that near Brañosera, where the Brañosera Limestone, of Myatchkovian age (van Ginkel 1965), is followed disconformably by a sandstone with abundant drifted plant remains, and a silty mudstone containing rootlets towards the top ; the latter being overlain by muddy limestone with brachiopods. The only difference is in the absence of coal near Brañosera and the apparently more clearly marine rocks overlying the root bed. This agrees with the general tendency for marine rocks to be more extensively developed in the more easterly exposures in northern Palencia. Along the strike in the Sierra Coriza, progressing westwards, the thin coal of the Herreruela section can be traced into the Alto Sierra and, eventually, into the San Cristóbal Hill (Wagner & Breimer 1958, text-fig. 2). In this hill, the continental facies has increased in importance, and rich floras of an approximate middle Cantabrian age can be collected (see page 500) ; thus showing a considerable time gap associated with the disconformity. This gap comprises the upper Westphalian D and lower Cantabrian (or upper Myatchkovian and, perhaps, basal Kasimovian). Breimer (*in* Wagner & Breimer 1958, text-fig. 1) mapped a clearly marked angular unconformity in the San Cristóbal Hill, and this unconformity has been figured as a right angle one by Frets (1965, fig. 14) and by de Sitter & Boschma (1966, fig. 7). However, the actual field evidence is unconvincing and may be explained by low-angle thrusting rather than a stratigraphic unconformity. Despite affirmations to the contrary, it may be that the Leonian Phase in northern Palencia only produced uplift and a low-angle « mappable » unconformity which, in any particular section, would be visible only as a disconformity.

In view of the correlations proposed, it is clear that the Brañosera Limestone, below the Leonian disconformity, can be referred to the Sierra Corisa Limestone Formation. The first, partly continental, strata above the disconformity can be referred to the San Cristóbal Member. Although Wagner & Wagner-Gentis (1963) named this as a formation, it seems preferable to include it as a member in the Brañosera Formation. The same reasoning applies here as for the Rubagón graded sandstone Member. Although both members represent definite episodes in the development of the post-Leonian basin in northern Palencia, and may in due time warrant elevation to formational status, they have been studied in insufficient detail to allow such a move. No definite limits

can be given for either (apart from the lower limit of the San Cristóbal Member which coincides with the Leonian disconformity in the Rubagón river section and in the section near Herreruela) and the use of these members will have to be informal, for the time being.

For completeness sake, it may be added here that Wagner & Wagner-Gentis (1952) used the name « paquete de San Cebrián » for the succession exposed near San Cebrián de Mudá, and that this formation was extended by Wagner (1955, text-fig. 1) to incorporate rocks in the core of the Castillería Syncline which later proved to belong to the Brañosera Formation. Such a correlation is already suggested by the stratigraphic columns drawn in the text-figure cited, but the evidence was not regarded as conclusive at that time. Wagner & Wagner-Gentis (1963) abandoned the too comprehensive « paquete de San Cebrián » in favour of the more restricted San Cebrián coal-measure Formation which lies well below the strata dealt with in this report.

Finally, de Sitter & Boschma (1966) referred the whole sequence of strata below the Barruelo Formation, outcropping in the Rubagón Valley, to the Corisa Formation. Boschma & van Staalduinen (1968), however, interpreted the succession differently, and incorporated the top part of the Brañosera Formation with the Barruelo Formation, while referring the lower part to the Corisa Formation. In neither of these two papers the Brañosera Formation is mentioned.

V. THE ALLOCHTHONOUS FLORA OF LOC. 1705 IN THE BRAÑOSERA FORMATION (R.H. Wagner)

A full description of the floras mentioned in the present paper is beyond its scope. The material collected is abundant, and there are a number of new species to be described and others to be commented on, in addition to those figured and described on previous occasions (Wagner 1958[a,b], 1959, 1962, 1964[a]).

However, a description may be given of one floral assemblage which occupies a special place in the succession recorded. This is the assemblage of drifted plant remains which has been recovered by Mr. J. Fernández Pello from a thin layer of marine, silty mudstone in the upper part of the Brañosera Formation, i.e. from loc. 1705 (text-fig. 3). The locality is of special interest, not only because it provides stratigraphic information from strata which belong to a turbidite sequence and which are poor in fossils in general and plant fossils in particular, but also because the plant remains were probably swept into the marine

basin from various environments, and therefore represent a more than usually allochthonous assemblage.

As can be expected, the specimens are all fragmentary, and are preserved as small fragments of pinnae or leaves, or as detached pinnules. The identifiable remains are intermixed with more highly comminuted, unidentifiable plant debris. Comments on the identifiable remains are presented below. The photographs were made by Mr. B. Pigott.

Neuropteris planchardi Zeiller
Pl. 35, figs. 3, 3a.

1888. — *Neuropteris planchardi* Zeiller, *in* Renault & Zeiller, p. 246-248, Pl. XXVIII, figs 8-9.

1944. — *Neuropteris planchardi* Zeiller — Teixeira, p. 83, Est. XIV, fig. 2 ; p. 91, Est. XX, fig. 2.

1956. — *Neuropteris planchardi* Zeiller — Jongmans, p. 35, 52, Pl. XIX, figs 18a-b.

1959. — *Imparipteris* (al. *Neuropteris*) *planchardi* Zeiller — Remy, p. 243, Abb. 195a, b.

1968. — *Neuropteris planchardi* Zeiller — Vetter, p. 101, Pl. XXVIII, fig. 5 ; Pl. XXXIII, fig. 2 ; Pl. XXXIV, figs 1, 7-8.

Material. - Only the impression (imprint and counterprint) of a single pinnule has been found.

Remarks. - The specimen figured on Pl. 35 shows very well the broadly rounded apex of the pinnule, the distinct midvein and the closely spaced laterals (*ca.* 35 veins per cm on the pinnule border). There is little opportunity to confuse this highly characteristic species with any other than *Neuropteris gallica* Zeiller which is mainly distinguished by the presence of hairs in the region of the midvein.

Neuropteris planchardi is well known from the Stephanian B-C and Autunian of France, Germany, Bohemia and Portugal (cf. Vetter 1968, p. 101 ; Teixeira 1944), and it has also been recorded from Stephanian B-C and Permian strata in Spain (Dalloni 1930, p. 114 ; Gómez de Llarena 1950, p. 77 ; Jongmans 1951, p. 314 ; Almela 1951, p. 15 ; Jongmans 1956, p. 35, 52). This species had not, thus far, been found in rocks of earlier than Stephanian B age, and its occurrence in the upper Cantabrian strata of the Brañosera Formation raises a number of questions. As a first consideration one might think that *Neuropteris planchardi* commenced its occurrence in Spain earlier than in other parts of Europe. However, the species is generally rare and only becomes a little more common where environments beyond the immediate vicinity of coal seams are represented. In most areas of western Europe the floral elements associated with non-swamp environments become a

little more generally available from Stephanian B times onwards. Loc. 1075, in a marine mudstone, is likely to show the intermingling of plants from different habitats, including those outside the coal swamp. One may hazard the guess that *Neuropteris planchardi* grew on the hill slopes rather than in a swamp, and that its stratigraphic occurrence in Spain is not, perhaps, different from that in other parts of Europe.

Neuropteris sp.

Two pinnule fragments have been found, possibly belonging to two different species.

Linopteris neuropteroides (von Gutbier) Potonié
Pl. 34, figs. 2-4a.

1855. — *Dictyopteris neuropteroides* von Gutbier, *in* Geinitz, p. 23, Taf. XXVIII, fig. 6.

1899. — *Linopteris neuropteroides* (von Gutbier) H. Potonié, p. 154.

1964[b]. — *Linopteris neuropteroides* (von Gutbier) H. Potonié — Wagner p. 33-38, Pl. 17, figs 38-39a ; Pl. 18, figs 40-44a.
N.B. — This paper carries a recent synonymy.

1966[a]. — *Linopteris neuropteroides* (von Gutbier) H. Potonié — Wagner, p. 27, 28, 41, 43, 48, 50, 73, 98, 99, 102, 103 ; Pl. 16, fig. 31 ; Pl. 40, figs 87-88.

1967. — *Linopteris neuropteroides* (von Gutbier) H. Potonié — Wagner, p. 55, lám. I, fig. 2.

Material. - Six detached pinnules of *L. neuropteroides* were collected, this being the most abundant single element in the flora of loc. 1075.

Remarks. - These specimens are all typical examples of *Linopteris neuropteroides* var. *major* Potonié which can be regarded as equalling the type of the species. The size ranges from 10 to 45 mm length, in pinnules showing a width of 6 to 14 mm. They show equally rounded bases, parallel borders and a somewhat tapering, but rounded apex, and a nervation which is characterised by a weakly expressed midvein and steeply ascending laterals anastomosing into elongate vein meshes.

Recent descriptions of this species in N.W. Spain are found in Wagner 1964[b], 1966[a]. It ranges from Westphalian A to Autunian.

Reticulopteris germari (Giebel) Gothan
Pl. 34, fig. 6

1857. — *Lonchopteris germari* Giebel, p. 301-303, Taf. 1.

1941. — *Reticulopteris germari* (Giebel) Gothan, p. 428.

1964[b].— *Reticulopteris germari* (Giebel) Gothan — Wagner, p. 26-31, Pl. 17, figs 35-37. *N.B.* This paper contains a recent synonymy, particularly with regard to Spain.

Material. - Two fragments of pinnules.

Remarks. - Even though the specimens collected are exceedingly fragmentary, the identification is not in doubt since the leathery appearrance of the limb, the distinct midvein, and the transversely elongate, relatively wide lateral vein meshes are easily distinguishable. This species is usually found in environments some distance removed from coal seams, and it may thus be a representative of the drier hill flora, like *Neuropteris planchardi,* discussed above. *Reticulopteris germari* has most commonly been reported from Stephanian B-C and Autunian strata, but it has recently been found also in early Stephanian rocks of probable upper Cantabrian age (Wagner 1967, lám. I, fig. 1). Its occurrence may be to a large extent facies controlled.

Callipteridium (Praecallipteridium) jongmansi (P. Bertrand) Wagner
Pl. 34, figs. 1, 1a.

1932. — *Pecopteridium Jongmansi* P. Bertrand, p. 100-102, Pl. LX, figs 1-3b.

1932. — *Pecopteridium Cuvelettei* P. Bertrand, p. 99-100, Pl. LIX, figs 1-3a.

1944. — *Pecopteridium Jongmansi* P. Bertrand — Teixeira, p. 58, Est. II, figs 2-3.

1951. — *Pecopteridium Cuvelettei* P. Bertrand — Teixeira, p. 10-11, Est. VIII-XI.

1962. — *Callipteridium jongmansi* (P. Bertrand) Wagner, Pl. 30, figs 12-13.

1963. — *Callipteridium (Praecallipteridium) jongmansi* (P. Bertrand) Wagner, p. 720, 721.

1966[a].— *Callipteridum (Praecallipteridum) jongmansi* (P. Bertrand) Wagner, p. 106-108, Pl. 32, fig. 72.

N.B. — This paper contains a more complete list of synonymy.

1969. — *Callipteridium (Praecallipteridium) jongmansi* (P. Bertrand) Wagner, *in* Wagner, Villegas & Fonollá, p. 126, Pl. 2-3, figs 6-9a.

Material. - Four isolated pinnules.

Remarks. - The specimens collected from loc. 1705 show the rounded triangular shape of the pinnules as well as the closely arranged and rather steeply angled nervules which indicate either *Callipteridium jongmansi* or *Callipteridium striatum* Wagner. Since the latter species is apparently derived from the former by the gradual introduction of intercalated pinnules on the rachides of the penultimate order, and in view of the fact that this transition was found to be not wholly completed at the horizon of the Peñacorba coals, higher up in the succes-

sion near Barruelo, there is little doubt that *Callipteridium jongmansi* is the species represented in loc. 1705 of the Brañosera Formation.

Teixeira (1951) has suggested that « *Pecopteridium* » *cuvelettei* may be identical to « *Pecopteridium* » *jongmansi* and has pointed out that both species were established on rather inadequate material.

Callipteridium jongmansi ranges from upper Westphalian D (or even Westphalian C if *Call. cuvelettei* is accepted as a synonym) to upper Cantabrian (compare Wagner 1966[a], p. 107, and the lists presented in the present paper).

Dicksonites pluckeneti (von Schlotheim) Sterzel

Material. - One fragment of a pinna of the last order (imprint and counterprint).

Remarks. - This species is easily recognised because of its rather stiff pinnules with angular lobes, a sphenopteroid venation, and a pecopteroid insertion. The pinnules are not only broadly based but somewhat confluent. The midveins are inserted at wide angles and there is a tendency for the pinnules to be almost perpendicular on the sturdy rachis.

Dicksonites pluckeneti ranges from middle Westphalian D to upper Stephanian or even Autunian.

Pseudomariopteris ribeyroni (Zeiller) Danzé-Corsin
Pl. 35, figs. 4, 4a.

1888. — *Diplotmema ribeyroni* Zeiller, *in* Renault & Zeiller, p. 91-94, Pl. IV, figs 3-5A.

1938. — *Mariopteris* ? *ribeyroni* (Zeiller) Bell, p. 52, Pl. XLIV, figs 1-8.

1940. — *Diplotmema ribeyroni* Zeiller — Teixeira, p. 1-4, 13 figs.

1950. — *Diplotmema ribeyroni* Zeiller — Gómez de Llarena, p. 77, lám. XIX.

1953. — *Pseudomariopteris ribeyroni* (Zeiller) Danzé-Corsin, p. 34-35.

1962. — *Pseudomariopteris ribeyroni* (Zeiller) D.C. — Wagner, p. 757, Pl. 33, fig. 39.

1966[a]. — *Pseudomariopteris ribeyroni* (Zeiller) D.C. — Wagner, Pl. 39, fig. 84.

1966. — *Pseudomariopteris dimorpha* (*non* Lesquereux) Stockmans & Williè-re, Pl. XXI, figs 1-3a.

1966. — *Pseudomariopteris ribeyroni* (Zeiller) D.C. — Stockmans & Williè-re, Pl. XXX, fig. 3 ; Pl. XXXVII, figs 3-4.

1968. — *Pseudomariopteris ribeyroni* (Zeiller) D.C. — Vetter, p. 122-123, Pl. XXXVII, fig. 3 ; Pl. XXXVIII, fig. 1.

Material. - One fragment of a pinna with several pinnules.

Remarks. - The specimen found in loc. 1705 is totally characteristic, despite its fragmentary preservation. It consists of a thin rachis with six pinnules which are markedly constricted on the acroscopic and slightly decurrent on the basiscopic side. The shape of the pinnules is ovate. A clearly marked, persistent midvein, is accompanied by fine, very indistinct but apparently rather widely spaced laterals.

The list of synonymy quoted here is incomplete, but contains the references to all the figured specimens of *Pseudomariopteris ribeyroni* in the Spanish literature. It will be noted that Stockmans & Willière (1966) figured some remains of *Pseudomariopteris ribeyroni* under the name of *Pseudomariopteris dimorpha* (Lesquereux) St. & Wi. No reasons were given for (1) figuring material of *Ps. ribeyroni* under the latter name, and (2) transferring Lesquereux's species to *Pseudomariopteris.* On the other hand, one can see that Lesquereux's (1879, Pl. XXXV, figs. 1-6) diagrammatic illustrations of the types of his « *Pseudopecopteris* » *dimorpha* bear a resemblance to *Pseudomariopteris ribeyroni.* One should also remember, however, that Lesquereux (1884, p. 750) observed that the types figured in 1879 were deformed and that « therefore, their true features are not distinctly seen » *(loc. cit.).* Lesquereux (1884, Pl. XCVIII, figs 4, 4a) further proceeded to figure a specimen which he obviously regarded as more typical. Even though Lesquereux *may* have figured two different species on these two occasions (an assumption which may be hard to verify on the basis of his diagrammatic drawings), there is no useful purpose in trying to interpret the tectonically deformed original types and to exclude the apparently better preserved specimen figured in 1884 (and refigured *in* Wagner 1958[a]). Although, again, there is no clear statement to that effect, this appears to be Stockmans' intention as follows from a list published *in* Helmig 1965 (p. 104), where *Sphenopteris dimorpha* Wagner (*non* Lesquereux) is quoted.

Pseudomariopteris ribeyroni (Zeiller) is known from late Westphalian D onwards (Bell 1938 ; Wagner *in* Spinner 1965, p. 85). In Spain, it has been found in lower Cantabrian rocks at Tejerina (Wagner, Villegas & Fonollá 1969), middle Cantabrian strata near Valderrueda (Wagner 1964[a], p. 838), and numerous localities of Stephanian A, B and C ages (cf. Wagner 1966[a]). It is noted that the species is rare below Stephanian A (*sensu stricto*) and only common in Stephanian B and C. Vetter (1968, p. 122) mentions that it persists into Autunian.

Within the range of stratigraphic occurrence of *Pseudomariopteris ribeyroni* it is noticeable that the earlier examples of this species are characterised by slender pinnules, whereas the later ones become rela-

tively broader, up to the point where a special variety may be recognised. The latter has been described as *Pseudomariopteris villablinensis* A. Ramis & Doubinger, in 1965.

Sphenopteris cf. *mendes-correae* Teixeira
Pl. 35, fig. 1.

1939. — *Sphenopteris Mendes-Correae* Teixeira, p. 13-15, Est. X., figs 1-2, 5 ; Est. XI, figs 1-3 ; Est. XII ; Est. XIII, figs 1-3 ; Est. XIV, figs 1-4.

1944. — *Sphenopteris (Crossotheca) Mendes-Correae* Teixeira, p. 75, Est. XIII, figs 1-2.

1964. — *Sphenopteris mendes-corrae* Teixeira — Wagner, p. 841.

Material. - Four fragments of pinnae and pinnules, one of which shows part and counterpart.

Remarks. - The specimens collected show relatively short pinnules (which are a little longer than they are broad) with digitate lobes. Fully developed pinnules are split into five lobes, each of which appears to be commonly trifurcate. The limb of the pinnules, though following the venation, is flattened out sideways, so as to produce relatively wide segments which are bluntly pointed at the tips.

Teixeira's species is probably not well enough figured and described to be sure of its characteristics, and the identification must therefore remain tentative. The specimens at hand are also rather fragmentary. However, Teixeira's Est. XI, fig. 1, showing the average kind of fully developed pinnules, is closely comparable to the specimen figured in the present paper.

It is also possible to compare with *Sphenopteris spinosa* Goeppert (see Kidston 1923, Pl. XIV, figs 4, 4a) or *Sphenopteris alata* Brongniart (see Kidston 1923, Pl. XIX, figs. 5, 5a-b), but in both cases the pinnules appear to be relatively longer, with more steeply angled lobes. A good resemblance is found with *Sphenopteris cantiana* Kidston, as figured by Bell (1938, Pl. IX, figs 1-2), but the identification of Bell's specimen with Kidston's species may be subject to reservation. Bell's specimen came from a locality approximately 100 m below the Emery Seam in the Sydney coalfield, Nova Scotia, from rocks corresponding apparently to early Westphalian D.

An additional comparison can be made with *Sphenopteris digitata* Doubinger (*in* Vetter 1968, p. 83-84, Pl. XL, figs 5-6) which is extremely similar to the material in hand. Unfortunately, this species is based on a single figured specimen which represents the apical part of a pinna of the penultimate order. The ordinary pinnules not being represented in this specimen, it is difficult to make an adequate compar-

ison with regard to the shape and dimensions of the average, fully developed pinnules. *Sphenopteris mendes-correae* and *Sphenopteris digitata* have been recorded from Stephanian B and late Stephanian A strata, respectively.

Taeniopteris sp.
Pl. 34, figs. 7, 7a.

Material. - Imprint of the upper surface of the incomplete apical part of one half of a leaf.

Remarks. - The specimen in hand shows a portion of the apical part of a leaf which is characterised by a persistent midvein and widely angled lateral veins which are perpendicular on the leaf border. The lateral veins commonly bifurcate once, at varying distances from the midvein, and some of the veins appear to be single. This type of venation strongly suggests *Taeniopteris,* but the fragmentary preservation precludes a specific identification. The possibility that this fragment might be assigned to *Cyclopteris* appears to be eliminated by strong evidence for a persistent midvein, continuing up to the apex of the leaf.

Taeniopteris in Upper Carboniferous times belongs to a group of seed plants (with the male synangium *Ilfeldia* - Remy 1953, and the seed-bearing *Spermopteris* - Cridland & Morris 1960) which, in the case of *Taeniopteris jejunata* Grand'Eury, appear to show a spiral insertion of simple leaves (according to hitherto unpublished information which does not support the often published notion that this species would possess pinnate fronds). It would appear unlikely that the Upper Carboniferous members of *Taeniopteris* should be assigned to the Pteridospermales, as has been suggested by various authors, and the affinities may prove to lie with either the Progymnospermopsida or the Cycadopsida. Whatever the botanical affinities of these Taeniopterids may be (and this is not the place to discuss them in detail), it is certain that these plants occupied an environment which is not that of the coal swamp. This may explain the presence of a fragment of *Taeniopteris* in the flora of loc. 1705, which is clearly allochthonous. The usual occurrence of *Taeniopteris* is from Stephanian B onwards, and even then it is generally rare.

Sphenophyllum cf. *majus* Bronn
Pl. 34, fig. 5 ; Pl. 35, fig. 2.

1835. — *Sphenophyllum majus* Bronn, p. 32, Taf. VIII, figs 9a-b.

1962. — *Sphenophyllum majus* Bronn — Remy, p. 235-241, Tafn 1-2, Taf. 3, figs 1-10.

Material. - Two specimens, showing three reasonably well preserved whorls of leaves.

Remarks. - The specimens in hand show six leaves per whorl. The leaves are a little less than twice as long as wide and vary in length from 5 to 7 mm and in width from 3 to 4 mm. They are shallowly cleft in the middle, and possess straight lateral margins and a very slightly rounded distal one. The veins end in rather blunt teeth, 12 in number.

Remy's description of *Sphenophyllum majus,* on the basis of material from the type area, succeeded in restricting this species which was used in a rather wide sense by most authors. Remy mentioned in his diagnosis that the leaves of *Sphenophyllum majus* were generally larger than 15 mm in length, and that they were rather deeply cleft, with 14 to 16 teeth on the distal border. The specimens in hand are smaller, less deeply cleft, and possess fewer teeth. On the other hand, the length/breadth ratio and, particularly, the blunt teeth agree with the description as given by Remy. It is likely that the leaves of the specimens in hand are merely smaller than usual, and that this explains also the smaller number of teeth and the more shallow cleft on the distal border. However, it does not seem to be warranted to make a straight identification with *Sphenophyllum majus.*

This species is usually recorded from Upper Westphalian strata, and P. Bertrand (1937) mentioned it from the Stephanian A of Rive-de-Gier. However, most records (and including that of Bertrand) predate the revision of the species.

Cordaites sp.

Four fragments of *Cordaites* leaves have also been found in the allochthonous assemblage of loc. 1705.

VI. **BRACHIOPOD DESCRIPTIONS** (C.F. Winkler Prins)

The brachiopod faunas described in this chapter were collected from two localities (97 and 517) in the Brañosera Formation and two (1708 and 6) in the Barruelo Formation (Table 1). Initial collecting was done by R.H. Wagner. The specimens are mainly stored in the Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie (National Museum of Geology and Mineralogy) at Leiden, the Netherlands (catalogue numbers preceded by RGM-St.) Duplicate material will be housed in the collections of the Instituto « Lucas Mallada » of the Consejo Superior de Investigaciones Científicas at Madrid, Spain.

	Brañosera		Barruelo		Alps			U.S.S.R.				
	97	517	1708	6	Mo/Ka	Ka	Ur	M.P.	Mo	Ka	Gz	Sa
Orbiculoidea sp.	×											
Rhipidomella sp.	×	×										
Streptorhynchus reliquus Gauri 1965	cf				×	×	×					
Mesolobus sinuosus (Schellwien 1898)		×			×					×		
Neochonctes latesinuatus miaokouensis (Chao 1928)	×		×							×[1]		
Tornquistia sp.	×											
Avonia (Quasiavonia) echidniformis (Chao 1925)	cf				×				×	×		
marginiferids	×	×	×	×								
Juresania subpunctata (Nikitin 1890)	×						×			×	×	
Karavankina paraelegans Sarycheva 1968	×	×							×	×		
Chaoiella sp.				×								
Linoproductus sp.	×											
'Horridonia' incisa (Schellwien 1900)	×	×						×				×
rhynchonellids		×										
athyrids				×								
Attenuatella frechi (Schellwien 1892)	aff	aff				×						
Brachythyrina carnica (Schellwien 1892)	×				×	×	×					
Plicatocyrtia zitteli (Schellwien 1892)	×	×	×		×		×					
Choristites fritschi (Schellwien 1892)	×				×	×	×		×			
Martinia karawanica Volgin 1960	×				×		×			×	×	
BIVALVIA	×	×	×	×								
GASTROPODA	×	×	×	×								
CEPHALOPODA (orthocones)	×											
ANTHOZOA	×											
BRYOZOA	×	×										
CRINOIDEA	×	×	×	×								
TRILOBITA	×	×										
OSTRACODA	×	×	×	×								
Acratia sp.,*Bairdia* sp., *Hollinella* sp.			×									
FUSULINIDA				×								
PORIFERA	×											
ALGAE	×			×								

Erratum :

For *Mesolobus sinuosus*, read *Mesolobus? sinuosus.*

For *Neochonctes,* read *Neochonetes.*

For *Martinia karawanica* Volgin 1960, read ... Volgin 1959

TABLE I. — List of brachiopods and other fossils from the lower Stephanian of the Barruelo region (Brañosera and Barruelo Formations) and their stratigraphic occurrence in other areas.

The abreviations used are : Mo = Moscovian ; Ka = Kasimovian ; Gz = Gzhelian; Ur = Uralian (= Kasimovian, Gzhelian and Orenburgian); Sa = Sakmarian (upper part of the Lower Permian); M.P. = Middle Permian (i.e. the Trogkofel Limestone).

1) *Neochonetes latesinuatus miaokouensis* (Chao) does not occur in the Kasimovian of the U.S.S.R., but in the Miaokou Limestone of the Taiyuan Series in Northern China, which is considered to be of Kasimovian age.

Both moulds and shells were found. The latter preservation is normal in localities 517 and 6, and prevails in loc. 97. The figured brachiopods have been whitened with magnesium oxyde, with the exception of those reproduced on plate 36, figs. 7, 8, which were whitened with ammonium chloride. The latter were photographed by Mr. W.C. Laurijssen, whose skillful assistance is gratefully acknowledged.

STROPHOMENIDA

Streptorhynchus cf. *reliquus* Gauri 1965

vide 1892. — *Orthotetes semiplanus* Waagen — Schellwien, p. 31, pl. VI, figs 6-9.

vide 1965. — *Streptorhynchus reliquus* Gauri, p. 61, pl. 11, figs 10, 13; pl. 12, figs 6-9.

Remarks. - Only the impression of the brachial valve of a juvenile was found. It can only tentatively be referred to *S. reliquus*. The specimen is transversely suboval, slightly convex, without an interarea. Ornament consists of costae branching near the middle of the valve, with 3 costae per mm on the anterior margin. The specimen (RGM-St. 142814) is 4.2 mm long and 6.6 mm wide.

Stratigraphic distribution. - *Streptorhynchus reliquus* was known from Uralian deposits of the Carnic Alps. The present specimen is from the Brañosera Formation (loc. 97).

Mesolobus ? sinuosus (Schellwien 1898)
Pl. 37, fig. 3.

1892. — *Chonetes lobata* Schellwien, p. 29, pl. 1, figs 1-3.

1898. — *Chonetes sinuosa* Schellwien, p. 697, footnote.

1968. — *Mesolobus sinuosus* (Schellwien) — Winkler Prins, p. 116, pl. IX, fig. 19 (for a more extensive synonymy see Winkler Prins 1968).

Remarks. - A single specimen (RGM-St. 142724) was described from Palencia in 1968. It probably originated from the Brañosera Formation. Eleven additional specimens were collected from the Brañosera Formation in its type section (loc. 517, RGM-St. 142861-874). Their length ranges from 5.6 mm to 9.1 mm, and their width from 8.3 mm to 16.7 mm. To the description given in 1968 we may add that the brachial valve has an ornamentation similar to that of the pedicle valve, and that the interareas are narrow and reflexed. The internal characteristics are still insufficiently known.

Discussion. - Schellwien (1892, 1900) used the name *Chonetes sinuosa* for two quite distinct species, a Carboniferous and a Permian one. The reason why the name *sinuosa* was retained for the Carboniferous

species has been given earlier (Winkler Prins 1968, p. 116), and its special place in the genus *Mesolobus* has been discussed. The prominent costae and the broad median sulcus, containing a relatively broad and shallow fold, suggest that this species belongs to a separate (new) genus. For the time being, this species is retained in *Mesolobus* until the interior characteristics are better known. Chao (1928) referred *Chonetes sinuosus* to *C. latesinuatus* Schellwien, but Heritsch (1931, p. 10) pointed out that the two species are clearly different. On the other hand, he agreed with Chao that *C. sinuosus* is not closely related to *C. mesolobus*. This provides support for the present author's opinion that *C. sinuosus* may belong to a new genus and not to *Mesolobus*.

Stratigraphic distribution. - In the Cantabrian Mts., this species has been found in the Brañosera Formation. In the Alps, it has been recorded from deposits of uppermost Moscovian or lower Kasimovian age, on the basis of fusulinid foraminifera (Passini 1963). Ivanova (1958, pl. XIX, fig. 4) figured it as *Chonetes (Mesolobus) mesolobus* Norwood & Pratten from Kasimovian strata of the Moscow Basin.

Neochonetes latesinuatus miaokouensis (Chao 1928)
Pl. 36, fig. 6-8.

1928. — *Chonetes latesinuatus* Schellwien var. *miaokouensis* Chao, p. 26, pl. II, figs 13, 14, 16.

Description. - Rectangular species (5.3 - 11.8 mm long and 10 - 24.3 mm wide) of *Neochonetes* with pointed cardinal extremities. Pedicle valve convex, with a rapidly widening sulcus towards the anterior margin and an ornamentation of branching costae (4 per mm) ; umbo small, only slightly turned over the hinge ; at least 4 spines on each side of the umbo, at a narrow angle with the hinge ; interarea linear, moderately broad ; delthyrium partly closed by a small pseudodeltidium. Brachial valve moderately concave, similar to the pedicle valve, but with acute, intercalating costae ; interarea narrow, slightly reflexed ; cardinal process externally quadrilobed and internally bilobed; chilidial plates well developed. Interior of pedicle valve shows a short, rather thick median septum with more or less well developed vascular trunks starting at its anterior end ; surface weakly costate, and covered with radial rows of small pustules ; adductor scars oval and positioned near the median septum ; diductor scars broad, diverging and weakly developed. Interior of brachial valve with well developed socket ridges diverging at an angle of about 30° to the hinge-line and continuing into variably developed brachial ridges (pl. 36, fig. 6 shows extremely well developed brachial ridges) ; alveolus present ; breviseptum thin, becoming thicker and higher towards its anterior end at two thirds of

the valve length ; anderidia (as defined by Sadlick 1965) short but well developed ; adductor scars elongate oval ; surface finely costate and pustulose around the anterior margin ; ears smooth ; brachial area with only a few, but larger pustules.

Discussion. - The subspecies *miakouensis* is distinguished from *Neochonetes latesinuatus latesinuatus* (Schellwien 1892) by its finer costation and its mucronate ears.

Stratigraphic distribution. - This subspecies, which is here recorded from the Polvorín Member of the Barruelo Formation (loc. 1708, RGM-St. 143205-250) was hitherto known only from the Miaokou Limestone at the base of the Taiyuan Series. This limestone is considered to be of early Gzhelian age (Chao 1927). It therefore seems to characterise the Kasimovian.

Tornquistia sp.

Remarks. - A composite mould of a brachial valve belonging to a small, smooth chonetid has been found at loc. 97 (RGM-St. 142886). It has a rounded quadrate, markedly convex shape ; a narrow, reflexed interarea, weakly developed chilidial plates and a quadrilobed cardinal process. Impressions of two diverging septa show them to be half the valve length. Interarea of pedicle valve narrow, broadly triangular, with a convex deltidium. The specimen is 6.3 mm long and 7.7 mm wide.

The two septa and the absence of a median fold prove that this brachial valve belongs to the genus *Tornquistia*. However, the single, slightly deformed valve is insufficient for a specific identification.

Stratigraphic occurrence. - *Tornquistia* mainly occurs in the Lower Carboniferous but the genus is also represented in the Westphalian of western Europe and in the Moscovian and Kasimovian of the U.S.S.R. It is here recorded from the Brañosera Formation. The genus *Tornquistia* ranges in the Cantabrian Mts. from the lowermost Viséan (see Winkler Prins 1968, p. 112ff) to Kasimovian.

Avonia (Quasiavonia) cf. *echidniformis* (Chao 1925)

vide 1927. — *Avonia echidniformis* Grabau, em. Chao — Chao, p. 120, pl. XIV, figs 17-27.

vide 1968. — *Avonia (Quasiavonia) echidniformis* (Chao) — Winkler Prins, p. 78, pl. I, figs 21, 22.

Remarks. - One fragmentary brachial valve (RGM-St. 142509) shows the internal surface. It is rounded quadrate, weakly concave, with an

incipient costation at its anterior margin ; internal surface endospinose ; lateral ridges diverging at an angle of 30° from the hinge ; median septum one third of valve length. Valve length 12.3 mm, half the width 10 mm. The poor preservation precludes a definite identification.

Stratigraphic distribution. - This species has a wide stratigraphic and geographic range and has been found in Moscovian and Uralian (= Upper Carboniferous of Russian authors) deposits of Eurasia (from Spain to China). In the Cantabrian Mts, it has been found in rocks of Moscovian and Kasimovian ages. The present specimen is from loc. 97 in the Brañosera Formation. A better specimen (Br. 1602 = RGM-St. 142507) was figured from a locality at 2.5 km NE of Vergaño (Winkler Prins 1968, p. 79, pl. 1, fig. 22). This was recorded as coming from the Myatchkovian Corisa Formation, but was probably collected from disconformable Kasimovian rocks.

Juresania subpunctata (Nikitin 1890)

1890. — *Productus subpunctatus* Nikitin, p. 58, 159, pl. I, figs 5, 6.

1965. — *Juresania subpunctata* (Nikitin) — Gauri, p. 83, pl. 15, figs 5-7.

1968. — *Juresania subpunctata* (Nikitin) — Winkler Prins, p. 95, pl. V, fig. 9 (for an extensive synonymy see Winkler Prins 1968).

Remarks. - A recent description of this species has been given by the writer in 1968. One fragmentary pedicle valve closely resembling a specimen figured by Gauri (1965, pl. 15, fig. 7) has been found in the Brañosera Formation (loc. 97, RGM-St. 142532).

Stratigraphic distribution. - *J. subpunctata* has been reported from the Russian Upper Carboniferous and from deposits of the same Uralian age in the Alps. In the Cantabrian Mts., it has been recorded from Upper Moscovian rocks and now also from Kasimovian strata.

Genus KARAVANKINA Ramovš 1966

1966. — *Karavankina* Ramovš, p. 120.

1968. — *Karavankina* Ramovš — Winkler Prins, p. 95.

1968. — *Echinoconchus (Karavankina)* Ramovš — Sarycheva, p. 93.

Discussion. - Sarycheva (1968) considered *Karavankina* as a subgenus of *Echinoconchus,* since both genera possess a similar external ornamentation. However, as Ramovš observed, the internal characteristics are sufficiently different to warrant a generic separation. The type species, *Karavankina typica* Ramovš, was incompletely described in 1966, but a full description has been given by Ramovš in 1969.

Karavankina paraelegans Sarycheva 1968
Pl. 37, figs. 4-5.

1968. — *Echinoconchus (Karavankina) paraelegans* Sarycheva, p. 98, pl. VII, figs. 9-12, text-fig. 39.

Description. - Small, elongate oval shell. Pedicle valve shows a large umbo with steep flanks ; umbo incurved over the hinge, which is almost as wide as the greatest width ; ears small, well delimited from the remainder of the shell. Ornamentation consists of concentric bands set with three rows of long and slender spines, the first row containing the larger spines. The bands are more narrow on the flanks and on the ears where there are also fewer spines per band. The interior of the pedicle valve shows part of the external ornamentation and concentric rows of endospines (one per band). Brachial valve nearly flat, rounded quadrate ; ornamentation similar to that of the pedicle valve, but with narrower bands. Internal ornamentation of the brachial valve partly as external, with concentric rows of endospines. Breviseptum separated by a shallow alveolus from the bilobed cardinal process, and one third the valve length. Muscle plates (formerly called buttress plates but, in fact, quite different structures which served for muscle attachment) rather low and narrow, at an angle of 35° to the median septum. Cardinal process massive, supported by the muscle plates and by the lateral ridges which, at first, run parallel to the hinge and then diverge slightly from the hinge before reaching the ears. A medium sized pedicle valve is 5.5 mm long and 4.2 mm wide ; a large brachial valve measures 6.8 mm in length and 10.4 mm in width.

Discussion. - The specimens described here are smaller than those originally recorded by Sarycheva, but this may be due to either a less favourable environment or to a less mature stage of development of the Spanish specimens. The fact that the lateral ridges do not cross the ears, as they do in the Russian specimens, tends to favour the latter interpretation.

Stratigraphic distribution. - *Karavankina paraelegans* has been described by Sarycheva from Upper Moscovian to lowermost Kasimovian deposits of Kazakhstan. It is here recorded from the Brañosera Formation (loc. 97, RGM-St. 142820-829 ; loc. 517, RGM-St. 142816-819).

« *Horridonia* » *incisa* (Schellwien 1900)
Pl. 37, fig. 6.

1900. — *Productus incisus* Schellwien, p. 54, pl. VIII, figs 3-5.
1938. — *Horridonia incisa* (Schellwien) — Heritsch, p. 115.

Remarks. - « *Horridonia* » *incisa* is a small productid. Pedicle valve highly convex with a large umbo, strongly incurved over the hinge, and with a deep median sulcus starting at an early growth stage. Surface smooth, except for a few symmetrically placed spines. Interior surface pustulose. Specimens vary in length from 4.5 mm to 7.8 mm, and in width from 3.9 mm to 4.5 mm. They were found in the Brañosera Formation at loc. 97 (RGM-St. 142831-833) and at loc. 517 (RGM-St. 142835-845).

Although the attribution of *Productus incisus* to the genus *Horridonia* is no longer acceptable, there is no other genus to which this species can be readily attributed. Also the internal characteristics are insufficiently known.

Stratigraphic distribution. - Schellwien (1900) described this species from the Trogkofel Limestone of the Dolzanova Gorge (Yugoslavia), i.e. from the lower part of the Middle Permian (see Kahler & Prey 1963, p. 43, 44). Likharev (1937, *fide* Heritsch 1938) reported this species from Sakmarian deposits of the U.S.S.R. The present occurrence in the Brañosera Formation is undoubtedly much older (Kasimovian).

SPIRIFERIDA

Attenuatella aff. *frechi* (Schellwien 1892)
Pl. 36, figs. 1-5.

vide 1892. — *Martinia Frechi* Schellwien, p. 40, pl. IV, figs 16, 17.

Description. - Pedicle valve with a massive umbo, slightly incurved over the high apsacline area bounded by narrow beak ridges ; median sulcus shallow, narrow and vanishing towards the anterior margin ; delthyrium narrow, triangular. Interior with partly filled umbonal cavity ; muscle platform with a median groove, similar to that of *Attenuatella convexa* but with less distinct boundary ridges ; teeth well developed. Brachial valve weakly convex, with a median flattening and a rounded quadrate outline. Interior with prominent socket ridges and crural bases and a pustulose cardinal process ; brachidia unfortunately not observed in the specimens sectioned. Length : 3.3 mm - 10.6 mm ; width : 4.0 mm - 11.5 mm.

Discussion. - The elongate shape, elevated platform for muscle attachment and the other internal characteristics suggest that *Martinia frechi* Schellwien should be assigned to *Attenuatella.* The Spanish specimens have an identical muscle platform to that of *A. frechi* as figured by Schellwien (1892) on his pl. IV, fig. 17. On the other hand, they appear

to be more elongate in outline. However, some specimens approximate in shape the more complete specimen figured by Schellwien (1892, pl. IV, fig. 16). The latter may have been a rather extreme quadrate specimen, but this cannot be verified since the types are no longer available. According to Professor Dr. H.W. Matthes (pers. comm.) they cannot be found in the collection of the Museum für Mitteldeutsche Erdgeschichte-Geiseltalsammlung at Halle-Wittenberg, German Democratic Republic, and they may have been lost. Until topotype material can be collected, a definite identification is impossible. The Cantabrian specimens are therefore referred to provisionally as *Attenuatella* aff. *frechi*.

They differ from the Australian Lower Permian species *A. convexa* by the more massive umbo, which is slightly incurved over the area, and the indistinct boundary ridges of the muscle platform. *A. omoloensis* Zavodowsky 1968, from the Russian Lower Permian, is closely comparable to the Spanish species, but has a narrower, less incurved umbo.

Stratigraphic distribution. - *Attenuatella frechi* has been described by Schellwien from Kasimovian deposits of the Carnic Alps. *A.* aff. *frechi* has been found in the Brañosera Formation at loc. 97 (RGM-St. 142901-909) and loc. 517 (RGM-St. 142910-925), and is also of Kasimovian age. These are the only two occurrences of *Attenuatella* in the Upper Carboniferous. All the other species of this genus are Permian in age. Armstrong (1968) gives the range of *Attenuatella* as Lower to Upper Permian but may not have considered *Martinia frechi* of Schellwien (1892) as belonging to this genus. The full range of *Attenuatella* is from Uralian (or Stephanian) to basal Upper Permian.

Brachythyrina carnica (Schellwien 1892)
Pl. 38, figs. 4, 5.

1892. — *Spirifer Carnicus* Schellwien, p. 45, pl. IV, figs 1-5.

1932. — *Spirifer (Choristites?) carnicus* Schellwien — Ozaki, p. 39, pl. I, fig. 15.

1936. — *Spirifer carnicus* var. *grandis* Schellwien — Metz, p. 171, pl. VI, fig. 14.

1965. — *Brachythyrina carnica* (Schellwien) — Gauri, p. 43, pl. 6, figs 8-15.

Description. - Medium sized *Brachythyrina* with the hinge less than double the length as measured along the curvature. Pedicle valve with a broad umbo projecting beyond the hinge ; sulcus with median plication ; ears small mucronate ; delthyrium covered by deltidial plates ; hinge plates weakly developed ; ornamentation of up to 25 plicae, some of those near the median sulcus bifurcate. Brachial valve with pronounced median fold.

Discussion. - *Spirifer carnicus* var. *grandis* Schellwien as figured by Metz (1936) should rather be attributed to the type variety (Gauri 1965, p. 44). Gauri (*loc. cit.*) also gives a comparison with other species of *Brachythyrina.*

Stratigraphic distribution. - *B. carnica* has been found in several localities of Uralian age in the Carnic Alps. It is recorded here from the Brañosera Formation at loc. 97 (RGM-St. 142897-900).

Plicatocyrtia zitteli (Schellwien 1892)
Pl. 38, figs. 2, 3.

1892. — *Spirifer zitteli* Schellwien, p. 48, pl. IV, figs 6-9 (*non* fig. 10).

1965. — *Plicatocyrtia zitteli* (Schellwien) — Gauri, p. 55, pl. II, figs 10-12.

Description. - Medium sized, broad, oval shell. Pedicle valve with a rapidly widening, smooth median sulcus ; umbo broad, turned over the hinge ; interarea curved, rectangular, notched near the hinge ; delthyrium covered by deltidial plates ; hinge plates weakly developed ; plicae bifurcating occasionally on the flanks ; growth lines strongly developed. Brachial valve with a large fold, bearing two lateral grooves and a weak median one.

Discussion. - The genus *Plicatocyrtia* of Gauri (1965), based on *Spirifer zitteli,* is not well established, and is closely comparable to *Fusella* McCoy, the type species of which is also poorly known. A close connection to the genus *Brachythyrina* seems probable, but cannot be proven.

Schellwien considered his figure 10 as a variety, but did not name it. This specimen is here excluded from the species. *Spirifer zitteli* Schellwien as figured by Rakusz (1932, p. 179) is a variety distinguished by a weak plication of the ventral sulcus. His two recorded varieties (*op. cit.,* p. 73, 74) are also clearly distinct. *Spirifer zitteli* Schellwien var. indet. of Metz (1936) is too poorly preserved to be identifiable.

Stratigraphic distribution. - *P. zitteli* is known from Uralian deposits of the Alps. It has been found also in the Brañosera Formation at localities 97 and 517 (RGM-St. 142895, 896) and in the Polvorín Member of the Barruelo Formation (loc. 1708, RGM-St. 142894).

Choristites fritschi (Schellwien 1892)
Pl. 38, fig. 1.

1892. — *Spirifer Fritschi* Schellwien, p. 43, pl. V, figs 4-8.

1905. — *Spirifer Fritschi* Schellwien — Stuckenberg, p. 124, pl. V, fig. 10; pl. VII, fig. 7.

1927. — *Spirifer Fritschi* Schellwien — Heritsch, p. 303, pl. III, fig. 19.

E.P. 1931. — *Spirifer Fritschi* Schellwien — Heritsch, p. 25, pl. II, figs 67-70 (*non* figs 71-74).

1931. — *Spirifer (Choristites) fritschi* Schellwien — Ozaki, p. 38, pl. II, fig. 6.

1932. — *Munella* cfr. *fritschi* (Schellwien) — Rakusz, p. 76, pl. IV, fig. 3.

1932. — *Munella fritschi* (Schellwien) — Rakusz, p. 180, pl. IX, fig. 7.

1935. — *Spirifer fritschi* Schellwien — Metz, p. 298.

1936. — *Spirifer (Munella) fritschi* Schellwien — Metz, p. 173, pl. VI, figs 9, 10.

1937. — *Spirifer fritschi* Schellwien — Heritsch & Metz, p. 370.

1965. — *Choristites fritschi* (Schellwien) — Gauri, p. 45, pl. 7, figs 1, 2 ; text-fig. 16.

1968. — *Choristites fritschi* (Schellwien) — Sarycheva, p. 182, pl. XXVIII, figs 1-5.

Description. - A large species of *Choristites* with a subpentagonal outline, wider than long ; hinge equal to or a little narrower than the greatest width. Pedicle valve weakly convex with a shallow, but distinct, median sulcus which becomes broader and more indistinct towards the anterior margin ; umbo incurved, slightly turned over the hinge ; interarea broad and high, trapezoidal in shape ; delthyrium large, triangular ; costae broad and flat, bifurcating on the flanks ; growth lines distinct. Brachial valve even less convex and with a shallow median fold. Dental plates of ventral interior long, thick, subparallel and remaining separate in the beak.

Discussion. - The specimens described by Heritsch (1931) as young specimens of *Spirifer fritschi* do certainly not belong to that species and appear to be small chonetids. Delépine (1943, p. 65, pl. IV, figs. 11-13, text-fig. 14.3) described some Asturian specimens as *Spirifer (Choristites)* cf. *fritschi* Schellwien, but this comparison is rather doubtful. The Permian specimens, which have been referred to *C. fritschi* by various authors, belong to a different species. *C. fritschi* has sometimes been placed in the synonymy of *C. supramosquensis* (Stuckenberg), but is clearly distinguished from the latter by its wide hinge line.

Stratigraphic distribution. - *Choristites fritschi* has been described from Upper Carboniferous (Upper Moscovian and Uralian) deposits in the Alps, Hungary, U.S.S.R. and China. It is here recorded from the Brañosera Formation (loc. 97, RGM-St. 142893) of Kasimovian (Cantabrian) age.

Martinia karawanica Volgin 1959
Pl. 37, figs. 7, 8.

1892. — *Martinia* cf. *glabra* Martin sp. — Schellwien, p. 41, pl. VI, figs 14, 15.

1931. — *Martinia* cf. *glabra* Martin — Heritsch, p. 31, pl. II, figs 46-48, 51-54.

1960. — *Martinia karawanica* Volgin, p. 122, pl. IV, figs 8-10.

1965. — *Martinia karawanica* Volgin — Gauri, p. 57, pl. 12, figs 10-13 ; text-figs 8-10.

Description. - Medium to large species of *Martinia* with a suboval shape, wider than long. Pedicle valve with an indistinct median sulcus and a smooth surface ; interarea broadly triangular with broad delthyrium ; dental plates reduced.

Discussion. - Gauri (1965) described a weak costation at the anterior margin, which is not visible on the specimens in hand. This may be due to the corroded surface of the shells, however. The specimens figured by Schellwien (1892) also fail to show the anterior costation.

Stratigraphic distribution. - *Martinia karawanica* occurs in Uralian deposits of the U.S.S.R. and the Alps. It has now been found also in the Brañosera Formation (loc. 97, RGM-St. 142890, 891) of the Barruelo region, Spain.

CONCLUSIONS

Continental floras and brachiopod faunas obtained from different parts of a conformable sequence of some 2,600 metres of strata in the Barruelo Syncline and from the San Cristóbal Hill, west of this area, have shown that the middle and upper Cantabrian together with the Stephanian A of western Europe are to be correlated with a large part of the Kasimovian in the U.S.S.R. A description of the identified brachiopod fauna (which is still incomplete) indicates close affinities with the late Carboniferous faunas of the Alps and the U.S.S.R. The land plants show assemblages which are mainly to be compared with those of the lower Stephanian in France. One assemblage, collected from a single bedding plane in a turbidite succession shows the intermingling of probable hill slope floral elements with ordinary Carboniferous swamp flora. This is the only floral assemblage that has been figured and described. A detailed description of the main floras collected is beyond the scope of this paper.

The sequence in the Barruelo Syncline is divided into the Brañosera Formation below and the Barruelo Formation above (text-fig. 3). The latter has been subdivided into the Peñacorba Coal Member, the Loma Marine Member, the Carboneros Coal Member, the Polvorín Marine Member and the Calero Coal Member. The limits between these members and their type localities have been specified and a discussion has been provided of lithostratigraphic usages in this part of the Carboniferous of northern Palencia, in order to clarify the position and status of the various lithostratigraphic units.

The sedimentary sequence in the Barruelo Syncline (the relative position of which has been given in a general account of the stratigraphic history of Palaeozoic rocks in north-eastern Palencia) is found to commence with transgressive marine and continental deposits after a major break as the result of uplift during late Westphalian D times (Leonian Phase movements). A rapidly subsiding basin accumulated shallow marine deposits, followed by turbidites, further shallow marine strata and occasional coal-measures which often participated in regressive, rhythmic sequences. Coals are commonly overlain by fossiliferous marine strata, usually containing lamellibranch-gastropod assemblages but often with a more varied fauna, and these transgressive strata are regarded as the basal rock of a regressive rhythmic unit which shows a gradual increase in grain size with an advancing shoreline and, eventually, the formation of seat-earth and coal. A sudden subsidence would account for the transgressive base of these rhythmic units which show a diastrophic control.

Mapping and seam by seam correlation in the Barruelo coalfield (mainly in the Calero Coal Member) have indicated the presence of numerous small strike faults in the overturned north-eastern flank of the Barruelo Syncline, producing small scale laminations which diminished the sequence in any one section by about 15 %. The Barruelo coalfield is also limited by a boundary fault zone, which originated from an overthrust (bringing the overturned flank of the isoclinal syncline on top of a badly shattered normal flank), and which is now mapped as a normal fault (or, rather, a number of parallel normal faults). The latter depressed the overturned flank and brought the shattered remains of the normal flank on the same level (text-fig. 2). Within this normal flank a complete mixture of strata has been mapped (text-fig. 1) ranging in age from Lower Devonian (Siegenian) to Upper Carboniferous (Moscovian and Westphalian D). Surface and subsurface (mining) information has further shown that the entire structure (including the boundary fault) has been affected by oblique faults with an important strike-slip component, before the Stephanian A rocks of the Calero Member were uplifted and eroded prior to the deposition of

completely unconformable Stephanian B strata. The latter (Peña Cildá Formation) are probably of late Stephanian B age, and the important tectonic movements of the Asturian Phase are therefore dated here as early Stephanian B.

REFERENCES

ALMELA, A. (1951) : Delimitación del Carbonífero de la zona de La Robla-Vegarienza. *Bol. Inst. Geol. Min. España, LXIII* : 219-256, mapa y cortes.

ALVAREZ RAMIS, C. & DOUBINGER, J. (1965) : *Pseudomariopteris villablinensis* n. sp. du Stéphanien de Villablino (Léon, Espagne). *Estudios Geol., XX* : 235-237, pl. 1.

ARMSTRONG, J. (1968) : The unusual brachial skeleton of *Attenuatella convexa* sp. nov. (Brachiopoda). *Palaeontology, 11* : 783-792, pl. 142.

BELL, W. A. (1938) : Fossil Flora of Sydney Coalfield, Nova Scotia. *Mem. Geol. Survey Canada, 215* : 1-334, pls I-CVII.

BERTRAND, P. (1932) : Aléthoptéridées. *Etudes Gîtes Min. France*, Sarre-Lorraine, I. Flore fossile, *2* : 61-107, pls XXXI-LX.

BERTRAND, P. (1937) : Tableaux des flores successives du Westphalien supérieur et du Stéphanien. *C. R. 2e Congrès Carbonifère, Heerlen 1935, I* : 67-79.

BOSCHMA, D. & STAALDUINEN, C. J. van (1968) : Mappable units of the Carboniferous in the southern Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Meded., 43* : 221-232, sections.

BOUROZ, A., GRAS, H. & WAGNER, R. H. (1970) : A propos de la limite Westphalien-Stéphanien et du Stéphanien inférieur. *In :* « Colloque sur la stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès Colloques Univ. Liège, 55.*

BRONN, H. G. (1835) : Lethaea geognostica oder Abbildung und Beschreibung der für die Gebirgs-Formationen bezeichnendsten Versteinerungen, I : 1-85, Tafn I-XLVII.

BROUWER, A. & GINKEL, A. C. van (1964) : La succession carbonifère dans la partie méridionale des Montagnes Cantabriques (Espagne du Nord-Ouest). *C. R. 5e Congrès Carbonifère, Paris 1963, I* : 307-319.

CHAO, Y. T. (1927) : Productidae of China. Pt. 1. Producti. *Palaeont. Sinica*, (B), 5, 2 : 1-244, pls I-XVI.

CHAO, Y. T. (1928) : Productidae of China. Pt. 2. Chonetinae, Productinae and Richthofeninae. *Palaeont. Sinica*, (B), *5*, 3 : 1-103, pls I-VI.

CRIDLAND, A. A. & MORRIS, J. E. (1960) : *Spermopteris*, a new genus of pteridosperms from the Upper Pennsylvanian Series of Kansas. *Am. J. Botany, 47*, 10 : 855-859.

DALLONI, M. (1930) : Etude géologique des Pyrénées catalanes. *Ann. Fac. Sci. Marseille, XXVI*, III : 1-373, pls I-XII.

DANZE-CORSIN, P. (1953) : Contribution à l'étude des Marioptéridées. Les Mariopteris du Nord de la France. *Etudes géol. Atlas Top. souterr., Serv. géol. H. B. N. P. C., I.* Flore fossile, 1 : 1-269, pls I-LXXVIII.

DELEPINE, G. (1943) : Les faunes marines du Carbonifère des Asturies (Espagne). *Mém. Acad. Sci. Inst. France, 66* : 1-122, pls I-VI (trad. extr. P. Hernández-Sampelayo, 1946. Faunas marinas del Carbonífero de Asturias. *Bol. Inst. Geol. Min. España, LIX* : 21-127, láms I-VI).

DOUBINGER, J. & VETTER, P. (1969) : Observations et réflections sur les zones paléobotaniques des bassins de Carmaux et de Decazeville. *C. R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, I* : 171-182.

FRETS, D. C. (1965) : The geology of the southern part of the Pisuerga basin and the adjacent area of Santibañez de Resoba, Palencia, Spain. *Leidse Geol. Meded.. 31* : 113-163, maps and sections.

GAURI, K. L. (1965) : Uralian stratigraphy, Trilobites and Brachiopods of the western Carnic Alps (Austria). *Jb. Geol. B. A.*, Wien, *Sonderband 11* : 1-94, pls 1-17.

GEINITZ, H. B. (1855) : Die Versteinerungen der Steinkohlenformation in Sachsen. *Leipzig*, 36 Tafn.

GIEBEL, C. (1857) : Palaeontologische Untersuchungen. *Zeitschr. gesammten Naturwiss., X* : 301-317, 2 Tafn.

GINKEL, A. C. van (1957) : *Fusulinella branoserae*, a new species. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetenschappen*, (B), *LX*, 3 : 182-200, 1 pl.

GINKEL, A. C. van (1960) : The Casavegas section and its fusulinid fauna. *Leidse Geol. Meded., 24*, 2 : 705-720.

GINKEL, A. C. van (1965) : Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Meded., 34* : 1-225, pls I-LIII, maps and sections.

GOMEZ de LLARENA, J. (1950) : Nuevos datos geológicos y paleontológicos sobre la cuenca carbonífera de Ciñera-Matallana (León). *Estudios Geol., VI*, 11 : 51-97, láms VI-XXIV.

GOTHAN, W. (1941) : Paläobotanische Mitteilungen. 5. Die Unterteilung der karbonischen Neuropteriden. *Paläont. Zeitschr., 22*, 3/4 : 421-428, Abb. 1-3.

HELMIG, H. M. (1965) : The geology of the Valderrueda, Tejerina, Ocejo and Sabero coal basins (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded., 32* : 75-149.

HERITSCH, F. (1927) : Materialien zur Kenntnis des Karbons der Karnischen Alpen und der Karawanken. *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 136* : 295-336, Tafn I-III.

HERITSCH, F. (1931) : Versteinerungen aus dem Karbon der Karawanken und der Karnischen Alpen. *Abh. Geol. B. A.*, Wien, *XXIII*, 3 : 1-56, Tafn I-IV.

HERITSCH, F. (1938) : Die stratigraphische Stellung des Trogkofelkalkes. *Neues Jb. Min. Geol. Pal., Beilage-Bd.*, (B), *79* : 63-168, Tafn III-VIII.

HERITSCH, F. & METZ, K. (1937) : Über « *Spirifer fritschi* Schellwien ». *Zb. Min. Geol. Pal.*, (B), *1937-9* : 370-383.

IVANOVA, E. A. (1958) : Razvitie fauny sredne- i verkhnekamennougol'nogo morya zapadnoy chasti moskovskoy sineklizy v svyazi s ego istoriey. 3. Razvitie fauny v svyazi s usloiyami sushchestvovaniya (Development of the fauna in the Middle and Upper Carboniferous sea of the western part of the Moscow Syneclise in connection with its history. 3. Development of the fauna in connection with its ecology). *Trudy Paleont. Inst. Akad. Nauk S.S.S.R., 69* : 1-303, Tab. I-XXI.

JONGMANS, W. J. (1951) : Las floras carboníferas de España. *Estudios Geol., VII*, 14 : 281-330.

JONGMANS, W. J. (1956) : Contribución al conocimiento de la flora carbonífera del SO. de España. *Estudios Geol., XIX*, 29-30 : 19-58, láms VIII-XXIV.

KAHLER, F. & PREY, S. (1963) : Erläuterungen zur Geologischen Karte des Naszfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen. *Geol. B. A.*, Wien : 1-116, Karte und Profilen.

KIDSTON, R. (1923-25) : Fossil Plants of the Carboniferous Rocks of Great Britain, pts 1-6. *Mem. Geol. Survey Gt. Britain, Pal., II* : 1-681, pls I-CLIII.

LESQUEREUX, L. (1879-80) : Description of the Coal Flora of the Carboniferous formation in Pennsylvania and throughout the United States, I, II. *2nd Geol. Survey Pennsylvania, Rept. Progress, P* : 1-694 (Text 1880), pls I-LXXXV (Atlas 1879).

LESQUEREUX, L. (1884) : Description of the Coal Flora of the Carboniferous formation in Pennsylvania and throughout the United States, III. *2nd Geol. Survey Pennsylvania, Rept. Progress, P* : 695-977, pls LXXXVIII-CVI.

LIKHAREV, B. K. (1937) : Permian Brachiopoda of North Caucasus. Families Chonetidae Hall and Clarke and Productidae Gray. (In Russian, not seen). *Central Geol. Prosp. Inst. Palaeont. U.S.S.R., Mon., 39*, 1 : 1-151, Tab. I-XIII.

MELENDEZ, B. & MINGARRO, F. (1962) : Explicación de la Hoja No. 899 Guadalcanal (Badajoz, Sevilla, Córdoba). *Mapa Geol. España 1 : 50.000. Inst. Geol. Min. España :* 1-117, láms I-XXV.

METZ, K. (1935) : Spirifer fritschi Schellwien, eine vergleichende Studie. *Zb. Min. Geol. Pal.*, (B), 1935-7 : 298-304.

METZ, K. (1936) : Eine Fauna aus den untersten Schichten des Oberkarbons der Karnischen Alpen (Waideggerfauna). *Neues Jb. Min. Geol. Pal., Beilage-Bd.*, (B), *75* : 163-189, Tafn V-VII.

NEDERLOF, M. H. (1960) : Structure and sedimentology of the upper Pisuerga valleys, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded., 24*, 2 : 603-703, map and sections.

NEDERLOF, M. H. & de SITTER, L. U. (1957) : La cuenca carbonífera del río Pisuerga (Palencia). *Bol. Inst. Geol. Min. España, LXVIII* : 1-44.

NĚMEJC, F. (1937) : The Sphenopterides stated in the Permocarboniferous of Central Bohemia (A preliminary report. — II part). *Věstník Král České Spol. Nauk, Třída Mat.-Přír.*, 1937 : 1-14, 1 pl.

NIKITIN, S. (1890) : Dépôts carbonifères et puits artésiens dans la région de Moscou. *Mém. Com. Géol.*, St. Petersbourg, *V*, 5 : 1-182, Tab. I-III.

OZAKI, K. (1931) : Upper Carboniferous brachiopods from North China. *Bull. Shanghai Sci. Inst., 1*, 6 : 1-205, pls I-XV.

PASINI, M. (1963) : Alcuni Fusulinida del Monte Auernig (Alpi Carniche) e loro significato stratigrafico. *Riv. Ital. Paleont. Strat., 69*, 3 : 337-382, tav. XXI-XXVI.

POTONIE, H. (1897-99) : Lehrbuch der Pflanzenpalaeontologie. *Berlin :* 1-402, Tafn I-III.

RAKUSZ, G. (1932) : Die oberkarbonischen Fossilien von Dobšina (Dobsina) und Nagyvisnyó. *Geologica Hungarica (Palaeont.), 8* : 1-223, Tab. I-IX.

RAMOVŠ, A. (1966) : Revision des « *Productus elegans* » (Brachiopoda) im ostalpinen Jungpaläozoikum. *Neues Jb. Geol. Pal., Abh., 125* : 118-124, Taf. 11.

RAMOVŠ, A. (1969) : Karavankininae, nova poddružina produktid (Brachiopoda) iz alpskih zgornjekarbonskih in permijskih skladov (Karavankininae, eine neue Unterfamilie der Productiden (Brachiopoda) aus den Alpinen Oberkarbon- und Permschichten). *Jeseniški zbornik Jeklo in ljudje, II :* 251-268, Tafn I-III.

REMY, W. (1953) : Untersuchungen über einige Fruktifikationen von Farnen und Pteridospermen aus dem mitteleuropäischen Karbon und Perm. *Abh. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Math.-Naturwiss.*, 1952-2 : 1-38, Tafn 1-7.

REMY, W. (1962) : « *Sphenophyllum majus* » Bronn, sp., « *Sphenophyllum saarensis* » n. sp. und « *Sphenophyllum orbicularis* » n. sp. aus dem Karbon des Saargebietes. *Monatsber. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin, 4,* 3/4 : 235-246, Tafn 1-4.

REMY, W. & R. (1959) : Pflanzenfossilien. Ein Führer durch die Flora des limnisch entwickelten Paläozoikums. *Akademie-Verlag*, Berlin : 1-285, Tafn 1-3.

SADLICK, W. (1965) : Anderidium, a new term for lateral septa of chonetids (Brachiopoda). *J. Paleontology, 39* : 157-159.

SARYCHEVA, T. G. (ed.) (1968) : Brakhiopody verkhnego paleozoya Vostochnogo Kazakhstana (Brachiopods from the Upper Palaeozoic of Eastern Kazakhstan). *Trudy Paleont. Inst. Akad. Nauk S.S.S.R., 121* : 1-212, Tab. I-XXXIII.

SCHELLWIEN, E. (1892) : Die Fauna des Karnischen Fusulinenkalkes. Teil I. Geologische Einleitung und Brachiopoda. *Palaeontographica, XXXIX* : 1-56, Tafn I-VIII.

SCHELLWIEN, E. (1898) : Bericht über die Ergebnisse einer Reise in die Karnische Alpen und die Karawanken. *Sitz.-ber. kön. Preuss. Akad. Wiss.*, Berlin, *44* : 693-700.

SCHELLWIEN, E. (1900) : Die Fauna der Trogkofelschichten in den Karnischen Alpen und den Karawanken. I. Die Brachiopoden. *Abh. K. K. geol. Reichsanst.*, Wien, *16*, 1 : 1-122, Tafn I-XV.

SITTER, L. U. de (1955) : Nota previa sobre la geología de la Cuenca Carbonífera del río Pisuerga (Palencia). *Estudios Geol., XI*, 26 : 115-125, lám. XXIII.

SITTER, L. U. de (1957) : The structural history of the SE. corner of the Paleozoic core of the Asturian Mountains. *Neues Jb. Geol. Pal., Abh., 105* : 272-284, map and sections.

SITTER, L. U. de & BOSCHMA, D. (1966) : Explanation geological map of the Palaeozoic of the southern Cantabrian Mountains 1 : 50.000 sheet 1, Pisuerga, *Leidse Geol. Meded., 31* : 191-238, map and sections.

SPINNER, E. (1965) : Westphalian D megaspores from the Forest of Dean Coalfield, England. *Palaeontology, 8* : 82-106, pls 14-17.

STOCKMANS, F. & WILLIERE, Y. (1966) : Documents paléobotaniques pour l'étude du Houiller dans le Nord-Ouest de l'Espagne. *Mém. Inst. Roy. Sci. Nat. Belgique*, (2), *79* (1965) : pls I-XXXVIII.

STUCKENBERG, A. (1898) : Allgemeine geologische Karte von Rusland. Blatt 127. *Mém. Com. Géol.*, St. Petersbourg, *XVI*, 1 : 1-362, Tab. I-V.

TEIXEIRA, C. (1939) : Contribuïção para o estudo do Estefaniano dos arredores do Pôrto. *Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ci. Pôrto, XI* : 1-24, Est. I-XVIII.

TEIXEIRA, C. (1940) : Sôbre o DIPLOTMEMA RIBEYRONI Zeiller e sua ocorrência no Antracolítico português. *Revista Prisma :* 1-4.

TEIXEIRA, C. (1944) : O Antracolítico continental português. *Bol. Soc. Geol. Portugal, V*, 1-2 : 1-139, Est. I-XX.

TEIXEIRA, C. (1951) : Plantas fósseis do Permo-Carbónico português. II. *Com. Serv. Geol. Portugal, XXXII* : 1-17, Est. I-XXII.

VEEN, J. van (1965) : The tectonic and stratigraphic history of the Cardaño area, Cantabrian Mountains, Northwest Spain. *Leidse Geol. Meded, 35* : 43-103.

VETTER, P. (1968) : Géologie et paléontologie des bassins houillers de Decazeville, de Figeac et du Détroit de Rodez. II. Etude Paléontologique. *Houill. Bassin d'Aquitaine :* 1-194, pls I-XLIX.

VOLGIN, V. I. (1960) : Brakhiopody verkhnekamennougol'nykh i nizhnepermskikh otlozheniy Yuzhnoy Fergany (Brachiopods of the Upper Carboniferous and Lower Permian deposits of Southern Fergana). *Izd.-vo Leningr. Un-ta :* 3-203, Tab. 1-18.

WAGNER, R. H. (1955) : Rasgos estratigráfico-tectónicos del Paleozóico Superior de Barruelo (Palencia). *Estudios Geol., XI*, 26 : 145-202, láms XXVIII-XXXI.

WAGNER, R. H. (1958[a]) : On *Sphenopteris* (*Saaropteris* ?) *dimorpha* (LESQ.) nov. comb. *Palaeontographica*, (B), *104* : 105-114, pl. 15.

WAGNER, R. H. (1958[b]) : Una nueva especie de *Odontopteris* en el Estefaniense inferior de España. *Estudios Geol., XIV*, 37 : 31-41, lám. IV.

WAGNER, R. H. (1959) : Some Stephanian Pecopterids from NW. Spain. *Meded. Geol. Stichting*, (N. S.), *12* (1958) : 5-23, pls 1-13.

WAGNER, R. H. (1960) : Middle Westphalian floras from northern Palencia (Spain) (in relation with the Curavacas phase of folding). *Estudios Geol., XVI*, 2 : 55-92.

WAGNER, R. H. (1962) : A brief review of the stratigraphy and floral succession of the Carboniferous in NW. Spain. *C. R. 4[e] Congrès Carbonifère, Heerlen 1958, III* : 753-762, pls 29-33.

WAGNER, R. H. (1963) : Sur le *Callipteridium* du Westphalien supérieur et du Stéphanien. *C. R. Acad. Sci., Paris, 257* : 719-721.

WAGNER, R. H. (1964[a]) : Stephanian floras in NW. Spain with special reference to the Westphalian D - Stephanian A boundary. *C. R. 5[e] Congrès Carbonifère, Paris 1963, II* : 835-851, pls I-III.

WAGNER, R. H. (1964[b]) : Stephanian B flora from the Ciñera-Matallana Coalfield (León) and neighbouring outliers. II. Mixoneura, Reticulopteris, Linopteris and Odontopteris. *Notas Comuns Inst. Geol. Min. España, 75* : 5-56, pls 10-19.

WAGNER, R. H. (1966[a]) : Palaeobotanical dating of Upper Carboniferous Folding Phases in NW. Spain. *Mem. Inst. Geol. Min. España, 66* (1965) : 1-169, pls 1-77.

WAGNER, R. H. (1966[b]) : Sur l'existence, dans la Cordillère Cantabrique, de séries de passage entre Westphalien et Stéphanien : la limite inférieure de ces formations « cantabriennes ». *C. R. Acad. Sci. Paris*, (D), *262* : 1337-1340.

WAGNER, R. H. (1966c) : La succession des séries cantabriennes et leur limite supérieure. *C. R. Acad. Sci. Paris*, (D), *262* : 1419-1422.

WAGNER, R.H. (1966d) : Notes on the geology of Palaeozoic Rocks in the Northeastern part of the Province of Palencia, N.W. Spain. *Notas Comuns Inst. Geol. Min. España*, *86* : 31-39.

WAGNER, R. H. (1967) : Apuntes sobre las floras de la zona de Gamonedo-Cabrales en la parte oriental de Asturias. *Trab. Geol. Fac. Ci. Univ. Oviedo*, *1* : 47-58, láms I-III.

WAGNER, R. H. (1968) : Upper Westphalian and Stephanian species of Alethopteris from Europe, Asia Minor and North America. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, (C), III-1, *6* : 1-318, pls 1-64.

WAGNER, R. H. (1969) : Proposal for the recognition of a new "Cantabrian" Stage at the base of the Stephanian Series. *C. R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, I* : 139-150.

WAGNER, R. H. & BREIMER, A. (1958) : Una flora del Estefaniense inferior en el monte de San Cristóbal (Palencia, España). *Estudios Geol., XIV*, 37 : 5-30, láms I-III.

WAGNER, R. H., JONES, D. G., SPINNER, E. & WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1970) : The upper Cantabrian rocks near Inguanzo, eastern Asturias, Spain. *In :* « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère », *Congrès Colloques Univ. Liège, 55.*

WAGNER, R. H., VILLEGAS, F. J. & FONOLLA, F. (1969) : Description of the Lower Cantabrian stratotype near Tejerina (León, NW. Spain). *C. R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, I* : 115-138, pls 1-5.

WAGNER, R. H. & WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1952) : Aportación al conocimiento de la Geología de la zona de Barruelo (Palencia). *Estudios Geol., VIII*, 16 : 301-345, láms LXVI-LXXVII.

WAGNER, R. H. & WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1963) : Summary of the Stratigraphy of Upper Palaeozoic Rocks in NE. Palencia, Spain. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetenschappen*, (B), *LXVI*, 3 : 149-163.

WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1963) : Lower Namurian goniatites from the Griotte limestone of the Cantabric Mountain Chain. *Notas Comuns Inst. Geol. Min. España*, *69* : 5-42, pls I-VIII.

WINKLER PRINS, C. F. (1968) : Carboniferous Productidina and Chonetidina of the Cantabrian Mountains (NW. Spain) : Systematics, Stratigraphy and Palaeoecology. *Leidse Geol. Meded., 43* : 41-126, pls I-IX, maps and tables.

ZAVODOVSKIJ, V. N. (1968) : Novye vidy permskikh deltiriatsij Severo Vostoka SSSR (New Permian delthyridid species of Northern Vostok USSR). *In :* B. P. MARKOVSKIJ (ed.) Novye vidy drevnikh rastenij i vespozvonochnykh SSSR (New species of old plants and invertebrates USSR). *2*, 2. *VSEGEI*, Moskva : 169-173, Tab. 48-49.

ZEILLER, R. (*in* RENAULT, B. & ZEILLER, R.) (1888) : Etudes sur le terrain houiller de Commentry. II. Flore fossile, 1re partie. *Soc. Industrie minérale :* 1-366, pls I-XL.

DISCUSSION

P. Vetter (question) : Y a-t-il un endroit où la série de 4.000 m de « Cantabrien » et « Stephanien A » se rencontre en coupe continue ?

R. H. Wagner (reply) : D'une part nous avons proposé un stratotype du Cantabrien inférieur qui donne une seule coupe de 1.000 m environ dans le flanc nord du synclinal de Tejerina (Wagner, Villegas & Fonollá dans le C.R. du 6e Congrès Carbonifère, Sheffield, 1967), et qui laisse à trouver d'autres stratotypes pour le Cantabrien moyen et supérieur dans des lieux différents de la même région générale de la Cordillère Cantabrique. Il faudrait alors assembler un stratotype composé dans la région du nord-est de Léon et nord de Palencia. D'autre part, on connait une série apparemment continue de tout le Cantabrien, en continuité avec un Stéphanien A, dans le nord de Palencia. Cette série affleure dans plusieurs endroits du flanc nord-est du synclinal de Barruelo/Redondo, et dans le synclinal de Casavegas. Nous sommes en train de faire la corrélation en détail de certaines coupes dans ces deux synclinaux, et nous espérons bien pouvoir présenter un jour la coupe complète de ces quelques 4.000 m en continuité. Il faudra alors mettre en valeur cette coupe en comparaison avec les autres stratotypes possibles pour des subdivisions du Stéphanien inférieur (au sens large) en Espagne.

T. N. George (question) : If « Moscovian » is a regional chronostratigraphic term can it be appropriately imported into a « Westphalian » succession as a lithostratigraphic facies term ?

R. H. Wagner (reply) : Dating in terms of certain marine faunas can only be expressed in comparison with the Russian chronostratigraphic units. Northwest Spain is an area where correlation is possible with both the N.W. European and the Russian chronostratigraphic sequences, and where the chronostratigraphic units of both regions are imported on equal terms. It points to the eventual integration of the two schemes in a single sequence of European chronostratigraphic units.

J. P. Laveine (question) : A-t-on pu comparer de façon précise les faunes du Cantabrien d'Espagne avec celles de l'Union Soviétique ?

C. F. Winkler Prins (reply) : There is a good correlation with the U.S.S.R. As follows from the table showing faunal distribution, several species have been found which also occur in the upper Moscovian and lower Kasimovian deposits of the U.S.S.R. (Moscow basin and Kazakhstan). Only one species has been found which was recorded previously from the Lower Permian (Sakmarian) of the U.S.S.R. The comparison with the U.S.S.R. gives a Kasimovian age as the most probable.

M. J. M. Bless (question) : Can you give me the list of flora recovered from the turbidite sequence below the Peñacorba Member ? Are they, in your opinion, of middle or upper Cantabrian age ?

R. H. Wagner (reply) : The main elements of this flora are *Neuropteris planchardi* Zeiller, *Linopteris neuropteroides* (v. Gutbier), *Reticulopteris germari* (Giebel), *Callipteridium* sp., *Pseudomariopteris ribeyroni* (Zeiller), *Dicksonites pluckeneti* (v. Schlotheim) and *Sphenophyllum* cf. *majus* Bronn. This assemblage is a typical Stephanian one, and if its position below the Peñacorba Member was not known, it could well have been assigned an age as late as Stephanian B-C. The presence of *Neuropteris planchardi* and *Reticulopteris germari,* in particular, is relevant in this respect. It should be noted, however, that the two species mentioned are most likely members of a flora of dry habitat (non-coal measure facies) which are seldom found and the full stratigraphic range of which may not be known exactly.

M. J. M. Bless (question) : I fully agree with Dr. Wagner that there are a number of indications that something happened with regard to the flora in Northwestern Spain in Upper Carboniferous times. We see that a number of floral assemblages exist which are intermediate between those of the present stratotypes of Westphalian D and Stephanian A ; thus suggesting a time gap between these two stratotypes. However, it appears premature to introduce at this moment a new chronostratigraphic unit, since we do not know in how far the floras in the various basins are facies controlled. I would prefer to see some additional stratigraphic control by means of further floral and faunal groups before anything is decided with regard to the introduction of a new Cantabrian (sub-) stage.

R. H. Wagner (reply) : If Dr. Bless is also convinced that there exists a time gap between the Westphalian D and the Stephanian A stratotypes, and that this gap is filled by a rock sequence developed in Northwest Spain, it is difficult to avoid the consequence of erecting a new intermediate chronostratigraphic unit. If, however, he doubts the presence of this time gap, and the possibility of filling this gap by the Spanish « Cantabrian » sequence (as the second part of his question suggests), then there is a need for explaining the significance of the fossil material used for correlation. This material is primarily macrofloral and the evidence for continuity in time between Westphalian D, Cantabrian and Stephanian A is based on evolutionary lineages in certain groups of plant fossils as well as on superposition and successive floral assemblages in rock sequences which have been studied in detail. Of course, there are environmentally controlled plant fossils (as there are also animal fossils) and this factor has been taken into consideration. With regard to the introduction of the Cantabrian Stage, reference should be made to the report presented by A. Bouroz, H. Gras & R. H. Wagner on correlations between French and Spanish lower Stephanian rock seqences. It should be noted that, whilst the report recognises the existence of intermediate « Cantabrian » rocks in Northwest Spain, it defers a decision on its boundaries with adjacent chronostratigraphic units.

PLANCHES 1 - 38

PLATE 1. — (all magnification × 30 except where stated).

Fig. 1. — *Gnathodus girtyi simplex* Dunn, oral view. Waulsortian Reef, Li. 30.

Fig. 2. — *Gnathodus semiglaber* Bischoff, oral view, Island Slump Group, Cl. 12A. (x 25).

Fig. 3. — *Gnathodus girtyi soniae* Rhodes, Austin & Druce, oral view. Inch Bridge Limestone, Cl. 13.

Fig. 4. — *Gnathodus girtyi girtyi* Hass, oral view. Waulsortian Reef. Li. 30.

Fig. 5. — *Gnathodus typicus* Cooper, oral view. Waulsortian Reef. Li. 19.

Fig. 6. — *Gnathodus typicus* Cooper, oral view. Waulsortian Reef. Li. 30.

Fig. 7. — *Gnathodus girtyi girtyi* Hass, oral view. Waulsortian Reef., Li 30.

Fig. 8. — *Gnathodus texanus* Roundy, oral view, Waulsortian Reef., Li 30.

Fig. 9. — *Gnathodus girtyi simplex* Dunn, oral view. Waulsortian Reef, Li 30.

Fig. 10. — *Pseudopolygnathus longiposticus* Branson & Mehl, lateral view, Waulsortian Reef, Li. 19. (x 25).

Fig. 11 a, b. — *Pseudopolygnathus triangulus pinnatus* Voges, 11a, oral view, 11b, aboral view. Waulsortian Reef, Li 19. (x 25).

Fig. 12 a, b. — *Polygnathus inornatus* E.R. Branson, 12a. oral view. 12 b. aboral view. Ringmoylan Shales, Li 25.

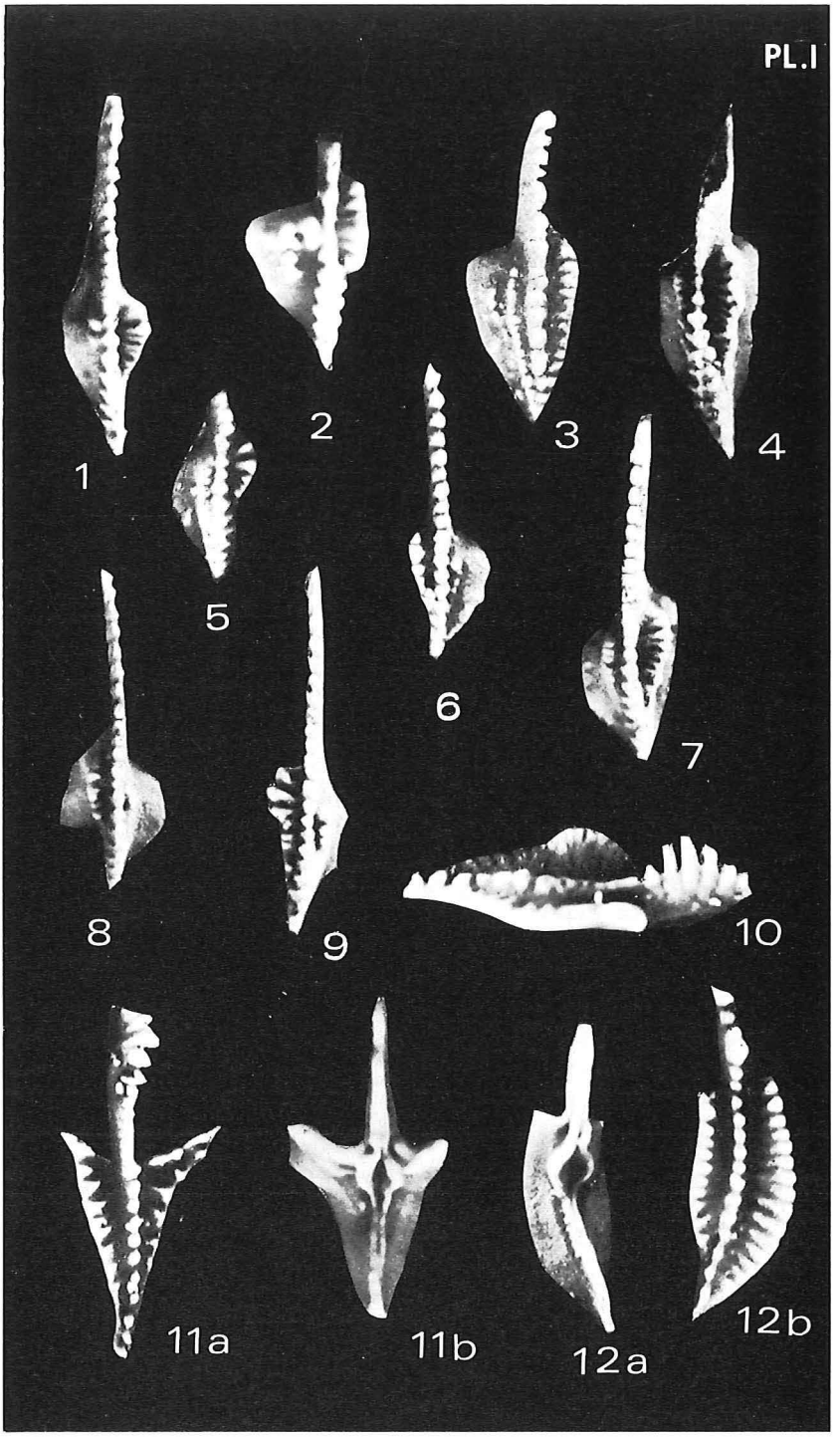

PL.I
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11a
11b
12a
12b

PLATE 2. — (all magnifications x 140).

Figs. 1, 2. — Archaediscidae with sigmoidal convolutions and denticulations. Inch Bridge Limestone, Cl 13.

Fig. 3. — *Archaediscus clarus* Conil & Lys var. *latus,* Inch Bridge Limestone Cl 13.

Fig. 4. — *Archaediscus mölleri* Rauser-Tchernoussova subsp. *grandis* Conil & Lys, Inch Bridge Limestone, Cl. 13.

Fig. 5. — *Howchinia bradyana* (Howchin) emend. Davis, Inch Bridge Limestone, Cl. 13.

Fig. 6. — *Archaediscus stillus* Grozdilova & Lebedeva, Durnish Limestone, Li 3.

Fig. 7. — *Paraarchaediscus miloni* (Pelhate), Canon Island Limestone, Cl. 6.

PL. 2



1



7



3



2



6



4



5

PLANCHE 3. — Les photographies sont agrandies × 500 à partir de clichés non retouchés. Les lames sont conservées dans les collections de la Compagnie Française des Pétroles, à Bordeaux.

Fig. 1. — *Lophozonotriletes lebedianensis* Naumova 1953.

Fig. 2. — *Pustulatisporites* cf. *gibberosus* (Hacquebard) Playford 1964.

Fig. 3. — *? Schopfites* sp.

Fig. 4. — *Acanthotriletes famenensis* Naumova 1953.

Figs 5-6. — *Hymenozonotriletes luteolus* (Naumova) Kedo 1957.

5 : focalisation proximale ; 6 : focalisation distale.

Fig. 7. — *Hymenozonotriletes famenensis* Kedo 1963.

Figs 8-9. — *Spinozonotriletes* cf. *conspicuus* Playford 1964.

8 : spécimen avec appendices érodés ; 9 : tétrade.

Fig. 10. — *Reticulatisporites ? fimbriatus* Winslow 1962.

Fig. 11. — *Corbulispora* cf. *subalveolaris* (Luber) Sullivan 1964.

Fig. 12. — *Knoxisporites* cf. *literatus* (Waltz) Playford 1963 (×400).

Fig. 13. — *Dictyotriletes trivialis* (Naumova *in litt.*) Kedo 1963.

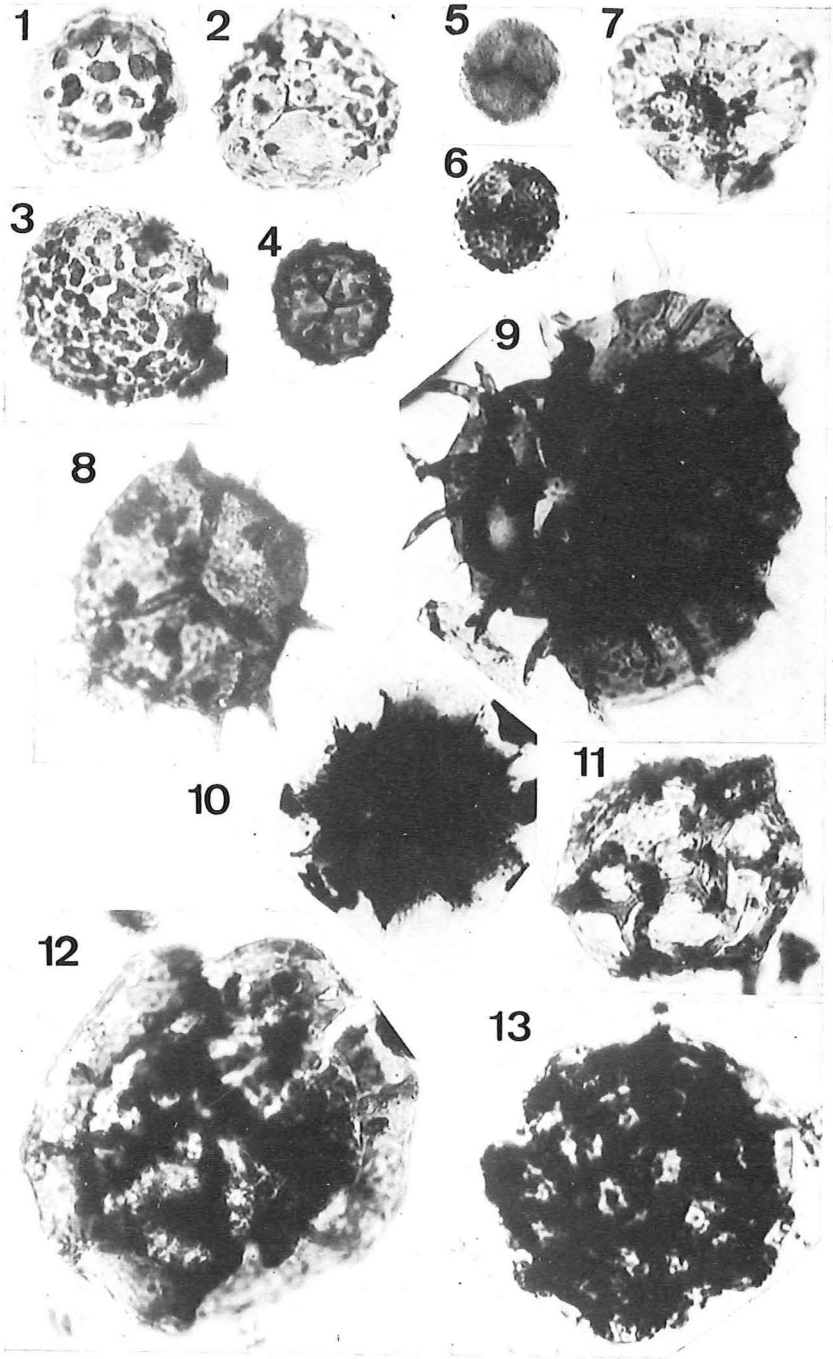

1
2
5
7
6
3
4
9
8
10
11
12
13

PLANCHE 4. — Sauf indication contraire (o = × 1000), les photographies sont agrandies × 500 à partir de clichés non retouchés. Les lames sont conservées dans les collections de la Compagnie Française des Pétroles, à Bordeaux.

Figs 1, 2. — *Raistrickia ponderosa* Playford 1964.

Figs 3 et 5 à 9. — *Raistrickia variabilis* Dolby & Neves 1970.

Fig. 4. — *Raistrickia* sp.

Figs 10, 11. — *Raistrickia macrurus* (Luber) Dolby & Neves 1970.

Figs 12, 13. — *Raistrickia corynoges* Sullivan 1968.

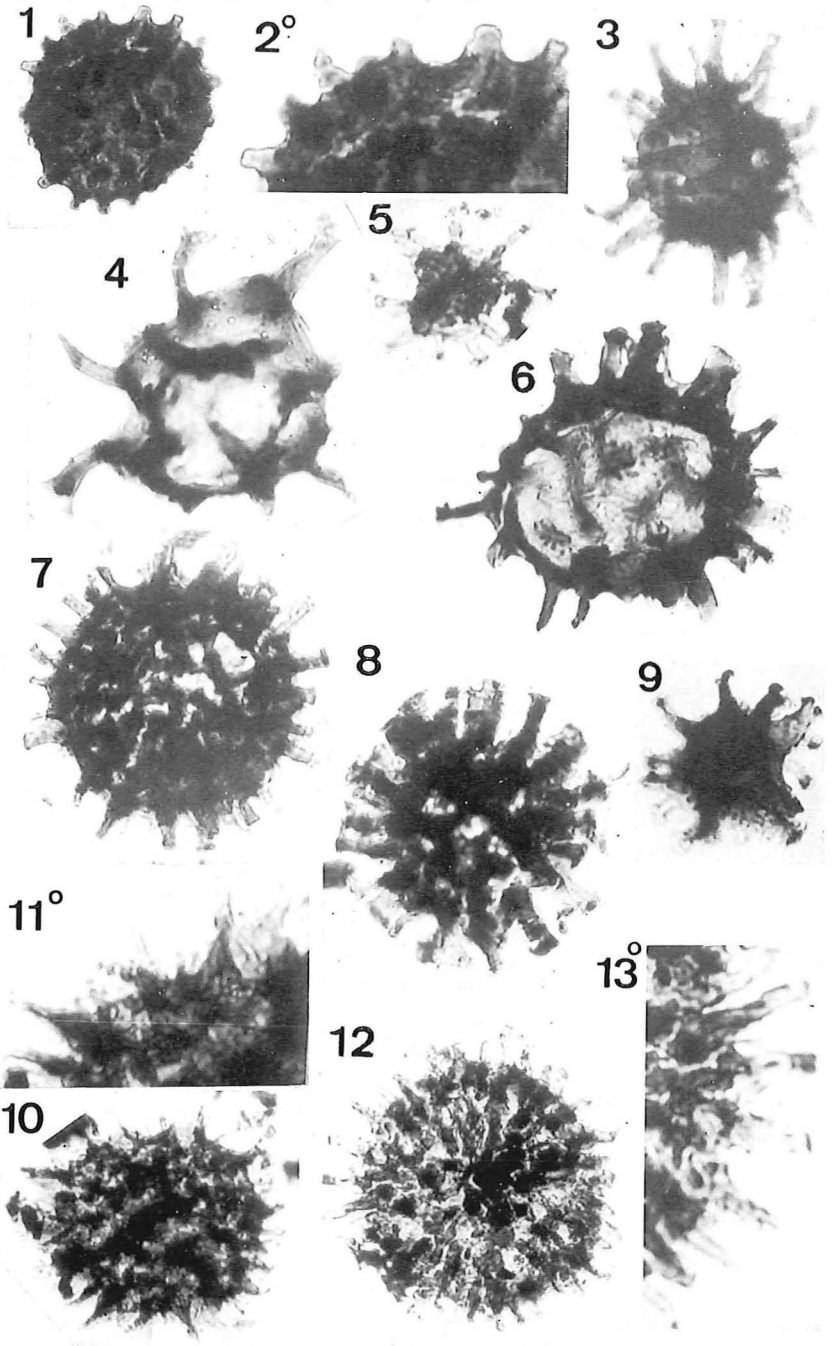

1
2°
3
5
4
6
7
8
9
11°
13°
12
10

PLANCHE 5. — Sauf indication contraire (** = ×250 ; o = ×1000) les photographies sont agrandies × 500 à partir de clichés non retouchés. Les lames sont conservées dans les collections de la Compagnie Française des Pétroles, à Bordeaux.

Figs 1, 2. — *Hystricosporites cf. obscurus* Mortimer & Chaloner 1967.

Figs 3, 4. — *Hystricosporites multifurcatus* (Winslow) Mortimer & Chaloner 1967.

Figs 5, 6. — *Hystricosporites* sp. aff. *H. multifurcatus* (Winslow) Mortimer & Chaloner 1967.

Figs 7, 8. — *Ancyrospora ? capillata* Dolby & Neves 1970.

Figs 9, 10. — *Endosporites* gr. *minutus* Hoff., St. & Mall. 1955.

Fig. 11. — *Cristatisporites echinatus* Playford 1963.

Fig. 12. — *Vallatisporites pusillites* (Kedo) Dolby & Neves 1970.

Figs 13, 14. — *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo 1957.

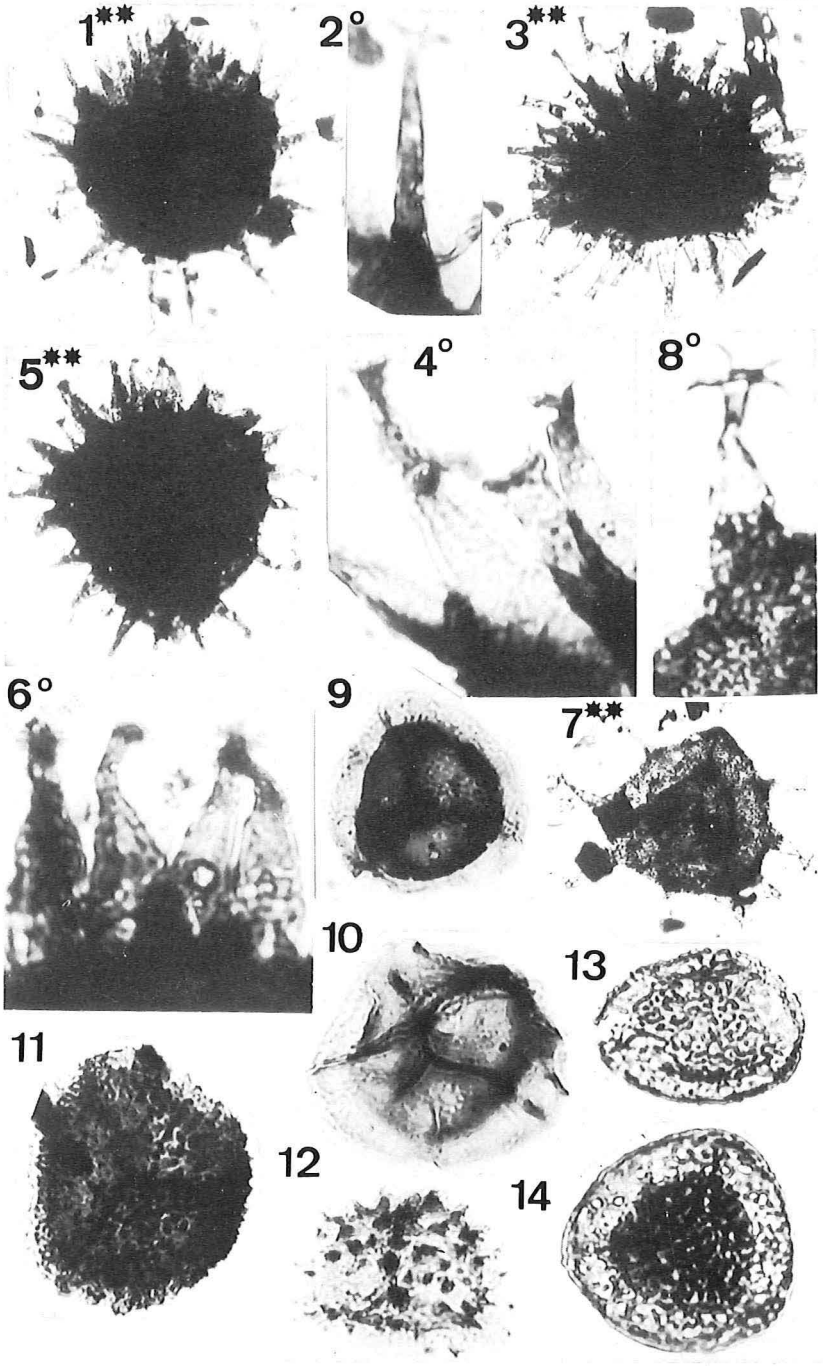

1**
2°
3**
5**
4°
8°
6°
9
7**
10
13
11
12
14

PLANCHE 6. — Sauf indication contraire (o = × 1000 ; * = × 2000), les photographies sont agrandies × 500 à partir de clichés non retouchés. Les lames sont conservées dans les collections de la Compagnie Française des Pétroles, à Bordeaux.

Figs 1, 2. — *Vallatisporites vallatus* Hacquebard 1957.

Fig. 3. — *Endosporites ?* sp. *in* Balme & Hassell 1962.

Fig. 4. — *Veryhachium downiei* Stockmans & Willière 1962.

Fig. 5. — *Veryhachium trispinosum* (Eis.) Deunff 1954.

Fig. 6. — *Micrhystridium pascheri* Stockmans & Willière 1962.

Fig. 7. — *Cymatiosphaera* cf. *wenlockia* Downie 1959.

Figs 8, 9. — *Veryhachium octoaster* Staplin 1961.

Figs 10, 11. — *Gorgonisphaeridium winslowii Stap.,* Jans. & Poc. 1965.

Fig. 12. — *Maranhites* sp.

Fig. 13. — *Cymatiosphaera* cf. *devonica* Deunff 1966.

Figs 14, 15. — *Baltisphaeridium flandrium* Stockmans & Willière 1962.

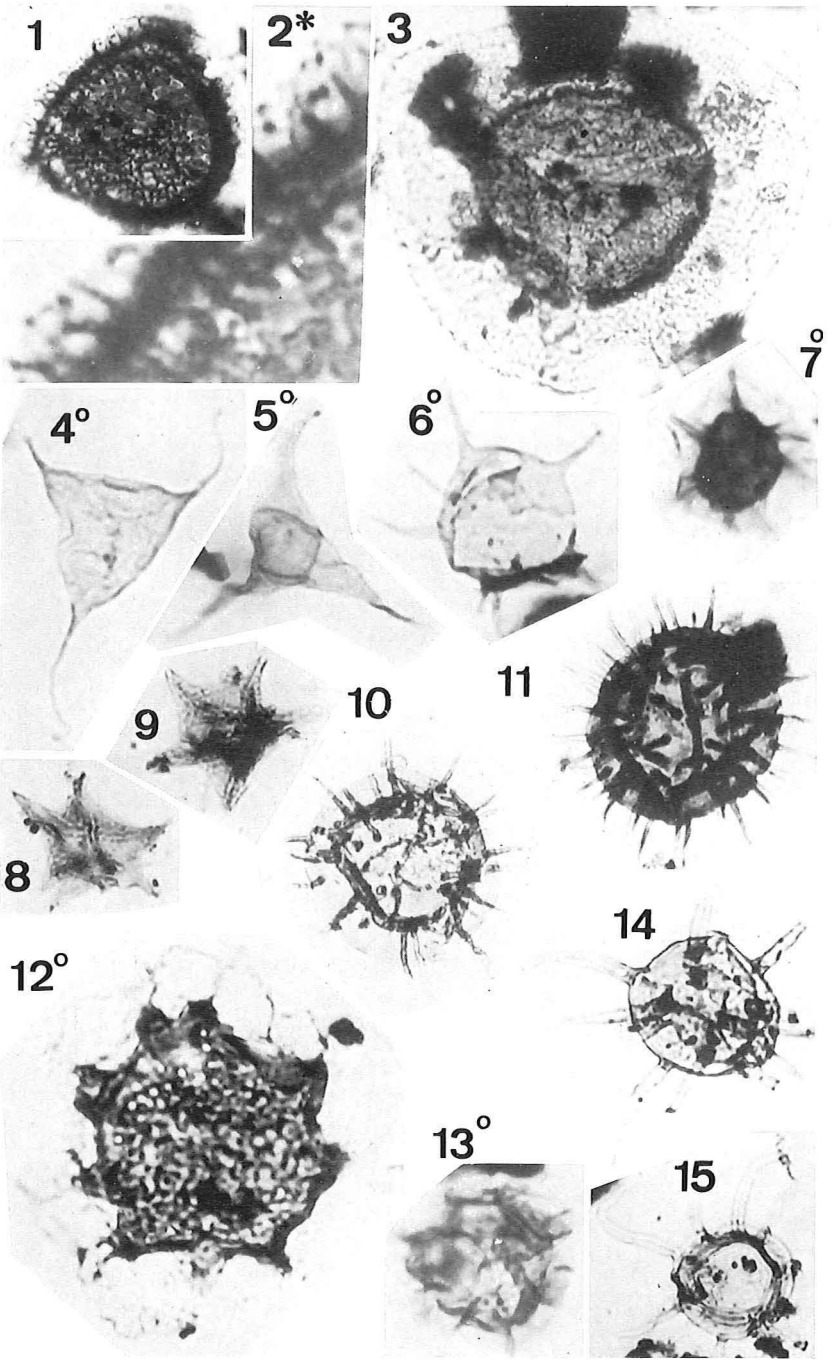

1
2*
3
7°
4°
5°
6°
11
9
10
8
14
12°
13°
15

PLANCHE 7. — Grossissement : × 75.

Tranchée d'Avesnelles, terme G.

Septabrunsiina (Rectoseptabrunsiina) postchusovensis Lipina.
Fig. 1. — Av. 3/g, RC 6314. (6934).

Avesnella aff. *mourloni* Conil & Lys ? (p. 257)
Fig. 2. — Av. 3/g, RC 6314. (6896).

Tranchée d'Avesnelles et halte de St-Hilaire, terme I.

Endothyra parakosvensis Lip. var. *nigra.*
Figs 3-4. — Av. 2/12d, RC 6167. (6655, 6656).

Quasiendothyra (Eoquasiendothyra) ex gr. *bella* Tchern.
Fig. 5. — Av. 3/88d, RC 6313. (6902).

Chernyshinella sp.
Fig. 6. — Av. 3/88d, RC 6313. (6903).

Tranchée d'Avesnelles, terme J.

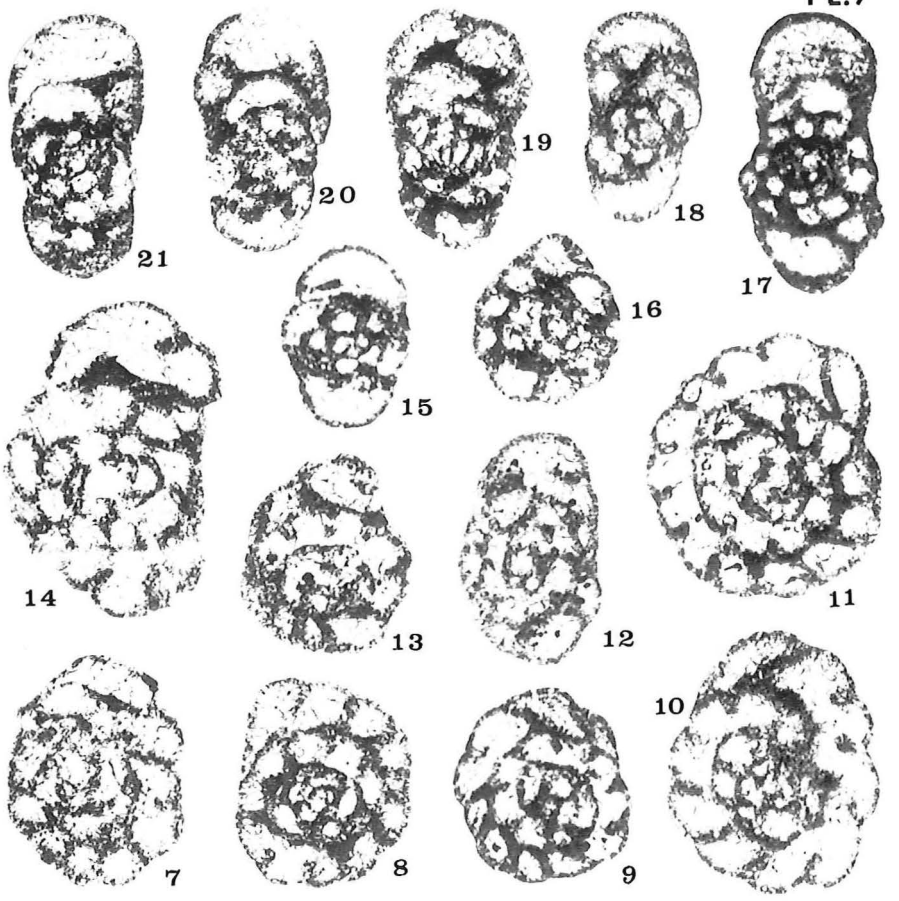
Quasiendothyra communis subsp. *communis* (Rauser-Tchern.).
Fig. 7. — Av. 3/91, RC 6145. (6425).
Fig. 8. — Av. 3/91, RC 6144. (6417).
Fig. 9. — Av. 3/91, RC 6315. (6899).
Fig. 10. — Av. 3/91, RC 6147. (6449).
Fig. 12. — Av. 3/89, RC 6148. (6454).
Fig. 13. — Av. 3/91, RC 6147. (6443).
Fig. 17. — Av. 3/91, RC 553. (6852).
Fig. 18. — Av. 3/91, RC 6147. (6450).
Fig. 19. — Av. 3/91, RC 6144, (6463).
Fig. 20. — Av. 3/91, RC 6143. (6422).
Fig. 21. — Av. 3/91, RC 6145. (6426).

Quasiendothyra communis (Rauser-Tchern.) var. *turbida* ?
Fig. 14. — Av. 3/91, RC 6145. (6428).

Quasiendothyra communis (Rauser-Tchern.) subsp. *regularis* Lipina.
Fig. 11. — Av. 3/89, RC 6150. (6454).

Quasiendothyra communis subsp. *communis* (Rauser-Tchern.) forma *simplex.*
Figs 15, 16. — Av. 3/91, RC 6144. (6469, 6416).

PL.7



J

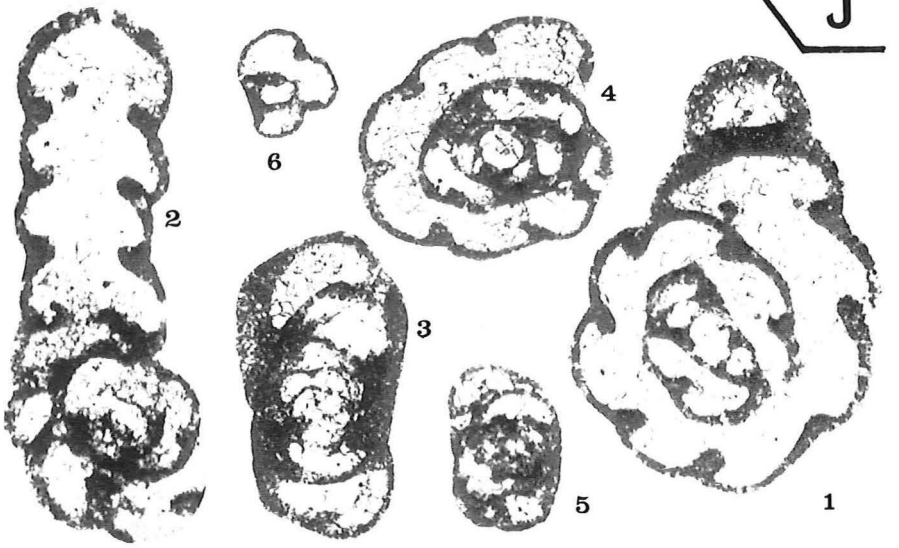


PLANCHE 8. — Grossissement : Figs. 22-37 : × 75. Fig. 38 : × 50

Tranchée d'Avesnelles, terme J.

Avesnella pusilla nov. sp. (p. 255).

Fig. 22. — HOLOTYPE, Av. 3/91, RC 6515. (7061).

Fig. 23. — Av. 3/91, RC 5438. (6622).

Mstinia (?) incondita nov. sp. (p. 248).

Fig. 24. — HOLOTYPE, Av. 3/91, RC 6144. (6414).

Fig. 25. — Av. 3/91, RC 5438. (6617).

cf. *Avesnella* (p. 254).

Fig. 26. — Av. 3/91, RC 6146. (6992).

Fig. 27. — Av. 3/91, RC 6511. (7077).

Avesnella sp. (p. 254).

Fig. 28. — Av. 3/91, RC 6147. (6446).

Avesnella mourloni nov. sp. (p. 256).

Fig. 29. — HOLOTYPE, Av. 3/91, RC 6315. (6891).

Fig. 30. — Av. 3/91, RC 5414. (7062).

Fig. 31. — Av. 3/91, RC 5438. (6621).

Avesnella streeli nov. sp. (p. 254).

Fig. 32. — HOLOTYPE, Av. 3/91, RC 6512. (7073).

Fig. 33. — Av. 3/91, RC 6143. (6421).

Fig. 34. — Av. 3/91, RC 6211. (6756).

Fig. 35. — Av. 3/91, RC 6145. (6487).

Glomospiranella nov. sp. ?

Fig. 36. — Av. 3/91, RC 6512. (7072).

Avesnella aff. *mourloni ?* (p. 257).

Fig. 37. — Av. 3/91, RC 6558. (7110).

Avesnella ? (p. 258).

Fig. 38. — Av. 3/91, RC 6510. (7078). × 50.

PL.8

J

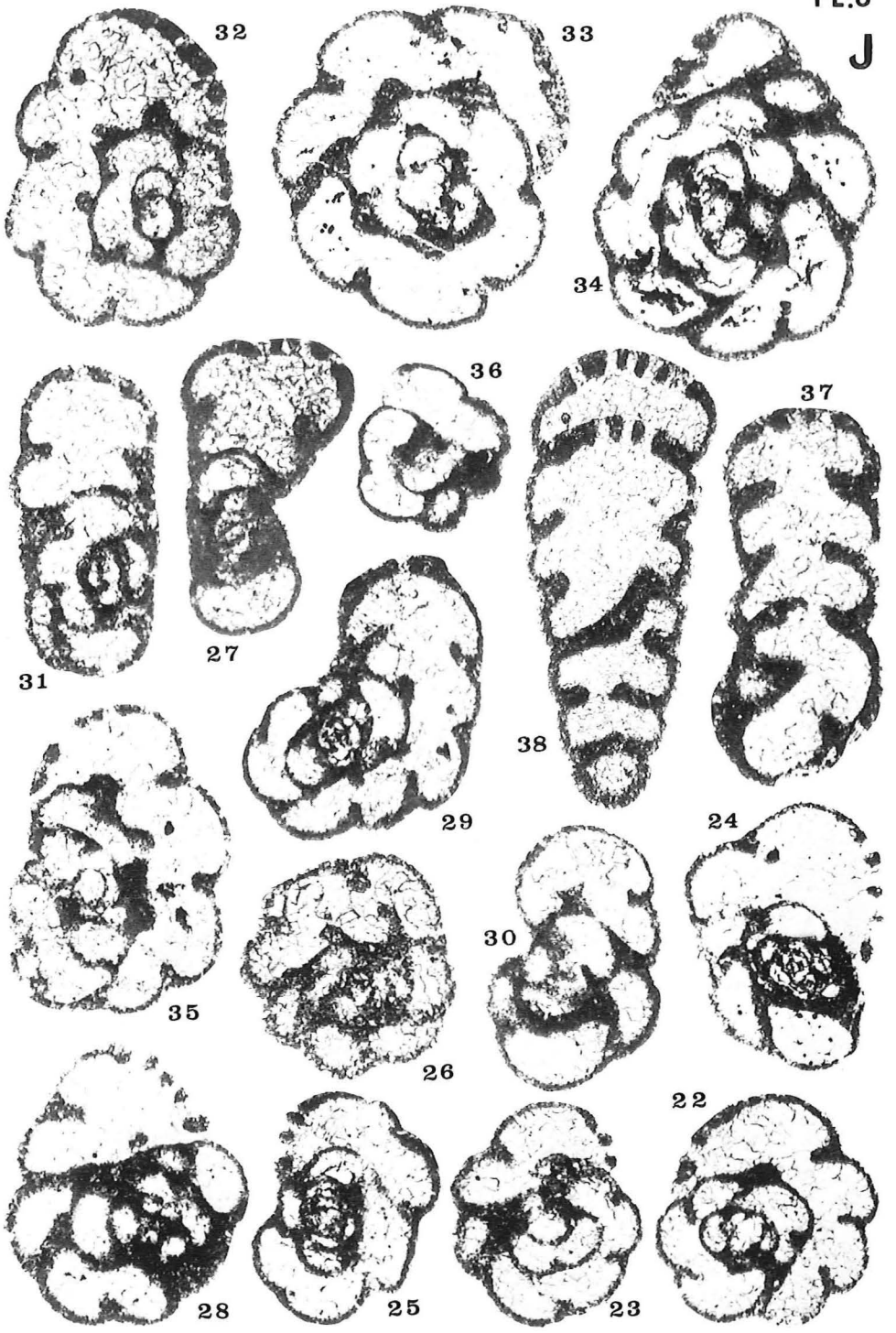


PLANCHE 9. — Grossissement : × 75.

Tranchée d'Avesnelles, terme J.
« Schistes de l'Epinette ».

Tournayellidae ?

Fig. 39. — Av. 3/92d, RC 6197. (6745).

Quasiendothyra (Eoquasiendothyra) baidjansaica (Bog. & Juf.).

Fig. 40. — Av. 3/106, RC 6310. (6879).

Septaglomospiranella bouckaerti nov. sp. (p. 249).

Fig. 41. — Av. 3/89, RC 6149. (6473).

Tranchée d'Avesnelles, terme K.
« Schistes de l'Epinette ».

Glomospiranella sp.

Fig. 42. — Av. 3/111, RC 6319. (6954).

Septabrunsiina kingirica (Reitlinger) (forme jeune).

Fig. 43. — Av. 3/111, RC 6322. (6958).

Septaglomospiranella bouckaerti nov. sp. (p. 249).

Fig. 44. — Av. 3/106, RC 6311, (6880).

Fig. 45. — Av. 3/106, RC 6216. (6764).

Septaglomospiranella sp.

Fig. 46. — Av. 3/111, RC 6322. (6959).

Glomospiranella transversa nov. sp. (p. 247).

Fig. 47. — HOLOTYPE Av. 3/106, RC 6310. (6878).

Quasiendothyra communis subsp. *communis* (Rauser-Tchern) (p. 258).

Fig. 48. — Av. 3/115, RC 5451. (6781).

Fig. 49. — Av. 3/125, RC 6291. (6870).

Fig. 50. — Av. 3/125, RC 5455. (6766).

Fig. 51. — Av. 3/109, RC 6154. (6436).

Quasiendothyra (Klubovella) sp.

Fig. 52. — Av. 3/125, RC 6217. (6697).

Quasiendothyra communis (Rauser-Tchern.) var. *turbida* Durkina

Fig. 53. — Av. 3/125, RC 524. (6179).

Quasiendothyra communis (Rauser-Tchern.) subsp. *regularis* Lipina.

Fig. 54. — Av. 3/125, RC 6217. (6695).

Fig. 55. — Av. 3/111, RC 5450. (6749).

Fig. 56. — Av. 3/127, RC 559. (6853).

Fig. 57. — Av. 3/121, RC 5454. (6771).

Fig. 58. — Av. 3/125, RC 6217. (6696).

Fig. 59. — Av. 3/111, RC 5450. (6750).

Fig. 60. — Av. 3/111, RC 5350. (6751).

Fig. 61. — Av. 3/111, RC 6320. (6961) (traces de couche radiée interne).

Quasiendothyra communis (Rauser-Tchern.) var. *kamekaensis* Durkina.

Fig. 62. — Av. 3/121, RC 5454. (6772).

PL.9

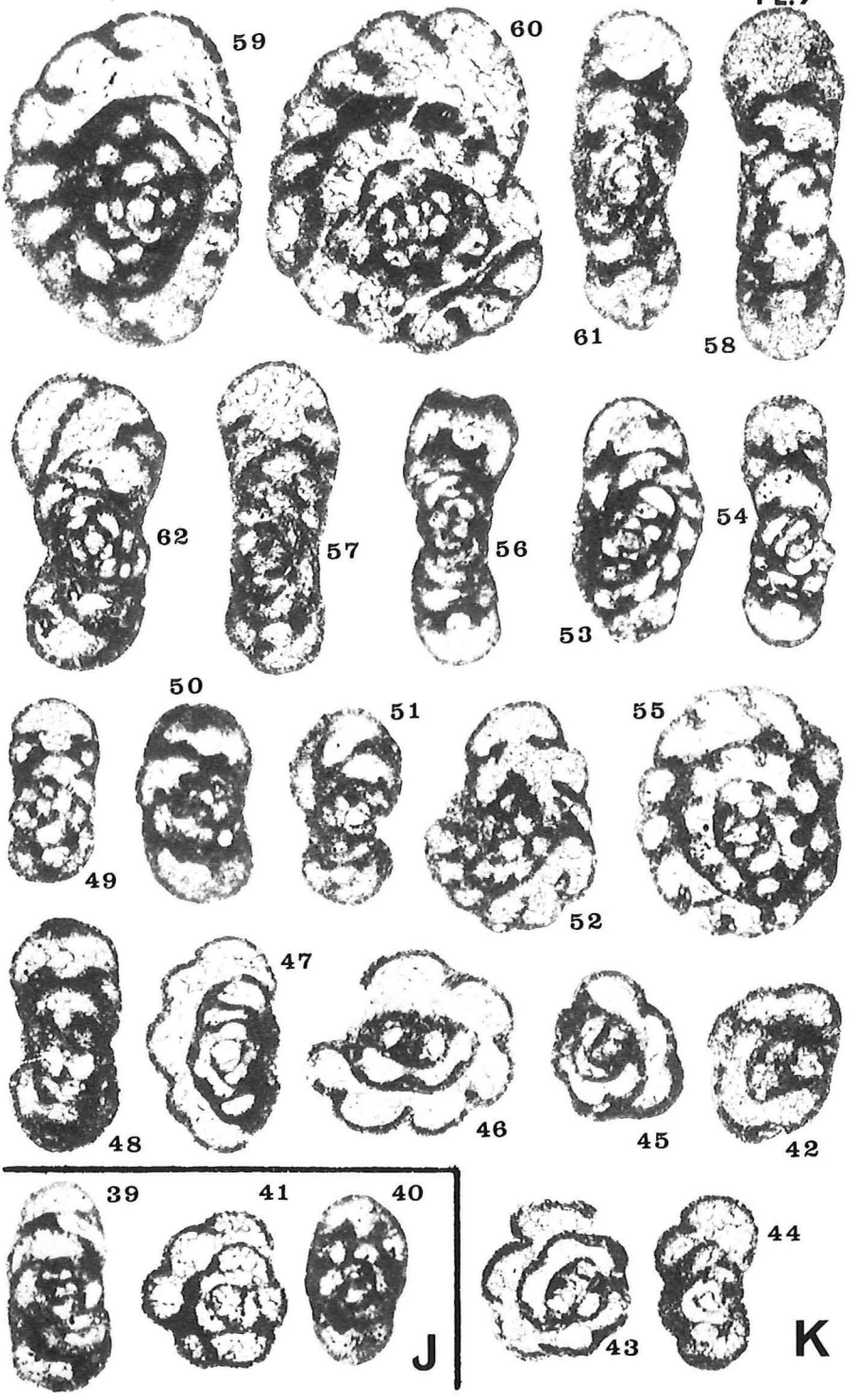

59
60
61
58
62
57
56
53
54
50
49
51
52
55
48
47
46
45
42
39
41
40
J
43
44
K

PLANCHE 10. — Grossissement : × 75.

« Schistes de l'Epinette ».

Endothyra parakosvensis Lipina var. *imminuta* (p. 258).

Fig. 63. — Av. 3/106, RC 6216. (6765).
Fig. 64. — Av. 3/101, RC 6318. (6979).
Fig. 65. — Av. 3/119, RC 5453. (6774).

? *Septaglomospiranella bouckaerti* nov. sp.

Fig. 66. — Av. 3/106, RC 6311. (6881).

Endothyra concavacamerata (Lipina) subsp. *globosa* Conil & Lys.

Fig. 67. — Av. 3/101, RC 6316. (6982).
Fig. 68. — Av. 3/101, RC 6169. (6662).
Fig. 69. — Av. 3/104, RC 5448. (6782).

Septaglomospiranella sp.

Fig. 70. — Av. 3/106, RC 6216. (6763).
Fig. 71. — Av. 3/125, RC 3404. (4729).

Endothyra concavacamerata Lipina var.

Fig. 72. — Av. 3/101, RC 6316. (6981).
Fig. 73. — Av. 3/109, RC 6155. (6437).

Endothyra parakosvensis Lipina var. *nigra*.

Fig. 74. — Av. 3/111, RC 6320. (6962).
Fig. 75. — Av. 3/99, RC 5446. (6785).
Fig. 76. — Av. 3/106, RC 6216. (6761).
Fig. 77. — Av. 3/111, RC 6322. (6957).

Tranchée d'Avesnelles, terme L.
« Schistes de l'Epinette ».

Tournayellina (Tournayellina) vulgaris Lipina.

Fig. 78. — Av. 3/132, RC 6219. (6693).

Endothyra concavacamerata (Lipina) var.

Fig. 79. — Av. 3/132, RC 6219. (6694).

Tranchée d'Avesnelles, terme N.
« Schistes de l'Epinette ».

Quasiendothyra communis (Rauser-Tchern.) var. *radiata* (p. 259).

Fig. 80. — Av. 3/135, RC 6324. (6953).
Fig. 81. — Av. 3/135, RC 6222. (6689).

PL.10

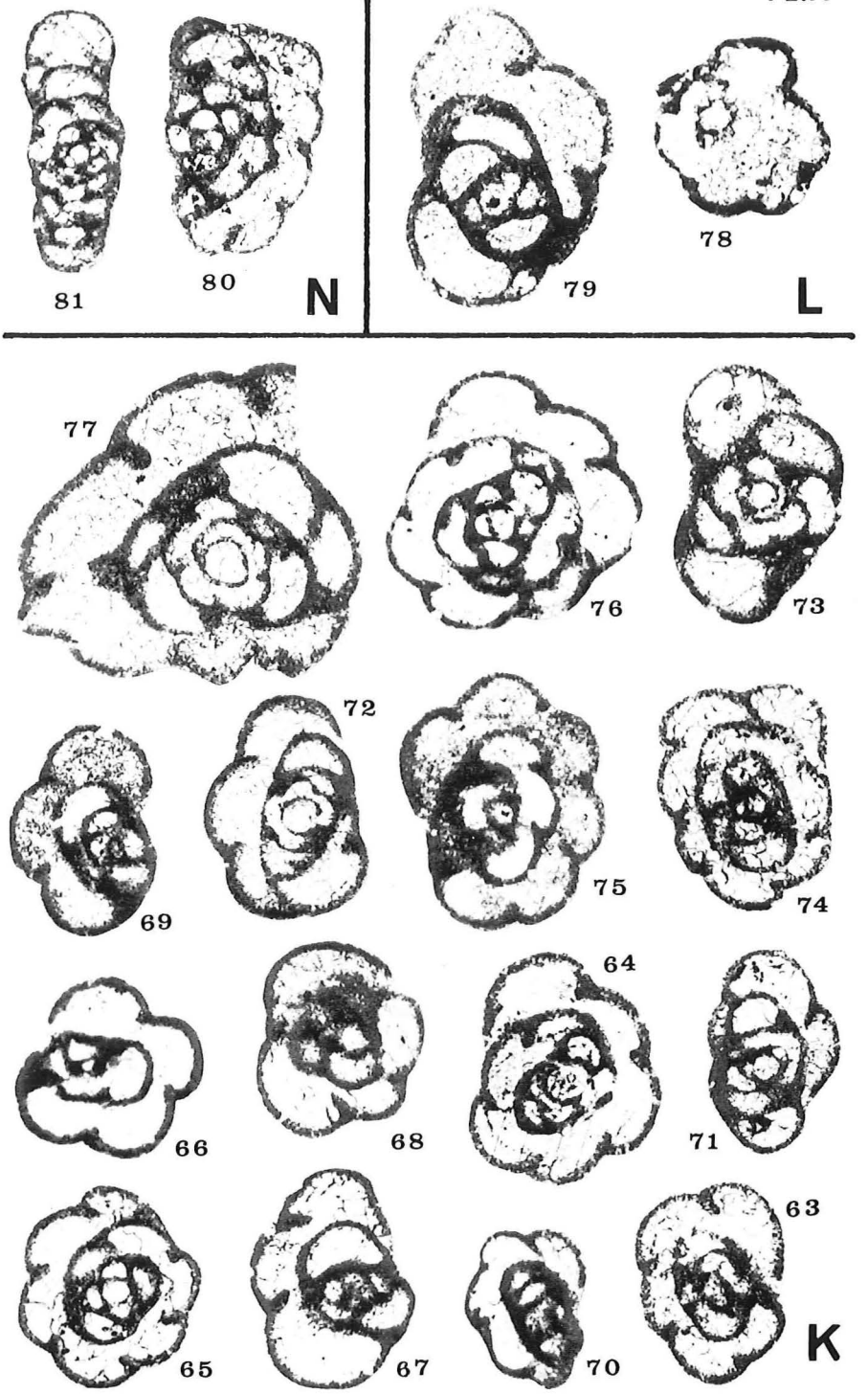


PLANCHE 11. — Grossissement : × 75.

Tranchée d'Avesnelles, terme N.
« Schistes de l'Epinette ».

Quasiendothyra communis (Rauser-Tchern).
Fig. 82. — Av. 3/135, RC 6222. (6690).

Septaglomospiranella bouckaerti nov. sp. (p. 249).
Fig. 83, 84. — Av. 3/135, RC 6324. (6951, 6952).

Septabrunsiina kingirica (Reitlinger) (p. 248).
Fig. 85, 86. — Av. 3/135, RC 6325. (6948, 7020).

Tranchée d'Avesnelles, terme O.
« Schistes de l'Epinette ».

Quasiendothyra communis subsp. *communis* (Raus-Tchern.) (p. 258).
Fig. 87, 88. — Av. 3/136, RC 6328. (6932, 6893).

Quasiendothyra communis subsp. *communis* (Rauser-Tchern.) var. *radiata*.
Fig. 89. — Av. 3/136, RC 6502. (7008).
Fig. 90. — Av. 3/136, RC 6329. (6927).
Fig. 91. — Av. 3/136, RC 6327. (6889).
Fig. 92. — Av. 3/136, RC 6328. (6895).

Quasiendothyra communis (Rauser-Tchern.) subsp. *regularis* Lipina.
Fig. 93. — Av. 3/136, RC 6504. (7013).
Fig. 94. — Av. 3/136, RC 6329. (6884).
Fig. 95. — Av. 3/136, RC 6329. (6883).
Fig. 96. — Av. 3/136, RC 6501. (7005).
Fig. 97. — Av. 3/136, RC 6504. (7015).
Fig. 98. — Av. 3/136, RC 6328. (6894).

Quasiendothyra kobeitusana subsp. *kobeitusana* (Rauser-Tchern.).
Fig. 99. — Av. 3/136, RC 6503. (7003).
Fig. 100. — Av. 3/136, RC 6501. (7006).

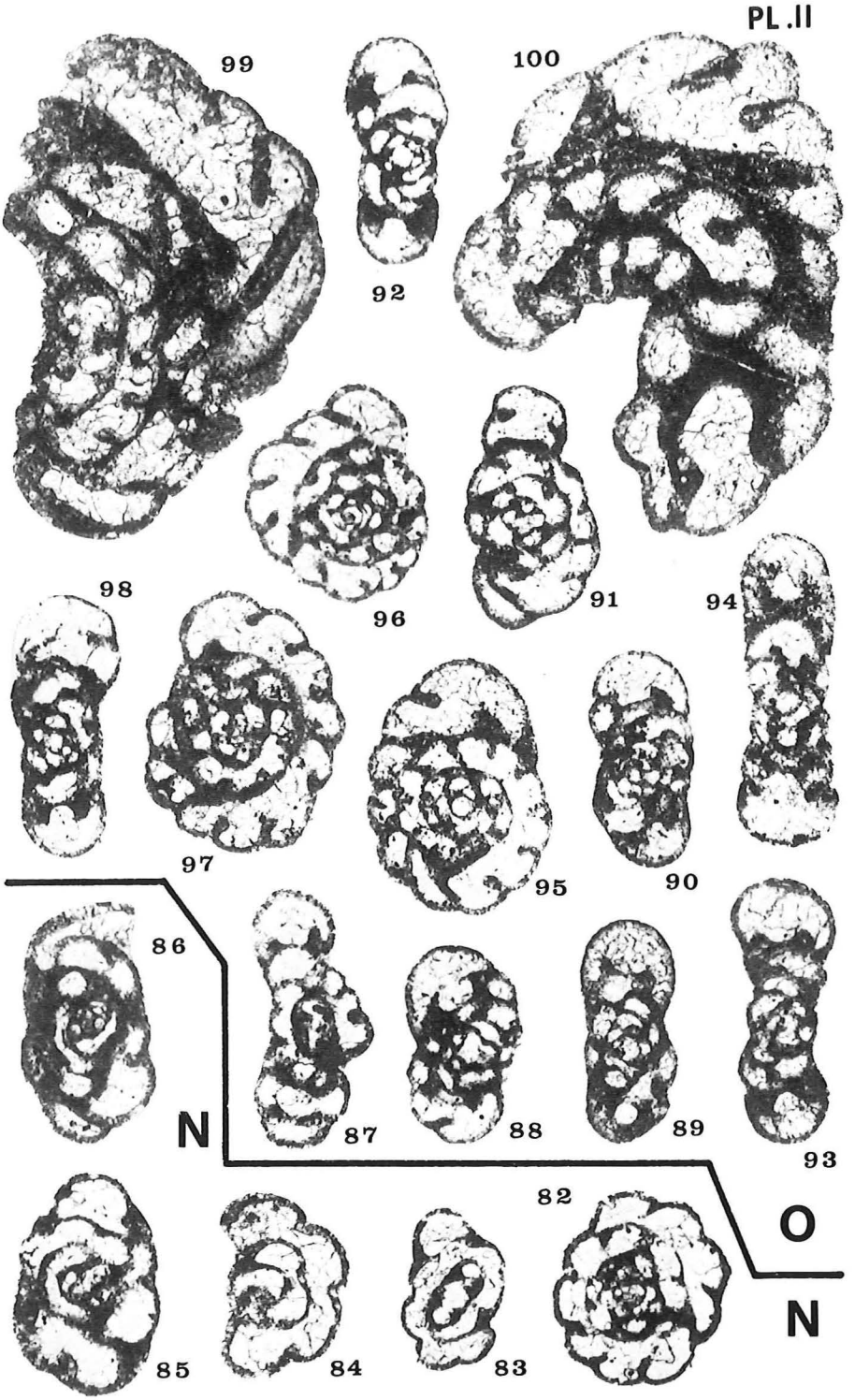

PL.II
99
92
100
96
91
98
94
97
95
90
86
87
88
89
93
N
82
O
N
85
84
83

PLANCHE 12. — Grossissement : × 75.

Tranchée d'Avesnelles, terme O.
« Schistes de l'Epinette ».

Endothyra parakosvensis Lipina var. *imminuta.*
Figs. 101-103 — Av. 3/136, RC 6328 (6891, 6892, 6930).

Quasiendothyra communis subsp. *communis* (Rauser-Tchern.).
Fig. 104. — Av. 3/136, RC 6329. (6928).

Endothyra concavacamerata (Lipina) var. *alta* (p. 258).
Fig. 105. — Av. 3/136, RC 6223. (6687).
Fig. 106. — Av. 3/136, RC 6504. (7014).

Tranchée d'Avesnelles, terme P.
« Schistes de l'Epinette ».

Quasiendothyra communis subsp. *communis* (Rauser-Tchern.).
Fig. 107, 108. — Av. 3/139, RC 6263. (6856, 6855).

Tournayellina sp.
Fig. 109. — Av. 3/139, RC 2783. (7026).

Quasiendothyra communis (Rauser-Tchern.) subsp. *regularis* Lipina.
Fig.110. — Av. 3/139, RC 2783. (7028).

Endothyra parakosvensis (Lipina) var. *nigra* (p. 258).
Fig. 111, 112. — Av. 3/139, RC 6263. (6857, 6854).

Niveaux divers.

Glomospiranella transversa nov. sp. (p. 247).
Fig. 113. — Av. 3/167, Calcaire d'Etroeungt à Avesnelles, RC 6339, (6888).

Quasiendothyra communis (Rauser-Tchern.).
Fig. 114. — Esneux 11/37, Martinrive, 1er biostrome, Fa2d, RC 6487. (6998).

Quasiendothyra kobeitusana subsp. *kobeitusana* (Rauser-Tchern).
Fig. 115. — Esneux 11/44, Martinrive, 2e biostrome, Tn1a, RC 3604. (6873).

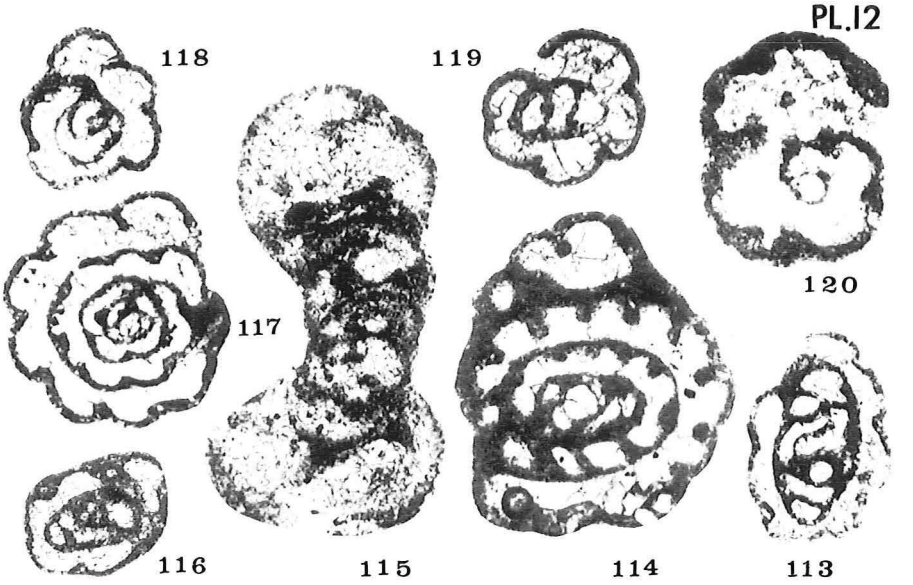
Septaglomospiranella compressa Lipina.
Fig. 116. — Esneux 3/140, Chanxhe, entre le 3e et le 4e biostrome, Tn1a, RC 2702. (4144).

Septatournayella rauserae Lipina subsp. *potensa* Durkina.
Fig. 117. — Av. 4147, Calcaire d'Etroeungt, stratotype, RC 6509. (6882).

Septaglomospiranella bouckaerti nov. sp. (p. 249).
Fig. 118. — Av. 3/186, Calcaire d'Etroeungt (haut) à Avesnelles, RC 6342. (6977).
Fig. 119. — Av. 4/47, Calcaire d'Etroeungt, stratotype, RC 6523. (7098).

Tournayellina (Tournayellina) beata (Malakhova) (p. 252).
Fig. 120. — Av. 3/149, Calcaire d'Etroeungt (bas) à Avesnelles, RC 6332. (6908).

PL.12


118
119
120
117
116
115
114
113

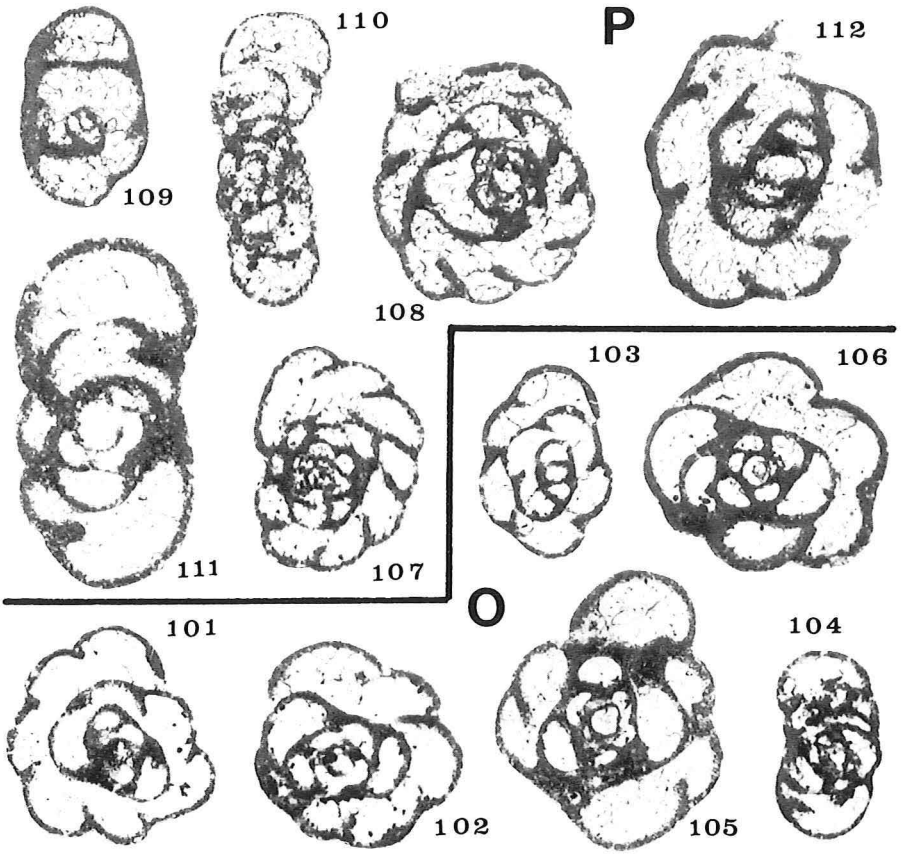

P
110
112
109
108
111
107
103
106
O
101
102
105
104

PLANCHE 13. — Grossissement : × 75.

Tranchée de St-Hilaire.
« Calcaire noir d'Avesnelles »

Septaglomospiranella perfecta nov. sp. (p. 251).
Fig. 121. — HOLOTYPE, Av. 1/19, RC 6166. (6963).
Fig. 122. — Av. 1/29, RC 5632. (6563).

Chernyshinella glomiformis (Lipina).
Fig. 123. — Av. 1/19, RC 6362. (6913).

Chernyshinella (?) gutta nov. sp. (p. 246).
Fig. 124. — HOLOTYPE, Av. 1/19, RC 6364. (6910).
Fig. 125. — Av. 1/24, RC 5621. (6517).
Fig. 126. — Av. 1/19, RC 6358. (6918).
Fig. 127. — Av. 1/19, RC 6360. (6938).

Chernyshinella glebovskayae (Dain) (p. 245).
Fig. 128. — Av. 1/19, RC 6363. (6911).

Septabrunsiina kingirica (Reitlinger) (p. 248).
Fig. 129. — Av. 1/19, RC 6358. (6920).
Fig. 130. — Av. 1/19, RC 6361. (6918).

Endothyra parakosvensis Lipina var *nigra* (p. 258).
Fig. 131. — Av. 1/30, RC 5637. (6574).

Tournayellina (Tournayellina) beata Malakhova (p. 252).
Fig. 132. — Av. 1/21, RC 5609. (6542).
Fig. 133. — Av. 1/19, RC 6374. (6922).
Fig. 134. — Av. 1/19, RC 6166. (6644).
Fig. 135. — Av. 1/19, RC 6362. (6915).
Fig. 136. — Av. 1/18, RC 5602. (6538).
Fig. 137. — Av. 1/19, RC 6166. (6650).
Fig. 138. — Av. 1/19, RC 6166. (6646).

Glomospiranella sp.
Fig. 139. — Av. 1/18, RC 5602. (6539).

PL.13

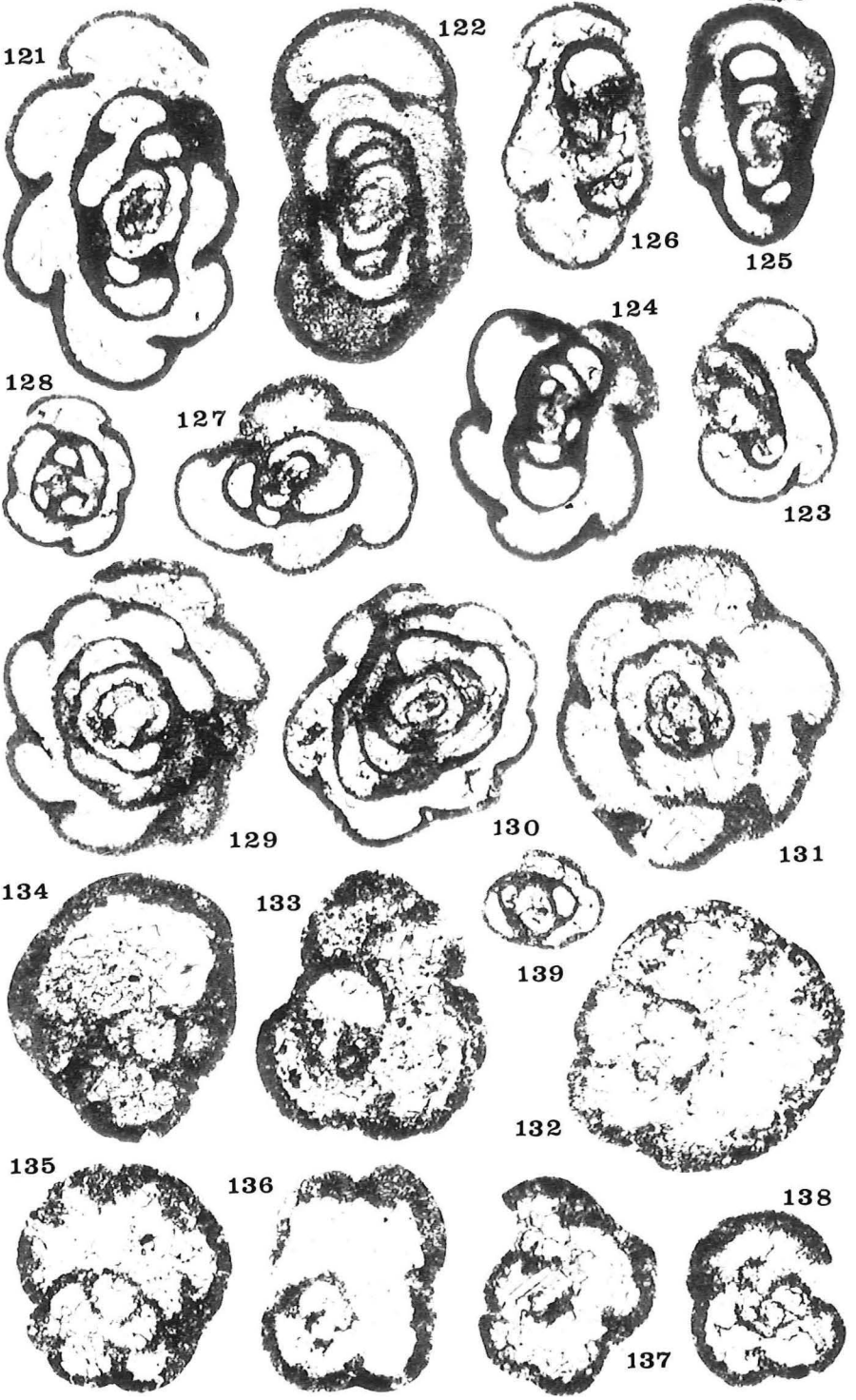

121
122
126
125
124
128
127
123
129
130
131
134
133
139
132
135
136
137
138

PLATE 14. — All figures ×500. Vickers M15b Microscope No. 157178. (The slides are preserved in the type collections in the Micropalaeontological Laboratory of the Geology Department, University of Sheffield).

Fig. 1. — *Verrucosisporites nitidus* (Naumova) Playford.
Slide H26C1 Ref. 2631201.

Fig. 2. — *Dictyotriletes subalveolaris* (Luber) Potonié & Kremp.
Slide H16B2 Ref. 4501199.

Fig. 3. — *Dictryotriletes trivialis* Naumova *in* Kedo 1963.
Slide H31B2 Ref. 3991356.

Fig. 4. — *Corbulispora cancellata* (Waltz) Bharadwaj & Venkatachala.
Slide H16B1 Ref. 5031384.

Fig. 5. — *Knoxisporites literatus* (Waltz) Playford.
Slide H23C1 Ref. 2491236.

Fig. 6. — *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo.
Slide BC1D1 Ref. 4721346.

Fig. 7. — *Grandispora echinata* Hacquebard.
Slide H23C1 Ref. 4101231.

Fig. 8. — *Hymenozonotriletes famenensis* Kedo.
Slide WA31 Ref. 1961292.

Fig. 9. — *Vallatisporites pusillites* (Kedo) Dolby & Neves.
Slide BC1D1 Ref. 3391348.

Fig. 10. — *Vallatisporites verrucosus* Hacquebard.
Slide H14B1 Ref. 248126.

Fig. 11. — *Vallatisporites vallatus* Hacquebard.
Slide H12B1 Ref. 4021251.

PL.14



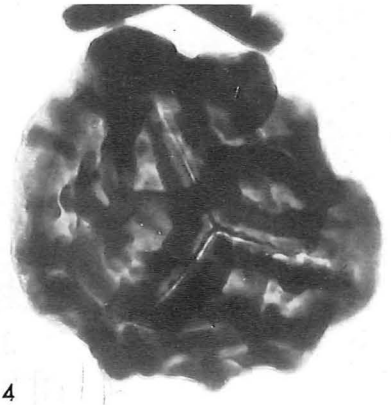
1



2



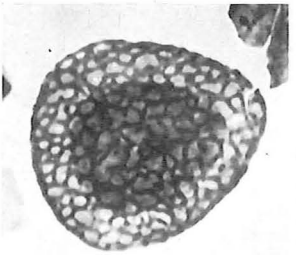
3



4



5



6



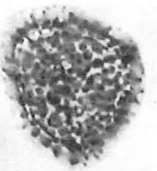
7



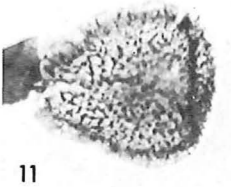
8



9



10



11

PLANCHE 15.

Fig. 1. — *Callipteridium pseudogigas* Wagner — grandeur naturelle.

Fig. 2. — *Odontopteris minor-zeilleri* Potonié — grandeur naturelle.

Fig. 3. — *Neuropteris cordata* Brongniart : pinnules rachidiennes — grandeur naturelle.

Fig. 4. — *Neuropteris raymondi* Zeiller : fragment de l'holotype — $\times 2$.

Figs 1 à 3. — Collection du Musée de la Société d'Histoire Naturelle d'Autun.

Fig. 4. — Collection de l'Ecole des Mines de Paris.

PL.15

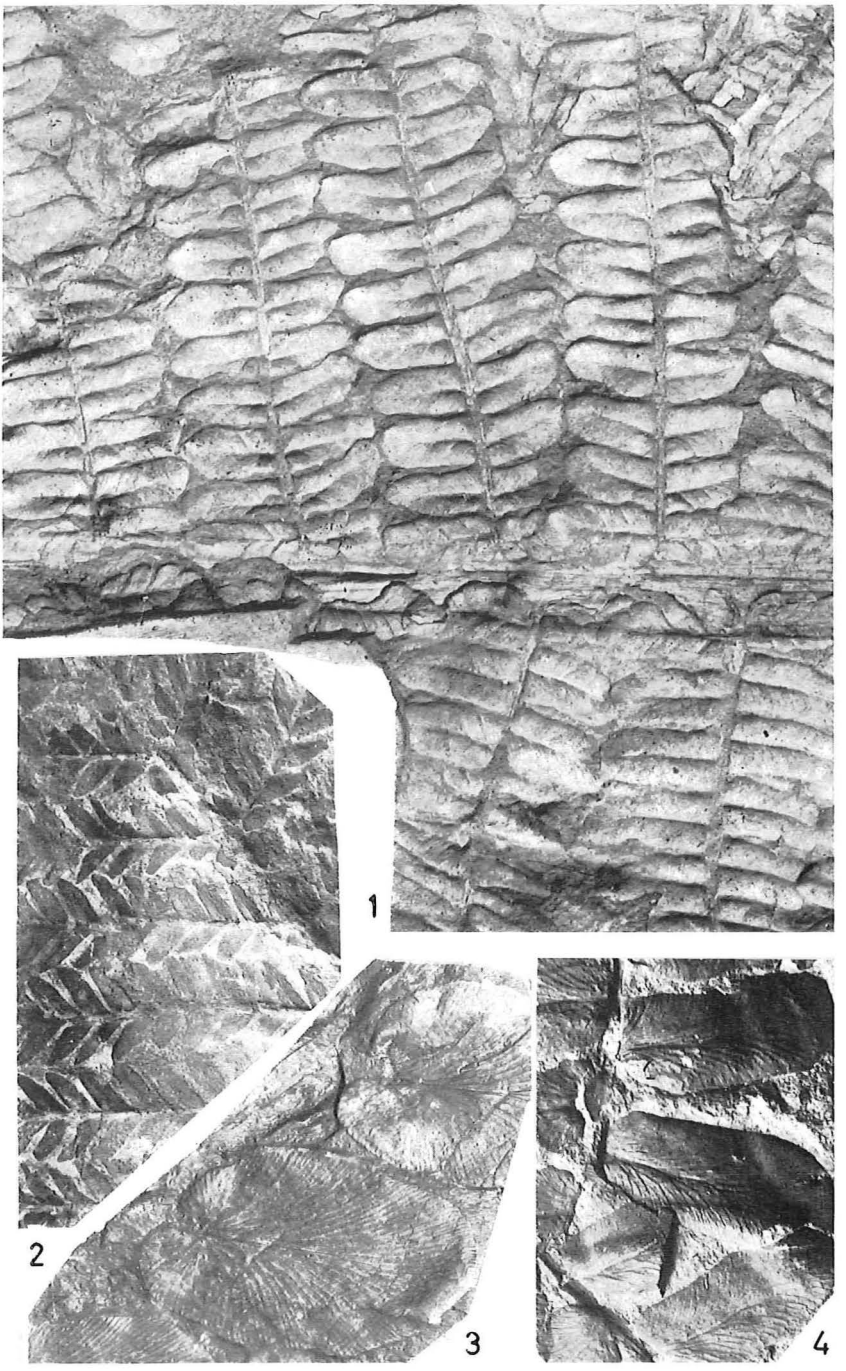


PLANCHE 16.

Fig. 1. — *Alethopteris bohemica* Franke — grandeur naturelle.

Fig. 2. — *Sphenopteris biturica* Zeiller — grandeur naturelle.

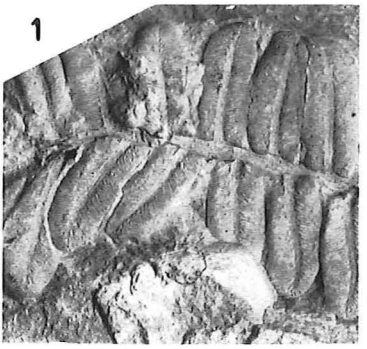
Fig. 3. — *Alethopteris leonensis* Wagner — grandeur naturelle.

Fig. 4. — *Dicranophyllum gallicum* Grand'Eury : extrémité d'un rameau — grandeur naturelle.

Fig. 5. — Cuticule prélevée sur une feuille de *Dicranophyllum* de l'échantillon de la figure 4 — $\times 300$.

Figs 1 à 5. — Collection du Musée de la Société d'Histoire Naturelle d'Autun.

PL.16


1


2


3


4


5

PLANCHE 17. — Grossissement : ×1000 ; sauf * : ×500 ; ** : ×100.

Fig. 1. — *Latipulvinites kosankei* Peppers.

Fig. 2*. — *Leiotriletes convexus* Kosanke.

Fig. 3*. — *Savitrisporites camptotus* Alpern.

Fig. 4*. — *Calamospora breviradiata* Kosanke.

Fig. 5*. — *Calamospora diversiformis* Balme & Hennelly.

Fig. 6. — *Acanthotriletes* cf. *incinatus* Balme & Hennelly.

Fig. 7. — *Lophotriletes mosaicus* Potonié & Kremp.

Fig. 8* et 9*. — *Cyclogranisporites aureus* Loose.

Fig. 10. — *Speciososporites minor* Alpern.

Fig. 11*. — *Laevigatosporites medius* Kosanke.

Fig. 12. — *Thymospora thiesseni* (Kosanke) Wilson & Venkatachala.

Fig. 13. — *Spinosporites spinosus* Alpern.

Fig. 14*. — *Latensina subrotata* Luber.

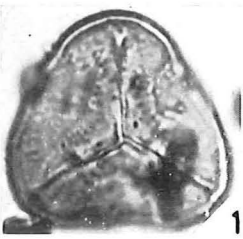
Fig. 15*. — *Florinites ovalis* Bhardwaj.

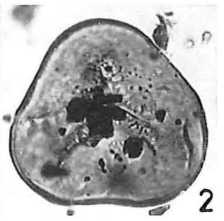
Fig. 16*. — *Vesicaspora sp.*

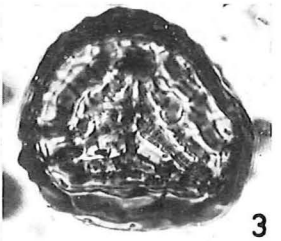
Fig. 17*. — *Potonieisporites* sp.

Fig. 18**. — *Schopfipollenites* sp.

PL.17

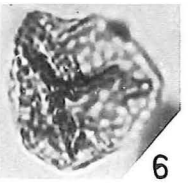

1


2


3

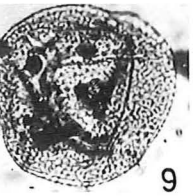

4


5


6

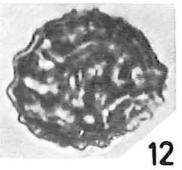

7

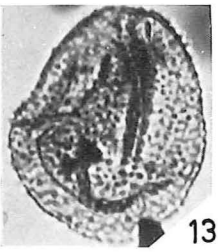

8

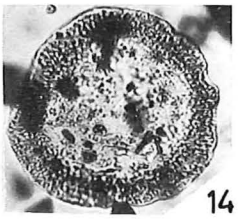

9


10

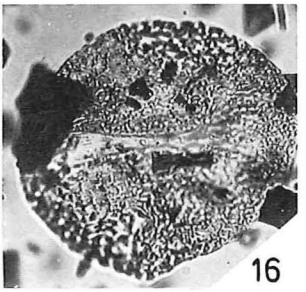

11

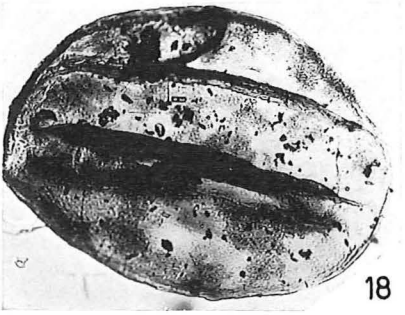

12


13


14


15


16


18

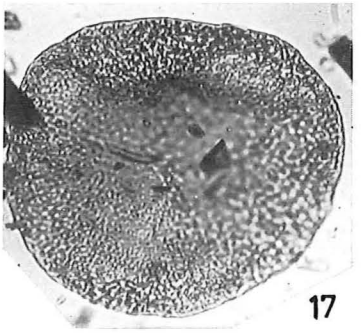

17

PLATE 18. —

Magnification ×50.

Fig. 1. — *Tuberculatisporites mamillarius* (Bartl.) Pot. & Kremp ; borehole Chotíkov CO 24.

Fig. 2. — *Triletisporites tuberculatus* (Zerndt) Pot. & Kremp ; borehole Vochov Vo 3.

Fig. 3. — *Triletisporites tuberculatus* (Zerndt) Pot. & Kremp ; borehole Vochov Vo 3.

Fig. 4. — *Triletisporites bohemicus* Kal. ; mine Karel.

Fig. 5. — *Triletisporites bohemicus* Kal. ; mine Karel.

Fig. 6. — *Triletisporites bohemicus* Kal. ; mine Krimich II.

Fig. 7. — *Setosisporites hirsutus* (Loose) Ibr. ; borehole Bděněves Bs II.

Fig. 8. — *Setosisporites hirsutus* (Loose) Ibr. ; borehole Bděněves Bs II.

Fig. 9. — *Setosisporites praetextus* (Zerndt) Pot. & Kremp ; tip Bděněves Bs.

Fig. 10. — *Setosisporites praetextus* (Zerndt) Pot. & Kremp ; tip Bděněves Bs.

Fig. 11. — *Superbisporites superbus* (Bartl.) Pot. & Kremp ; tip Třemošná.

Fig. 12. — *Valvisisporites augustae* (Loose) Pot. & Kremp ; mine Krimich II.

Fig. 13. — *Valvisisporites nitens* Kal. ; borehole Vejprnice Vj 6.

Fig. 14. — *Cystosporites verrucosus* Dijkstra ; mine Karel.

Fig. 15. — *Triangulatisporites triangulatus* (Zerndt) Pot. & Kremp ; borehole Nevřen Nr 8.

Fig. 16. — *Triangulatisporites triangulatus* (Zerndt) Pot. & Kremp ; borehole Nevřen Nr 8.

Fig. 17. — *Triangulatisporites triangulatus* (Zerndt) Pot. & Kremp ; mine Krimich II.

Fig. 18. — *Cystosporites varius* (Wich.) Dijkstra ; borehole Vejprnice Vj 5.

Fig. 19. — *Cystosporites varius* (Wich.) Dijkstra ; borehole Vejprnice Vj 5.

PL.18

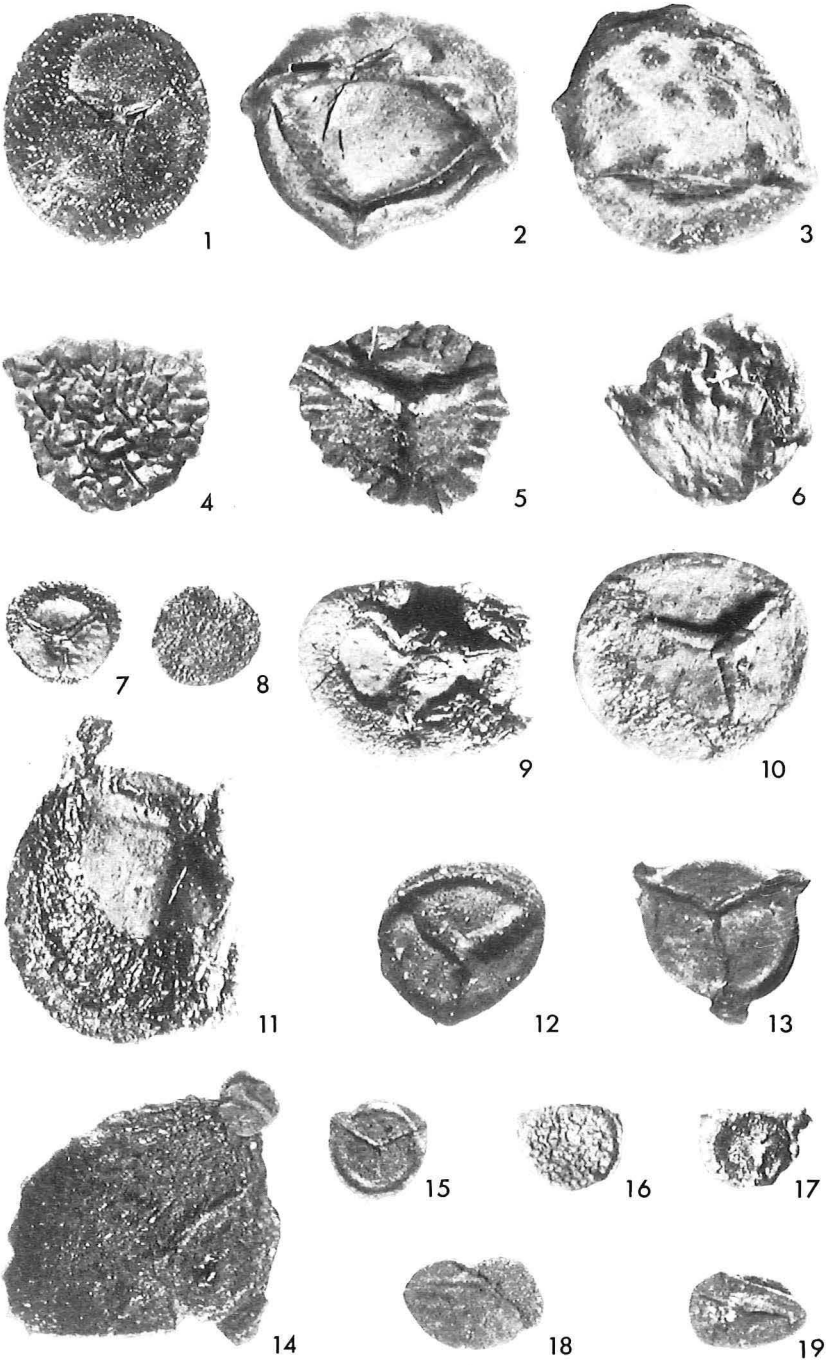


PLATE 19. — All figures × 500 magnification.

Fig. 1. — *Punctatisporites solidus,* Hacquebard 1957.

Fig. 2. — *Punctatisporites glaber,* (Naumova) Playford 1962.

Fig. 3. — *Punctatisporites irrasus,* Hacquebard 1957.

Fig. 4. — *Retusotriletes incohatus,* Sullivan 1964.

Fig. 5. — *Acanthotriletes mirus,* Ishchenko 1956.

Fig. 6. — *Baculatisporites fusticulus,* Sullivan 1968.

Figs 7 & 8. — *Schopfites claviger,* Sullivan 1968.

Fig. 9. — *Converrucosisporites parvinodosus,* Playford 1964.

Fig. 10. — *Verrucosisporites scoticus,* Sullivan 1968.

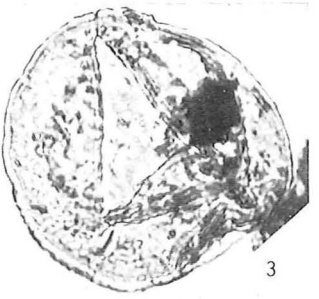
Fig. 11. — *Reticulatisporites planus,* Hughes & Playford 1961.

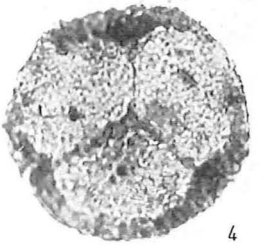
Fig. 12. — *Convolutispora mellita,* Hoffmeister, Staplin & Malloy 1955.

Fig. 13. — *Convolutispora vermiformis,* Hughes & Playford 1961.

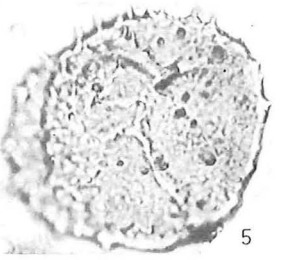
PL.19

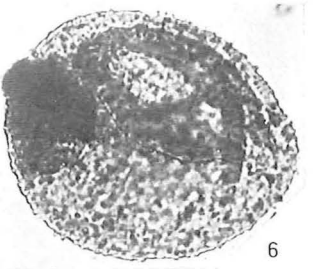

1

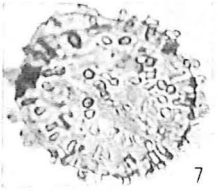

3

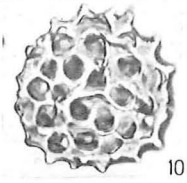

4

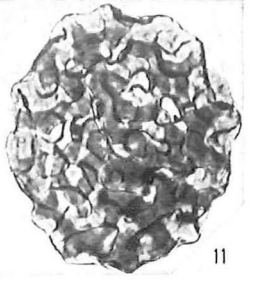

2


5

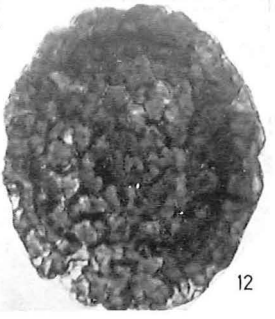

6

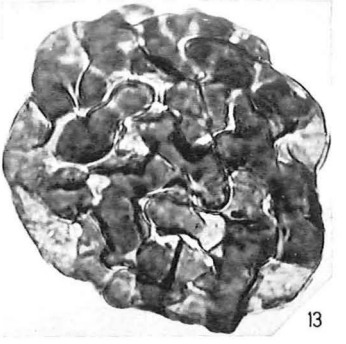

7


10


11


8


12


13

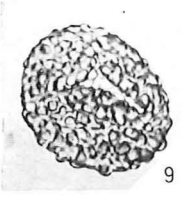

9

PLATE 20. — All figures × 500 magnification.

Figs 1 & 2. — *Foveosporites insculptus,* Playford 1962.

Fig. 3. — *Knoxisporites* cf. *literatus,* (Waltz) Playford 1963.

Figs 4 & 5. — *Knoxisporites rotatus,* Hoffmeister, Staplin & Malloy 1955 (proximal and distal surfaces respectively).

Fig. 6. — *Grandispora echinata,* Hacquebard 1957.

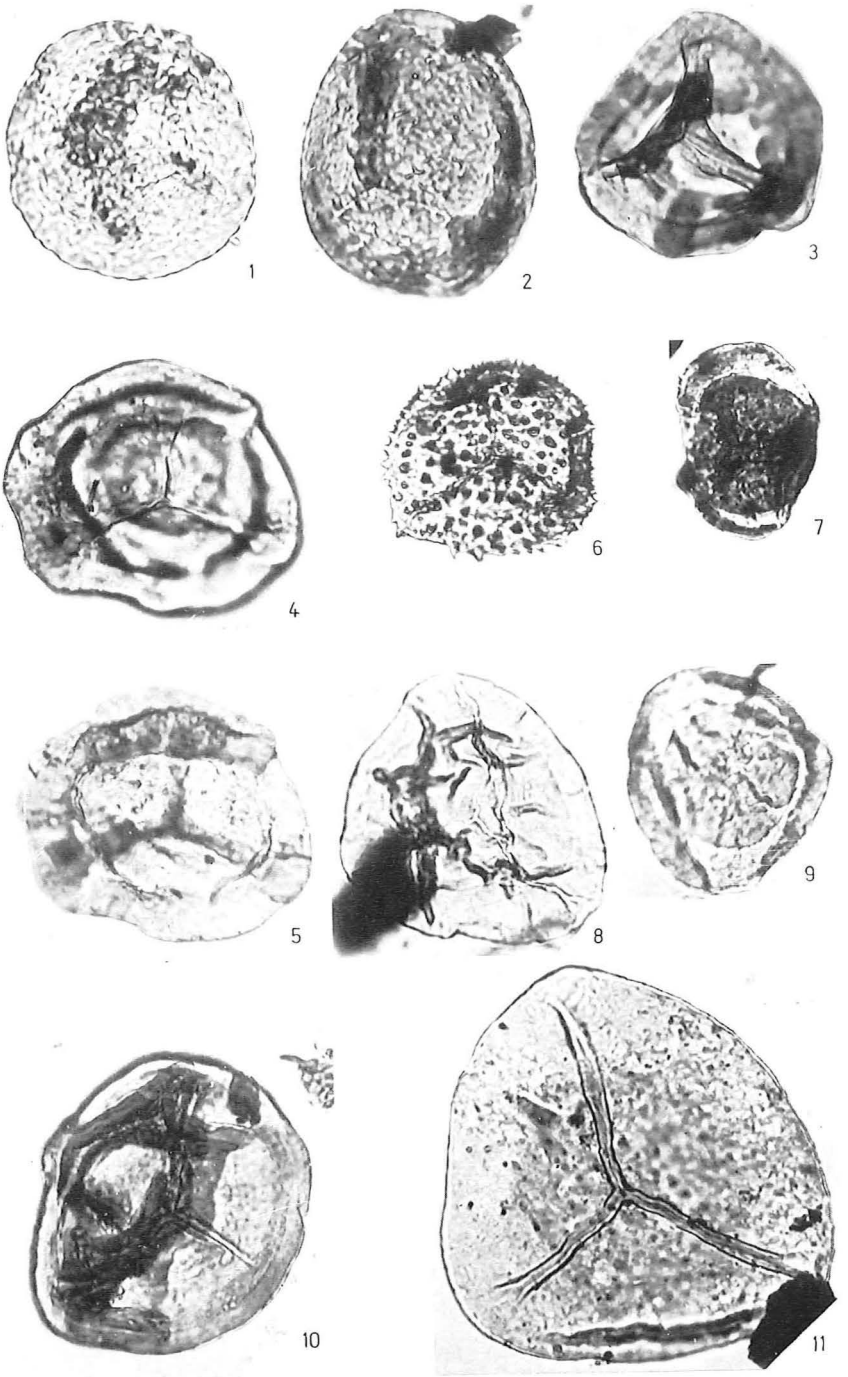
Figs 7 & 9. — *Auroraspora macra,* Sullivan 1968.

Fig. 8. — *Perotrilites perinatus,* Hughes & Playford 1961.

Fig. 10. — *Knoxisporites pristinus,* Sullivan 1968.

Fig. 11. — *Endosporites macromanifestus,* Hacquebard 1957.

PL.20



D. C. McGREGOR. — *H. lepidophytus* from the Devonian of Canada.

PLATE 21. — Magnification ×500.

Figs 1-13. — Bedford Formation, GSC Loc. 7059.

Figs 1, 2. — *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo, GSC No. 25438, 25439.

Fig. 3. — *Hymenozonotriletes pusillites* Kedo, GSC No. 25440.

Fig. 4. — *H. pusillites* Kedo (*? Vallatisporites splendens* Staplin & Jansonius), GSC No. 25441.

Fig. 5. — cf.*Acanthotriletes rarisetosus* Kedo, GSC No. 25442.

Fig. 6. — *Hymenozonotriletes famenensis* Kedo *in* Neves & Dolby, GSC, No. 25443.

Fig. 7. — *Laevigatosporites* sp., GSC No. 25444.

Fig. 8. — *Retusotriletes* sp., GSC, No. 25445.

Fig. 9. — *Reticulatisporites? fimbriatus* Winslow, GSC No. 25446.

Figs 10-12. — unidentified, GSC No. 25447-25449.

Fig. 13. — *Archaeozonotriletes literatus* (Waltz) Naumova, GSC No. 25450.

Figs 14-21. — Bedford Formation, GSC Loc. 7058.

Figs 14, 17. — *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo, GSC No. 25451, 25452.

Fig. 15. — *Archaeozonotriletes amplectus* (Naumova) Kedo, GSC No. 25453.

Fig. 16. — *Hymenozonotriletes famenensis* Kedo *in* Neves & Dolby, GSC No. 25454.

Fig. 18. — unidentified, GSC No. 25455.

Fig. 19. — *Hymenozonotriletes pusillites* Kedo, GSC No. 25456.

Figs 20, 21. — *?Dicrospora multifurcata* Winslow, GSC No. 25457.

PL. 21

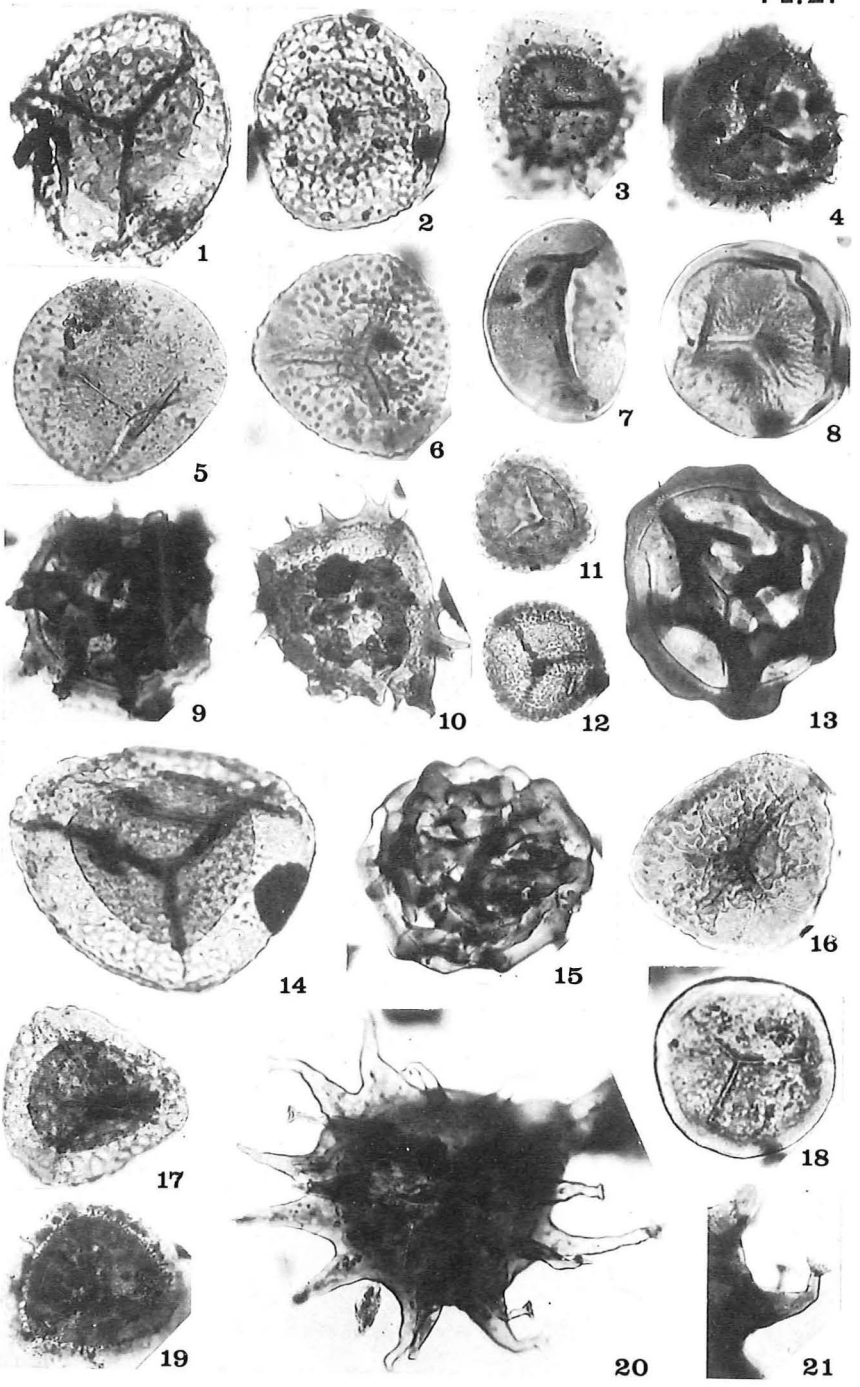


PLATE 22. — Magnification ×500.

Figs 1-10. — Bedford Formation, GSC Loc. 7057.

Figs 1, 2, 4, 8. — *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo, GSC No. 25458-25461.

Fig. 3. — *Spinozonotriletes uncatus* Hacquebard, GSC No. 25462.

Fig. 5. — *?Hymenozonotriletes famenensis* Kedo *in* Neves & Dolby, GSC No. 25463.

Fig. 6. — *Retusotriletes incohatus* Sullivan, GSC No. 25464.

Fig. 7. — *Hymenozonotriletes pusillites* Kedo, GSC No. 25465.

Fig. 9. — *?Retusotriletes punctatus* Chibrikova, GSC No. 25466.

Fig. 10. — *R.* sp., GSC No. 25467.

Figs 11-19. — Sunbury Formation, GSC Loc. 7825.

Figs 11-13.— *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo, GSC No. 25468-25470.

Fig. 14. — *H. pusillites* Kedo, GSC No. 25471.

Fig. 15. — unidentified, GSC No. 25472.

Fig. 16. — *Reticulatisporites? fimbriatus* var. *spathulatus* Winslow, (GSC No. 25473.

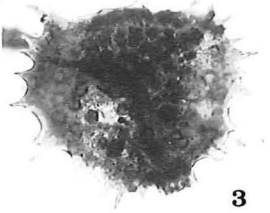
Fig. 17. — *?Corbulispora subalveolaris* (Luber) Sullivan, GSC No. 25474.

Fig. 18. — *Laevigatosporites* sp., GSC No. 25475.

Fig. 19. — large bifurcate spine, GSC No. 25476.


1

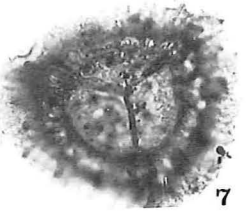

2

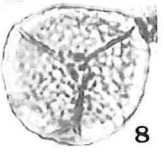

3


4


5

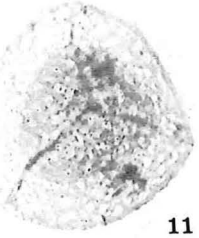

6


7

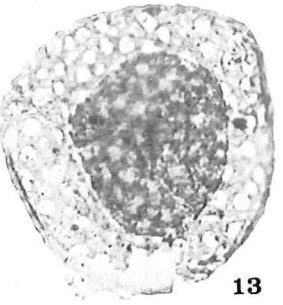

8

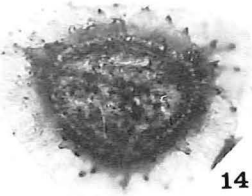

9


10

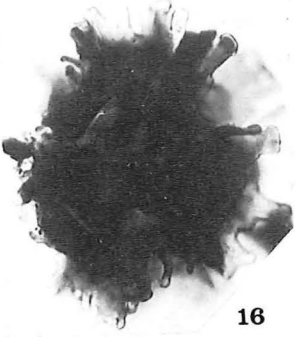

11

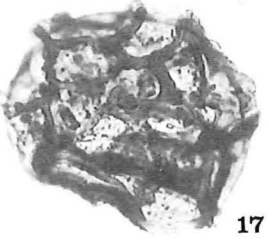

12


13


14


15


16


17


18


19

PLATE 23. — Magnification ×500.

Figs 1-9. — Horton Group, GSC Loc. 7707.

Fig. 1. — *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo, GSC No. 25477.

Figs 2, 3. — *Hymenozonotriletes pusillites* Kedo, GSC No. 25478, 25479.

Fig. 4. — *?Hymenozonotriletes famenensis* Kedo *in* Neves & Dolby, GSC No. 25480.

Fig. 5. — *?Hymenozonotriletes rugosiusculus* Jushko, GSC No. 25481.

Fig. 6. — spine of *Hystricosporites* sp., GSC No. 25482.

Fig. 7. — spine of *?Dicrospora multifurcata* Winslow, GSC No. 25483.

Fig. 8. — *Retusotriletes incohatus* Sullivan, GSC No. 25484.

Fig. 9. — unidentified, GSC No. 25485.

Figs 10-16. — Imperial Formation, GSC Loc. 54367.

Figs 10, 11. — *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo, GSC No. 25486, 25487.

Fig. 12. — *Lophozonotriletes rarituberculatus* (Luber) Kedo, GSC No. 25488.

Fig. 13. — *L. cristifer (Luber)* Kedo, GSC No. 25489.

Fig. 14. — *L. malevkensis* Naumova, GSC No. 25490.

Fig. 15. — *Archaeozonotriletes literatus* (Waltz) Naumova, GSC No. 25491.

Fg. 16. — *Spinozonotriletes uncatus* Hacquebard, GSC No. 25492.

Fig. 17-23. — Imperial Formation, GSC Loc. 7048.

Figs 17, 18, 22. — *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo, GSC No. 25493-25495.

Fig. 19. — *Grandispora echinata* Hacquebard, GSC No. 25496.

Fig. 20. — *Lophozonotriletes cristifer* (Luber) Kedo, GSC No. 25497.

Fig. 21. — *L. rarituberculatus* (Luber) Kedo, GSC No. 25498.

Fig. 23. — unidentified, GSC No. 25499.

PL.23

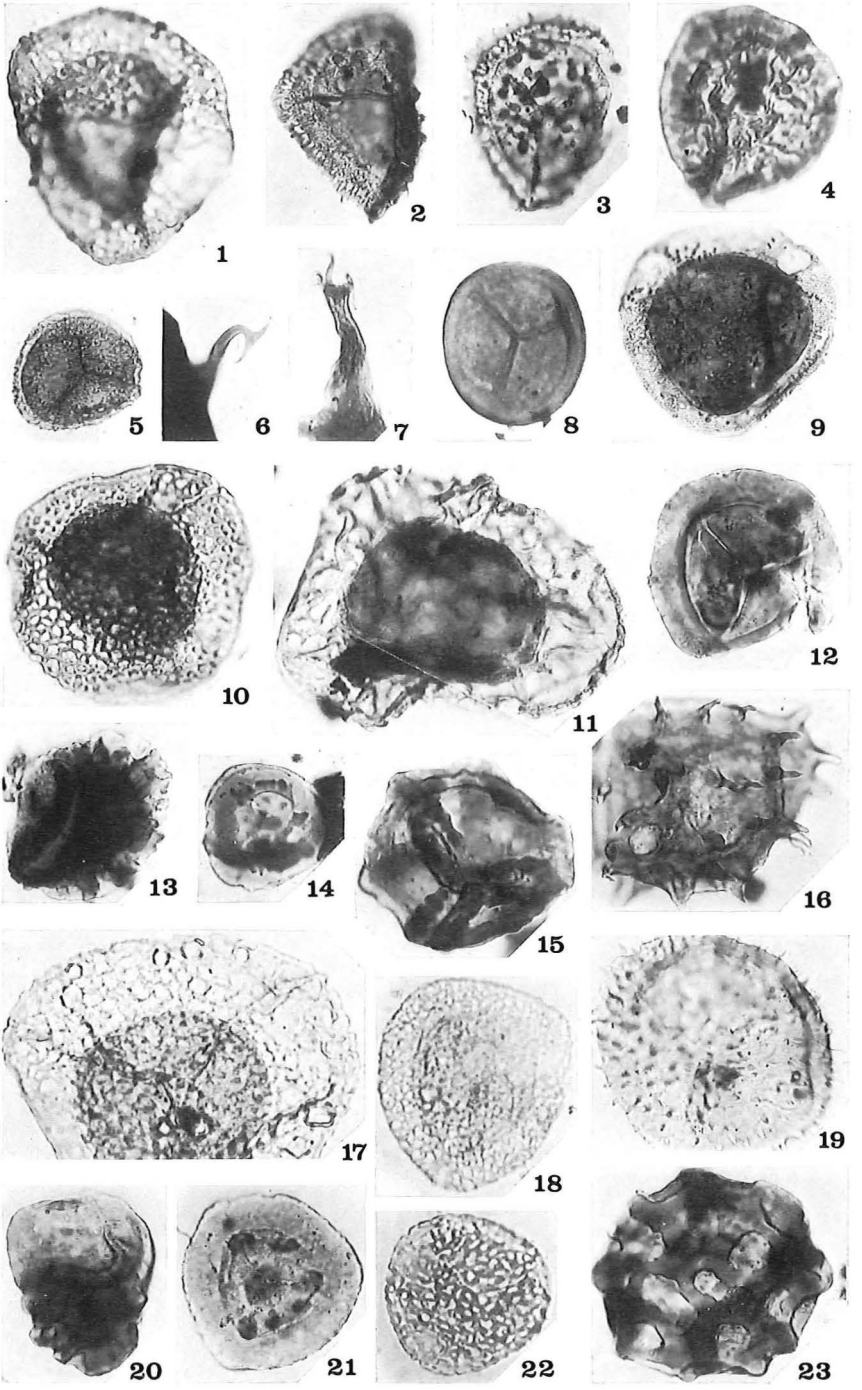


PLANCHE 24

Localisation de tous les exemplaires figurés : tranchée du chemin de fer près de la station Oberrödinghausen (feuille Balve) ; partie supérieure des couches à *Wocklumeria.*

Fig. 1. — *Imitoceras (Prionoceras ?)* sp. Les constrictions sur le flanc semblent s'aplatir vers le bord externe. Fig. 1a. — moule positif ; Fig. 1b. — moule négatif (De 237)[1] × 5.

Position stratigraphique : 25 cm sous la base du calcaire à *Gattendorfia.*

Fig. 2. — *Imitoceras (Prionoceras ?)* sp. Fig. 2a. — moule interne incomplet avec restes de la suture sur le flanc ; lobus latéral piriforme (De 236). Fig. 2b. — esquisse pour l'élucidation de la figure 2a. × 3.
Position stratigraphique : 25 cm. sous la base du calcaire à *Gattendorfia.*

Fig. 3. — *Imitoceras (Prionoceras ?)* sp. Côté externe avec deux constrictions, moule négatif (De 258). × 3.

Position stratigraphique : 1,5 — 3,2 m sous la base du calcaire à *Gattendorfia.*

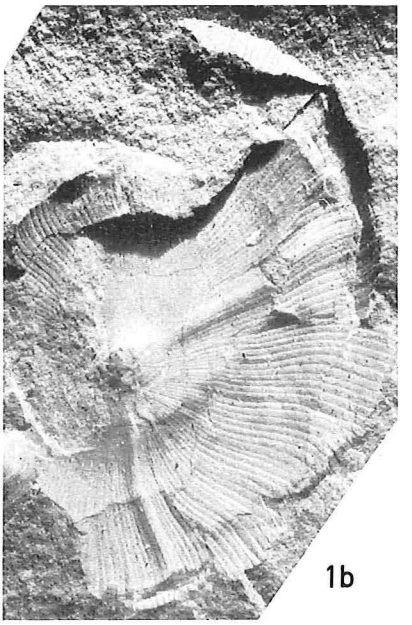
Fig. 4. — *Cymaclymenia euryomphala* Schindewolf avec suture sur le flanc (haut sur la figure) (De 316). × 1.
Position stratigraphique : 0 — 50 cm au-dessus de la base des Hangenberg-Schiefer.

[1] Numéro de la collection du Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld.

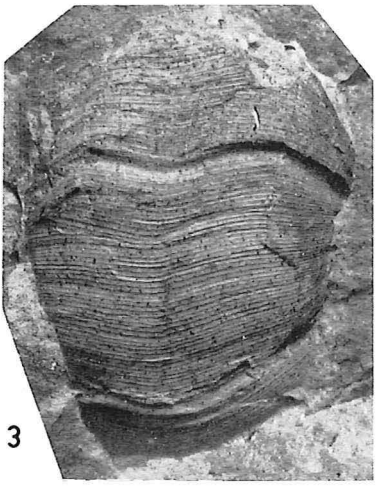
PL.24



1a



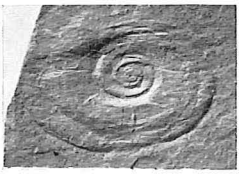
1b



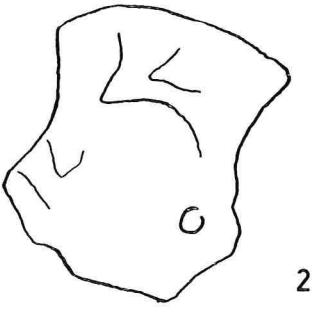
3



2a



4



2b

PLANCHE 25

Sauf indication contraire (* = ×500), les photographies sont agrandies ×1000 à partir de clichés non retouchés. Les lames sont conservées dans les collections du Laboratoire de Paléontologie végétale de l'Université de Liège.

Fig. 1. — *Vallatisporites pusillites* (Kedo) Dolby & Neves 1970. Oëse 2 : 0-10 cm au-dessus de la base des Hangenberg-Schiefer. — Lame 2960/067.

Figs 2 et 3. — *Hymenozonotriletes* aff. *H. archaelepidophytus* Kedo 1955. L'exoexine distale et proximo-equatoriale porte un réseau assez régulier formé de muri (1μ de haut et de large) portant une très fine et dense ornementation de coni (<½ μ). L'exoexine proximale ne porte pas de réseau de muri. La limite entre l'exoexine proximale et l'exoexine proximo-equatoriale est typiquement concentrique au contour de la spore déterminant une « pseudozone » moins opaque que le reste de la spore. Une structure en limbus n'a pu cependant être mise en évidence.

2. Chera B, coupe de la vallée de l'Amblève dans la région proche de Comblain-au-Pont. Fa2c. Lame 3532/381. Ce spécimen montre un corps central dont le rayon est approximativement égal à la moitié du rayon de la spore.

3. Beverire 55/4, coupe de la vallée de l'Ourthe — Fa2c — Lame 2460/416.

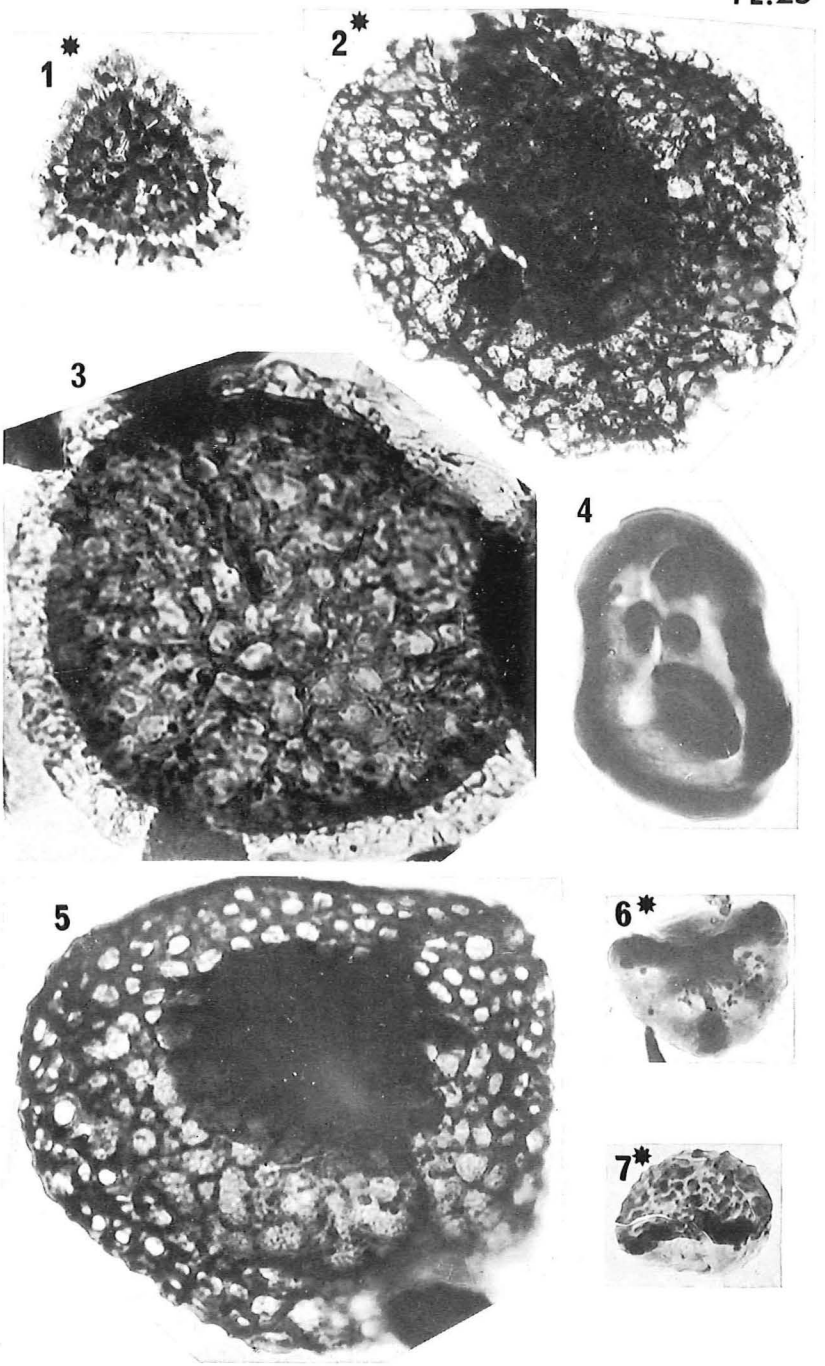
Fig. 4. — *Lophozonotriletes rarituberculatus* (Luber) Kedo 1957. Tranchée du chemin de fer près de la station Oberrödinghausen : environ 1 m au-dessus de la base des Hangenberg-Schiefer — Lame 2312/417.

Fig. 5. — *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo 1957. Chanxhe 112 — Fa2d — Lame 1615/341. L'ornementation est typiquement irrégulière, formée de muri bas (1 μ de haut et de large, ou moins), parfois interrompus, ou de lacunes dans l'épaisseur de l'exoexine distale. Les muri portent des coni (1 μ) espacés. Seuls les spécimens les plus grands, comme sur la figure 5, montrent une partie de l'exoexine proximo-équatoriale portant un réseau, bordant une exoexine proximale lisse excentrique.

Fig. 6. — *Leiotriletes ornatus* Ischenko 1956. Ecaussinnes 3 — coupe proche de Feluy — Tn1 — Lame 3727/413.

Fig. 7. — *Verrucosisporites nitidus* Playford 1964. — Ecaussinnes 3 — coupe proche de Feluy — Tn1 — Lame 3727/096.

PL.25



E. PAPROTH & M. STREEL. —
Limite Dévonien/Carbonifère dans Facies ardenno--rhénan.

PLANCHE 26

Sauf indication contraire (* = ×500), les photographies des spécimens sont agrandies ×1000 à partir de clichés non retouchés. L'échelle de grossissement des photographies de palynofaciès est représentée sur la figure 13. Les lames sont conservées dans les collections du Laboratoire de Paléontologie végétale de l'Université de Liège.

Fig. 1. — *Dictyotriletes trivialis* (Naum. *in litt.*) Kedo 1963 Ecaussinnes 3 — coupe proche de Feluy — Tn1 — Lame 2056/226.

Fig. 2. — ? *Dictyotriletes* sp. Oëse 1, en face de la station du chemin de fer : 3 mètres au-dessus de la base des Hangenberg-Schiefer — Lame 2960/374.

Fig. 3. — *Pustulatisporites gibberosus* (Hacquebard) Playford 1964. Sondage de Tournai : 316 m — Tn1 — Lame 2015/1.

Fig. 4. — *Ancyrospora* ? *capillata* Dolby & Neves 1970. Sondage de Tournai : 316 m — Tn1 — Lame 1207/389. L'existence d'une intexine délimitant une aire centrale tout à fait opaque est mise en évidence par un tirage spécial d'une partie du cliché.

Fig. 5. — *Retusotriletes incohatus* Sullivan 1964a. Feluy 1 — Tn2a — Lame 2033/587.

Figs 6 à 13. — Divers palynofaciès à la même échelle de grossissement.

6. Grimminghausen 19 : 1 mètre sous le niveau à *Gattendorfia* intercalé dans les Hangenberg-Schiefer. Lame 7047. *Pas de spores.* Minéraux (h) et débris opaques (i) abondants.

7. Grimminghausen 11 : 7 mètres environ au-dessus du niveau à *Gattendorfia* dans les Hangenberg-Schiefer. Lame 7237. *Retusotriletes incohatus* et *R. punctatus,* rares et de petites tailles. Minéraux, débris opaques et débris algues ? (f).

8. Oëse 2 : 0-10 cm au-dessus de la base des Hangenberg-Schiefer. Lame 2961. Spores abondantes ; quelques débris de cuticules et de trachéides (e) ; gros débris opaques (i).

9. Obeödinghausen 10 (rail) : 4,50 mètres au-dessus de la base des Hangenberg-Schiefer. Lame 2319. Spores mal conservées ; débris opaques.

10. Ampsin 1 près de Huy ; coupe dans le Synclinorium de Namur — Tn2a — Lame 2353. Spores nombreuses mais très mal conservées (g) ; fins débris opaques, débris algues ? (f).

11. Huy 2/71, vallée du Hoyoux, près de Huy, coupe dans le Synclinorium de Dinant : 5 mètres sous la faune à Siphonodella — Tn1 — Lame 7275. Spores très abondantes, gros débris de cuticules et trachéides.

12. Sondage de Tournai : 318 m — Tn1 — Lame 1312. Spores très abondantes, gros débris de cuticules et trachéides.

13. Sondage de Leuze : 599 m — Tn1 — Lame 1312. Spores très abondantes, gros débris de cuticules et trachéides.

a : *H. lepidophytus ;* b : *V. pusillites ;* c : *R. verrucosus ;* d : *E.* gr. *minutus ;* e : cuticules et trachéides diverses ; f : débris d'algues (?) ; g : petites spores à exine corrodée ; h : minéraux insolubles dans l'HF ; i : débris opaques (fusain).

1*
2*
3
4*
5
Grimming.19
6
Grimming.11
7
Oese 2
8
Oberröd.10
9
Ampsin 1
10
Huy 2/71
11
Tournai.3/8
12
Lauge 599
100µ
13

J. UTTING & R. NEVES. —
Lower Limestone Shale and Portishead Beds, Avon Gorge, England.

PLATE 27.

All figures × 500 unless otherwise stated; Vickers M 15 C Microscope No. 158145. The slides are lodged in the type collection of the Micropalaeontology Laboratory, Department of Geology, University of Sheffield.

Fig. 1. — *Secarisporites* sp. Sample 12 Slide 3. 130/45.5.

Fig. 2. — *Lophozonotriletes malevkensis* Kedo. Sample 11 Slide 2. 123.5/44.1.

Fig. 3. — *Discernisporites* sp. Magnification ×150. Sample 22 Slide 1. 128/44.

Fig. 4. — *Cristatisporites echinatus* Playford. Sample 12 Slide 3. 129.7/21.1.

Fig. 5. — *Convolutispora* sp. Sample 22 Slide 2. 124.2/38.8.

Fig. 6. — *Retusotriletes incohatus* Sullivan. Sample 11 Slide 2. 118.5/55.9.

Fig. 7. — *Verrucosisporites nitidus* (Naumova) Playford. Sample 12 Slide 10. 133.7/19.8.

Fig. 8. — *Dictyotriletes subalveolaris* (Luber) Potonié & Kremp. Sample 24 Slide 1. 126.2/25.8.

Fig. 9. — *Hymenozonotriletes famenensis* Kedo. Sample 22 Slide 2. 133/32.3.

Fig. 10. — *Raistrickia* sp. Sample 12 Slide 10. 133.7/13.6.

Fig. 11. — *Grandispora echinata* Hacquebard. Sample 10 Slide 1. 134/30.2.

Fig. 12. — *Rhacophyton sp.* × 1. Showing dichotomizing ultimate branches (pinnules?).

Fig. 13. — *Knoxisporites literatus* (Waltz) Playford. Sample 24 Slide 2. 120/16.4.

Fig. 14. — *Rhacophyton* sp. ×1. Showing clusters of sporangia.

PL.27

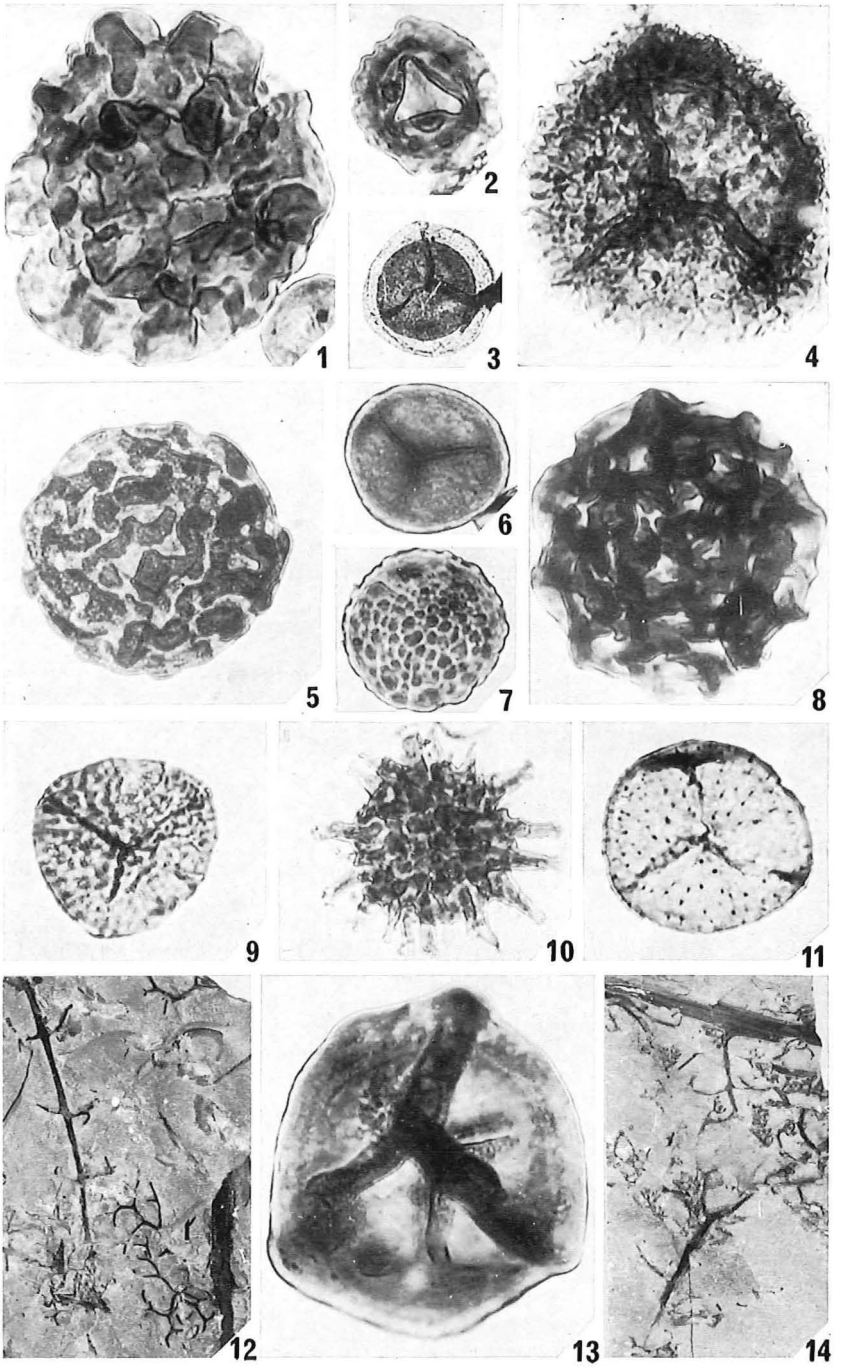


PLATE 28

All figures × 500 unless otherwise stated; Vickers M 15 C Microscope No. 158145.
The slides are lodged in the type collection of the Micropalaeontology Laboratory, Department of Geology, University of Sheffield.

Fig. 1. — *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo. Sample 24 Slide 1. 127.5/55.1.

Fig. 2. — *H. lepidophytus*. Sample 24 Slide 2. 123.5/33.4.

Fig. 3. — *Corystisporites* sp. Sample 12 Slide 3. 122/30.

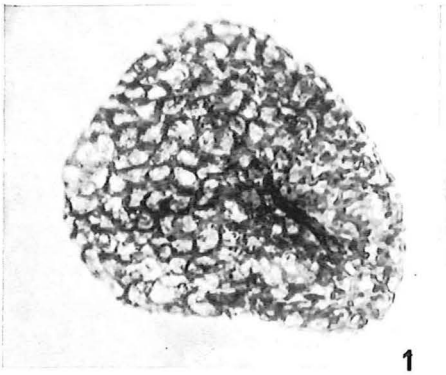
Fig. 4. — *Rhacophyton* sp. Magnification ×3. Shows clusters of sporangia. (this fig. is the upper part of fig. 5 enlarged).

Fig. 5. — *Rhacophyton sp.* × 1. Shows dichotomizing branches and clusters of sporangia.

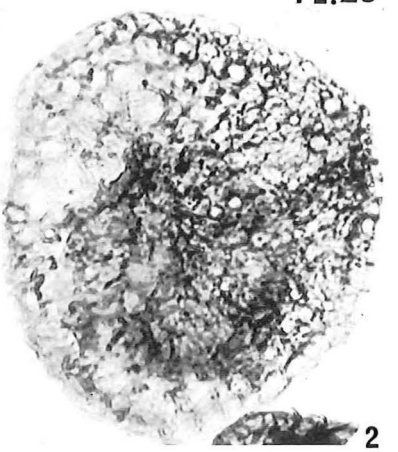
Fig. 6. — *?Ancyrospora capillata* Dolby & Neves 1970. Sample 22 Slide 1, 132/32.6.

Fig. 7. — Part of specimen shown in fig. 6, but at different level of focus showing hairy exine and multifurcate tips.

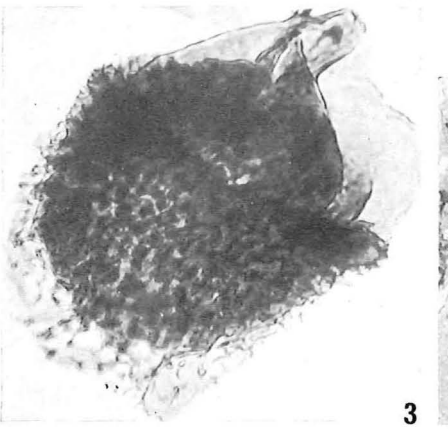
PL.28



1



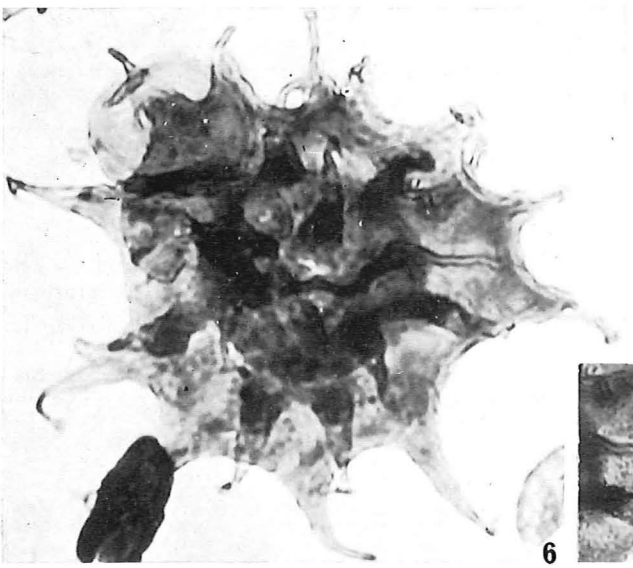
2



3



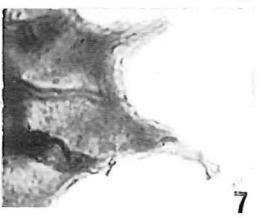
4



6



5



7

PLATE 29

Selected spores from samples Pb 5117 and Pb 5118 (upper 25 feet) of the Woodford Formation, Hickory Creek outcrop, Carter County, Oklahoma, U.S.A. Residue slides deposited in Michigan State University Palynology Laboratory, Michigan State University, East Lansing, Michigan, U.S.A. 4883. All figures approximately × 665.

Fig. 1. — *Pustulatisporites gibberosus* (Hacquebard 1957) Playford 1963. 53μ ; Slide Pb 5118-3 (8), 14.3-121.7.

Figs 2, 3. — *Perotrilites perinatus* Hughes & Playford 1961. 37μ central body, maximum perispore width 2μ ; Slide Pb 5117-4, 35.8-120.1 ; 2, proximal view ; 3, distal view.

Fig. 4. — *Perotrilites luteolus* (Naumova 1953) comb. nov. 29μ central body, maximum perispore width 3μ ; Slide Pb 5118-1 (8), 29.1-127.9.

Figs 5, 6. — *Perotrilites evanidus* (Kedo 1957) comb. nov. 36μ central body, maximum perispore width 7μ ; Slide Pb 5117-4, 15-9-114 ; 5, proximal view ; 6, distal view.

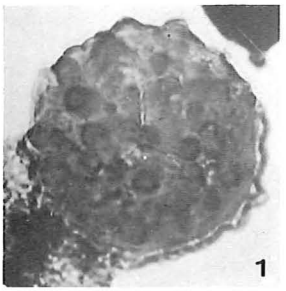
Figs 7, 8. — *Murospora subtera* (Waltz 1941) comb. nov. 38μ central body, zona width 7μ ; Slide Pb 5118-3 (8), 28.6-120.2 ; 7, proximal view ; 8, distal view.

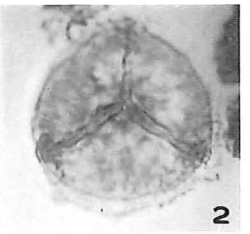
Fig. 9, 10. — *Lophozonotriletes dentatus* Hughes & Playford 1961. 38μ ; Slide Pb 5117-4, 30.6-123.9 ; 9, proximal view ; 10, distal view.

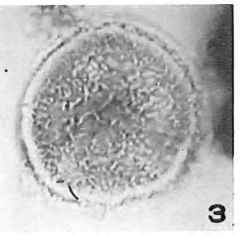
Fig. 11, 12. — *Discernisporites irregularis* Neves 1958. 40μ inner saccus, maximum exoexine width 12μ ; Slide Pb 5118-4 ; 10.2-116.6 ; 11, proximal view ; 12, distal view.

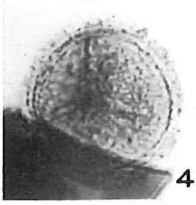
Fig. 13. — *Discernisporites concentricus* Neves 1958. 2, 53μ inner saccus, maximum exoexine width 26 μ ; Slide Pb 5118-2, 6.7-113.2.

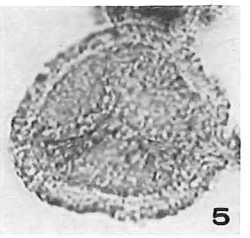
PL.29

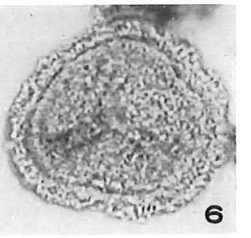

1

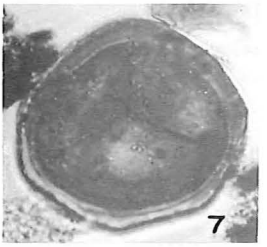

2

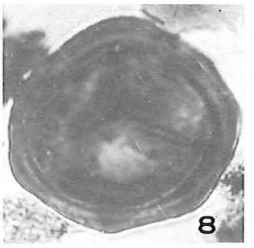

3


4

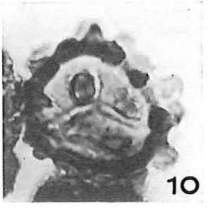

5

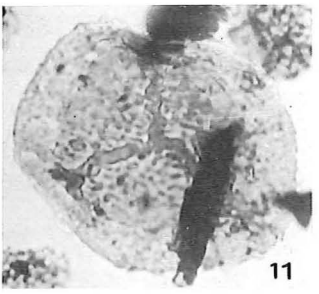

6

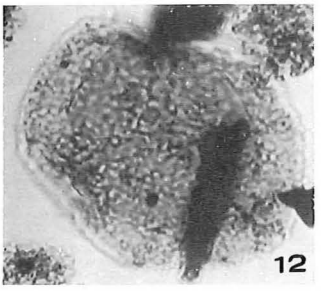

7

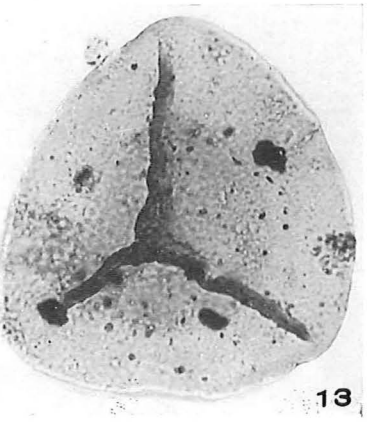

8


9


10


11


12


13

R.H. WAGNER, D.G. JONES, E. SPINNER & C.H.T. WAGNER-GENTIS. — Upper Cantabrian, E. Asturias, Spain.

PLATE 30

Fig. 1. — *Neuropteris ovata* Hoffmann, ×3. Loc. M4-5.

Fig. 2. — *Sphenopteris* cf. *rotundiloba* Němejc, ×1. Loc. M4.

Fig. 3. — *Cordaianthus*? sp., ×1. Loc. M4.

Fig. 4. — *Dicksonites pluckeneti* (von Schlotheim) Sterzel, ×3. Loc. M4. Fragment of a larger specimen showing three lobing pinnules in a row.

Fig. 5. — *Pecopteris acuta* Brongniart, ×3. Loc. M4. Rather small, triangular pinnules, faintly lobate, with a distinct midvein and simple laterals.

Fig. 6. — *Reticulopteris germari* (Giebel) Gothan, ×1. Loc. M4. Same pinnule fragment as figured (×3) in Wagner 1967 (lám. I, fig. 1).

Fig. 7. — *Neuropteris scheuchzeri* Hoffmann, ×1. Loc. M5. Note the triangular apex of this pinnule fragment.

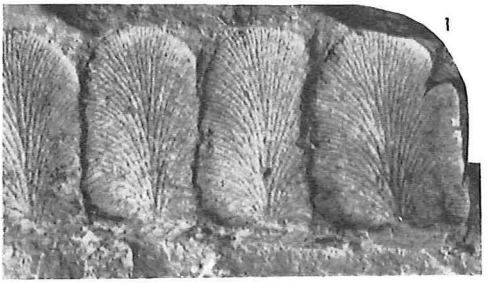
Fig. 7a. — The same specimen, ×3, showing the fine nervation and hair lines crossing the veins. Same as in Wagner 1967, lám I, fig. 3.

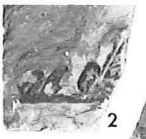
Fig. 8. — *Linopteris neuropteroides* (von Gutbier) Potonié, ×1. Loc. 1946.

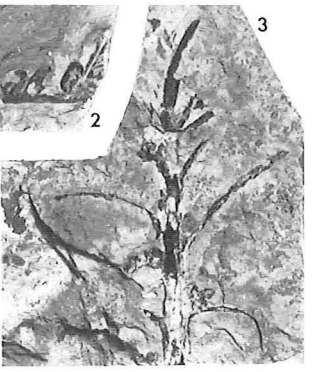
Fig. 8a. — The same specimen, ×3, showing the elongate vein meshes.

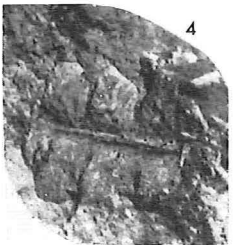
Fig. 9. — *Callipteridium cf. jongmansi* (P. Bertrand) — *striatum* Wagner, × 3 Loc. 1949.

Fig. 9a. — The same specimen, × 1.

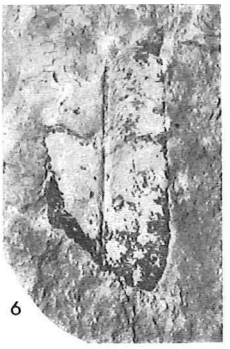

1


2

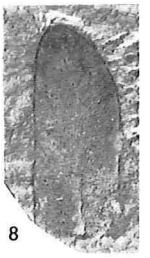

3


4

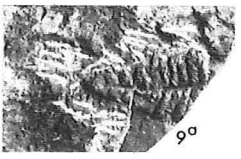

5

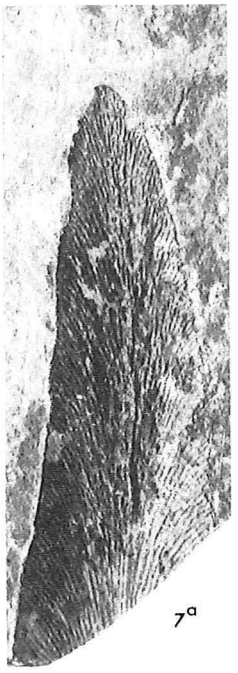

6


7


8


9


9a


7a


8a

PLATE 31

Fig. 10. — *Neuropteris ovata* Hoffmann, ×3. Loc. M4-5. Several pinnules with some of the carbonised limb still attached to the impression.

Fig. 11. — *Neuropteris planchardi* Zeiller, ×3. Loc. 1944.

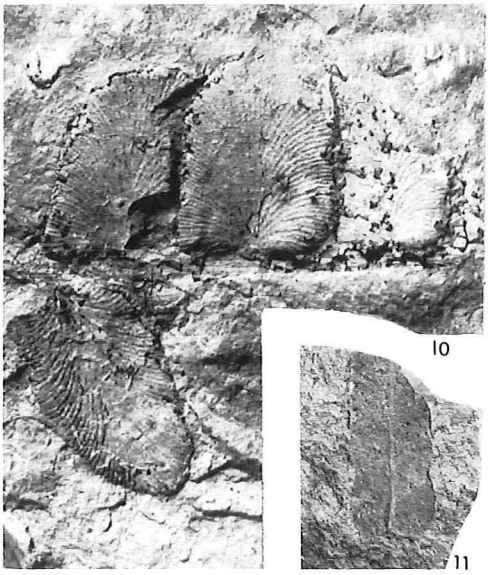
Fig. 11a. — The same specimen, ×3, showing the distinct midvein and the fine lateral veins tending to a perpendicular position on the pinnule border.

Fig. 12. — *Sphenopteris* cf. *rotundiloba* Němejc, ×3. Loc. M4. Enlargement of Pl. 30, figure 2.

Fig. 13. — *Linopteris neuropteroides* (von Gutbier) Potonié, ×1. Loc. 1949.

Fig. 13a. — The same specimen, ×3, enlarged to show the characteristic shape and the elongate vein meshes.

PL. 31

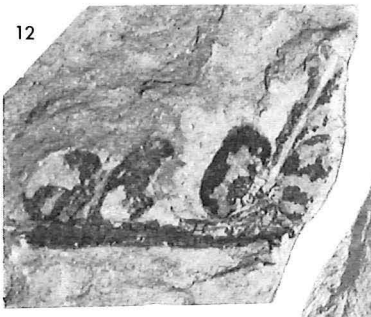


10

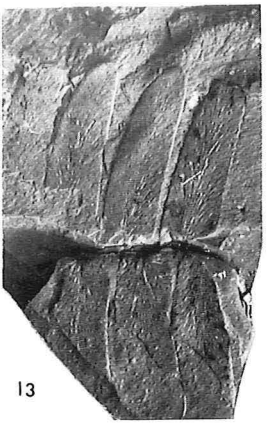
11



11a



12



13



13a

R.H. WAGNER, D.G. JONES, E. SPINNER & C.H.T. WAGNER-GENTIS. — Upper Cantabrian, E. Asturias, Spain.

PLATE 32

Fig. 14. — *Callipteridium gigas* (von Gutbier) Weiss, ×1. Loc. 1934.

Fig. 14a. — The same specimen, ×3, showing the fine nervules.

Fig. 15. — *Pseudomariopteris ribeyroni* (Zeiller) Danzé-Corsin, ×1. Loc. 1949.

Fig. 15a. — Part of the same specimen, ×3.

Fig. 16. — *Sphenophyllum oblongifolium* (Germar & Kaulfuss) Unger, ×3. Loc. M4.

Fig. 17. — *Callipteridium gigas* (von Gutbier) Weiss, ×1. Loc. 1934.

Fig. 18. — *Torispora* sp., ×500.

Fig. 19. — *Speciososporites minor* Alpern, ×500.

Fig. 20. — *Triquitrites tripartitus* Alpern, ×500.

Fig. 21. — *Stellisporites inflatus*? Alpern, ×500.

Fig. 22. — *Thymospora pseudothiessenii* (Kosanke) Wilson & Venkatachala, ×500.

Fig. 23. — *Torispora* sp., ×500.

Fig. 24. — *Triquitrites* cf. *sculptilis* (Balme) Smith & Butterworth, ×500.

Fig. 25. — The same specimen as above ; different focus.

Fig. 26. — *Triquitrites* sp., ×500.

Fig. 27. — *Thymospora obscura* (Kosanke) Wilson & Venkatachala, ×500.

Fig. 28. — *Punctatosporites* sp., ×500.

Fig. 29. — *Triquitrites mamosus?* Bharadwaj, ×500.

Fig. 30. — The same specimen as above ; different focus.

Fig. 31. — *Thymospora pseudothiessenii* (Kosanke) Wilson & Venkatachala, ×500.

Fig. 32. — *Thymospora obscura* (Kosanke) Wilson & Venkatachala, ×500.

Figs 33, 34, 35. — *Spinosporites spinosus* Alpern, ×500.

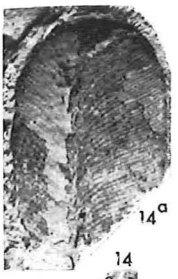
Fig. 36. — *Westphalensisporites* cf. *irregularis* Alpern, ×500.

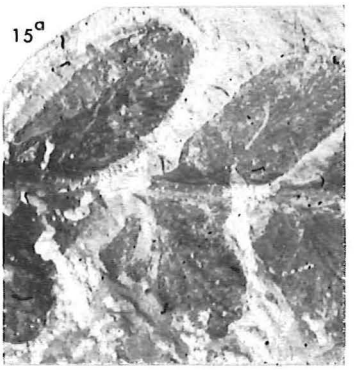
Fig. 37. — *Speciososporites minor* Alpern, ×500.

Fig. 38. — *Apiculatisporis* sp., ×500.

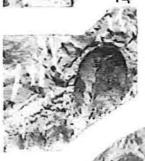
Fig. 39. — *Lycospora* sp., ×500.

PL.32


14a


15a


16


14


15


17


18


22


23

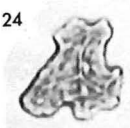

19


20


21


27


28


24


25


26


32

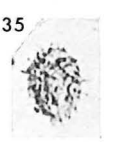

33


29


30


31


34


35


36


37


38

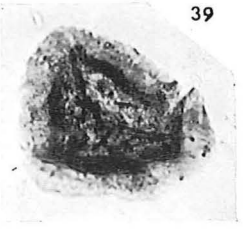

39

PLATE 33

Fig. 40. — cf. *Eoasianites* Ruzhencev sp., ×3. Lateral view showing lamellate lateral ornament with a raised rim along the umbilical edge; lamellate striae continue over umbilical edge where they bundle (three striae per bundle) and simulate fine nodes. The globular shell was crushed and this gives the false impression of a keel whereas the venter is, in fact, rounded.

Fig. 41. — *Aristoceras* sp., ×3. Crushed specimen showing a double groove on the latero-ventral side.

Fig. 42. — Gen. et sp. indet. Fam. Neodimorphoceratidae Ruzhencev & Bogoslovkaya 1969, ×3. Specimen showing the involute shape and transverse striae bifurcating at the umbilicus.

Figs 43, 44. — *Cosmetodon (Grammatodon)* sp., ×1.5.

Fig. 45. — Orthoconic nautiloid, ×1.

Fig. 46. — *Aviculopecten* sp., ×1.

Fig. 47. — *Composita* sp., ×1. Pedicle valve.

Fig. 48. — *Fenestella* sp., ×1.

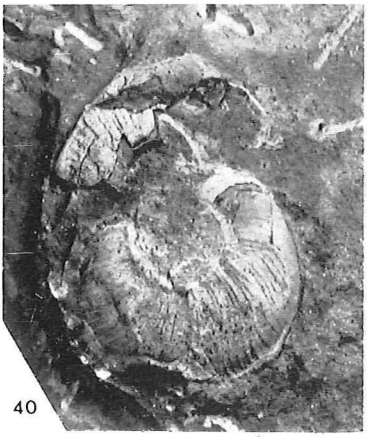
Fig. 49. — *Composita* sp., ×1.5. Brachial valve.

Fig. 50. — Trilobite pygidium, ×5.

Fig. 51. — *Kozlowskia* sp., ×1. Pedicle valve.

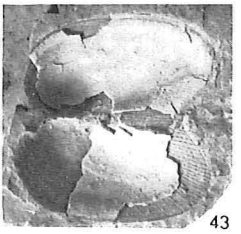
*
**

N.B. — The macrofossils (plants, goniatites, lamellibranchs, etc.) will be deposited in the collection of the Department of Palaeontology, University of Oviedo. The microfossils (spores) are in the Micropalaeontology Collection of the Geology Department, University of Sheffield.

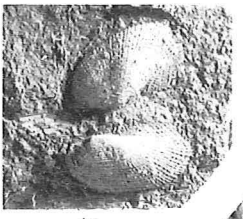

40

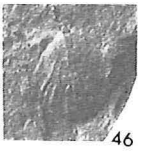

41


42

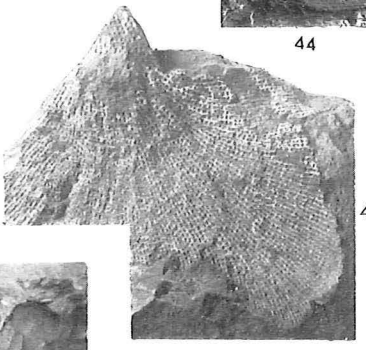

43

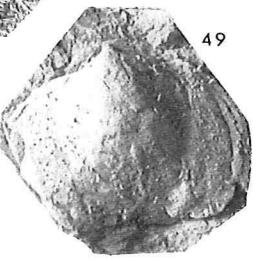

45

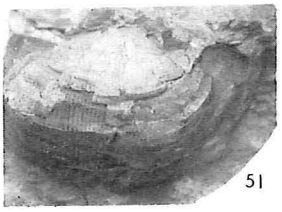

44


46


47


48


49


51


50

PLATE 34.

Fig. 1. — *Callipteridium jongmansi* (P. Bertrand) Wagner, × 1.

Fig. 1a. — Same as above, × 3.

Figs 2-4. — *Linopteris neuropteroides* (von Gutbier) Potonié, × 1.

Fig. 4a. — Same as above, × 3.

Fig. 5. — *Sphenophyllum* cf. *majus* Bronn, × 1.

Fig. 6. — *Reticulopteris germari* (Giebel) Gothan, × 3.

Fig. 7. — *Taeniopteris* sp., × 1.

Fig. 7a. — Same as above, × 3.

All specimens from loc. 1705, outcrop of silty mudstone in a large bend of the Rio Rubagón, at the top of the turbidite beds in the upper part of the Brañosera Formation. Age : upper Cantabrian. Repository : Instituto « Lucas Mallada », Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid. Coll. J. Fernández-Pello.

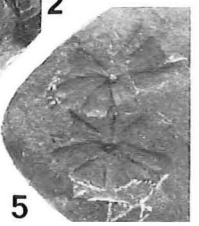
PL.34

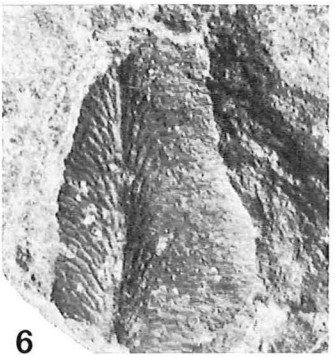

1ª


2


1


3


5


6


4


7


4ª


7ª

PLATE 35.

Fig. 1. — *Sphenopteris* cf. *mendes-correae* Teixeira, × 3.

Fig. 2. — *Sphenophyllum* cf. *majus* Bronn, × 3.

Fig. 3. — *Neuropteris planchardi* Zeiller, × 1.

Fig. 3a. — Same as above, × 3.

Fig. 4. — *Pseudomariopteris ribeyroni* (Zeiller) Danzé-Corsin, × 1.

Fig. 4a. — Same as above, × 3.

All specimens from loc. 1705, outcrop of silty mudstone in a large bend of the Rio Rubagón, at the top of the turbidite beds in the upper part of the Brañosera Formation. Age : uper Cantabrian. Repository : Instituto « Lucas Mallada », Museo Nacional de Ciencas Naturales, Madrid. Coll. J. Fernández-Pello.

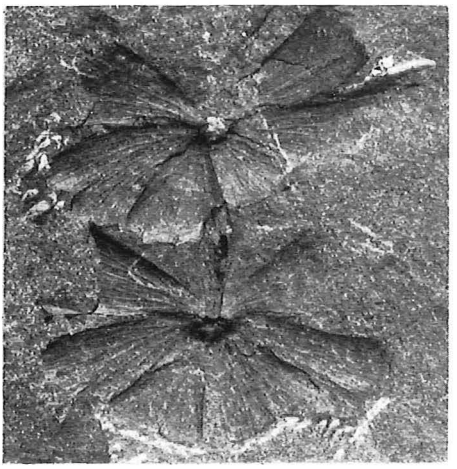


1



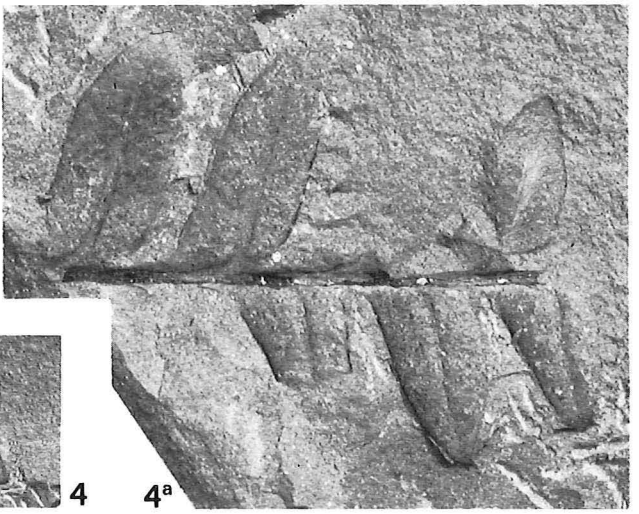
3ª

2





3





4

4ª

PLATE 36.

Figs 1-5. — *Attenuatella* aff. *frechi* (Schellwien 1892).

Fig. 1. — Internal mould of a pedicle valve with some anterior shell remains. RGM-St. 142907, × 7, loc. 97, Brañosera Formation, la ventral view ; 1b posterior view.

Fig. 2. — Internal mould of a pedicle valve. RGM-St.142901, loc. 97, Brañosera formation, 2a posterior view, × 7, 2b ventral view, × 8.

Fig. 3. — Crushed internal mould. RGM-St.142902, ×7, loc. 97, Brañosera Formation, dorsal view.

Fig. 4. — Pedicle valve. RGM-St.142903, loc. 97, Brañosera Formation, 4a posterior view, ×7, 4b ventral view, ×5.

Fig. 5. — Internal mould of a pedicle valve with some posterior shell remains. RGM-St.142910, ×7, loc. 517, Brañosera Formation.

Figs 6-8. — *Neochonetes latesinuatus miaokouensis* (Chao 1928).

Fig. 6. — Internal mould of a brachial valve. RGM-St.143205, × 2.5, loc. 1708, Polvorín Member of the Barruelo Formation.

Fig. 7. — Exterior mould of the brachial valve showing the interarea and the cardinal process. RGM-St.143207, × 3, loc. 1708, Polvorín Member of the Barruelo Formation.

Fig. 8. — Internal mould of a pedicle valve showing spine roots on the right. RGM-St.143206, × 2.5, loc. 1708, Polvorín Member of the Barruelo Formation.

Figs 7-8. are whitened with ammonium chloride.

PL. 36

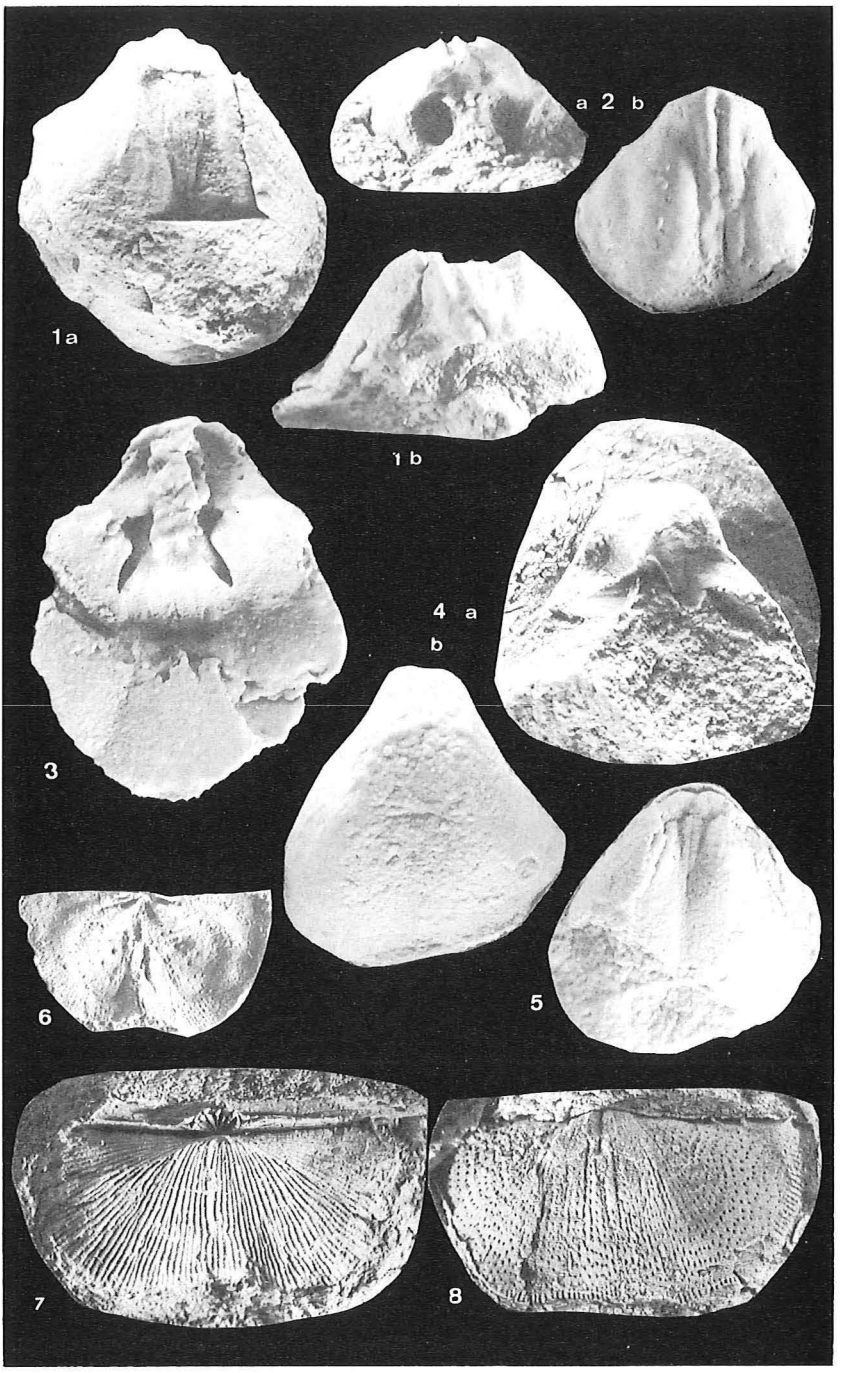


PLATE 37.

Figs 1-2. — *Chaoiella* sp.

Fig. 1. — Decorticated pedicle valve. RGM-St.142965, × 1, loc. 6, Calero Member of the Barruelo Formation.

Fig. 2. — Decorticated pedicle valve. RGM-St.142966, ×1, loc. 6, Calero Member of the Barruelo Formation, ventro-lateral view.

Figs 1-2. are whitened with ammonium chloride.

Fig. 3. — *Mesolobus? sinuosus* (Schellwien 1898). Pedicle valve, RGM-St. 142861 ×2.5, loc. 517, Brañosera Formation.

Figs 4-5. — *Karavankina paraelegans* Sarycheva 1968.

Fig. 4. — Brachial valve. RGM-St.142817, ×5, loc. 97, Brañosera Formation. 4a mould of the exterior ; 4b mould of the interior.

Fig. 5. — Internal mould of a pedicle valve. RGM-St.142816, ×7, loc. 517, Brañosera Formation.

Fig. 6. — « *Horridonia* » *incisa* (Schellwien 1900). Internal mould of a pedicle valve. RGM-St.142835, × 5., loc. 517, Brañosera Formation.

Figs 7-8. — *Martinia karawanica* Volgin 1959.

Fig. 7. — Pedicle valve. RGM-St.142890, ×0.8, loc. 97, Brañosera Formation.

Fig. 8. — Pedicle valve. RGM-St.-142891, loc. 97, Brañosera Formation. 8a dorsal view, × 0.9 ; 8b ventral view, × 0.8

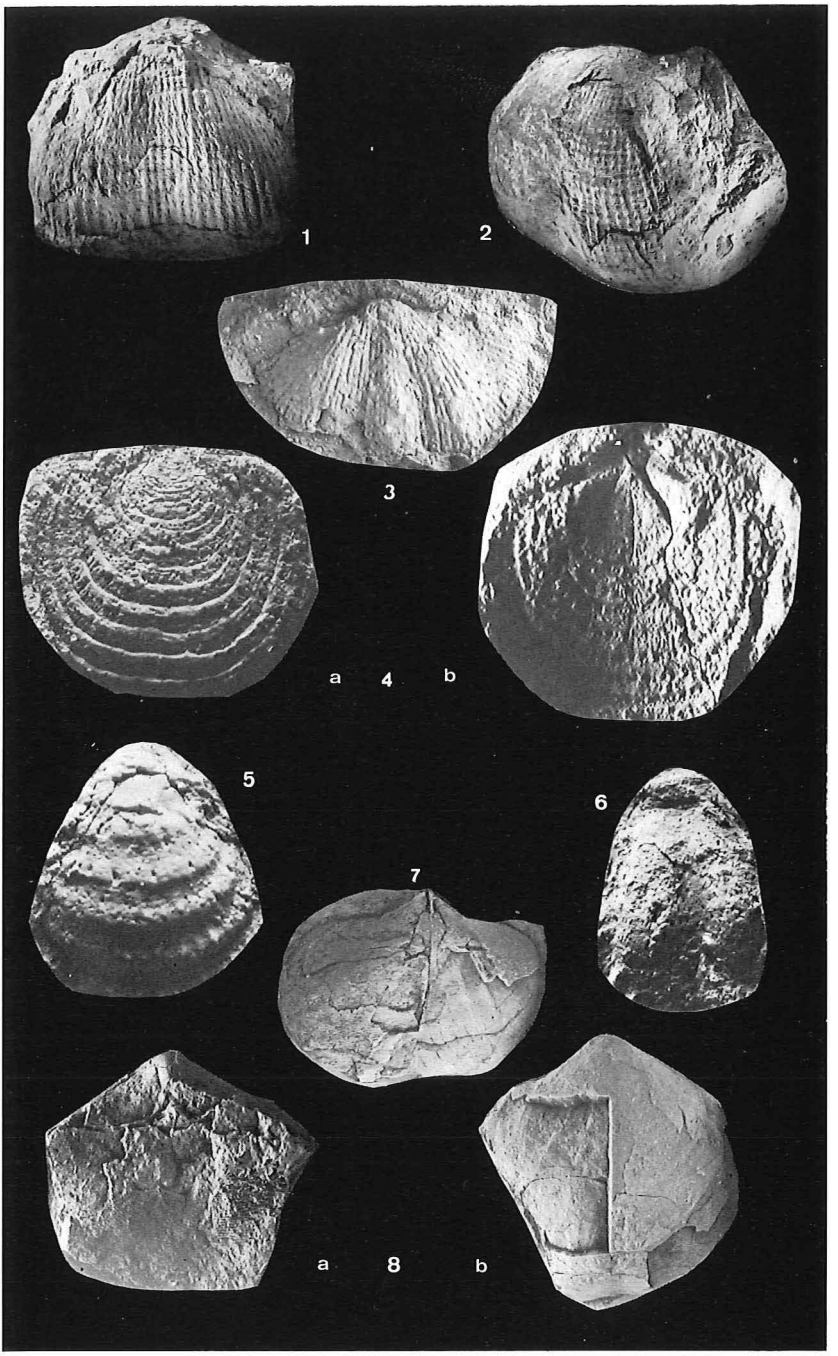

1
2
3
a
4
b
5
6
7
a
8
b

PLATE 38.

Fig. 1. — *Choristites fritschi* (Schellwien 1892). Pedicle valve. RGM-St.142893, × 0.8, loc. 97, Brañosera Formation. 1a ventral view ; 1b dorsal view.

Figs 2-3. — *Plicatocyrtia zitelli* (Schellwien 1892).

Fig. 2. — Fragmentary pedicle valve showing the ornamentation. RGM-St. 142895, ×2.5, loc. 517, Brañosera Formation.

Fig. 3. — Internal mould. RGM-St.142894, ×1.6, loc. 1708, Polvorín Member of the Barruelo Formation. 3a ventral view ; 3b dorsal view ; 3c posterior view.

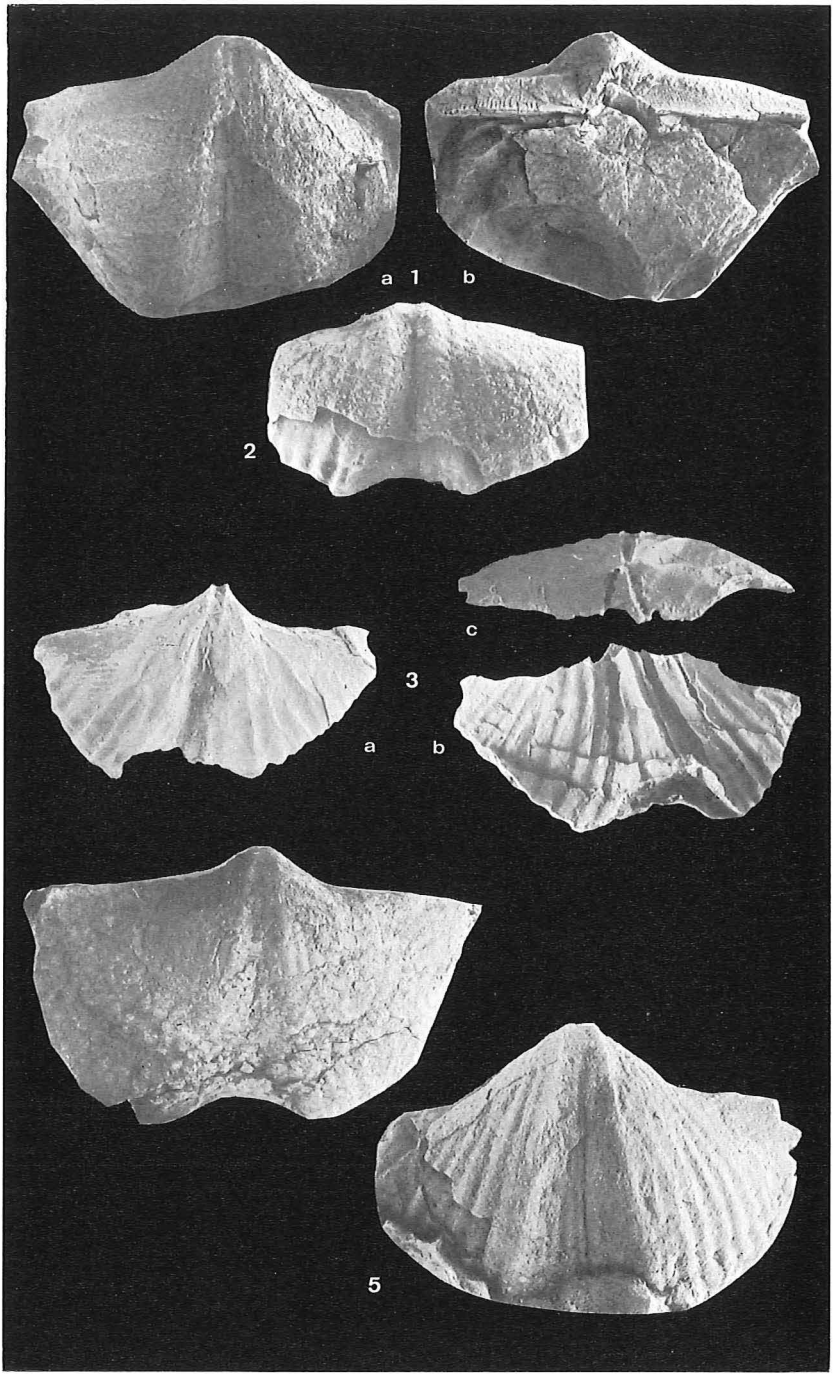
Figs 4-5. — *Brachythyrina carnica* (Schellwien 1892).

Fig. 4. — Pedicle valve. RGM-St.142897, ×1.6, loc. 97, Brañosera Formation.

Fig. 5. — Pedicle valve. RGM-St.142899, ×1.6, loc. 97, Brañosera Formation.

N. B. RGM-St. — catalogue numbers of the Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie, Leiden.

PL. 38



Imprimé en Belgique
par
MAISON D'EDITION S.C.
B - 6001 MARCINELLE