MINISTERE DES AFFAIRES ECONOMIQUES

ADMINISTRATION DES MINES

Service Géologique de Belgique

rue Jenner 13 - 1040 BRUXELLES

MINISTERIE VAN ECONOMISCHE ZAKEN

BESTUUR VAN HET MIJNWEZEN

Aardkundige Dienst van Belgie

Jennerstraat 13 - 1040 BRUSSEL

7. INTERNATIONALER KONGRESS FÜR STRATIGRAPHIE
UND GEOLOGIE DES KARBONS
KREFELD • 23.-28. AUGUST 1971

APERÇU GEOLOGIQUE DES FORMATIONS DU CARBONIFERE BELGE

par

Bouckaert J. - Conil R. - Delmer A.

Groessens E. - Mortelmans G. - Pirlet H.

Streel M. - Thorez J.

PROFESSIONAL PAPER 1971 N° 2

7. INTERNATIONALER KONGRESS FÜR STRATIGRAPHIE
UND GEOLOGIE DES KARBONS
KREFELD • 23.-28. AUGUST 1971

APERÇU GEOLOGIQUE DES FORMATIONS DU CARBONIFERE BELGE

Bouckaert J. - Conil R. - Delmer A.
Groessens E. - Mortelmans G. - Pirlet H.
Streel M. - Thorez J.

SOMMAIRE

Chapitre I.

THE DEVONIAN CARBONIFEROUS BOUNDARY IN BELGIUM AND NORTHERN FRANCE

J. Bouckaert, M. Streel, J. Thorez

*

Chapitre II.

LE DINANTIEN

R. Conil, G. Mortelmans, H. Pirlet

UPPER TOURNAISIAN CONODONTS OF BELGIUM

Eric Groessens

*

Chapitre III.

DAS OBERKARBON BELGIENS

J. Bouckaert

LE WESTPHALIEN EN BELGIQUE

A. Delmer

CHAPTER I.

The Devonian Carboniferous boundary in Belgium and Northern-France

by

J. Bouckaert, M. Streel and J. Thorez

Introduction

Increasing difficulties have recently arisen among paleontologists searching for the more accurate definition of the boundary between the Devonian and Carboniferous Systems, and intending to identify this limit with the Famennian-Tournaisian limit. Difficulties of nomenclature confusion between chrono, bio- and lithostratigraphy, use of same symbols for different concepts, diversification of use in terminology, and boundaries of the stages and subdivisions, all make the setting of the limit difficult. Difficulties also arising from new detailed faunal and floral biostratigraphies which question the former sharp and welldefined limit, coincide with changes of the lithological facies.

The base of the Tournaisian Stage in Belgium has been given at least three conflicting definitions since the end of the last century :

1) Base of T1a (DUPONT 1882, legend of geological map of Belgium) located in the lower portion of the so called Hastière Limestone, in Hastière.
2) Base of Tn1a (CONIL & al. 1967; MAMET 1968) located at the base of the Etroeungt Limestone GOSSELET, sensu lato, in the outcrops at Avesnelles (Northern France).
3) Base of Tn1a$_{\alpha}$ (CONIL) 1964 located at the top of Evieux-beds in the type-locality of the Ourthe valley.

In the meantime, the base of the Carboniferous System has moved (since Heerlen 1935) to the Hönne valley in Germany where it is located at the base of the Hangenberg Limestone at Oberrödinghausen railroad-section.

Recent micropaleontological and palynological researches have challenged most of the biostatigraphical limits involved in an effort to trace the different basis of System or Stage through the Ardenno-Rhine basins. It is the main purpose of this paper to summarise this new data.

Biostratigraphical correlations between the type-localities of Northern France, Belgium, and Germany.

The now most generally accepted base of the Tournaisian Stage in Belgium and Northern France is the base of the Etroeungt Limestone. This base has been proved older than the base of the Carboniferous System as defined at Heerlen (1935).

This is substantiated by the following considerations which also demonstrate, if still necessary, the marked diachronism between lithostratigraphy and biostratigraphy based on microfossils (See Fig. 1).

In the Ourthe valley (Fig. 1 section 7) the biostratigraphical equivalent of the base of the Etroeungt Limestone s.l. can be approximately located near (above) the bed 115 (first occurence of Quasiendothyra Kobeitusana).

Below this limit can be observed twenty meters of alternating limestone and shale beds with sandstone beds which do not belong to the typical Famennian Evieux Formation and had been named "Tn1a and (CONIL 1964). We have renamed the major part of these beds (BOUCKAERT, STREEL& THOREZ, 1968) as follows :

Fa2d, the base of which corresponds at "Rivage-gare section with the first occurrence of Hymenozotriletes lepidophytus, a spore species whose

first occurrence has proved to be of worldwide stratigraphic sygnificance. These beds (Fa2d) contains Quasiendothyra communis radiata and are characterized by the occurrence "en masse" of Endothyridae. They also contain Spathognathodus costatus ultimus which allow a good correlation with the Kalloclymenia-Wochlumeria beds (tovi) of the Hönne valley in Germany.

As formerly shown (CONIL & LYS 1964) and now confirmed by the new conodonts and spores data, equivalent beds are more than 60meters thick at Hastière (Fig. 1 section 2) and more than 90 meters thick at Avesnelles (Fig. 1 section 1). These correlations invalidate the work of MAMET, MORTELMANS and SARTENAER, (1965, Fig. 2) whose correlations on the same section were based mainly on lithological evidence.

Rocks of Fa2d and Tn1a age have their thickest and probably most complete exposures in the Avesnois area (± 150 meters). Their thickness decreases not only eastward but also northward. In the Wepion borehole (Southern margin of the Namur synclinorium, (Fig. 1 section 4 and 5) these beds are only 25 meters thick; they probably lack(see below) almost completely in the northpart of the Namur Synclinorium despite the fact that lithological equivalents of the Evieux and Etroeungt beds have been identified in the Tournai borehole (LEGRAND, MAMET & MORTELMANS, 1966; MORTELMANS, 1969). Recently, CONIL & LYS 1970) have found and illustrated Quasiendothyra Kobeitusana at Avesnelles, about 30 meters below the limit that they, and MAMET 1968, had proposed as the base of Tn1a. So that the index fossil of this chronostratigraphic unit is no longer helpful in locating precisely this limit in other sections.

Authors generally agree to consider the top of Tn1a at the limit between the Etroeungt Limestone and Black Limestone of Avesnelles, in the Avesnelles section, assuming (MAMET 1968, p 1000) that the correlation between this limit and the base of the Hastière Limestone at

Hastière is established. However, we must emphasize that this correlation lies on pure lithostratigraphical criteria and is therefore questionable is detail if nevertheless roughly acceptable.

The base of the Hastière Limestone at Hastière is also lithostratigraphically correlatable eastwards with the sections of the Bocq and Hoyoux valleys. This is also acceptable as must of the alternating shales and limestone beds can be followed bed after bed, from one quarry to another. The lower part of the Hastière Limestone in the Hoyoux valley contains Patrognathus variabilis and Siphonodella (AUSTIN, CONIL, RHODES & STREEL, 1970). These Siphonodella are evoluted species which must be reported from the Siphonodella triangula-triangula zone in Germany (ZIEGLER 1970). So it is clear now that the base of the Carboniferous System has to be investigated between the Siphonodella-Patrognathus fauna in the lower part of the Hastière Limestone in the Hoyoux valley and the upper part of the Etroeungt beds in Avesnois area where Cymaclymenia euryomphala has been identified by DELEPINE (1929). This correlation is substantiated by the palynological zonation (PAPROTH & STREEL, 1970) : the upper part of the Etroeungt beds and equivalents in the Dinant synclinorium contain an upper pus. lepidophytus subzone (Florizone PLsI) which is older than the upper pus. lepidophytus subzone (Florizone PLs2-3) which characterizes the Hangenberg shales in the Hönne valley in Germany (type section of Oberrödinghausen). The sequence of rocks where the base of the Carboniferous system sensu Heerlen 1935 has to be defined is thus 2 meters thick in the Hoyou valley and about 10 meters thick in the Anseremme-Hastière region (Fig. 1 sectio 2). The base of T1a DUPONT 1882 falls within this interval. This sequence of rocks could be thicker in the Namur-Syncline where work in progress tends to confirm the first assessment made by STREEL (1966, 1969) that the Hastière Limestone equivalent could reach 75 meters high in the Tournai region. (BOUCKAERT & CONIL, 1970, CHABOT 1970).

The base of the Middle Tournaisian rocks are uniformly characterized throughout the Namur and Dinant Synclines by the "Peracuta Shales" and are also generally correlated with "Liegende Alaunschiefer" which interrupts the goniatite (Gattendorfia-Cu I) zonation in the Hönne valley in Germany. Thus, the Hangenberg Limestone in Oberrödinghausen is roughly equivalent to the Hastière Limestone.

The base of the next goniatite zone (Pericyclus-Cu II) has, recently been considered by SCHMIDT (1970) as an equivalent of the base of the Upper Crenulata zone, characterized for instance by the first occurrence of Gnathodus semiglaber (See MEISCHNER 1970).

As G. semiglaber occurs in the lower part of Upper Tournaisian (See CONIL & PIRLET 1970) in Belgium, it seems that all Middle Tournaisian, more than 160 meters thick in the region which corresponds partly to the Ch. glomiformis zone, lacks so far any good goniatite characteristics.

Criteria for an accurate definition of the boundary Tournaisian/Famennian.

The standard Cephalopod succession of Famennian and Tournaisian rocks in Germany provides doubtless the best criteria for an accurate definition of a biostratigraphical limit which approachs chronology. This is true also at the Tournaisian/Famennien boundary.

Fig. 2 shows that this succession is the most precise and detailed. 12 of the 14 subdivisions of the stratigraphical scale (Fig. 2) have Cephalopod-characteristics. But it must be emphasized that those limits lose their accuracy like every fossil group, when they coïncide with changes of lithological facies. The present definition of the base of the Carboniferous system is therefore questionable as the first occurrence of Gat. subinvoluta is obviously linked to the change

of facies between Hangenberg shales and Hangenberg limestone, at the type section of Oberrödinghausen. The succession Balvia prorsum. Balvia acutum (Lower subzone of the G. subinvoluta zone (SCHMIDT, 1971) has never been proved in one continuous section (See WEYER 1969 PAPROTH & STREEL 1970).

So, we believe that amongst the three major limits of the Cephalopod-succession (toV/toVI; toVI/CuI; Cu I/ Cu II), the lowest (toV/ toVI) is the least questionable. But, in our opinion many subdivision of these major biostratigraphical units (for instance 3/4, 4/5, 9/10, 10/11, 11/12) would alternatively provide an accurate definition of the Devonian/Carboniferous boundary. We have not to consider wheter or not these subdivisions are easy to trace in other regions because of general scarcity of the characteristic Cephalopods.

Indeed, this is unfortunately a common characteristic for all Cephalopods. To reach the efficiency in correlation we have to consider the conodont fossil group, whose zonation has been erected in the Cephalopod facies.

So, we are convinced that at the present the best criteria to define the Devonian/Carboniferous boundary will be at a levee where a Cephalopod and Conodont limit match together. No doubt the limit 9/10 would seems the best so far in the light of our present knowledge of these two fossil-group succession. This corresponds to a succession in a same Conodont-genies (Siph. sulcata duplicata). Another possibility is at the limit toV/ toVI. But it is fair to say the succession of the toVI interval is not yet completed and that new research will probably soon provide other good limits within this interval.

For instance, conodont research in Belgium is in progress and it is felt helpful to provide a chart of the present day (mai 1971) knowledge on conodont succession in Belgium (See fig. 3). It is unfortunate that all numerous research on conodonts in the Avesnois type region have provided at this time so few results. The present information reinforces our feeling that the classic Dinant region (for instance Anseremme-Hastière) has the best sections where a para-stratotype could be located which would contain platform faunas and floras.

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. & RHODES, F.H.T. (1971) : New Dinantian conodont faunas of France and Belgium. A preliminary note. In "Colloque sur la stratigraphie du Carbonifère". Congrès et colloques Univ. Liège, 55.

BOUCKAERT, J. & CONIL, R. (1970) : Les couches de passage du Dévonien au Carbonifère dans la vallée de la Dendre; découverte de Conodontes à Brugelette.
Bull.Soc.belge Géol., Paléont., Hydrol. 79, 1 : 1-4.

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. (1971) : 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 .

CHABOT, A. (1970) : Description d'un sondage effectué à Gages au voisinage de la limite dévono-carbonifère.
Bull.Soc.belge Géol., Paléont., Hydrol., 79, 1 : 5-10.

CHABOT, A. (1971) : Le sondage de Ujoverguies, première description - (Inédit).

CHIGOVA, 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.

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. (1971) : 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.

CONIL, R. & PIRLET, M. (1971) : Le Calcaire Carbonifère du Synclinorium de Dinant et le sommet du Famennien - in "Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère".
Congrès et colloque Univ. Liège, 55 : 47-64.

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.

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.

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

GRAULICH, J.M. (1960) : Le Sondage de Wépion.
Mém.Expl.Cartes géologiques et Min.Belgique, 2 : 1-102.

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.

MEISCHNER, D. (1970) : Conodonten-Chronologie des Deutschen Karbons - C.R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, III : 1169-1180.

MORTELMANS, G. (1969) : L'étage Tournaisien dans sa localité-type. C.R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, 1 : 19-43.

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

PAPROTH, E. & STREEL, M. (1971) : Corrélations biostratigraphique 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.

SARTENAER, P. & MAMET, B. (1964) : Le Calcaire d'Etroeungt à Etroeungt - C.R. 5e Congrès Carbonifère, Paris 1963, II : 755-761.

SCHMIDT, H. (sous presse) : Balvium : neuer Name für Unterkarbon I.

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.

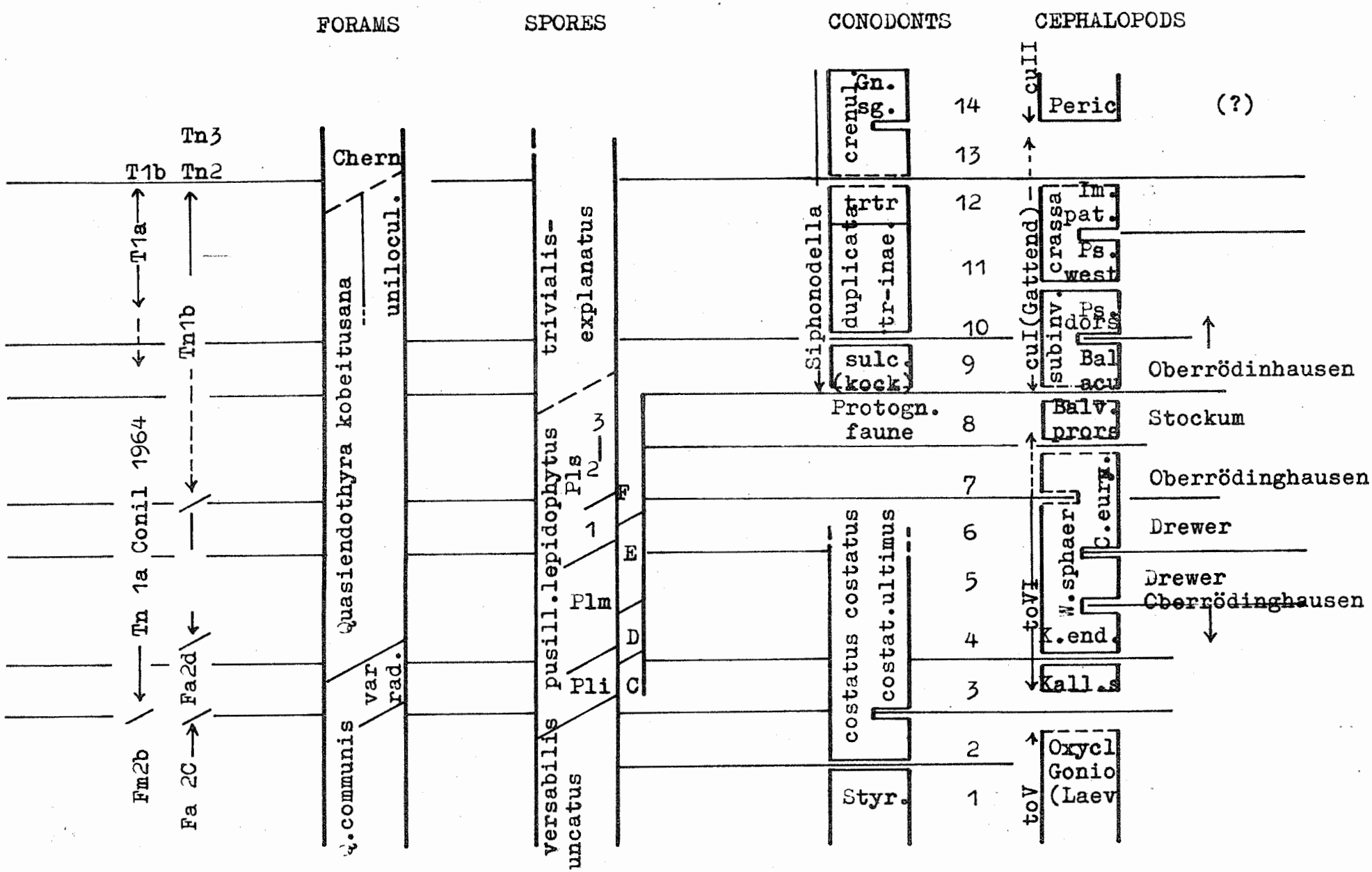
STREEL, M. (1969) : Corrélations palynologiques entre les sédiments de transition Dévonien/Dinantien dans les bassins ardenno-rhénans.
C.R. 6e Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, 1 : 3-18.

STREEL, M. (1971) : 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.

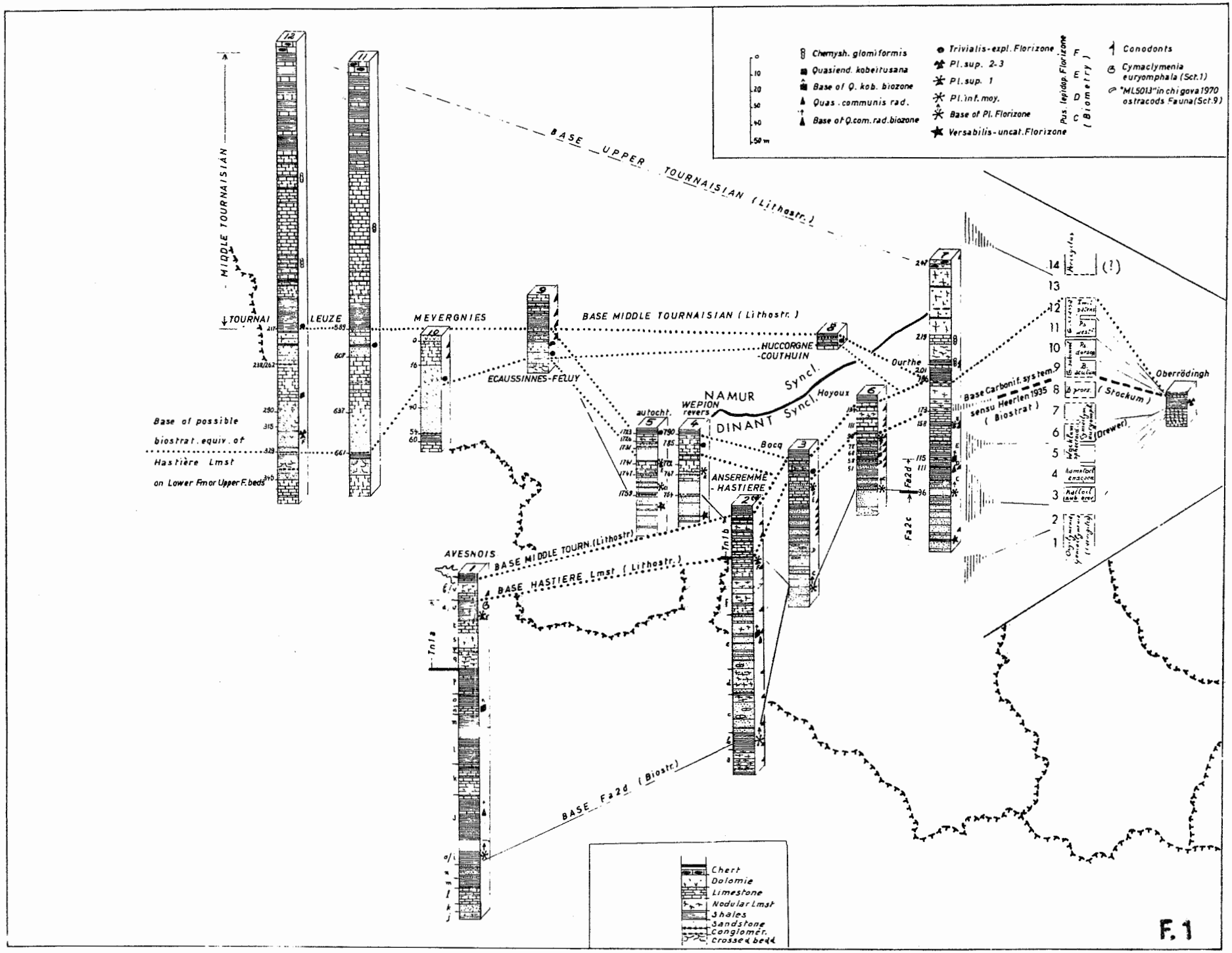
THOREZ, J. : Sédimentologie du Famennien supérieur dans le Synclinorium de Dinant.
Thèse de Doctorat, 1369, Liège, inédit.

WEYER, D. (1965) : Etroeungt im Morvan (Zentralfrankreich).
Mitteilungen ZGI, 1 : 289-302. Taf. XXIV A.

ZIEGLER, W. (1969) : Eine neue Conodontenfauna aus dem höchsten Ober-Devon.
Fortschr. Géol. Rheinld. Westf., 17 : 343-360, Abb. 1-4.


FORAMS
SPORES
CONODONTS
CEPHALOPODS
Tn3
T1b Tn2
T1a
Tn1b
Tn 1a Conil 1964
Fa2d
Fm2b
Fa 2C
Chern
Quasiendothyra kobeitusana
unilocul.
var rad.
Q.communis
trivialis-
explanatus
pusill.lepidophytus
Pls
3
2
1
F
E
Plm
D
Pli
C
versabilis
uncatus
Siphonodella
crenul.
Gn. sg.
trtr
duplicata
tr-inae.
sulc. (kock)
Protogn. faune
costatus costatus
costat.ultimus
Styr.
14
13
12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1
cuII
Peric
(?)
cuI (Gattend)
crassa
Im. pat.
Ps. west
subinv.
Ps. dors
Bal acu
Oberrödinhausen
Balv. prors
Stockum
Oberrödinghausen
C.eurv.
W.sphaer
Drewer
toVI
K.end.
Drewer
Oberrödinghausen
Kall.s
toV
Oxycl
Gonio
(Laev

F2

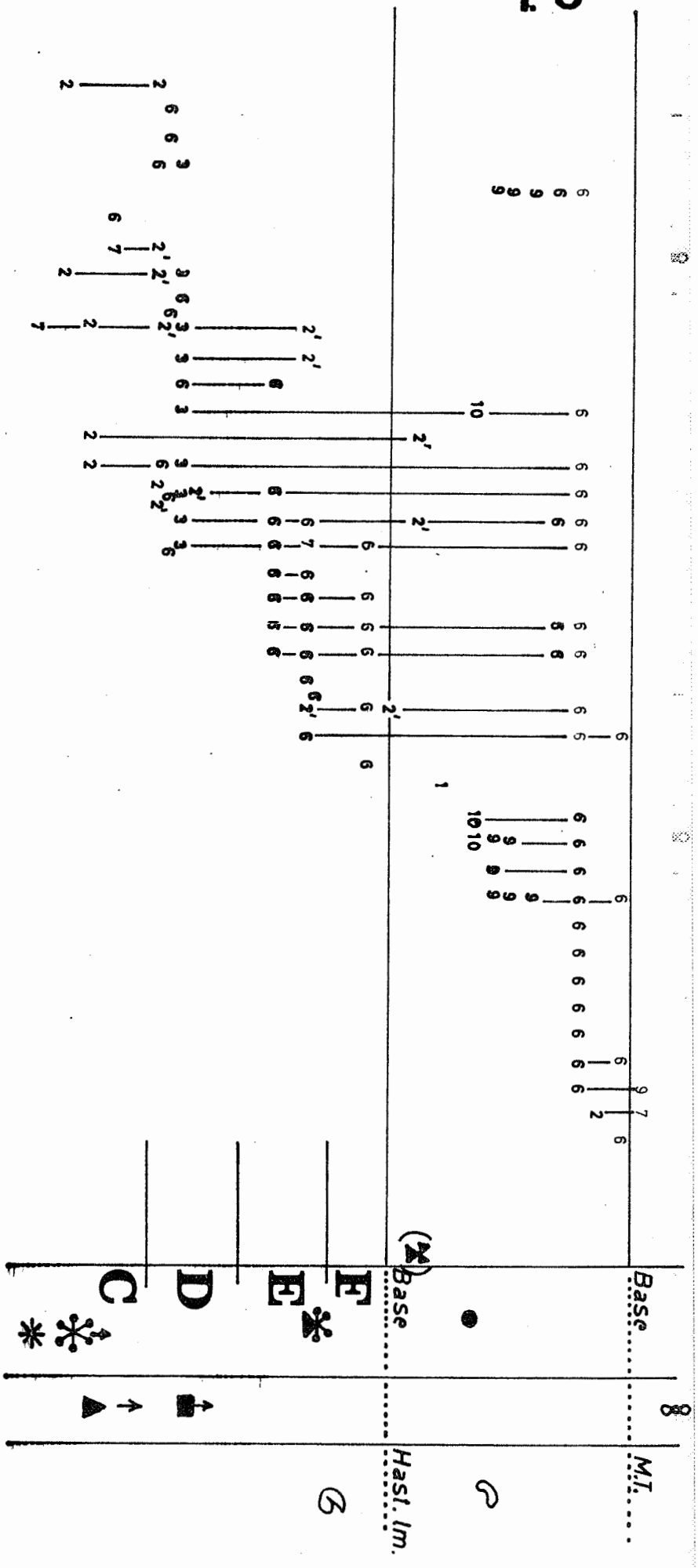


Chemysh. glomiformis
Quasiend. kobeitusana
Base of Q. kob. biozone
Quas. communis rad.
Base of Q.com. rad. biozone
Trivialis-expl. Florizone
Pl. sup. 2-3
Pl. sup. 1
Pl. inf. moy.
Base of Pl. Florizone
Versabilis-uncat. Florizone
Pus. lepidop. Florizone
F
E
D
C
(Biometry)
Conodonts
Cymaclymenia euryomphala (Sct.1)
"ML5013" in chi gova 1970 ostracods Fauna (Sct.9)
MIDDLE TOURNAISIAN
TOURNAI
LEUZE
MEVERGNIES
ECAUSSINNES-FELUY
BASE UPPER TOURNAISIAN (Lithostr.)
BASE MIDDLE TOURNAISIAN (Lithostr.)
HUCCORGNE-COUTHUIN
NAMUR Syncl.
DINANT Syncl.
WEPION revers
autocht.
Hoyoux
Bocq
ANSEREMME-HASTIERE
Ourthe
Base Carbonif. system sensu Heerlen 1935 (Biostrat)
(Stockum)
(Drewer)
Oberrödingh
Base of possible biostrat. equiv. of Hastière Lmst on Lower Fm or Upper F. beds
AVESNOIS
BASE MIDDLE TOURN. (Lithostr)
BASE HASTIERE Lmst (Lithostr.)
BASE Fa2d (Biostr.)
Tn1a
Tn1b
Fa2c
Fa2d
Chert
Dolomie
Limestone
Nodular Lmst
Shales
Sandstone
Conglomér.
Crossed bedd

F. 1

F3

Icriodus rectus
Icriodus sp A in ACRS
Icriodus cf cornutus
Icriodus oliv.sp
Spathogn.costatus costatus
Spathogn.cost.spinulicostatus
Spathogn.cost.ultimus
Spathogn.aculeatus
New genus in B.&Z.
Spathogn.bischoffi
Spathogn.strigosus
Spathogn.cf costatus
Spathogn.tridentatus
Spathogn.plumulus
Spathogn.crassidentatus
Pseudopol.vogesi
Polygnathus communis
Pseudopol.dentilineatus
Polygnathus taxophorus
Pelekysgnathus sp in ACRS
Spathogn.div.sp
Polygnathus cf spicatus
Spathogn;cf bischoffi in ACRS
Pseudopol.nodomarginatus
Pseudopol.longiposticus
Spathogn.inornatus
Protognathodus kockeli
Spathogn.anteposicornis
Patrognathus variabilis
Spathogn.cost.sulciferus
Polygnathus inornatus
Polygnathus symmetricus
Polygnathus cf percarinatus
Polygnathus sp C Druce
Polygnathus cf permarginatus
Siphonodella cooperi
Polygnathus lobatus
Siphonodella div.sp
Siphonodella obsoleta
Polygnathus inornatus rostr.



CHAPITRE II

LE DINANTIEN

R. Conil, G. Mortelmans, H. Pirlet

CHAPITRE II. LE DINANTIEN.

R. Conil, G. Mortelmans et H. Pirlet.

LES DIVISIONS CLASSIQUES DU DINANTIEN.

Première partie du Dinantien, les terrains tournaisiens n'inscrivent dans un ensemble transgressif, débutant au Famennien supérieur et progressant vers le Nord au cours de trois pulsations majeures. Chacune de ces pulsations, ou séquences majeures, marque un progrès de la sédimentation carbonatée sur la sédimentation terrigène qui prédomine au Famennien. La sédimentation carbonatée s'installe définitivement durant le Tournaisien supérieur et se maintient pendant la plus grande partie du Viséen. Un retour progressif au régime terrigène se produit au Viséen final ("Couches de passage au Namurien" V3c), marquant la fermeture du grand cycle sédimentaire dinantien.

Au cours de cette période, quelque 800 à 1.000 m de dépôts néritiques à littoraux se sont accumulés sur la plateforme dinantienne. La subsidence qui a contrôlé ce dépôt s'est faite en plusieurs étapes dont les à-coups sont fidèlement enregistrés sans la lithologie et le va-et-vient des populations. Pour donner aux fossiles des stratotypes toute leur signification, les données paléontologiques ont été associées aux coupes lithologiques dans les "schémas stratigraphiques" publiés à ce jour.

*

* *

Les pages qui suivent résument l'état des connaissances relatives au Dinantien en 1970 et les principaux progrès réalisés depuis les

grands travaux des pionniers (de DORLODOT, KAISIN, DELEPINE, DEMANET, etc...). D'une façon générale, ont été reportées sur 6 planches les noms des formations, les principales zônes paléontologiques, les sigles de F. DEMANET, et les notations détaillées du Tournaisien de Tournai (G. MORTELMANS).

STRATIGRAPHIE.

1. Le substratum de la transgression (*)

Au cours de la régression survenue durant le Famennien supérieur, le Massif du Brabant se borde de vastes aires sableuses émergées (Campine, Synclinorium de Namur) constituées de couches marines à Brachiopodes et Pélécypodes et de dépôts évaporitiques ou de type lagunaire, avec lits charbonneux (Feluy-Ecaussinnes). L'érosion, due dans certains cas à des surélévations transversales (St-Martin), peut aller jusqu'à dénuder le Frasnien sous-jacent (St-Martin, Méhaigne). Ailleurs, la régression s'accompagne de la formation de couches rouges ou vertes (Tournaisien). Suivant les endroits, cette situation va se maintenir plus ou moins longtemps au cours du Tournaisien inférieur.

(*) Cette notion varie selon les auteurs; il existe en effet deux interprétations très différentes des coupes types de l'Avesnois et de leurs corrélations avec la région type du Famennien supérieur (Ourthe).

Pour CONIL, LYS et STREEL (Sédimentologie et Foraminifères; 1964, 1970; Spores, 1969, 1970), les couches formant la transition dévono-carbonifère sont beaucoup plus puissantes à Avesnelles que dans la vallée de l'Ourthe. En 1965, MAMET, MORTELMANS et SARTENAER établissent d'autres corrélations (Sédimentologie, Foraminifères), considérant que ces couches ont, au contraire, une épaisseur sensiblement constante dans l'aire envisagée. La divergence provient du fait que CONIL et LYS situent les couches k à m d' Asvenelles dans la partie tout à fait supérieure de la zone à Quas. communis, tandis que MAMET, MORTELMANS & SARTENAER les considèrent comme étant inférieures à cette même zone. En 1966, B. MAMET inclut dans la zone à Quas. communis les couches m au moins; en 1968 il maintient son hypothèse de 1965. Les corrélations palynologiques de M. STREEL (cf. limite VU/PL) sont parallèles à celles de CONIL & LYS.

Au bord nord du Synclinorium de Dinant, les dépôts formés au cours de la régression consistent en couches marines très peu profondes à Umbellina, Girvanella nicholsoni et Cryptophyllus alternant avec des niveaux à fentes de dessication et végétaux (Archaeopteris, Rhacophyton, troncs fossiles, etc... Région d'Yvoir, Ourthe). La partie méridionale du Synclinorium de Dinant, restée immergée, renferme parfois une riche faune de Brachiopodes, de Coraux et de Foraminifères (Avesnois). On comprend dès lors la variabilité de puissance et de faciès observée dans les couches de passage du Dévonien au Carbonifère, puisqu'elles transgressent sur un paysage diversifié et plus ou moins érodé.

2. La transgression "Famennien supérieur (Fa2d) - Tournaisien inférieur (Tn1)".

Le départ de la transgression s'inscrit de façon plus ou moins apparente dans les régions continuellement ou périodiquement immergées : faible changement lithologique dans l'Avesnois, lit graveleux à Hastière apparition soudaine de faciès à petites Girvanelles succédant aux couches à Umbellina et grandes Girvanelles dans la vallée de l'Ourthe.

Dans la région type de l'Avesnois, on peut schématiser comme suit, de bas en haut, la succession des premiers sédiments formant le passage du Famennien au Tournaisien :

- Schistes de l'Epinette. Faciès schisto-calcareux très fossilifère annonçant les récifs subséquents; Algues, Foraminifères, Stromatopores, Coraux, Brachiopodes, Conodontes etc...

En Belgique, les niveaux calcaires et fossilifères sont de moins en moins fréquents vers le Nord-Est; on passe ainsi latéralement à des faciès terrigènes de type famennien où la stratigraphie est essentiellement basée sur la palynologie.

- Calcaire d'Etroeungt. Faciès calcaire avec niveaux calcschisteux, partiellement récifal, à Coraux et Stromatopores. Ces faciès sont répandus dans l'Avesnois et le Massif de la Vesdre; ils s'amenuisent progressivement vers la partie centrale du Condroz où ils disparaissent (Hoyoux), vraisemblablement en raison d'un apport terrigène trop important.

Les recherches micropaléontologiques ont révélé (CONIL, MAMET) que la dénomination originelle de "Calcaire d'Etroeungt" pouvait être étendue vers le bas à toute la masse calcaire à Coraux et Stromatopores formant avec lui une unité lithologique et biologique dans l'Avesnois. On soulignera toutefois que l'apparition de Quasiendothyra kobeitusana ne coïncide pas avec la base de ce faciès récifal. Le même accord n'existe pas pour les calcschistes à nombreux Phacops (u) surmontant, en continuité sédimentologique, les calcaires francs d'Etroeungt. Dans l'Avesnois, ainsi que dans la vallée de la Meuse, CONIL, LYS et STREEL les rattachent au Calcaire d'Etroeungt, tandis que MAMET, MORTELMANS et SARTENAER en font la base des Schistes et calcaire d'Hastière.

- Schistes et calcaire d'Hastière. Une brusque modification sédimentologique et paléontologique s'inscrit à la base de cette formation dans les parties occidentale et centrale du Synclinorium de Dinant. Son importance décroit fortement du Sud-Ouest au Nord-Est. Deux régions, probablement séparées par une ride transversale, restent individualisées :
  a) l'Avesnois, avec ses faciès de calcaire noir marmoréen à Tournayellidae, Brachiopodes et Pélécypodes. Type : Avesnelles.
  b) la Belgique, avec ses faciès crinoïdiques gris, pauvres en Foraminifères, et ses schistes dont l'abondance croit en direction de l'Avesnois. Type : Hastière.

En Belgique, les irrégularités du fond marin résultant de la régression famennienne sont peu à peu noyées sous la couverture croissante de sédiments et les moindres pulsations ou apports terrigènes trouvent un écho sur de grandes distances.

Du point de vue sédimentologique, le Calcaire d'Hastière marque une progression vers des calcaires massifs et purs, parfois oolithiques, très pauvres en Algues et en Foraminifères, qui clôturent l'évolution de la première grande séquence. Ils sont surmontés par une faible épaisseur d'alternances schisto-calcaires établissant le passage à la séquence majeure suivante, ces dépôts contiennent à nouveau des Algues et de nombreux Foraminifères uni- et biloculaires. (*)

Les couches d'Hastière (Tn1b) débordent très largement l'aire d'extension des couches d'Etroeungt. Elles recouvrent presque complètement le bord nord du Synclinorium de Namur (M. STREEL) où les faciès sont très littoraux. C'est sensiblement au même moment que les faciès calcaires marins apparaissent en Angleterre (zone K : AUSTIN & RHODES). Aussi peut-on légitimement penser que les modifications écologiques observées à ce niveau trouvent leur origine dans les communications nouvelles ainsi créées (R. CONIL).

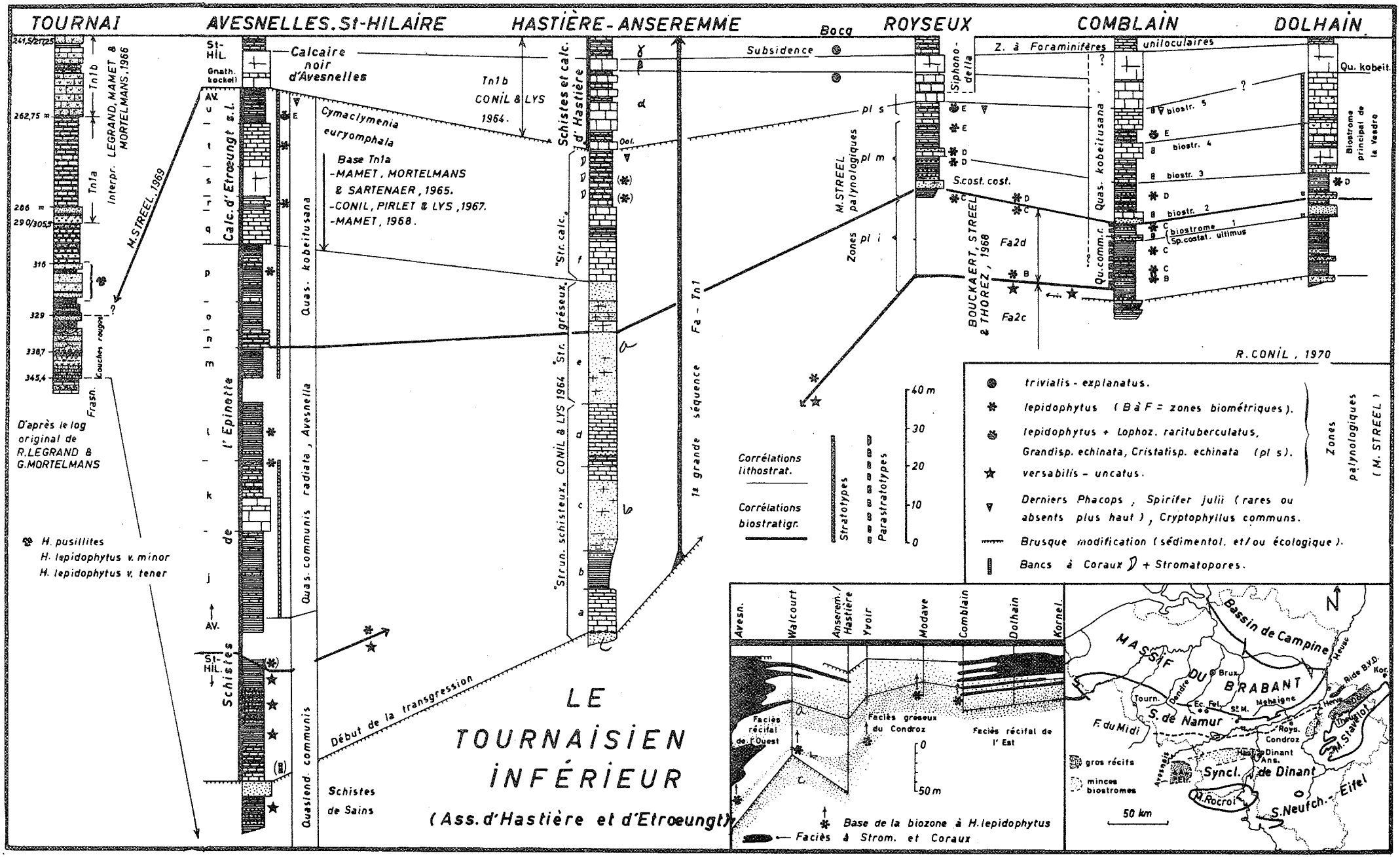
Dans le Tournaisis, la subsidence carbonifère s'amorce dès le Tournaisien inférieur, sinon le Famennien terminal, accumulant sur des couches rouges d'âge famennien quelque 75 m de sédiments montrant une étroite analogie d'évolution lithologique avec la séquence type de l'Avesnois (G. MORTELMANS). De bas en haut on a :

(*) Ces couches de transition sont rapportées par G. MORTELMANS à l'extrême base du Tn2, tandis que R. CONIL leur attribue la notation Tn1b. Leur association de Foraminifères est intermédiaire entre la faune à Quasiendothyra et la faune à Chernyshinella. Très schisteuses à l'Ouest du Hoyoux, ces couches deviennent essentiellement calcaires vers l'Est.

- Arénites à ciment calcaire ou dolomitique; quartzites, dolomies silteuses et rares calcaires microgrenus; dolomies.
- Dolomies de grès dolomitiques de base; petits rythmes schisto-calc-schisto-calcaires, avec passées organodétritiques et oolithiques; calcaires et calcschistes noduleux.
- Coupure sédimentologique.
- Dolomie gréseuse et grès ravinants; dolomies et giobertites dolomitiques gréseuses, à stratification oblique ou entrecroisée; calcaire, dolomie gréseuse et grès.

La position stratigraphique de ces dépôts est controversée. Se fondant sur l'analogie séquentielle et les indications d'une rare microfaune, B. MAMET & G. MORTELMANS (1966) ont attribué les trois termes respectivement au Famennien terminal, calcaire d'Etroeungt et calcaire d'Hastière; la continuité sédimentologique entre les deux premiers termes d'une part, et la transgressivité du troisième s'intègrent au schéma donné plus haut pour la région de l'Avesnois. M. STREEL, par contre, estime que les 60 m supérieurs au moins de la succession doivent être attribués au seul Calcaire d'Hastière. Des recherches récentes ont montré que la région de la Dendre orientale s'intégrait à cette aire subsidente, au lieu de former une ride comme on le supposait autrefois (*). Peut-être ces recherches permettront-elles de résoudre cette opposition.

(*) J. BOUCKAERT, A. CHABOT, R. CONIL.



TOURNAI
AVESNELLES.St-HILAIRE
HASTIÈRE-ANSEREMME
Bocq
ROYSEUX
COMBLAIN
DOLHAIN
Calcaire noir d'Avesnelles
Tn1b CONIL & LYS 1964.
Schistes et calc. d'Hastière
Subsidence
Siphonodella
Z. à Foraminifères uniloculaires
Qu. kobeit.
Cymaclymenia euryomphala
Base Tn1a
-MAMET, MORTELMANS & SARTENAER, 1965.
-CONIL, PIRLET & LYS, 1967.
-MAMET, 1968.
M.STREEL, 1969
Interpr. LEGRAND, MAMET & MORTELMANS, 1966
Tn1b
Tn1a
Frasn.
Couches rouges
D'après le log original de R.LEGRAND & G.MORTELMANS
H. pusillites
H. lepidophytus v. minor
H. lepidophytus v. tener
Calc. d'Etroeungt s.l.
Schistes de l'Epinette
Quas. kobeitusana
Quas. communis radiata, Avesnella
Quaslend. communis
Schistes de Sains
Début de la transgression
"Str. calc."
"Str. gréseux"
"Strun. schisteux" CONIL & LYS 1964
1a grande séquence Fa - Tn1
M.STREEL palynologiques
Zones
pl s
pl m
pl i
S.cost. cost.
BOUCKAERT, STREEL & THOREZ, 1968
Fa2d
Fa2c
Qu. comm. r.
Quas. kobeitusana
biostr. 5
biostr. 4
biostr. 3
biostr. 2
biostrome 1
Sp. costat. ultimus
Biostrome principal de la Vesdre
R. CONIL, 1970
Corrélations lithostrat.
Corrélations biostratigr.
Stratotypes
Parastratotypes
40 m
30
20
10
0
trivialis - explanatus.
lepidophytus (B à F = zones biométriques).
lepidophytus + Lophoz. rarituberculatus, Grandisp. echinata, Cristatisp. echinata (pl s).
versabilis - uncatus.
Zones palynologiques (M. STREEL)
Derniers Phacops, Spirifer julii (rares ou absents plus haut), Cryptophyllus communs.
Brusque modification (sédimentol. et/ou écologique).
Bancs à Coraux + Stromatopores.
LE TOURNAISIEN INFÉRIEUR
(Ass. d'Hastière et d'Etroeungt)
Avesn.
Walcourt
Anserem./Hastière
Yvoir
Modave
Comblain
Dolhain
Kornel.
Faciès récifal de l'Ouest
Faciès gréseux du Condroz
Faciès récifal de l'Est
0
50 m
Base de la biozone à H. lepidophytus
Faciès à Strom. et Coraux
Bassin de Campine
MASSIF DU BRABANT
S. de Namur
F. du Midi
Syncl. de Dinant
M. Rocroi
S. Neufch.-Eifel
M. Stavelot
Meuse
Rhide B.V.D.
Kor.
Brux.
Tourn.
Dendre
Ec. Fel.
St M.
Mehaigne
Roys.
Condroz
Dinant
Ans.
Avesnois
gros récifs
minces biostromes
50 km
N

Paléontologie

L'étude de l'assez abondante macrofaune des Schistes de l'Epinette vient seulement d'être entamée. Celle du Calcaire d'Etroeungt renferme tout à la fois des éléments hérités du Dévonien (Cyrtospirifer, Phacopidae, Clyménides), d'autres de type dinantien (Clisiophyllum, Siphonophyllia, Vaughania, Brachiopodes), enfin des formes propres (Palaeosmilia aquisgranensis (FRECH), Spirifer julii (DEHEE), Phacops accipitrinus maretiolensis (RICHTER).

La macrofaune du Calcaire d'Hastière voit le remplacement des Phacops par les Phillipsia et la disparition des formes guides du Tn1a.

La stratigraphie fine des trois formations est fondée sur les associations de Foraminifères, Conodontes et Spores, telles qu'elles ont été reportées sur la planche.

3. Le Tournaisien moyen (Tn2). Assise de Maredsous.

Dans les régions occidentales du synclinorium de Dinant (Ouest du Hoyoux), dans le Tournaisis et à Landelies, l'assise montre une nette division ternaire : schistes - calcaires - calcschistes.

1) La partie inférieure, constituée par les "Schistes à Spiriferellina peracuta (Tn2a) semble correspondre à un mouvement épirogénique de grande empleur dont la trace se retrouve de l'Angleterre à l'Allemagne (Liegende Alaunschiefer). Le contact avec le Calcaire d'Hastière sous-jacent se fait généralement par quelques alternances schisto-calcaires (⁂). Localement (Tournaisis, Feluy) il est tranché et la sous-assise peut débuter par un lit graveleux ravinant.

(⁂) Note infrapaginale p. 5

2) Vers le haut, le retour au régime calcaire est progressif. Après quelques alternances de transition (*), on observe la succession suivante dans le Calcaire de Landelies (Tn2b) :

- Calcaire argileux, alternances de bancs de calcaires et de minces lits schisteux, enfin bancs superposés de calcaire foncé, subcrinoïdique, à petites Girvanelles; Caninia et Foraminifères. Ce niveau est riche en petits Coraux et en Conodontes dans les vallées de la Dendre et de la Samme.
- Calcaire crinoïdique devenant de plus en plus massif et plus clair vers le haut, où les Coraux disparaissent. A Landelies, ce niveau comporte des bancs organoclastiques et oolithiques.

Dans le Tournaisis où l'on observe les plus fortes épaisseurs, cette évolution est plus complexe et le Tn2b se présente sous la forme d'alternances calcareo-schisteuses.

3) Les relations entre le Calcaire de Landelies et les Calcschistes de Maredsous offrent une bien moins grande uniformité que celles observées à la base du Tn2a, en même temps que d'importantes variations de faciès apparaissent dans le corps de la sous-assise. Dans le Synclinorium de Dinant, les épandages terrigènes n'atteignent pas certaines régions où se poursuit la sédimentation carbonatée : c'est le cas pour l'Est du Condroz où la silice diagénétique apparaît

---

(*) Ces alternances ont été rapportées au Tn2a par R. CONIL, le premier gros banc qui leur succède formant le repère sédimentologique le plus stable dans le synclinorium de Dinant. Il correspond en général au développement des Siphonophyllia. G. MORTELMANS, s'appuyant sur d'autres arguments sédimentologiques, en l'occurence l'apparition des premiers bancs de calcaire franc à Landelies, range ces couches dans le Tn2b. A l'heure actuelle, aucun critère paléontologique efficace ne permet de distinguer ces deux formations.

même sous forme de cherts (**), et dans la direction opposée, l'Ouest de l'Entre-Sambre-et-Meuse (Walcourt pl. III). Le tarrissement ou l'éloignement du Sud vers le Nord des sources terrigènes produit un diachronisme du faciès calc-schisteux de Maredsous, bien observable de Dinant à Yvoir (A Gendron-Celles, les calcschistes renferment d'abord des lumachelles de petits Brachiopodes, puis les Coraux refont progressivement leur apparition. Les Conodontes, qui avaient pratiquement disparu des calcaires massifs de la formation sous-jacente, sont redevenus nombreux.

Dans l'Avesnois, il paraît bien y avoir ravinement entre le "Petit-granit d'Avesnelles" (Tn2b) et les dolomies à cherts qui le surmontent.

Dans le Synclinorium de Namur, les épandages terrigènes du Tn2c sont particulièrement nets depuis le Tournaisis, où le passage du Tn2b au Tn2c est progressif, jusque dans la vallée de la Samme; il en est de même à Landelies où les couches de Maredsous, typiquement calcschisteuses, renferment de nombreux Conodontes (zone à Siphonodella).

*

* *

(**) Partout ailleurs cette apparition coïncide avec le début du Tn3.

Au point de vue sédimentologique, ces relations diverses entre phases terrigène et carbonatée, conduisent à distinguer plusieurs types régionaux d'évolution séquentielle :

- Liaison Tn2a-Tn2b en une deuxième grande séquence dinantienne, le Tn2c formant alors la base d'une troisième séquence s'étendant au delà du Tournaisien supérieur (Landelies, Walcourt-Dinant-Havelange)
- Liaison Tn2a-Tn2b-Tn2c en une grande biséquence se poursuivant naturellement dans la troisième séquence Tn2c-Tn3 (Tournaisis)
- Formation d'une seule mégaséquence débutant au Tn2a et se poursuivant par des faciès carbonatés d'âge Tournaisien moyen et supérieur (Est du Condroz).

*

* *

A l'heure actuelle, l'assise de Maredsous n'est plus bien exposée à Maredsous. Sa localité de référence idéale reste Landelies, riche en macrofaunes, en Conodontes et en Foraminifères dont la taille est parfois considérable.

B. MAMET, N. MIKHAILOFF & G. MORTELMANS, ayant effectué des raccords précis entre le Tournaisien de Landelies et celui des coupes classiques du bord nord du Synclinorium de Namur (Tournai à Namèche) proposent ce site, qui renferme déjà le stratotype du calcaire de Landelies, comme parastratotype du Tournaisien.

*

* *

Les rivages du Tournaisien moyen ne paraissent pas avoir débordé très largement les régions immergées au Tournaisien inférieur (Gelbressée, Visé). Le Synclinorium de Namur est néanmoins complètement immergé et la mer devait s'avancer assez loin sur l'actuel Massif du Brabant; vers l'Est, elle commence à le contourner dans la région de Visé, pour se diriger vers le Bassin de la Campine.

Paléontologie

Considérée dans son ensemble, l'assise peut être caractérisée par l'apparition de Spiriferellina peracuta (de Koninck) , l'abondance de Spirifer tornacencis de Koninck et le développement des Cyathopsides (Caninia, Siphonophyllia), en même temps qu'elle coïncide à peu de choses près à l'extension de la zone à Chernyshinella glomiformis.

Le Tn2a possède une faune variée de Brachiopodes où apparaissent Leptagonia analoga (PHILLIPS), Spirifer suavis de KONINCK, Spiriferellina peracuta (de KONINCK), localement abondante, Schuchertella wexfordensis SMYTH; parmi les Rugueux apparaît Saleelasma delepini (VAUGHAN); les Clyménides subsistent à son extrême base (Landelies).

Le Tn2b offre une faune de Coraux assez variée : à Saleelasma delepini (VAUGHAN) s'ajoutent l'apparition de Siphonophyllia cylindrica cylindrica (SCOULER), de Cyathaxonia cornu MICHELIN, l'accroissement en nombre des Caninia, la présence locale de Michelinia et Syringopora. Parmi les Brachiopodes apparaissent Pustula pustulosa (PHILLIPS) et Dictyoclostus vaughani (M. WOOD). De rares Goniatites ont été observées à Tournai.

Le Tn2c n'a pas, jusqu'ici, fourni de Saleelasma delepini (VAUGHAN); y apparaissent de rares Zaphrentites koninckı (M. EDW. & HAIME). Parmi

les Brachiopodes apparaissent Pustula interrupta (THOMAS) et Linoproductus corrugatus (Mc COY). De rares Goniatites ont été rencontrées à Tournai.

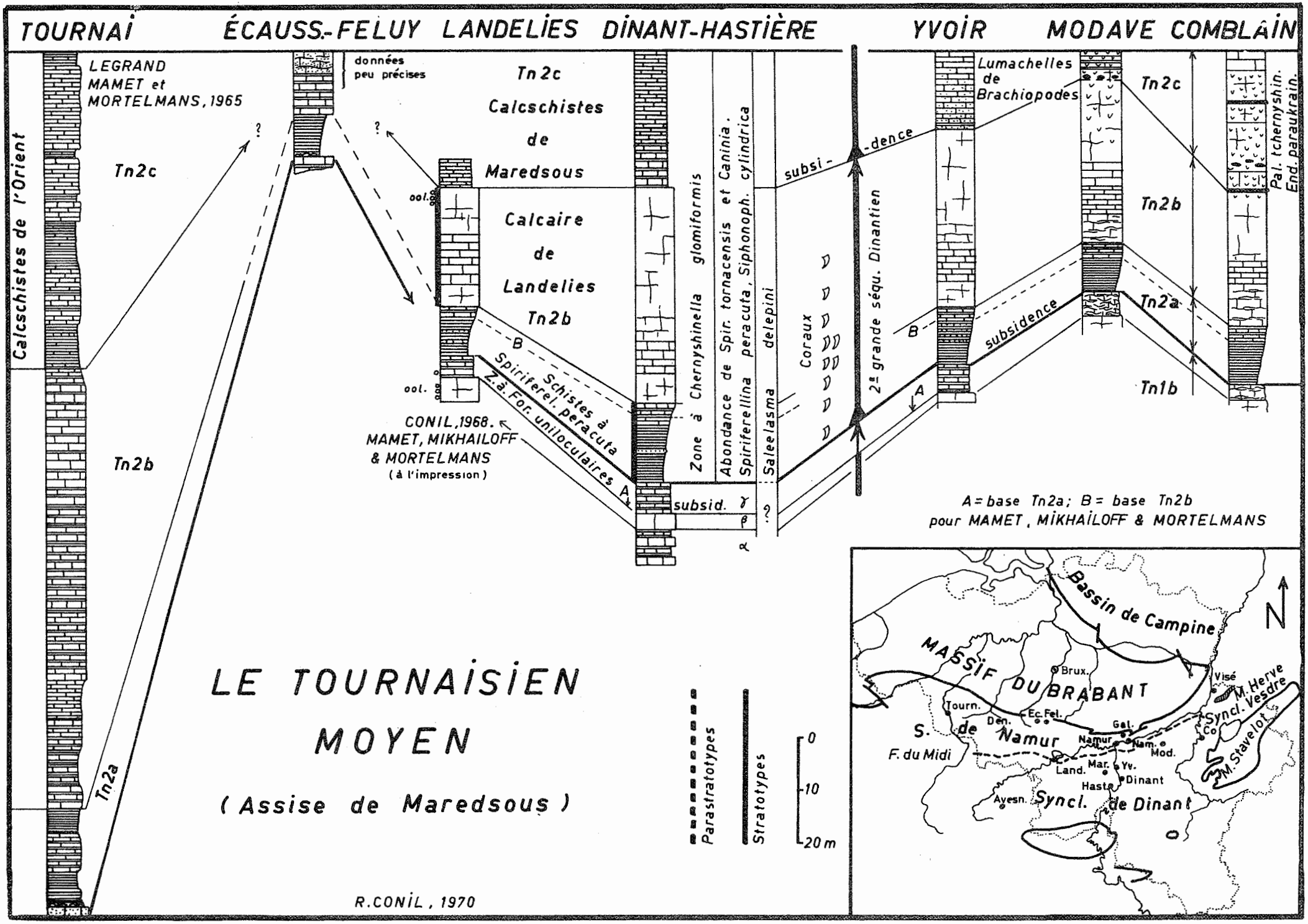
En ce qui concerne microfaune et microflore, les données essentielles figurent sur la planche.

4. Le Tournaisien supérieur (Tn3). Assise de Tournai et de Celles.

Si le Tournaisien moyen présente, dans son ensemble, une unité remarquable que modifient seules au Tn2c les variations entre apports terrigènes et phase carbonatée, il n'en est plus de même au Tournaisien supérieur. Ici, l'unité se marque dans l'installation définitive de la sédimentation carbonatée, mais celle-ci offre des faciès variés, parfois diachroniques dont le raccord précis reste parfois incertain. Ceci résulte largement de l'accentuation de traits paléogéographiques préexistants, sous l'effet d'une plus grande mobilité du fond marin : subsidence accrue dans le Hainaut (Tournai, Ecaussinnes), aire à sédimentation minimale (Landelies, Yvoir, Modave), aire pénésaline à dolomies dominantes (du Namurois à la Vesdre), aire subsidente du Dinantais à faciès de lagon ("back reef") et récifs waulsortiens proliférant le long d'une flexure bordant un bassin méridional. Aussi est-il nécessaire de séparer, dans la description, les faciès normaux de plateforme de plateforme des faciès récifaux et périrécifaux.

*

* *


TOURNAI
ÉCAUSS.-FELUY
LANDELIES
DINANT-HASTIÈRE
YVOIR
MODAVE
COMBLAIN
Calcschistes de l'Orient
LEGRAND
MAMET et
MORTELMANS, 1965
Tn2c
Tn2b
Tn2a
données
peu précises
Tn2c
Calcschistes
de
Maredsous
Calcaire
de
Landelies
Tn2b
ool.
ool.
B
Schistes à
Spiriferel. peracuta
Z.à. For. uniloculaires
A
CONIL, 1968.
MAMET, MIKHAILOFF
& MORTELMANS
(à l'impression)
Zone à Chernyshinella glomiformis
Abondance de Spir. tornacensis et Caninia.
Spiriferellina peracuta, Siphonoph. cylindrica
Saleelasma delepini
subsid.
γ
β
α
Coraux
subsi-
-dence
2e grande séqu. Dinantien
Lumachelles
de
Brachiopodes
Tn2c
Tn2b
Tn2a
Tn1b
subsidence
B
A
Pal. tchernyshin.
End. paraukrain.
A = base Tn2a; B = base Tn2b
pour MAMET, MIKHAILOFF & MORTELMANS
LE TOURNAISIEN
MOYEN
(Assise de Maredsous)
Parastratotypes
Stratotypes
0
10
20 m
R. CONIL, 1970
Bassin de Campine
N
MASSIF DU BRABANT
Brux.
Visé
M. Herve
Syncl. Vesdre
Tourn.
Den.
Ec. Fel.
Gal.
Co
S. de Namur
Namur
Nam.
Mod.
M. Stavelot
F. du Midi
Land.
Mar.
Yv.
Dinant
Hast.
Avesn.
Syncl. de Dinant

A. Les faciès normaux

L'assise de Tournai et de Celles est en continuité sédimentologique avec les Calcschistes de Maredsous par l'intermédiaire de couches de passage schisto-carbonatées au sein desquelles s'amorce une épuration progressive du régime carbonaté. La position de ces couches est variable : Tn2c (Dinant), Tn3a (Tournaisis); dans certains cas, seule la distinction par Conodontes est possible. Cette épuration s'accompagne de la disparition quasi totale des quartz détritiques et de l'apparition, pour la première fois abondante et généralisée en Belgique, de la silice diagénétique, fréquemment exprimée sous forme de cherts. Certains niveaux cherteux présentent une réelle continuité et peuvent, en première approximation, servir de marqueurs stratigraphiques. Fait exception le voisinage des récifs waulsortiens, où les cherts se développent sur toute la hauteur des calcaires violacés constituant une grande partie de l'assise. Dans ce cas, certaines conditions biologiques locales paraissent avoir favorisé au maximum la précipitation de la silice disponible.

Du Tournaisis à la région de Namèche, l'assise est divisée en deux parties inégales par un épisode argiliteux d'une grande continuité ("Gras délit", "Délit à la terre"), pris comme limite entre le Tn3b et le Tn3c. La "Dure croûte" du Condroz (Hoyoux - Ourthe) occupant sensiblement la même position pourrait en être un équivalent. Retrouvée à Landelies, cette coupure sédimentologique reste à mettre en évidence dans le Dinantais. Dans le Tournaisis, elle sépare un ensemble inférieur de calcaires silico-argileux (*) à Crinoïdes, Brachiopodes et Bryozoaires, souvent riches en macrofaunes très diversifiées ("Faune de Tournai", d'un ensemble supérieur de calcaires silico-argileux intensément bioturbés, à macrofaune benthonique rare, mais où se rencontrent plusieurs niveaux à Goniatites et Nautiloïdes. De part et d'au-

(*) Calcaire assez peu argileux, imprégnés de silice diagénétique.

tre du "Gras délit", la profondeur est restée faible, des pseudomorphoses de gypse n'étant pas rares au dessus de ce marqueur stratigraphique (G. MORTELMANS).

Les faciès de Tournai sont extrêmement pauvres en Foraminifères et malgré quelques recherches, aucun Conodonte n'y a encore été découvert.

Les faciès crinoïdiques dits "Petit-granit" (pierre de taille) sont essentiellement localisés au milieu de l'assise (Tn3b), en dessous du "Délit à la terre". Limités au Tn3b inférieur à Tournai, ils sont surtout bien développés de la Dendre à Ligny, région où ils débordent sur le Tn3c; on les retrouve aux mêmes niveaux dans le Condroz (Modave, Comblain) ainsi qu'au Nord des récifs waulsortiens (Yvoir); les régions non récifales leur sont les plus favorables.

Les faciès crinoïdiques (Tn3b) reposent normalement sur des calcaires bien lités (Tn3a), plus ou moins crinoïdiques, souvent riches en concrétions siliceuses pouvant régionalement former des horizons repères vers la base, le milieu et le sommet de la sous-assise.

*

* *

Absente de Tournai, la dolomitisation apparaît sporadiquement, à des niveaux divers, à partir de Leuze. A l'Est de Ligny, sous un faciès plus ou moins crinoïdique, elle envahit toute l'assise, débordant sur le Viséen et pouvant même affecter le Tournaisien inférieur et moyen non schisteux (région de Namèche); néanmoins les mar-

queurs stratigraphiques susmentionnés permettent de reconnaître les trois sous-assises du Tn3 dans cette "Grande dolomie".

Le Tn3c est, par définition, constitué par les formations non viséennes surmontant le "Gras délit" et ses équivalents.

Dans l'aire subsidente du Tournaisis, il est représenté par des faciès de vasière débutant déjà au Tn3b supérieur. Leur sommet (calcaire de Gaurain-Ramecroix) renferme de rares Foraminifères (Calcisphères).

Dans les régions du "Petit-Granit" , les faciès crinoïdiques persistant à sa base, passant à des calcaires argileux à Coraux et à cherts ("Raches" du Hainaut, Calcaire de Paire du Condroz). Localement, ils renferment, au moins dans leur partie supérieure,une microfaune de Foraminifère transitionnelle entre celles du Tournaisien et du Viséen.

La définition qui vient d'être donnée du Tn3c : "Formations susjacentes au "Gras-Délit" et à ses équivalents" est plus compréhensive que celle fournie classiquement de la sous-assise dans le Dinantais (Calcaire de Leffe) et dans le Condroz (Calcaire de Paire et calcaire à cherts de Comblain).

B. Les faciès périrécifaux

Entre les faciès normaux et les récifs waulsortiens, se développent des faciès particuliers, correspondant à la sédimentation périrécifale d'abord, puis à celle se faisant à l'arrière de la basse récifale. Normalement, on observe l'enchaînement suivant de bas en haut :

- Calcaire argileux passant à du calcaire crinoïdique foncé, bien stratifié, contenant généralement des cherts noirs (Tn3a pro parte);

- Calcaire compact, violacé ou gris, plus ou moins clair, parfois rythmique, parfois entièrement fin et très peu fossilifère, pouvant renfermer des cherts pâles à colorés.
  Ce faciès, qui envahit le reste de l'assise, est le "faciès de Leffe".
  Le choix de sa partie sommitale, ou Calcaire de Leffe, comme type du Tn3c est discutable à plusieurs égards: faciès périrécifal particulier; stratotype incomplet ne montrant pas le passage au Viséen (*); faciès débordant vraisemblablement sur le Tn3a-b dans le stratotype.

C. Les faciès récifaux : le Waulsortien

Les récifs waulsortiens à Fénestelles, Stromatactis et Crinoïdes, ont leur croissance maximale durant le Tn3. On les trouve depuis l'Avesnois jusque dans le Condroz. Reposant sur une sole crinoïdique plus ou moins épaisse, ils forment d'abord une masse d'épaisseur relativement uniforme, par juxtaposition de petites unités biohermales. Après une interruption par des calcaires à cherts au cours du Tn3, ils atteignent leur développement maximum et forment d'énormes biohermes isolés, portant localement l'épaisseur du Waulsortien à plus de 200 m. Les masses waulsortiennes proprement dites sont environnées de calcaires violacés, souvent fins ou d'aspect nodulaire, parfois rythmiques et microbréchiques à proximité des récifs dont ils semblent constituer les talus. Ces rythmes, souvent nombreux et minces (un à quelques dé-

---

(*) La coupe de l'Abbaye de Leffe, située à quelques centaines de mètres du stratotype, le complète partiellement par ses couches fossilifères. De bas en haut, elle montre :
- Calcaire crinoïdique gris foncé (Tn3a-b, à préciser par Conodontes.
- 4 m de calcaire clair, crinoïdique.
- 15 m de calcaire fin à cherts, faciès typique de Leffe.
- 4 m...idem, avec 3 minces niveaux organoclastiques à Tetrataxis et Palaeospiroplectammina diversa.
- Faille, puis marbre noir à microfaune V1a.

cimètres) vers la fin du Tournaisien, apparaissent comme les produits d'abrasion des masses waulsortiennes; leur base est souvent silicifiée.

On peut distinguer une aire assez large et étendue à récifs isolés et une bande étroite au Sud du Dinant où ils sont continus; cette bande paraît correspondre à la flexure séparant plateforme dinantienne et talus.

Paléontologie

1) MACROFAUNE

En dehors des raccords lithostratigraphiques fondés sur la proportionnalité des puissances de coupe en coupe, ou l'observation des épandages terrigènes (Tn3a de la Meuse et du Condroz; "Gras délit" et équivalents), sur celle, plus délicate, des niveaux cherteux, la stratigraphie classique du Tournaisien supérieur est fondée sur les macrofaunes, en particulier les Coraux, les Brachiopodes et les Goniatites. Les deux premiers groupes doivent être traîtés avec prudence, en raison du diachronisme des faciès, Petit-granit par exemple, où les fossiles suivent le faciès (Spirifer konincki DOUGLAS, Conocardium herculeum de KONINCK). On peut toutefois citer :

- Pour le Tn3a : l'apparition de Dictyoclostus fliegeli PAECK., Ovatia laevicosta (WHITE), Spirifer konincki DOUGLAS, Brachythyris neglectus HALL, Reticularia reticulata Mc COY et Athyris lamellosa (LEV.) et l'abondande de Cyathaxonia cornu MICH., Zaphrentoides konincki (M.E. & H.) et Michelinia favosa GOLDFUSS.
- Pour le Tn3b : l'apparition de Caninophyllum patulum (MICH.), Amplexus coralloides SOW., Lophophyllum konincki (M.E. & H.), Michelinia megastoma (PHILL.) puis Michelinia tenuiseptata (PHILL.), celle d' Acanthoplecta mesoloba (PHILL.), Argentiproductus margaritaceus (PHILL.), Dictyoclostus bergicus PAECK., Crurithyris sulcata DEMANET, celle enfin, au sommet du Tn3b de Tournai de Goniatites de la zone à Pericyclus

dont, limités à ce niveau, "Goniatites" crenulatus de KONINCK et Protocanites lyoni (M. & W.).

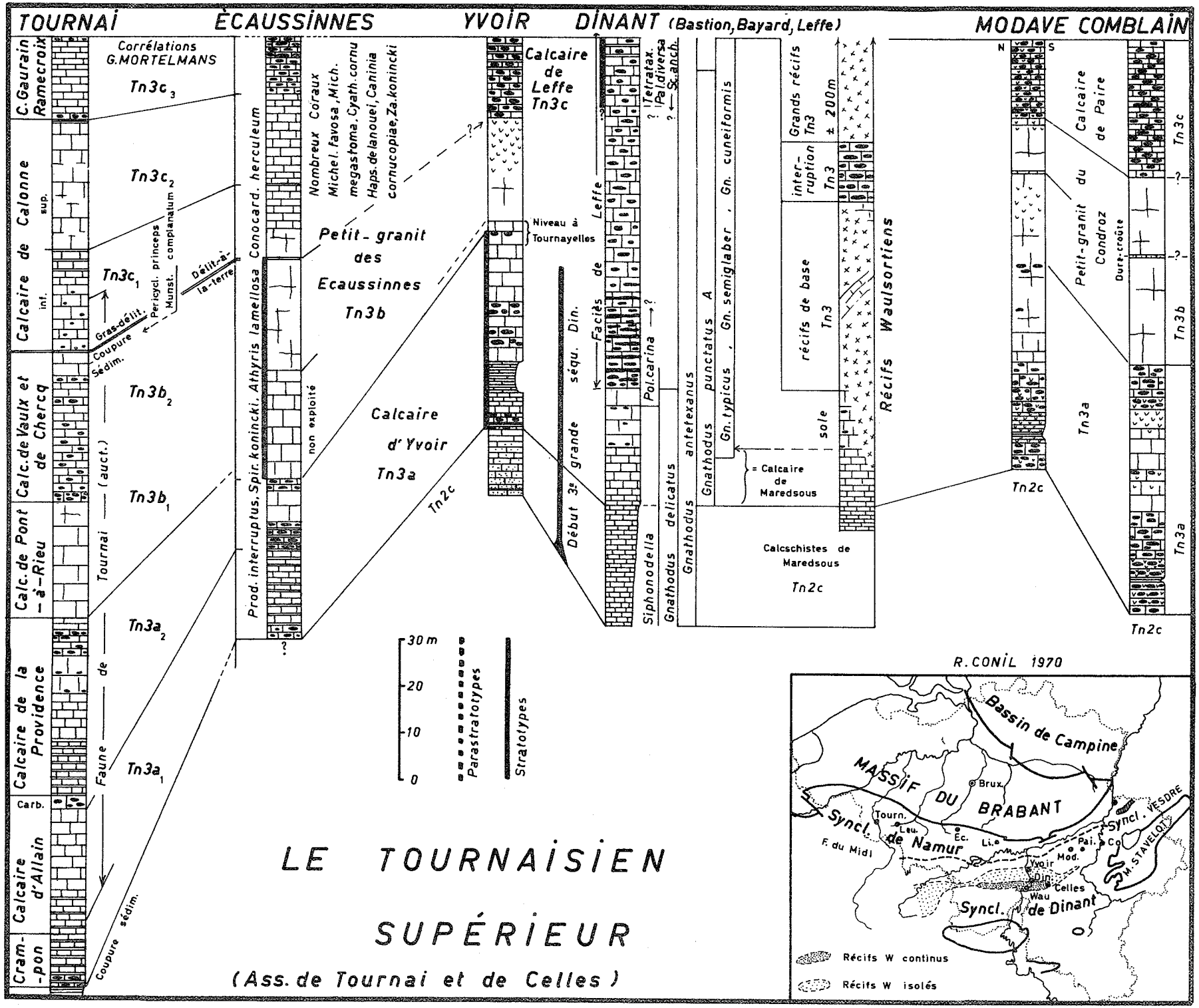
- Pour le Tn3c : dans les faciès du Tournaisis, des Goniatites des genres Acrocanites, Imitoceras, Muensteroceras (M. complanatum (de KON.), M. rotella (de KON.) et Pericyclus (P. divisus (de KON.)), P. rijckholdi (de KON.), formes dont plusieurs se retrouvent dans les faciès waulsortiens; dans les faciès crinoïdiques (Petit-granit): développement de Michelinia megastoma (PHILL.), abondance de Cyathaxonia cornu MICH., apparition de Reticularia lineata MARTIN et de Productus pilosus THOMAS ;
dans les faciès waulsoritens, fortement aérés, des Brachiopodes au test épais : Spirifer princeps Mc COY, Bradythyris ovalis (PHILL.), etc... associés à des Lamellibranches et Nautiloïdes particuliers. En commun avec le Tournaisis on a : Amplexus coralloides SOW. et plusieurs Goniatites, Muensteroceras rotella (de KON.) par exemple.

2) MICROFAUNE

Les Foraminifères calcaires sont peu fréquents. On ne peut guère citer que :

- Un niveau à Tournayelles et Endothyra au passage Tn3a-Tn3b
- Les récifs waulsortiens et les faciès périwaulsortiens (Leffe), où apparaissent les Tetrataxidae et Palaeospiroplectammina diversa (Tn3c)
- Les couches terminales du Tournaisien de Landelies, avec une association de transition au Viséen (*).

(*) Un désaccord apparaît ici entre les positions de R. CONIL pour qui cette association est déjà viséenne, et de B. MAMET (cf. chapitre du Viséen inférieur). Il s'agit là d'un problème de limite auquel l'avenir apportera sans doute une solution acceptable par tous.


TOURNAI
ECAUSSINNES
YVOIR
DINANT (Bastion, Bayard, Leffe)
MODAVE COMBLAIN
Corrélations G.MORTELMANS
C. Gaurain Ramecroix
Calcaire de Calonne sup.
Calcaire de Calonne int.
Calc. de Vaulx et de Chercq
Calc. de Pont-à-Rieu
Calcaire de la Providence
Carb.
Calcaire d'Allain
Cram-pon
Tn3c3
Tn3c2
Tn3c1
Tn3b2
Tn3b1
Tn3a2
Tn3a1
Tournai (auct.)
Faune de
Pericycl. princeps
Munst. complanatum
Délit-à-la-terre
Gras-délit
Coupure Sédim.
Coupure sédim.
Prod. interruptus, Spir. koninckii, Athyris lamellosa, Conocard. herculeum
Nombreux Coraux
Michel. favosa, Mich. megastoma, Cyath. cornu
Haps. delanouei, Caninia cornucopiae, Za. koninckii
non exploité
Petit-granit des Ecaussinnes Tn3b
Calcaire d'Yvoir Tn3a
Tn2c
Calcaire de Leffe Tn3c
Niveau à Tournayelles
Faciès de Leffe
Début 3e séqu. Din.
grande
Pol. carina
Siphonodella
Gnathodus delicatus
Gnathodus antetexanus
Gnathodus punctatus A
Gn. typicus , Gn. semiglaber , Gn. cuneiformis
= Calcaire de Maredsous
sole
Calcschistes de Maredsous
Tn2c
Tetratax. Pal. diversa Sc. anch.
Grands récifs Tn3
± 200m
inter-ruption Tn3
récifs de base Tn3
Récifs Waulsortiens
N
S
Calcaire de Paire
Petit-granit du Condroz
Dure-croûte
Tn3c
Tn3b
Tn3a
Tn2c
30 m
20
10
0
Parastratotypes
Stratotypes
R. CONIL 1970
Bassin de Campine
MASSIF DU BRABANT
Brux.
Tourn.
Leu.
Ec.
Li.e
Pai.
Co
Mod.
Yvoir
Din.
Celles
Wau
Syncl. de Namur
F. du Midi
Syncl. VESDRE
M. STAVELOT
Syncl. de Dinant
Récifs W continus
Récifs W isolés
LE TOURNAISIEN SUPÉRIEUR
(Ass. de Tournai et de Celles)

Si les Foraminifères sont partiellement déficients dans le Tournaisien supérieur d'Europe occidentale, les Conodontes sont en général assez abondants dans les coupes de Belgique, Tournaisis excepté. Les principaux guides découverts à ce jour sont notés à la planche.

*

* *

Il semble bien que le Tournaisien supérieur soit transgressif par rapport aux assises sous-jacentes. Il est curieux de constater que parallèlement à ce qui se passe au Tournaisien inférieur, ce caractère va de pair avec la disparition quasi complète de la faune à Foraminifères.

*

* *

Le site de Celles, qui avait donné son nom à l'assise, est partiellement perdu et très pauvre en macrofossiles. Il s'agit en outre d'un faciès périrécifal à Conodontes et Foraminifères. G. MORTELMANS a proposé de modifier en conséquence la dénomination de l'assie, de façon à y inclure les riches gisements du Tournaisis.

5. Le Viséen inférieur (VI). Assise de Dinant.

A. Le problème de la limite Tournaisien-Viséen

Les coupes de Tournai et de Visé ne montrant pas, ou mal, le passage du Tournaisien au Viséen, c'est vers la région de Dinant que les stratigraphes du siècle dernier se sont tournés pour établir la limite entre les deux étages. Celle-ci fut originellement placée au contact du "Marbre noir de Dinant" et de l'équivalent présumé du "Calcaire de Leffe" à Dinant, tous deux étant à cet endroit pauvres en macrofossiles. Le "Marbre noir de Dinant" était sensé être l'équivalent du marbre noir à faune viséenne de la vallée de la Molignée et des autres roches renfermant le premier cortège de Chonetes et de Productus viséens.

A l'heure actuelle, la stratigraphie du Viséen inférieur est essentiellement basée sur les Foraminifères. Elle est d'un usage délicat, car les faciès varient rapidement d'un endroit à l'autre en raison de la présence des récifs waulsortiens et de divers mouvements épirogéniques allant de pair avec de nettes modifications paléogéographiques. Selon R. CONIL ces modifications auraient réuni dès la base du Viséen des faunes occidentales (*) et orientales (**) d'origine tournaisienne. Il en résulte que les Foraminifères utilisés en Europe occidentale et en Europe orientale n'ont pas la même signification stratigraphique. Les Fusulinacea les plus primitives, apparues sensiblement de part et d'autre lors du rétablissement des échanges fauniques constituent les meilleurs guides pour la base du Viséen, mais sont malheureusement assez rares.

(*) Palaeospiroplectammina diversa N.-TCHERN., Tetrataxidae.

(**) Kizel de l'Oural, à Pseudoammodiscidae et Spinoendothyra.

Deux interprétations ont été proposées pour délimiter la base du Viséen en Belgique et leur application entraîne de grandes divergences dans les corrélations. Cette difficulté résulte de l'interprétation différente de la coupe type de l'assise à Dinant et les deux positions peuvent se résumer comme suit :

1) CONIL & LYS considèrent que les "Calcaires de Leffe" alternant avec des plaquettes marmoréennes noires à Dinant ne sont pas l'équivalent du Calcaire de Leffe Tn3c, mais bien des marbres noirs de la Molignée, dont le faciès est ici modifié par la proximité (1.500 m) du récif waulsortien de Moniat. Selon eux, ils renferment la même microfaune. Le Marbre noir de Dinant est dès lors postérieur aux premières couches à Brachiopodes viséens connues à de nombreux endroits dans les synclinoriums de Namur et de Dinant. Ils proposent les divisions suivantes pour le Viséen inférieur : Sheffield 1967.

in Tn3c. Apparition des Tetrataxidae primitifs et de Palaeospiroplectammina diversa.
TYPE : Calcaire de Leffe.

V1a. Apparition des Fusulinacea primitives, de Dainella, Pachysphaerina pachisphaerica (et des Pseudoammodiscidae en Europe occidentale).
TYPE : Calcaires et dolomie de Sovet.

V1b. Apparition des Archaediscidae primitifs suviant un ordre évolutif reconnu : Planoarchaediscus et Paraarchaesiscus-Permodiscus - Archaediscus.
TYPE : Marbre noir de Dinant.

2) B. MAMET considère que le Marbre noir de Dinant est l'équivalent stratigraphique des marbres noirs de la Molignée et que les couches qui lui sont inférieures au stratotype de Dinant correspondent à celles du stratotype de Leffe. Selon lui, les Archaediscidae apparaîtraient à la base du V1a à Dinant et à un niveau plus élevé dans la vallée de la Molignée.

in Tn3c. Apparition des Tetrataxidae primitifs, Cornuspira, Brunsia (= Pseudoammodiscidae CONIL & LYS), Lituotubella, Haplophragmella, Calcisphaera pachisphaerica, Eotextularia diversa (= Pal. diversa).

TYPE : Calcaire de Leffe.

V1a. Séqu.0.Apparition des Archaedoscidae, Dainella, Globoendothyra.

Séqu.9.Apparition des Fusulinacea primitives (Eostaffellidae nov., Pseudoendothyridae nov.).

TYPE : Marbre noir de Dinant.

V1b. Séqu.11.Apparition de Palaeotextularia.

TYPE : Dolomie de Sovet.

L'étude détaillée du stratotype V1 de Dinant à montré récemment que les Fusulinacea et Dainella précèdent chronologiquement les Archaediscidae primitifs, en Belgique comme en URSS, et que leur apparition coïncide pratiquement avec la migration des Pseudoammodiscidae vers l'Europe occidentale. Cette solution confirme l'inversion stratigraphique des deux stratotypes du V1, dont la position était essentiellement basée sur des corrélations lithologiques en milieu périwaulsortien.

La planche explicite la première interprétation (*) ainsi que les difficultés de corrélations subsistant à Halloy, entre Sovet et Ciney.

B. Les faciès du Viséen inférieur

Dans son ensemble, le Viséen inférieur poursuit la tendance au relèvement du fond et à l'épuration des eaux amorcée dans nombre de régions durant le Tournaisien terminal : beaucoup de faciès témoignent d'un dépôt en milieu euphotique où proliféraient Algues calcaires et Foraminifères mono- ou pluriloculaires, tantôt en eaux calmes, tantôt en milieu turbulent : calcaires remaniés et microbrèches, calcaires organoclastiques, calcaires oolithiques etc... Les calcaires dolomitiques et les dolomies franches sont aussi fréquemment observées. Ceci s'accompagne d'une subsidence généralisée, les puissances du seul Viséen inférieur dépassant celles du Tournaisien supérieur voire de tout l'étage. Il lui correspond par ailleurs l'ouverture du bassin de la Campine. Cette mobilité du fond marin se traduit aussi, dans l'Est du pays, par des émersions temporaires s'exprimant de façons diverses. Responsable, dans une large mesure de la diversité des faciès, cette mobilité régionale s'intègre à celle plus générale qui affecte l'ensemble de l'Europe, de l'Ouest à la Russie.

(*) Une limite pour la base du Viséen, correspondant avec cette interprétation a été proposée et agréer au VIe Congrès international de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère (Vol.I, 1969, pp.188, 189). Elle se situe à un endroit facilement repérable : le premier niveau de calcaires et marbres noirs apparaissent le long d'un sentier en zig-zag, entre le rocher du Bastion et la carrière Lambert, à Dinant.

- Dans le bassin de Campine, à un important conglomérat reposant sur les grès famenniens (Booischot) succèdent de puissantes séries de dolomies, de roches rouges, de calcaires clairs massifs. A Turnhout, l'accumulation des Algues calcaires joue un rôle considérable
- L'aire subsidente du Hainaut occidental (Tournaisis, Dendre) continue à s'accentuer.

Dans la région de la Dendre, les épaisseurs du Viséen, sous le V2b rythmique, sont énormes; elles pourraient atteindre 700 à 800 m; à supposer toutefois que les maxima de puissance successifs ne se déplacent du Nord au Sud, faussant ainsi un calcul cumulatif établi sur la largeur d'affleurement (une dizaine de km) de ces terrains à faible pendage sud. Débutant par une dolomie oolithique avec cherts et macrosphérolithes de calcite, où l'on peut voir un écho lointain des déformations survenues plus à l'Est, ces terrains se poursuivent par une épaisse série de dolomies ("Dolomies de Brugelette"), auxquelles succèdent des alternances de calcaires et de dolomies à épisodes siliceux ("Calcaires et dolomies de Cambron-Montignies"). Les dolomies inférieures paraissent augmenter en importance du Sud (sondages) au Nord (affleurements); ceux-ci montrent en outre une intense silicification. Aucune limite paléontologique précise n'a pu encore être placée, dans cette région, entre le VI etle V2. La colonisation par les Foraminifères est lente; lorsque les Archaediscidae y arrivent, ils ont déjà dépassé les stades primitifs de leur évolution (V1b-V2a).

Plus à l'Ouest, dans le Tournaisis, les puissances sont tout aussi considérables. Deux divisions lithostratigraphiques ont été établis : à la base le "Calcaire de Warchin", au sommet les "Calcaire et dolomie de Pecq", respectivement rapprochés du V1a et du V1b. Un hiatus d'observation sépare malheureusement les deux formations.

A Tournai, le Calcaire de Warchin poursuit les faciès siliceux et peu argileux du Tn3c, mais avec apparition, comme dans le Dinantais, d'une division diastémique serrée des bancs; il montre des épisodes noduleux à Goniatites, des niveaux cherteux, et vers le haut, des turbidites calcaires (G. MORTELMANS). Ce microfaciès ne comporte guère que des Calcisphères et des spicules calcaires; la macrofaune autochtone est rare : petits Rugueux, Chonetes kayserianus GALLW., cf. Levitusia humerosa (SOW.), Antiquatonia rotunda (GARWOOD); il s'y ajoute des Goniatites parmi lesquelles Muensteroceras inconstans (de KON.), forme du Waulsortien, et Pericyclus impmressus (de KON.). A Leuze, le Calcaire de Warchin consiste en alternances de calcaires, calcaires dolomitiques et dolomies siliceuses intercalant des horizons entièrement silicifiés ("Quartzolites de Vieux-Leuze"); cette succession établit le raccord avec les faciès de la Dendre.

Les Calcaires et dolomies de Pecq, reconnus uniquement par sondages ont formés de calcaires et de dolomies gris-bleu, sparitiques à crinoïdiques, avec épisodes de calcaire noirâtre à cherts; les premiers ont fourni Chonetes papillonaceus PHILLIPS et Pustula corringtonianu (DAV.), les seconds de petits Rugueux et Brachiopodes.

Au bord sud de l'aire subsidente du Hainaut, la coupe de Landelies expose des alternances de calcaires, souvent algaires ou oolithiques, et de dolomies, où les Foraminifères autorisent la subdivision en sous-assises.

Dans l'Est des Synclinoriums de Namur et de Dinant, des relèvements des vieux massifs calédoniens (Brabant, Stavelot) amènent l'émersion des régions les moins profondes avec formation de karsts (Moha, Sclain, Chokier, les Avins etc...) d'importants amas de brèches (Comblain-au-Pont, massif de la Vesdre) ou de dépôts oolithiques. La mobilité des fonds marins se traduit encore par la présence de failles de gissement

et de plis contemporains de la sédimentation, de brèches parasédimentaires (P. MICHOT), voire même de discordances angulaires près de Visé.

Dans le Sud du Synclinorium de Dinant, bien que fortement ralentie, la croissance des récifs waulsortiens se poursuit pendant tout le V1a. A l'arrière de la barre récifale se développe un lagon réducteur (B. MAMET) périodiquement sali par des apports terrigènes fins (karts, érosions). Au cours du V1a et d'une partie du V1b, il s'y dépose, depuis Bachant (Avesnois) jusqu'à Ciney, de multiples séquences de calcaires et de marbres noirs en bancs ou en plaquettes. Au voisinage immédiat des récifs, ces sédiments peuvent alterner ou se mélanger avec des faciès violacés périwaulsortiens (Dinant, V1a du Bastion). A la péiphérie du lagon ils peuvent, similairement passer aux faciès de turbulence.

La position du lagon étant déterminée par celle des récifs, il en découle des déplacements latéraux de faciès qui amènent au diachronisme de ces divers faciès : le marbre noir s'élève ainsi depuis la base du V1a jusque dans le V1b. La croissance de la plupart des récifs cesse avec le V1a; les plus grands (Anseremme, Al Lègne) étant alors couverts par des sédiments à Permodiscus (CONIL, R. & DUPONT, H., 1965). En même temps que cesse le confinement du Lagon. Les sédiments montrent à présent une riche microfaune de Foraminifères parfois géants dans des niveaux de calcaire organoclastiques, parfois clairs (Salet); en même temps les Coraux reprennent de la vigueur.

*

* *

Un profil longitudinal, orienté d'Ouest en Est à travers le Condroz suggère que les aires de sédimentation maximales se sont déplacées vers la dépression centrale du Dinantais durant le VI-V2a, amenant son comblement au V2a. Cette hypothèse de travail, qui expliquerait le diachronisme des faciès oolithiques, mérite confirmation; rappelons que cette tendance aux lacunes croissantes vers le Nord-Est existe de façon irréfutable sous le V3c (H. PIRLET).

C. Paléontologie

A. MACROFAUNES

Dans les trois groupes habituellement utilisés à des fins stratigraphiques; Coraux, Brachiopodes et Ammonoïdes, nombre de formes du Tournaisien supérieur persistent dans le V1a, si non le V1b. D'autres apparaissent qui, pour les Coraux et les Brachiopodes, semblent souvent liées assez étroitement au faciès (calcaire et dolomie stratifiés, marbre noir, calcaire oolithique, récifs waulsortiens). Il en résulte que le moment précis d'apparition des formes nouvelles et leur ordre de succession pourra varier de région à région et qu'une biozonation correcte reste à élaborer. Aussi se contente-t-on d'énumérer ici les principales formes nouvelles en les affectant, le cas échéant, des sigles (O) pour l'oolithe,(M) pour le marbre noir,(W) pour le faciès récifal,(CD) pour les calcaires et dolomies stratifiés, (T) pour Tournai (Calcaire de Warchin).

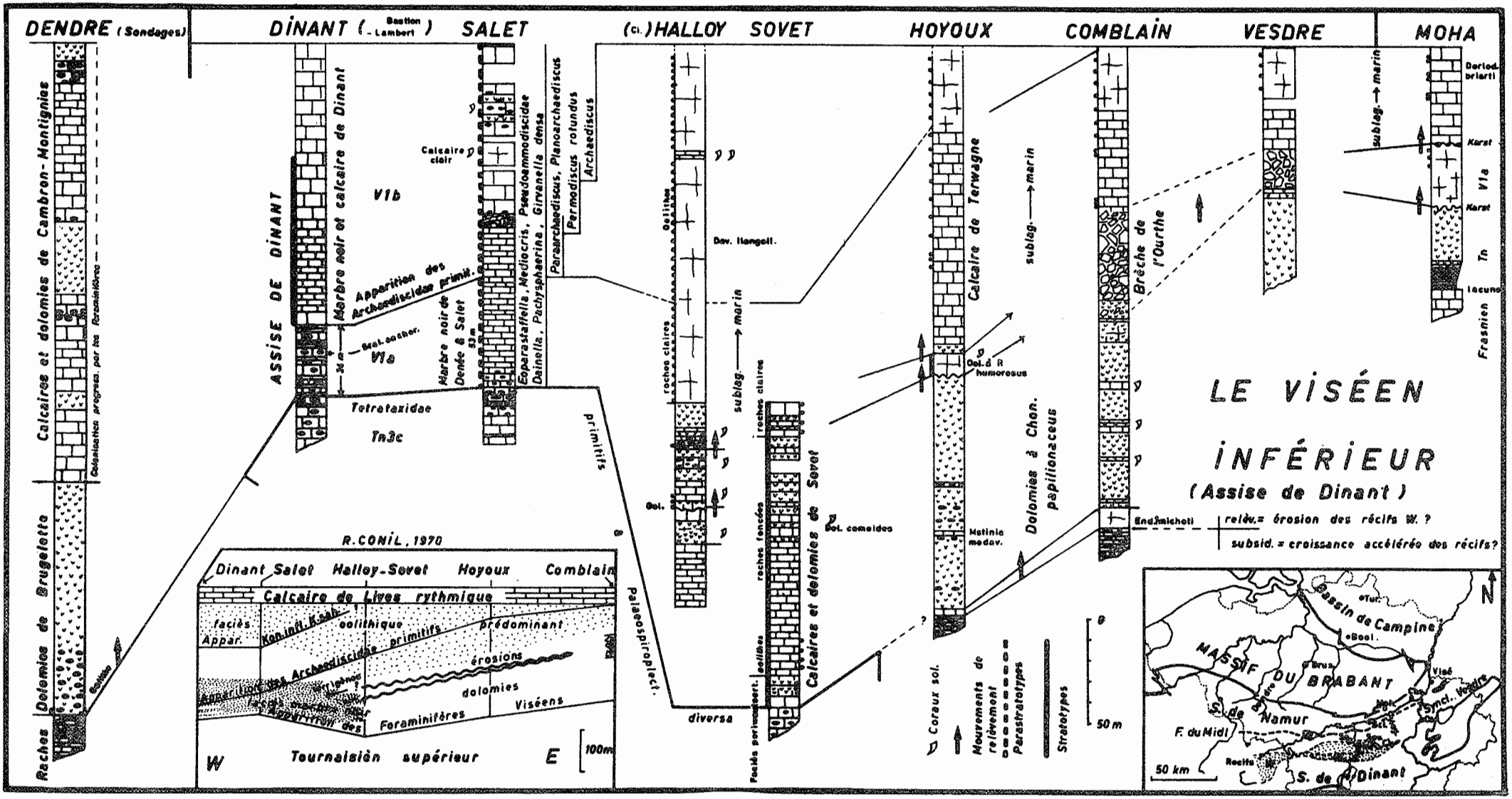
Parmi les Coraux, on citera : Palaeosmilia VAUGHAN (O), Carcinophyllum simplex GARWOOD (W), Carcinophyllum mendipense SIBLY (W), Clisiophyllum curkeenense VAUGHAN (CD), Beaumontia cf.laxa Mc'COY (CD), Syringopora favositoides VAUGHAN (O), Syringopora VAUGHAN (CD).

Pour les Brachiopodes on signalera l'apparition, parmi les Strophoménoïdes, de Schuchertella fascifera (TORNQUIST) (CD), ensuite le rôle important joué par les Chonétoïdes, en particulier ceux de grande taille : Chonetes papilionaceus (PHILL.) (CD, M, O), Daviesiella münsteri (PAECK.) (CD), Delepinea comoides (SOW.) (CD, M), Davisiella llangollensis (DAV.) (O). Les Productidae nouveaux présentent la même diversité faciétale : Levitusia humerosa (SOW.) (O), Plicatifera plicata (PAECK.) (O), Plicatifera longa (PAECK.) (O), Linoproductus corrugato-hemisphaericus VAUGHAN (CD), Antiquatonia rotunda (GARWOOD) (M, T), Avonia yougiana (DAV.) (W), Pustula carringtoniana (DAV.) (W, CD). Quant aux Spiriferidae ils comprennent, en particulier : Spirifer bisulcatus SOW. (CD, M), Spirifer furcatus Mc COY (M, W), Spirifer trigonalis MARTIN (M, W), Brachythyris pinguis (SOW.) (W), Cyrtina septosa (PHILL.) (O).

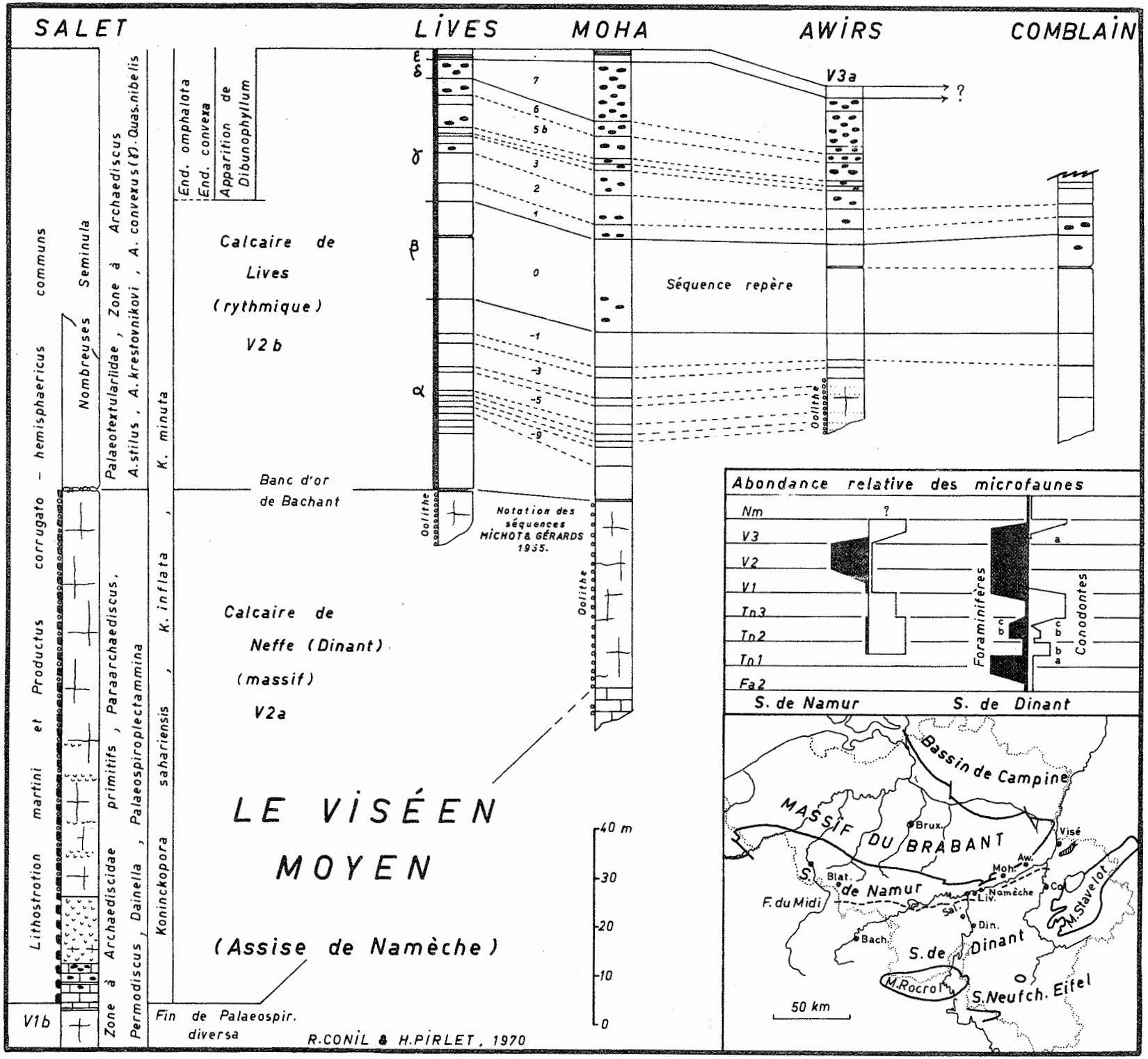
Des Goniatites sont connues du V1a, dans le Calcaire de Warchin (T) le Waulsortien (W) et le Marbre noir (M). Ce sont : Pericyclus impressus (de KON.) (T, W), Pericyclus fasciculatus (de KON°) (W), Muensteroceras inconstans (de KON.) (T, W), Muensteroceras inflatum DELEPINE (T?, W), Muensteroceras duponti DELEPINE (W), Nomismoceras frechi SCHMIDT (M), Nomismoceras vittigerum (PHILL.) (M).

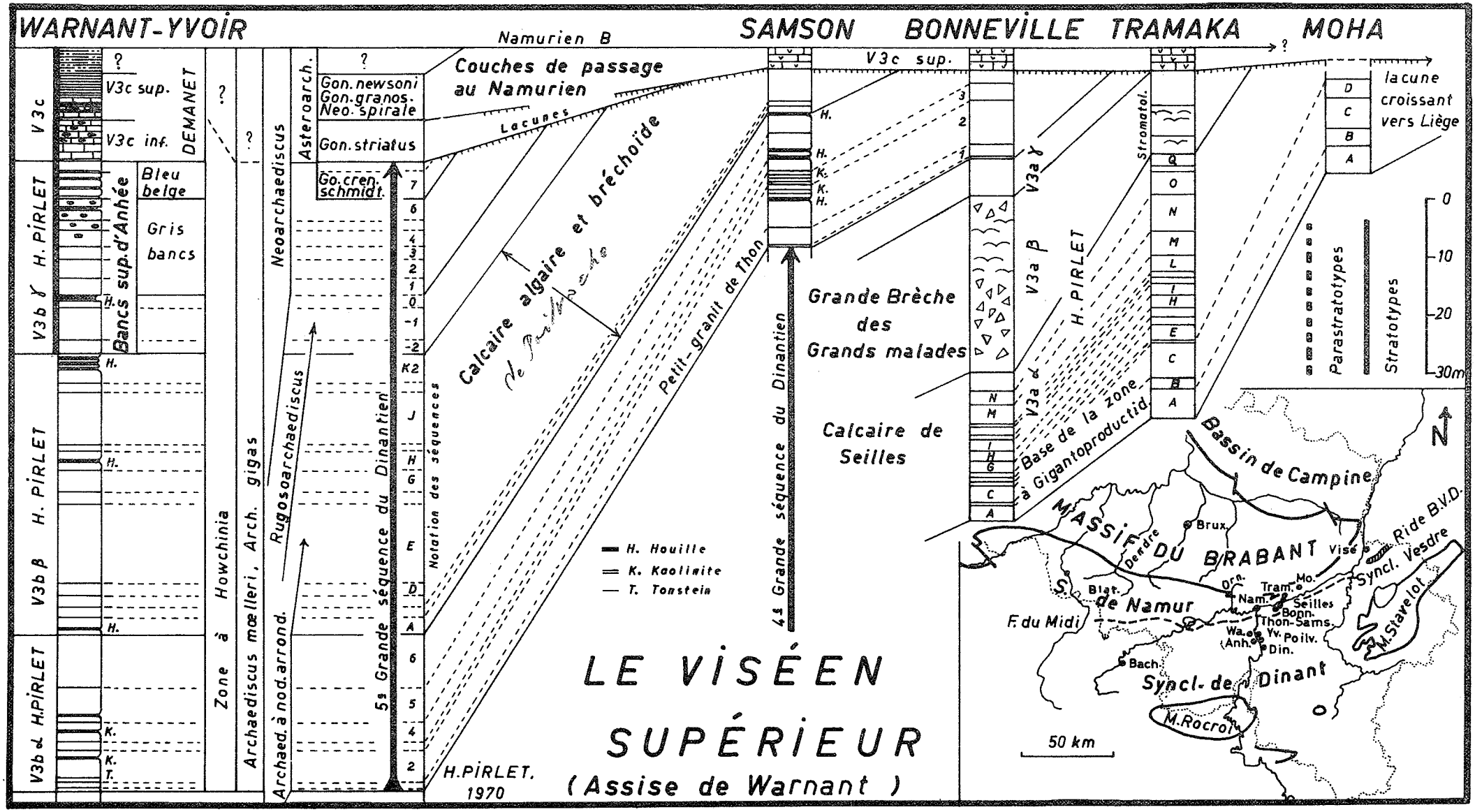
B. MICROFLORE ET MICROFAUNE

Les Algues calcaires jouent un rôle appréciable dans la genèse de beaucoup de sédiments, formés en zone euphotique : Spongiostromides, Girvanelles, Béreselles, Koninckopora dans la partie supérieure de l'assise.



DENDRE (Sondages)
DINANT (Bastion - Lambert)
SALET
(Cl.) HALLOY
SOVET
HOYOUX
COMBLAIN
VESDRE
MOHA
Calcaires et dolomies de Cambron-Montignies
Dolomies de Brugelette
Raches
ASSISE DE DINANT
Marbre noir et calcaire de Dinant
V1b
Apparition des Archaediscidae primit.
V1a
Tetrataxidae
Tn3c
Calcaire clair
Marbre noir de Denée & Salet
Eoparastaffella, Mediocris, Pseudoammodiscidae
Dainella, Pachysphaerina, Girvanella densa
Paraarchaediscus, Planoarchaediscus
Permodiscus rotundus
Archaediscus
Dav. llangoll.
sublag. → marin
Calcaires et dolomies de Sovet
Dol. comoides
Calcaire de Terwagne
Dol. à R humerosus
Mstinia modav.
Dolomies à Chon. papilionaceus
Brèche de l'Ourthe
Frasnien
Tn
Karst
Dorlod. briarti
Lacuna
LE VISÉEN INFÉRIEUR
(Assise de Dinant)
relèv. = érosion des récifs W. ?
subsid. = croissance accélérée des récifs?
Coraux sol.
Mouvements de relèvement
Parastratotypes
Stratotypes
50 m
R. CONIL, 1970
Dinant
Salet
Halloy-Sovet
Hoyoux
Comblain
Calcaire de Lives rythmique
faciès Appar.
oolithique
prédominant
primitifs
érosions
dolomies
Viséens
Foraminifères
Tournaisien supérieur
W
E
100m
Palaeospiroplect.
diversa
Bassin de Campine
MASSIF DU BRABANT
S. de Namur
F. du Midi
S. de Dinant
Recifs
50 km
N


SALET
LIVES
MOHA
AWIRS
COMBLAIN
Lithostrotion martini et Productus corrugato – hemisphaericus communs
Nombreuses Seminula
Palaeotextulariidae , Zone à Archaediscus
A.stilus , A. krestovnikovi , A. convexus(V). Quas.nibelis
End. omphalota
End. convexa
Apparition de Dibunophyllum
K. minuta
Calcaire de Lives (rythmique) V2b
Banc d'or de Bachant
K. inflata , Koninckopora sahariensis , Zone à Archaediscidae primitifs , Paraarchaediscus, Permodiscus , Dainella , Palaeospiroplectammina
Calcaire de Neffe (Dinant) (massif) V2a
LE VISÉEN MOYEN
(Assise de Namèche)
V1b
Fin de Palaeospir. diversa
Oolithe
Notation des séquences MICHOT & GÉRARDS 1955.
Séquence repère
V3a
?
40 m
30
20
10
0
Abondance relative des microfaunes
Nm
V3
V2
V1
Tn3
Tn2
Tn1
Fa2
Foraminifères
Conodontes
S. de Namur
S. de Dinant
Bassin de Campine
MASSIF DU BRABANT
Brux.
Visé
Aw.
Mon.
Blat.
S. de Namur
F. du Midi
Namèche
Liv.
Sal.
Din.
Bach.
S. de Dinant
M. Stavelot
M. Rocroi
S. Neufch.
Eifel
50 km
R.CONIL & H.PIRLET, 1970


WARNANT-YVOIR
SAMSON
BONNEVILLE
TRAMAKA
MOHA
Namurien B
Couches de passage au Namurien
Lacunes
V3c sup.
V3c inf.
DEMANET
Bleu belge
Gris bancs
Bancs sup. d'Anhée
V3b γ H. PIRLET
V3b β H. PIRLET
V3b α H. PIRLET
Zone à Howchinia
Archaediscus mœlleri, Arch. gigas
Neoarchaediscus
Rugosoarchaediscus
Archaed. à nod. arrond.
Asteroarch.
Gon. newsoni
Gon. granos.
Neo. spirale
Gon. striatus
Go. cren. schmidt.
5e Grande séquence du Dinantien
Notation des séquences
Calcaire algaire et bréchoïde
Petit-granit de Thon
4e Grande séquence du Dinantien
Grande Brèche des Grands malades
Calcaire de Seilles
V3a γ
V3a β
V3a α
H. PIRLET
Base de la zone à Gigantoproductid.
Stromatol.
lacune croissant vers Liège
Parastratotypes
Stratotypes
0
10
20
30m
H. Houille
K. Kaolinite
T. Tonstein
H. PIRLET, 1970
LE VISÉEN SUPÉRIEUR
(Assise de Warnant)
Bassin de Campine
MASSIF DU BRABANT
Brux.
Dendre
Visé
Ride B.V.D.
Syncl. Vesdre
M. Stavelot
S. de Namur
F. du Midi
Blat.
Orn.
Tram.
Mo.
Nam.
Seilles
Bonn.
Thon-Sams.
Wa.
Yv.
Anh.
Poilv.
Din.
Bach.
Syncl. de Dinant
M. Rocroi
50 km
N

En ce qui concerne la microfaune, l'explosion évolutive des Foraminifères calcaires statée à la base du Viséen fournit les bases d'une biozonation qui compense dans une large mesure l'imprécision des données macropaléontologiques. Encore ces microfossiles ne sont-ils pas présents partout; ils subissent eux aussi l'influence du milieu et il convient de les manier avec toute la prudence voulue. R. CONIL & M. LYS ont publié depuis 1964 de très nombreuses photos illustrant la richesse des gîtes de Belgique.

Les Conodontes sont beaucoup plus rares, mais la découverte récente de bons gîtes au stratotype de Dinant permet d'espérer une utilisation plus large dans le Viséen de Belgique.

6. Le Viséen moyen (V2). Assise de Namèche.

1. Les deux formations qui caractérisent le Viséen moyen essentiellement calcaire sont très différentes. La première d'entre elles, le Calcaire de Neffe (V2a), claire, massive, fréquemment oolithique pourrait correspondre au comblement des parties restées en dépression à la fin du Viséen inférieur. On peut croire que cette auge avec ses formations fossilifères n'était pas fermée comme le lagon V1, mais s'ouvrait largement vers le large, c'est-à-dire vers le Sud.

2. Un niveau conglomératique à matrice argileuse et pyriteuse, le "Banc d'or de Bachant" sépare cette première formation de la suivante, le Calcaire de Lives (V2b) dont le type est tout différent. Ce calcaire est constitué de rythmes (P. MICHOT & J. GERARDS, 1955) très réguliers et d'une grande extension géographique; un seul et même phénomène à dû contrôler l'ensemble du shelf depuis la frontière allemande jusque dans le Boulonnais et même au delà (Bristol).

Le rythme standard est défini par des phases zoogènes, parfois ravinantes qui s'installent brusquement (Coraux, Dasycladacées, Foraminifères, Brachiopodes...) puis passent progressivement vers le haut à des

calcaires très fins ou stromatolithiques. Ce type de rythme se répète sur toute l'épaisseur de la formation type. Ils peuvent se suivre de proche en proche avec leurs détails caractéristiques. Les Archaediscus deviennent très abondants dès la grosse séquence repère (β) située au milieu du V2b.
Quelques lits schisteux apparaissent dans le V2b et le V2b .

7. Le Viséen supérieur (V3). Assise de Bioul et de Warnant.

La constitution de cette assise était très mal connue avant les travaux de H. PIRLET, qui y a reconnu une rythmicité semblable à celle du V2b; ses travaux l'ont amené à découvrir sous le Namurien B des lacunes stratigraphiques croissant vers le N-E. Celles-ci avaient échappé jusqu'ici aux observations et il en résultait une grande confusion stratigraphique. L'évolution des Foraminifères et, en particulier, des Archaediscidae fournit l'un des meilleurs fils conducteurs de la stratigraphique du V3.

1. L'assise est caractérisée par la présence des Gigantoproductidae. Au point de vue micropaléontologique et sédimentologique, la première formation comprenant le Calcaire de Seilles (V3aα) et la Grande-Brèche (V3aβ) se rattache plutôt au Calcaire de Lives. On y voit s'épanouir les grandes Endothyra viséennes (End. omphalota, End. convexa, End. foeda), déjà abondantes dès la fin du V2b, ainsi que les petits Archaediscus lisses à enroulement sigmoïde, tandis que les faciès deviennent algaires, bréchiques et sublagunaires vers le sommet (V3a et). Le V3aγ clôture ainsi la 4e grande séquence dinantienne.
2. Le Petit-granit de Thon-Samson (V3b inférieur et V3b) formant la base de la 5e grande séquence dinantienne, renferme une faune renouvelée, notamment de Foraminifères.

Le V3b, épais d'une centaine de mètres est caractérisé par l'apparition des Howchinia (H. exilis, H. bradyana) et des grands Archaediscinae (A. moelleri, A. gigas); notons également la grande abondance de niveaux kaolinitiques et même de deux lits de tonstein (H. PIRLET).

C'est dans le Calcaire algaire et bréchoïde de Poilvache (V3b) qu'apparaissent les premiers Asteroarchaediscinae (Rugosoarchaediscus) à structure étoilée qui accompagnent les autres Foraminifères du V3b et notamment les Archaediscus à nodosités arrondies.

Les Bancs supérieurs d'Anhée (V3b), caractérisés par Saccaminopsis carteri, Bradyina rotula, Neoarchaediscus et Gnathodus nodosus, montrent déjà les symptômes de l'envahissement proche du géosynclinal par les faciès terrigènes houillers. Quelques lits charbonneux peuvent servir de repère pour séparer la partie moyenne du Viséen supérieur de la partie supérieure. Les bancs les plus supérieurs, assez fins, ont été exploités sous le nom de "Bleu belge"; on y trouve Goniatites crenistria schmidtianus.

La faune si riche du V3b s'appauvrit très rapidement vers l'Ouest dans le Hainaut, au delà de la vallée de l'Orneau.

3. L'installation des faciès détritiques du Namurien se fait ensuite en trois étapes dans les Couches de passage (Warnant) :

- V3c inf. : apparition brusque d'alternances schisto-calcaires à cherts. Nombreux Foraminifères, principalement des Asteroarchaediscinae dont Asteroarchaediscus et des Loeblichia. Conodontes et Goniatites striatus.
- V3c sup. : disparition des calcaires francs; alternances de schistes, calcschistes, phtanites et calcaires très impurs, très pauvres en Foraminifères, mais riches en Conodontes, Goniatites, Mollusques et Brachiopodes.
- Nm ? : schistes gréseux non fossilifères, ou à faune peu significative.

On n'a jamais trouvé trace en Belgique de la zone E1, soit qu'il y ait lacune généralisée à ce niveau, soit que les stampes les plus épaisses (Blaton) ne renferment pas les faunes guides.

Dans le Hainaut (Balton, Dendre), les couches supérieures du Viséen renferment de beaux rythmes sédimentaires : schistes siliceux - minces bancs phtanitiques souvent tachetés et d'épaisseur croissante - banc terminal nettement plus épais de calcaire silicifié à cassure vitreuse.

PALEOGEOGRAPHIE.

Les deux aires principales de sédimentation sont : le bassin de Campine et les synclinoriums de Namur et de Dinant. Elles sont séparées par le Massif cambro-silurien du Brabant et son prolongement oriental, la ride de Boze-le-Val-Dieu, une sorte de zone charnière située au NE de Liège. Les lacunes du Dinantien du Synclinorium de Namur vont en croissant jusqu'à cette ride où le Houiller repose directement sur le Famennien. Ravinements, karst et discordances angulaires sont fréquents dans le dévono-carbonifère de cette région qui a joué le rôle de seuil et a enregistré toutes les pulsations des bassins voisins.

La sédimentation du Dinantien en Belgique est essentiellement une sédimentation calcaire de shelf, les faciès culms qui devaient s'étendre au sud des récifs "struniens" et waulsortiens ont complètement disparu par érosion du bassin ardennais soulevé. Nous n'avons aucune raison de croire que des massifs émergés existaient entre ce shelf et le prolongement occidental de la Mittel-deutsche Schwelle; en effet, les matériaux terrigènes diminuent en quantité et en dimensions à mesure qu'on s'éloigne du massif du Brabant.

La transgression tournaisienne venant du Sud comme les transgressions dévoniennes s'est engagée très irrégulièrement dans le Synclinorium de Namur, modelé par son émersion et l'ennoyage plus accusé de zones transversales héritées du Dévonien (M. LECOMPTE). Ses rivages ont dû s'avancer loin sur l'actuel massif du Brabant, soulevé et érodé dans la suite et où les mouvements devaient être aussi nettement enregistrés qu'autour du seuil de Booze-Val-Dieu. Bien que les faciès changent du Sud au Nord, qu'ils deviennent plus dolomitiques ou plus terrigènes et que les couches diminuent de puissance, on n'a aucune raison majeure de croire que les deux synclinoria hercyniens étaient distincts durant la sédimentation.

La transgression viséenne a largement envahi le Bassin de Campine, mais il semble qu'il ait gardé une certaine individualité :

- Les faciès calcaires sont différents de ceux des Synclinoria de Dinant et de Namur. L'identité des divers niveaux stratigraphiques n'a pu être faite qu'à l'aide des Foraminifères et des Algues.
- Certains facteurs écologiques qui ont provoqué la disparition des Koninckopora et des Fusulinacea au V3b inférieur, dans les Synclinoria de Namur et de Dinant ont été apparemment sans influence en Campine.
- Des îles ont existé au Sud du Bassin de Campine (Booischot) où des faciès rouges et des sols apparaissent au V1b et ne laissent aucune trace plus au Nord (Formations algaires de Turnhout).

TECTONIQUE

Les mouvements régressifs, puis transgressifs du Fa2 - Tn1 peuvent être interprétés comme un contrecoup des mouvements bretons. Aucun mouvement important n'est survenu en Belgique durant le Tournaisien; ce sont tout au plus des inégalités de subsidence et des oscillations épeirogéniques dont l'influence sur un shelf peu profond est forcément considérable.

Durant le Viséen, la tectonique prémonitoire de la phase sudète va au contraire se montrer de plus en plus active, d'abord au V1 (P. MICHOT, H. PIRLET, R. CONIL), puis au V3a, avant les lacunes du Namurien inférieur (J.M. GRAULICH, W. van LECKWIJCK, H. PIRLET).

La tectonique asturienne a profondément plissé et faillé le Synclinorium de Dinant, accentuant généralement des tendances déjà sensibles durant la sédimentation. Le bord sud du Synclinorium de Namur s'est renversé sous le charriage du Midi. Le bord nord est, au contraire, en faible pente vers le S et le SE, affecté par un réseau de failles radiales, comme le Bassin de Campine.

BIBLIOGRAPHIE

Liste sommaire limitée à quelques travaux d'intérêt général parus après le Mémoire de F. DEMANET sur le Dinantien de la Belgique, 1958. Il faut citer, comme autre synthèse, "Le Dinantien" par G. MORTELMANS et P. BOURGUIGNON dans le Prodrome d'une description géologique de la Belgique, 1954.

ANCION, Ch. & van LECKWIJCK, W., 1958, Le Strunien de la vallée de la Méhaigne. Ann.Soc.géol.Belg., 81, pp. 507-520.

AUSTIN, R., CONIL, R., STREEL, M. & RHODES, F., Conodontes, Spores et Foraminifères du Tournaisien inférieur dans la vallée du Hoyoux, Ann. Soc.géol.Belg., 93, A l'impression.

AUSTIN, R., CONIL, R., DOLBY, G., LYS, M., PAPROTH, E., RHODES, F., STREEL, M., UTTING, J. & WEYER, D., 1970, Les couches de passage du Dévonien au Carbonifère de Hook Head (Ireland) au Bohlen (D.D.R.). Coll.Strat.Carbon., avril 1969, Liège.

BOUCKAERT, J. et CONIL, R., 1970, Couches de Passage du Dévonien au Carbonifère dans la vallée de la Dendre, Bull.SIGPH - T 79 f 1, pp. 1-4.

BOUCKAERT, J., DELMER, A. & OVERLAU, P., 1961, Stratigraphie du Viséen moyen et supérieur et du Namurien inférieur dans la région Basècles-Blaton. Mém.Inst.géol.Univ.Louvain, XXII, pp. 239-255, pls. XI-XII.

BOUCKAERT, J. & HIGGINS, A.C., 1963, La base du Namurien dans le bassin de Dinant. Bull.Soc.belge Géol., LXXII, pp. 106-122, 7 pls.

BOUCKAERT, J., STREEL, M. & THOREZ, J., 1968, Schéma biostratigraphique et coupes de référence du **Famennien** belge. Note préliminaire. Ann. Soc.géol.Belg., 91, pp. 317-336, III pl.

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). Coll.Strat.Carbon., avril 1969, Liège.

CHABOT, A., 1970, Description d'un sondage effectué à Gages au voisinage de la limite Dévono-carbonifère. SIGPH - T 79 f 1, pp. 5-10.

CONIL, R., 1959, Recherches stratigraphiques sur les terrains Dinantiens dans le bord nord du Bassin de Namur. Acad.roy.Belg., Cl.Sc., Mém. 4°, 2e sér., XIV, fasc. 5.

CONIL, R., 1964, Interprétation micropaléontologique de quelques sondages de Campine. Bull.Soc.belge Géol., LXXII, pp. 123-137.

CONIL, R., LYS, M. & PAPROTH, E., 1964, Localités et coupes types pour l'étude du Tournaisien inférieur. Acad.roy.Belg., Cl.Sc., Mém. 4°, 2e sér., XV, fasc. 4.

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, XXII.

CONIL, R., PIRLET, H., LYS, M., LEGRAND, R., STREEL, M., BOUCKAERT, J., & THOREZ, J., 1967, Echelle biostratigraphique du Dinantien de la Belgique. Serv.Géol.Belg., Prof.paper n° 13.

CONIL, R., 1967, Problèmes du Viséen inférieur dans le Condroz. Ann.Soc.géol.Belg., 90, pp. B 413-429.

CONIL, R. & LYS, M., 1967, Aperçu sur les associations de Foraminifères endothyroïdes du Dinantien de la Belgique. Ann.Soc.géol.Belg., 90, pp. B 395-412, 4 pls.

CONIL, R., 1968, Le calcaire carbonifère depuis le Tn1a jusqu'au V2a, Ann.Soc.géol.Belg., 90, pp. B 687-726.

CONIL, R. & LYS, M., 1968, Utilisation stratigraphique des Foraminifères du Dinantien, Ann.Soc.géol.Belg., 91, pp. 491-557.

CONIL, R., AUSTIN, R., LYS, M. & RHODES, F., 1969, La limite des étages tournaisien et viséen au stratotype de l'assise de Dinant. Bull. Soc.belge géol., LXXVII, pp. 39-69.

CONIL, R. & LYS, M., 1970, Données nouvelles sur les Foraminifères des couches de passage du Famennien au Tournaisien dans l'Avesnois. Coll.Strat.Carbon., avril 1969, Liège.

CONIL, R. & PIRLET, H., 1970, Le Calcaire carbonifère du Synclinorium de Dinant et le sommet du Famennien. Coll.Strat.Carbon., avril 1969, Liège, pp. 785-790, 2 pls.

DELMER, A., LEGRAND, R., MAMET, B., MORTELMANS, G. & OVERLAU, P., 1963, Le Dinantien du Hainaut occidental. 6e Congrès inter.Sédiment.Belg. & Pays-Bas, Exc. IJ.

DEMANET , F., 1958, Contribution à l'étude du Dinantien de la Belgique. Inst.Roy.Sc.nat.Belg., Mém. n° 141.

DUPONT, H., 1969, Contribution à l'étude des faciès du Waulsortien de Waulsort, Mém.Inst.géol.Unv.Louvain, XXIV, pp. 93-164.

GRAULICH, J.M., 1961, Le sondage de Wépion. Mém.Expl.Cartes géol. min.Belg. n° 2, 102 pp., 9 pls.

GRAULICH, J.M., 1963, La phase sudète de l'Orogène varisque dans le synclinorium de Namur à l'Est du Samson. Bull.Soc.géol.Belg., LXXI, pp. 181-199.

KRYLATOV, S. & MAMET, B., 1966, Données nouvelles sur les terrains paléozoïques de l'Argentella-Tour Margine (Corse). Atribution à la limite dévono-carbonifère du calcaire de Capitello. Bull.Soc. géol.France, (7), VIII, pp. 73-79.

LEGRAND, R., 1963, Coupe résumée du forage de Booischot (province d'Anvers) Bull.Soc.belge Géol., LXXII, pp. 407-409.

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., IXXIV, pp. 140-188.

LEGRAND, R., 1968, Le Massif du Brabant. Mém.Expl.Cartes géol.min. Belg.,n° 9, 148 pp., 5 pls.

MAMET, B., 1961, Sédimentologie des faciès "Marbres Noirs" du Paléozoïque-franco-belge. Inst.roy.Sc.nat.Belg., Mém. n° 151.

MAMET, B., MORTELMANS, G. ET SARTENAER, P., 1965, Réflexions à propos du Calcaire d'Etroeungt; Bull.Soc.belge Géol., LXXIV, pp. 41-51.

MAMET,B., 1965, Remarques sur la microfaune du "Marbre noir de Dinant" (V1a). Ann.Soc.géol.Belg., 88, pp. B 187-219.

MAMET, B., 1968, The Devonian-Carboniferous boundary in Eurasia. Intern. Sympos.Dev.Syst., Calgary, 1967, II, pp. 995-1007.

MAMET, B., MIKHAILOV, et MORTELMANS, G., La stratigraphie du Tournaisien et du Viséen Inférieur de Landelies. Comparaison avec les coupes du Tournaisis et du bord nord du Synclinal de Namur. Mém. Soc.belge Géol. (à l'impression).

MARLIERE, R., 1965, Le Viséen de la Petite Dendre et le captage de Ligne-Aubechies. Bull.Soc.belge Géol., LXXIV, pp. 221-243.

MICHOT, PL., GERARDS, J., MONTY, Cl. & PIRLET, H., 1963, Sédimentologie des formations viséennes du Synclinorium de Namur, dans la vallée de la Meuse. 6e Congrès inter. Sédiment. Belg. & Pays-Bas, Exc. G, 1e partie.

MONTY, Cl., 1964, Recherches paléoécologiques dans le V2a de la région"d'Huy-Moha". Ann.Soc.géol.Belg., 86, pp. B 407-432.

MORTELMANS, G., 1969, L'étage Tournaisien dans sa localité-type C.-R. 6e Congr. inter. Strat.géol.Carbon., Sheffield 1967, vol. I, pp. 19-43.

NEYBERGH, H., 1966, Sur quelques caractères du Tournaisien des sondages de Tournai et de Leuze. Bull.Soc.belge Géol., LXXV, pp. 362-372.

NEYBERGH,H., 1966, Sur quelques caractères du Tournaisien du sondage de Wépion. Bull.Soc.belge Géol., LXXV, pp. 373-379.

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.belge Géol., 86, pp. B 461-468, 1 pl.

PIRLET, H., 1967, Mouvements épeirogéniques dévono-carbonifères dans la région de Visé; la carrière de "La Folie" à Bombaye. Ann. Soc.géol.Belg., 90, pp. B 103-117.

PIRLET, H., 1967, Mouvement épeirogénique au sein du Viséen inférieur V1 dans la partie centrale du synclinorium de Namur. Ann. Soc.géol.Belg., 90, pp. B 255-260.

PIRLET, H., 1967, Nouvelle interprétation des carrières de Richelle: le Viséen de Visé. Ann.Soc.géol.Belg., 90, pp. B 299-328.

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.Sc.Mém. 4°, 2e sér., XVII, fasc. 4.

PIRLET, H., 1968, La tranchée de Berneau à Visé et la sédimentation dévono-carbonifère dans la région de Visé. Ann.Soc.géol.Belg., 90, pp. B 751-765.

PIRLET, H., 1969, Sur l'âge et la signification tectonique de la brèche de Bouffioulx. Ann.Soc.géol.Belg., 92, pp. 123-130.

PIRLET, H., 1970, Compte-rendu de l'excursion de la Société géologique de Belgique tenue dans la région de Visé le 19 octobre 1968. Ann.Soc.géol.Belg., 92, pp. 455-466.

STREEL, M., 1967, Critères palynologiques pour une stratigraphie détaillée du Tn1a dans les bassins ardenno-rhénans. Ann.Soc.géol.Belg. 89, pp. 65-95.

STREEL, M., 1969, Corrélations palynologiques entre les sédiments de transition Dévonien/Dinantien dans les bassins Ardenno-Rhénans. C.-R. 6e Congr. interm.Strat.Géol.Carbon., Sheffield, 1967, vol. I; pp. 3-18.

STREEL, M, 1970, Distribution stratigraphique et géographique d' Hymenozonotriletes lepidophytus KEDO, Hymenozonotriletes pusillites KEDO et des assemblages tournaisiens. Coll.Strat.Carbon., avril 1969, Liège.

van LECKWIJCK, W., 1964, Le Namurien en Belgique et dans les régions limitrophes (Stratigraphie, Paléogéographie, Paléontologie, Sédimentologie, Puissances). Acad.roy.Belg., Cl.Sc., Mém. 4°, 2e s., XVI, 2, 69 pp., 11 figs.

WEYER, D. & CONIL, R., The Middle Tournaisian Rugose Coral Zaphrentis delepini VAUGHAN 1915. Stratigraphical context. Bull.Soc.belge Géol. 78 (à l'impression).

UPPER TOURNAISIAN CONODONTS

OF BELGIUM

Eric Groessens

U P P E R T O U R N A I S I A N C O N O D O N T S

O F B E L G I U M

by Eric GROESSENS

An investigation, by the author, of conodont faunas in the Upper Tournaisian rocks of Belgium is, at present in progress.
The faunas of some sections have already been examined and have given useful results. Faunas isolated from the Upper Tournaisian include Scaliognathus anchoralis Branson & Mehl, Hindeodella segaformis Bischoff, Mestognathus beckmanni Bischoff, Doliognathus latus Branson & Mehl, some interesting new forms such as Dollymae bouckaerti Groessens, Spathognathodus bultyncki Groessens and a new genus related to Staurognathus.

The last occurrence of the genus Siphonodella occurs at the boundary Tn2c/Tn3a (R. Conil, M. Lys & Pirlet, 1967). This upper limit has been confirmed recently (R. Conil, R. Austin, M. Lys & F. Rhodes, 1969) and by the present study. Siphonodella is associated in the upper part of Middle Tournaisian with Gnathodus delicatus Branson & Mehl, Gnathodus antetexanus Rexroad & Scott, Polygnathus communis communis Branson & Mehl, and Spathognathodus crassidentatus (Branson & Mehl).

The Tn3a is characterized in Belgium by the appearance of Polygnathus communis carinus Hass, Gnathodus semiglaber (Bischoff) and Gnathodus simplicatus Rhodes, Austin & Druce. The most abundant gnathodids are still Gnathodus delicatus Branson & Mehl and Gnathodus antetexanus Rexroad & Scott which continue from Tn2c. Pseudopolygnathus primus Branson & Mehl and Pseudopolygnathus longipositicus Branson & Mehl are abundant. Pseudopolygnathus multistriatus Mehl & Thomas is quite rare in Belgium and, as it ranges from the Middle Tournaisian to the Tn3c it cannot be

regarded as a useful zone fossil. Spathognathodus costatus costatus (E.B. Branson) is also present in Rocks of Tn3a and also extends upwards into the lower part of Tn3c.

Tn3b is characterized by appearance of Pseudopolygnathus triangulus pinnatus Voges and by the abundance of other pseudopolygnadids. Polygnathus communis communis Branson & Mehl is common but Polygnathus communis carinus Hass seems to be very rare.

In the lower part of the Tn3c of Belgium a Spathognathodus bultyncki Assemblage Zone can be distinguished. The lower limit of the Zone, is marked by the appearance of Spathognathodus bultyncki Groessens. This limit is approximately equivalent to the Tn3b/Tn3c boundary at Ecaussine. Type section of the Tn3b "Petit-granit". The top of the Zone is marked by the appearance of Dollymae bouckaerti Groessens.

Spathognathodus bultyncki Groessens is a new species, specimens of which were tentatively refered to Bactrognathus perplanus Mehl & Thomas by R. Conil, R. Austin, M. Lys and Rhodes (1969) and by Morris (1969). It has a straight blade on which the subequal denticles are straight in the posterior part and directed forward in the posterior part, where a larger denticle is located. The basal cavity which is situated at the posterior extremity of the blade, is rounded at the posterior end and tapers towards the anterior end.

The Spathognathodus bultyncki Assemblage Zone is characterized by the presence of Spathognathodus bultyncki Groessens, Polygnathus communis carinus Hass, Pseudopolygnathus triangulus pinnatus Voges, Gnathodus delicatus Branson & Mehl, Gnathodus antetexanus Rexroad & Scott and Gnathodus semiglaber (Bischoff). Polygnathus purus purus Voges seems to have a very restricted range in the upper part of this Assemblage Zone, but as the species is very rare, no farther conclusions can yet be drawn.

The Dollymae bouckaerti Assemblage Zone is very restricted. The lower limit is marked by the first occurrence of Dollymae bouckaerti Groessens and the upper limit by the appearance of Scaliognathus anchoralis Branson & Mehl together with Hindeodella segaformis Bischoff.

Dollymae bouckaerti Groessens has been described as a unit consisting of a long, straight blade with subequal short denticles and a large platform ornamented by one node or a row of nodes. The basal cavity occupies the entire aboral side of the platform and is grooved along the midline.

The Dollymae bouckaerti Assemblage Zone is characterized by the abundance of Dollymae bouckaerti Groessens, Polygnathus communis carinus Hass, Pseudopolygnathus triangulus pinnatus Voges, Pseudopolygnathus longipositicus Branson & Mehl, Spathognathodus crassidentatus (Branson & Mehl), Gnathodus delicatus Branson & Mehl, Gnathodus antetexanus Rexroad & Scott and Gnathodus semiglaber (Bischoff). Spathognathodus bultyncki Groessens is still present, but very rare.

The Scaliognathus anchoralis - Hindeodella segaformis Assemblage Zone coincides with the occurrence of the two named species, both of which are restricted to the Tn3c of Belgium. Contrary to what was stated by R. Conil and al. (1969), Scaliognathus anchoralis Branson & Mehl does not extend into the Viseen of Belgium.

At the base of this Assemblage Zone there is a narrow Doliognathus latus Subzone.

Specimens of a new genus related to Staurognathus and ?Pelekysgnathus n.sp.A Voges were recovered at the base of this Assemblage Zone.

In the upper part of this Assemblage Zone and extending above it, an interesting new Spathognathodus with subequal discrete denticles has been recovered. This form seems to have a very short range.

The remainder of the Upper Tournaisian is characterized by the presence of numerous specimens of Polygnathus bischoffi Rhodes, Austin & Druce associated with mature forms of Gnathodus semiglaber (Bischoff) having a small parapet on each side of the enlarged posterior blade. Mestognathus beckmanni Bischoff also appears at the end of the Tournaisian.

As indicated by R. Conil, R.L. Austin, M. Lys and F. Rhodes (1969) Gnathodus cf. G. homopunctatus Ziegler appears in the first Visean beds where it is associated with Polygnathus bischoffi Rhodes, Austin & Druce, Gnathodus semiglaber (Bischoff) and Gnathodus antetexanus Rexroad & Scott.

REFERENCES

AUSTIN, R.L. & ALDRIDGE R.J. 1969 - Lower Carboniferous (C Zone) from county Meath, Ireland.
Sc. Proc. Royal Dublin Soc. serie A, vol. 3, n° 22.

AUSTIN, R.L. & GROESSENS, E. in press. The origin and evolution of the Middle Dinantien conodont genera Doliognathus, Dollymae, Scaliognathus and Staurognathus and related forms.

BISCHOFF, G. 1957 - Die conodonten-stratigraphie des rheno-herzynischen unterkarbons mit Berucksiehtigung der Wocklumeria-Stufe und der Devon/Karbongrenze.
Abhandl. hess. Landesamt Bodenforsch 19. 1-64.

BRANSON E.B. & MEHL, M.G. 1941 - New and little known Carboniferous conodont genera.
J. Pal. 15, 97-106.

COLLINSON Ch., SCOTT A.J. & REXROAD C.B. 1962 - Six Chart showing biostratigraphic zones, and correlations based on conodonts from the Devonian and Mississippian rocks of the upper Mississippi Valley.
Illinois Geol. Survey, circ. 328.

CONIL, R.,AUSTIN R.L., LYS M., and RHODES F.H.T. 1969 - La limite des étages tournaisien et viséen au stratotype de l'assise de Dinant.
Bull. Soc. belge Géol. 39-69.

COOPER, C.L. 1939 - Conodonts from a Bushberg-Hannibal horizon in Oklahoma.
J. Pal., vol. 113, pp. 379-422.

DRUCE, E.C. 1969 - Devonian and Carboniferous conodonts from the Bonaparte Gulf Basin, Northern Australia and their use in international correlation.
Com. of. Australia, Dept. Nat. Dev., Bureau of Min. Res., Bull. 98.

GROESSENS, E. 1971 - Les conodontes du Tournaisien Supérieur de la Belgique.
Note préliminaire.
Prof. papers n° 4, Service Géologique de Belgique.

HASS, W.H. 1959 - Conodonts from the Chappel Limestone of Texas.
Prof. papers U.S. géol. Surv. 294-J, pp. 265-399.

KLAPPER, G. 1966 - Upper Devonian and Lower Mississippian Conodonts in Montana, Wyoming, and South Dakota.
Univ. Kansas Pal. Contr. Paper 3, pp. 1-43.

MEHL, M.G. & THOMAS, L.A. 1947 - Conodonts from the Fern Glan of Missouri.
J. Sc. Labs. Denison Univ. 40, 3-20.

MORRIS, P.G. 1969 - Carboniferous conodonts in the south-western Pennines.
Géol. Mag. 106, 497-99.

REXROAD & SCOTT Ch. 1964 - Conodont zones in the Rockford Limestone and the lower part of the New Providence shales (Mississippian) in Indiana.
Indiana Geol. Surv. Bull. 30.

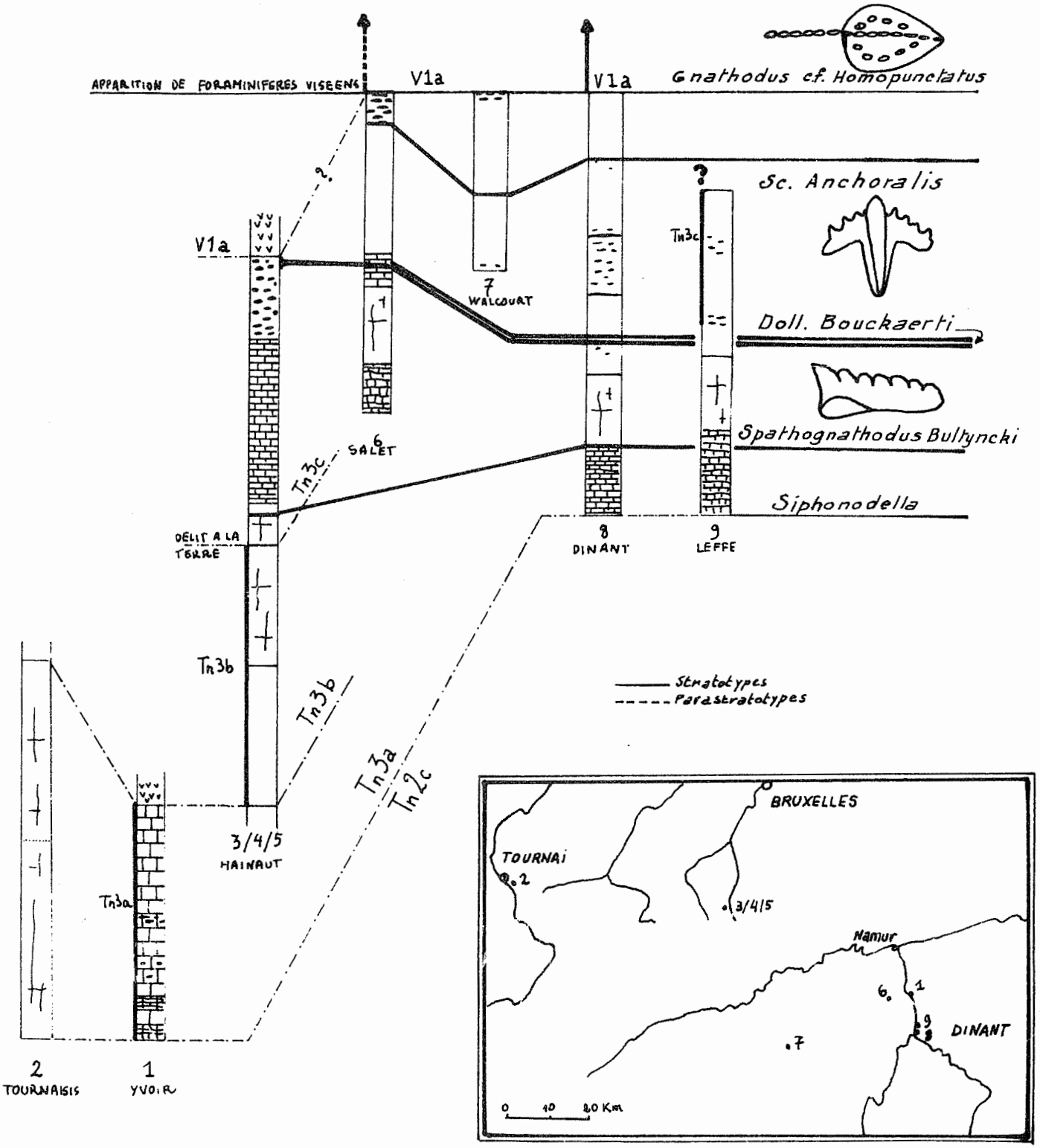
RHODES, F.H.T., AUSTIN, R.L. and DRUCE, E.C. 1969 - British Avonian (Carboniferous) conodont faunas and their value in local and intercontinental correlation.
Bull. British Museum. Suppl. 5, 313 p.

THOMSON, T.L. and FELLOWS, L.D. 1970 - Stratigraphy and Conodont Biostratigraphy of Kinderhookian and Osagean Rocks of Southwestern Missouri and Adjacent areas.
Rep. Invest. n° 45 Missouri Geol. Surv.

VOGES, A. 1959 - Conodonten aus dem Unterkarbon 1 und 11 (Gattendorfia- und Pericyclus Stufe) des Sauerlandes.
Pal. Zeitschr., vol. 33, n° 4.

ZIEGLER, W. 1963 - Conodonten aus dem Unterkarbons der Bohrung Münterland 1 Fortschr. Geol. Rheindl. u West. Vol 3.

ZIEGLER, W. 1960 - in Kronberg, P., Pielger, A., Scherp, A. und Ziegler, W.
Spuren altvariszischer Bewegungen im nordöstlichsten Teil des Rheinischen Schiefergebierges.
Fortschr. Geol. Rheindl. u Westf. Vol 3.



APPARITION DE FORAMINIFERES VISEENS
V1a
V1a
Gnathodus cf. Homopunctatus
Sc. Anchoralis
V1a
Tn3c
7
WALCOURT
Doll. Bouckaerti
Spathognathodus Bultyncki
6
SALET
Tn3c
Siphonodella
DELIT A LA TERRE
8
DINANT
9
LEFFE
Tn3b
Tn3b
Tn3a
Tn2c
Stratotypes
Parastratotypes
3/4/5
HAINAUT
Tn3a
2
TOURNAISIS
1
YVOIR
BRUXELLES
TOURNAI
2
3/4/5
Namur
6
1
9
8
DINANT
7
0 10 20 Km

CHAPITRE III

DAS OBERKARBON BELGIENS

J. Bouckaert

CHAPITRE III.

Das Oberkarbon Belgiens

Die Schichten des belgisches Silesiums (Namur und Westfal) kommen in Belgien in der verschiedene tectonische Einheiten vor : Mulde von Namur, Vesdre- und Theux Massiv, Becken des Campine. In der Mulde von Dinant ist das Westfal nicht vertreten (Tafel 1).

I. Namurium : J. BOUCKAERT

1. Stratigraphie (Tafel 2)

Namur A.

Karakteristisch sind die terrigene Schiefer die schon im Liegenden des Namurs die Kalksteine des Visés überlagern. Uberal wird eine Schichtlücke zwischen Namur und Visé- Schichten beobachtet. Die älteste Namur- Schichten sind in der Dinant-Mulde aufgeschlossen, wo Sie nur in kleine Becken auftreten (Bioul, Anhée, Assesse, Modave, Clavier, Ocquier, Florennes), und Sie gehören zu der Zone E2a der Unterstufe E2. Im allgemeinen zeigt diese Zone 10 m bis 15 m mächtige Pyrit-reiche Schiefertonen (ampélite) von verschiedenen Farben : braun, schwarz grau oder gelb, fossilreich, mit Einlagerungen von Sandschiefer und Sandsteinen. Im Hangenden wurden diese Schichten durch schwarze, fossilarme Tonschiefer, 125 m mächtig überlagert.

Als Leitfossilien sind im Unteren Teil verschiedene Varietäten von Eumorphoceras bisulcatum, und Cravenoceras cowlingense nachgewiesen worden (Bouckaert und Higgins 1963).

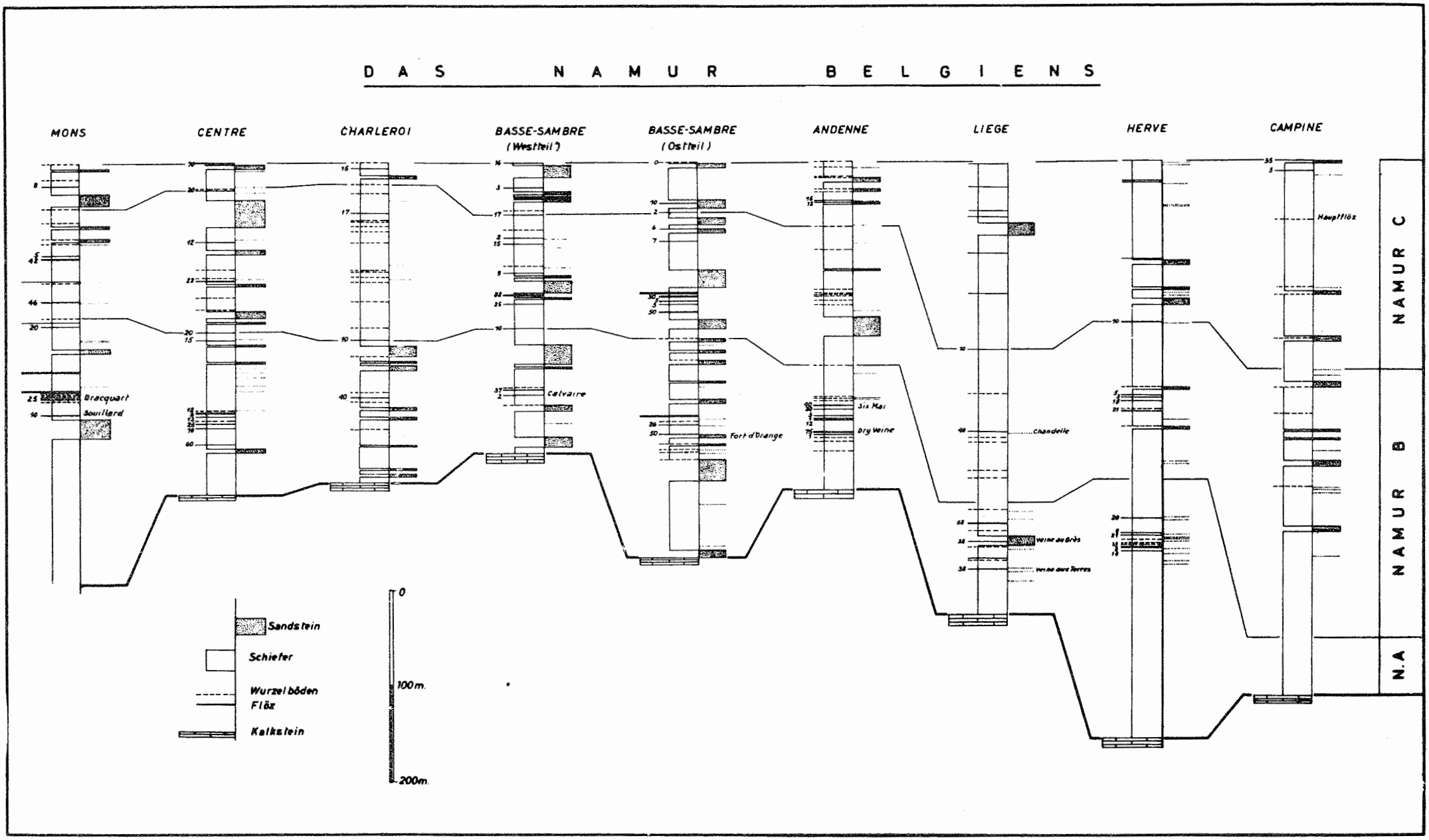
Die Mittlere-Zone E2b umfaszt im Becken von Anhée und zum-Teil Assesse einen unteren vorwiegend aus Pyrit-reichen und sandigen Schiefertonen 20 m-mächtige aufgebauten Abschnitt mit Eumorphoceras bisulcatum s.l. und Cravenoceratoides edalensis, einen mittleren Abschnitt aus Pyrit-reichen Schiefertonen 6 bis 10 m mächtig mit E. bisulcatum varicatum und Ct nitidus mit im Hangenden 40 m-Mächtige Sandschiefer und Sandsteine, und einen oberen Abschnitt, 6 m mächtig, der schiefrig ausgebildet ist mit Eumorphoceras rostratum und Cravenoceratoides nititoides als Leitfossilien (Bouckaert 1963, Van Leckwijck 1964).

Weiter nach dem Nord-Osten in dem Becken von Clavier, im Vesdre und Theux-Massiven, wurden die ober beschriebenen Schichten durch Schiefer mit Kohlen-Flözen vertreten. Leitfossilien im Hangenden sind E. Bisulcatum und Cravenoceras holmesi (Delmer und Graulich, 1959). Nicht marine Faunen wie Anthraconaia angulosa und Anthraconauta (Pastiels 1960) und eine reiche Flora (Stockmans und Willière 1953, Willière 1962) kommen schon vor.

Mit der E2c-Zone wurde nicht nur die Mulde von Dinant sondern auch die Mulde von Namur überlagert. Das Leitfossiel ist Nuculoceras nuculum. Uberwiegend kommen braune und dunkelgraue Pyriet-reiche Schiefertone vor.

Der E2 Zone mit E. bisulcatum ist im Campine-Kohlenbecken wenig entwickelt und überlagert direkt den Kolenkalk (Delmer, 1963).

In der Mulde von Namur überlagert die Unterstufe H1 die E2c-Zone in denselben Fazies ausgebildet mit Homoceras subglobosum und H. beyrichianum als Leitfossilien. Die Mächtigkeit dieser Fazies beträgt 6 bis 10 m. In der marine Horizont kommen oft "bullions" vor. Im Campine-Kohlenbecken tritt H. beyrichianum nur in eine Bohrung auf (Delmer 1963).


DAS NAMUR BELGIENS
MONS
CENTRE
CHARLEROI
BASSE-SAMBRE (Westteil)
BASSE-SAMBRE (Ostteil)
ANDENNE
LIEGE
HERVE
CAMPINE
Bracquart
Souillard
Calvaire
Fort d'Orange
Six Mai
Dry Veine
Chandelle
Veine au Grès
Veine aux Terres
Hauptflöz
NAMUR C
NAMUR B
N.A
Sandstein
Schiefer
Wurzelböden
Flöz
Kalkstein
0
100m.
200m.

Im Hangenden dieser Fossil-führende Schichten bildet sich das paralische Fazies aus, das vielfach kohlige Lagen und Stigmarien enthält : Souillard (Mons) Calvaire (Sambre) Fort d'Orange (Namur) Dry Veine (Andenne).
Der Unterstufe H2 fängt mit einem jüngeren marinen Horizon an und enthält Homoceras smithi und Hudsonoceras proteum (Lambrecht 1958). Darüber treten Six Mai (Andenne) : Petite Veine de Marsinne (Huy) als Kohlenflöze auf.
Den Abschlusz der Unterstufe H2 bildet ein mariner Horizont mit Homoceratoides Prereticulatus.

Namur B.

In einem geringem Abstand oberhalb des Ht prereticulatus-Faunenbandes sind die erste Reticuloceras únd Homoceras magistrorum vorhanden. Ein weinig höher beobachtet man das massenhaftes auftreten von Reticuloceras circumplicatile, Homoceras henkei und Homocerat, varicatus. Weiter nach oben kan man die R1b, R1c und R2a unterscheiden.
Im Ost-Belgien (Val Dieu-Berwinne) sind diese Schichten in der Alaunschiefer-Ausbildung entwickelt (J. Bouckaert 1960).
Mehr Weslich in der Namur-Mulde fehlen verschiedene dieser Horizonte und sind durch nicht-marine Schiefer ersetzt (Bouckaert und Delmer 1960).
Typisch für das Campine-Kohlenbecken ist das Auftreten einer Mächtige sterile Zone ohne Würzelboden und marine Horizonte zwischen der R1b und R1c-Unterzonen (Delmer 1963).

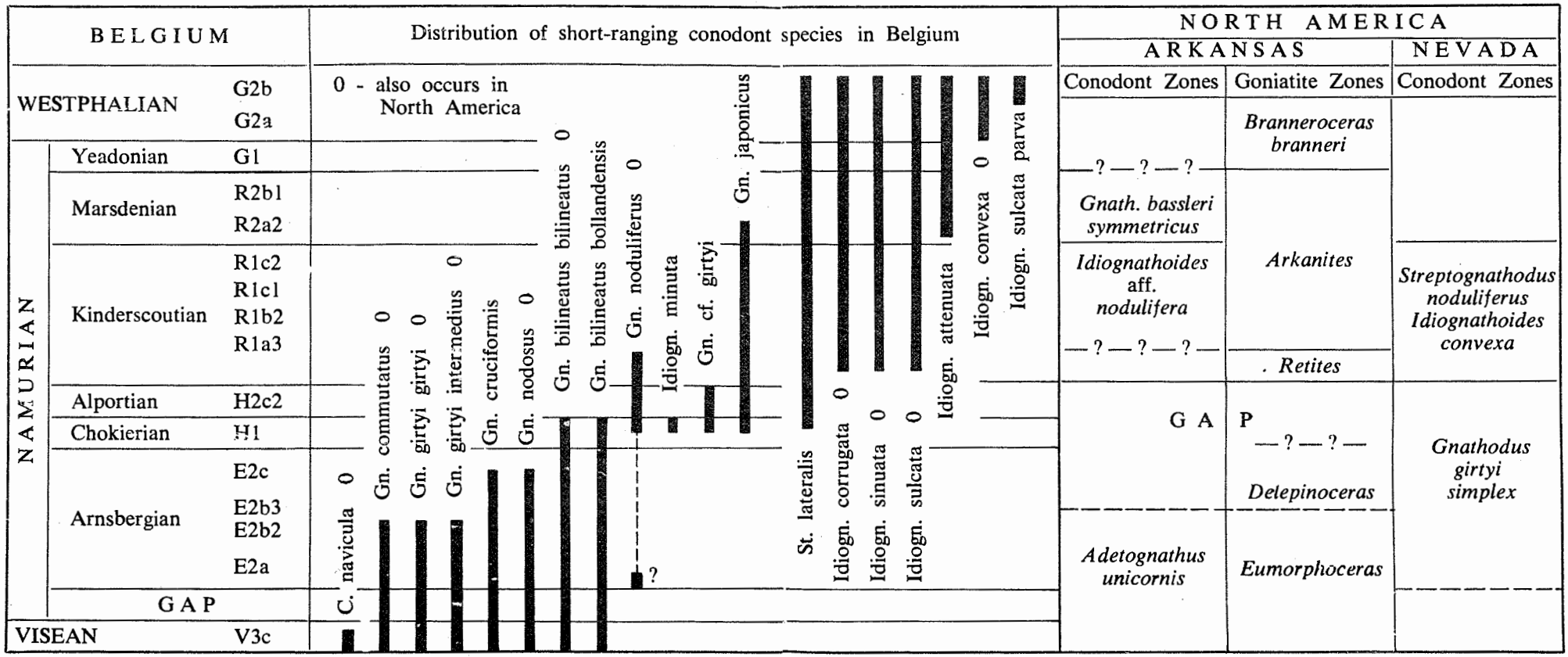
Im Liegenden der Unterstufe R2 tritt ein mächtigen marinen Horizont mit R. bilingue auf. Diese Unterstufe besteht aus 2 Teile : ein unteres mit wenig Flözen und Wurzelboden und ein oberes wohin schon abbauwürdige Kohle vorkommen :
Veines de Java, Veines de Gives, Veines Supérieures de Mortroux (Van Leckwijck 1952, 1960). Typisch für diese Unterstufe ist das Vorkommen von Marine Horizonte ohne Goniatiten im Hangenden der Flözen.

Namur C.

Nach dem Vorkommen der Marine Horizont mit R. superbilingue wurde das Namur C abgegliedert. Ziemlich wie das Westfal A ist das Namur C ausgebildet. In diese schichtfolge kommt in Campine-Kohlenbecken G. sigma vor (Delmer 1963).

2. Paläontologie (Tafel 3 und 4)

Die Gliederung des Namurs läszt sich mit Goniatiten und Conodonten viel feiner durchführen als mit ander Fossil-Gruppen. Alle Profile lassen sich der Type-Profilen Grosz-Brittaniën und manche Nord Amerikas anschliessen.
Nach recente Arbeiten (Bouckaert und Higgins 1963, 1968) zeigt es sich aus dasz die ganze Pendleum-Unterstufe ehlen möchte. Die Type-Unterstufen wie Arnsbergium, Chokierium, Alportium, Marsdenium, Yeodonium sind vertreten. Die Conodonten-faunas sind durch Bouckaert und Higgins 1963, 1968 ausführlich beschrieben.


BELGIUM
Distribution of short-ranging conodont species in Belgium
NORTH AMERICA
ARKANSAS
NEVADA
Conodont Zones
Goniatite Zones
Conodont Zones
0 - also occurs in North America
WESTPHALIAN
G2b
G2a
NAMURIAN
Yeadonian
G1
Marsdenian
R2b1
R2a2
Kinderscoutian
R1c2
R1c1
R1b2
R1a3
Alportian
H2c2
Chokierian
H1
Arnsbergian
E2c
E2b3
E2b2
E2a
GAP
VISEAN
V3c
C. navicula 0
Gn. commutatus 0
Gn. girtyi girtyi 0
Gn. girtyi intermedius 0
Gn. cruciformis
Gn. nodosus 0
Gn. bilineatus bilineatus 0
Gn. bilineatus bollandensis
Gn. noduliferus 0
Idiogn. minuta
Gn. cf. girtyi
Gn. japonicus
St. lateralis
Idiogn. corrugata 0
Idiogn. sinuata 0
Idiogn. sulcata 0
Idiogn. attenuata
Idiogn. convexa 0
Idiogn. sulcata parva
Brannerocerasbranneri
? — ? — ?
Gnath. basslerisymmetricus
Idiognathoidesaff.nodulifera
Arkanites
? — ? — ?
. Retites
Streptognathodusnoduliferus
Idiognathoidesconvexa
G A P
— ? — ? —
Delepinoceras
Gnathodusgirtyisimplex
Adetognathusunicornis
Eumorphoceras
C. - Cavusgnathus
Gn. - Gnathodus
Idiogn. - Idiognathoides
St. - Streptognathodus

BELGIEN.			
STUFE. Westfal.	UNTERSTUFE.	ZONEN.	GONIATITEN.
		G_2 C. subcrenatum.	G. subcrenatum / Frech/
NAMUR C	YEDONIAN	G_1c G. cumbriense	G. cumbriense Bis. / G. crenulatum Bis.
	untere	G_1b G. cancellatum	G. cancellatum Bis. / G. crencellatum Bis. Ag. carinatum / Frech. — A.Arcuatilobum/Ludw.
	Gastrioceras G_1	G_1a R. superbilingue	Ht.divaricatus / Hind R. superbilingue Bis./ G. lineatum / Wright G.?sigma/Wright/R.wrighti Huds.
NAMUR B	MARSDENIAN	R_2b R. bilingue	R.metabilingue Wright / R.wrighti Huds. R. bilingue / Salt.
	obere Reticuloceras R_2		Ht.divaricatus / Hind
		R_2a R. gracile	R. gracile Bis. — Hd.ornatum/Foord & Crick
		R_1c R. reticulatum	R. reticulatum / Phill. H. striolatum / Phill. — Hd.ornatum/Foord & Crick
	KINDERSCOUTIAN		Ht.divaricatus / Hind
	untere	R_1b R. eoreticulatum	R. nodosum Bis. & Huds./R.regularum Bis. & Huds. R. stubblefieldi Bis. & Huds. — D./Paradim./Looneyi/Phill.
	Reticuloceras R_1	R_1a R. circumplicatile	R.subreticulatum/Foord/R.paucicrenulatum Bis. & Huds./ R.todmordenense Bis. & Huds./R. adpressum Bis. & Huds/R.gulincki Bouck. — Ht.divaricatus / Hind R. circumplicatile/Foord/R.umbilicatum Bis. & Huds./R.pulchellum/Foord/Ht.mutabile Bis & Huds. R. compressum Bis. & Huds./H.magistrorum Huds. — H.henkei Schmidt
NAMUR A	ALPORTIAN	H_2c H. eostriolatum	Ht. prereticulatus Bis.
	obere	H_2b H. undulatum	
	Homoceras H_2	H_2a H. smithi - Hd.proteum.	H. smithi/Brown./Hd. proteum/Brown.
	CHOKIERIAN untere	H_1b H. beyrichianum	H. beyrichianum/de Kon./D. discrepans/Brown.
	Homoceras H_1	H_1a H. subglobosum	H. subglobosum/Dolle
	ARNSBERGIAN	E_2c N. nuculum	N. nuculum Bis.
	obere	E_2b Ct. nitidus	Ct.nititoides/Bis./Ct.stellarus/Bis./Ct.fragilis/Bis. E.rostratum Yat. Ct. nitidus/Phill./Cr.holmesi Bis./E.bisulcatum leitrimense Yat./E.bisulcatum varicatus Schmidt/A. tenuispirale Dem./A.paucilobum/Phill./D.Paradim./looneyi/Phill. Ct. edalensis Bis./Ct.bisati Huds./Cr.subplicatum Bis./D.ribblense Moore.
	Eumorphoceras E_2	E_2a E. bisulcatum s.s.	E. bisulcatum Girty/E.bisulcatum erinense Yat. E.bisulcatum ferrimontanus Yat./A.glabrum Bis. Cr. cowlingense Bis./E.bisulcatum grassingstonense Dunh. & Stubbl./K.scaliger/Scmidt.
	PENDLEIAN untere Eumorphoceras E_1		FEHLT.

Was die Goniatiten betrifft, die Leitformen wurden wie in die Type-Lokalitäten Gross-Brittaniën, zurückgefunden (Bouckaert 1960, 1961, 1962, 1963; Bouckaert und Delmer 1960, Bouckaert und Higgins 1963, Hodson, Delmer und Graulich 1959,...).
Andere marine Tiergruppen wurden hauptsächlich durch Lamellibranchen, Nautiloïden und Fischreste vertreten. Brachiopoden sind in meisten Fälle selten (Demanet 1941).
Nicht marine Muscheln treten schon seit E2b-Seiten auf (Pastiels 1960).
Schon in Arnsbergium ist die Flora durch eine Grosze varietät gekenzeichnet. Die Culm-Flora werde nur noch durch Asterophyllites lohesti, Spenophyllum tenerrimum und Adiantites vertreten. Alloiopteris angustissima wurde für die erste Mahl in der H1-Unterstufe beobachtet.
Es ist in der R1-Schichten dasz die Sigillarien durch einem massenhaftes auftreten anfangen.
Sphenophyllum Amplum, Paripteris gigantea und Ulodendron ophiurus erscheinen in der R2-Unterstufe.
(Stockmans und Willière 1952/1953, 1954, 1955).

3. Sedimentologie

Das Namur ist in der Fazies paralisch und marin sedimentiert. Man hat dazu beobachtet dasz Sedimentationszyklen vorhanden sind. (Van Leckwijck und Fiege 1964).
In der paralischen Fazies kann man folgende Lithophasen im Idealfalle von unten nach oben unterscheiden :

Phase a : Schiefertone, Hauptlager der Faunen
Phase b : Ton-Sand Mischgesteine
} Aufsteigenden Ast

Phase c : Sandsteine - Hochpunkt

Phase d : Ton-sand Mischgesteine, oft mit Wurzelböden
Phase e : Kohle
} Absteigenden Ast

Durch Ausfall einer oder mehrerer Phasen ändern die Zyklen schnell da ständig wechselende Sedimentations - bedingungen herrschten.
Nach der Mächtigkeitsschwankungen lassen sich verschiedene Typen unterscheiden.
Im belgischen Namur finden sich Zyklen von der Ordnung ± 10 m wohin 4 m - Zyklen eingeschaltet sind.
Van Leckwijck (1952) hat Zyklen von der Mächtigkeits-Grösszenordnung von 60 m festgestellt. In diese Zyklen lassen sich dan in 6 oder 8 Zyklen von 10 m unterteilen.
Vom Hangenden zum Liegenden ist dieser Zyklustypus in folgender Weise einzuteilen :

d : Schichtfolge mit mehreren Flözen oder Vegetationsböden die von wenig mächtigen zwischen mitteln getrennt sind.
e : Vorherrschende Sandstein.
b : Vorherrschende Tonschiefer (oft mit nicht mariner Fauna).
a : Mächtige Tonschiefer die einen verhältnismäszig mächtigen Horizont mit reicher mariner Fauna enthalten.

In der marinen Fazies sehen die Lithophasen ganz anders aus. Vom Hangendem zum Liegenden beobachtet man das folgendes :

Phase a : Alaunschiefer

Phase b : Kälkige schiefer oder Schiefer mit dünne Kalk-Einlagerungen

Phase c : Kalkstein, oft ronig als Bank oder Linse im Schiefer ausgebildet.

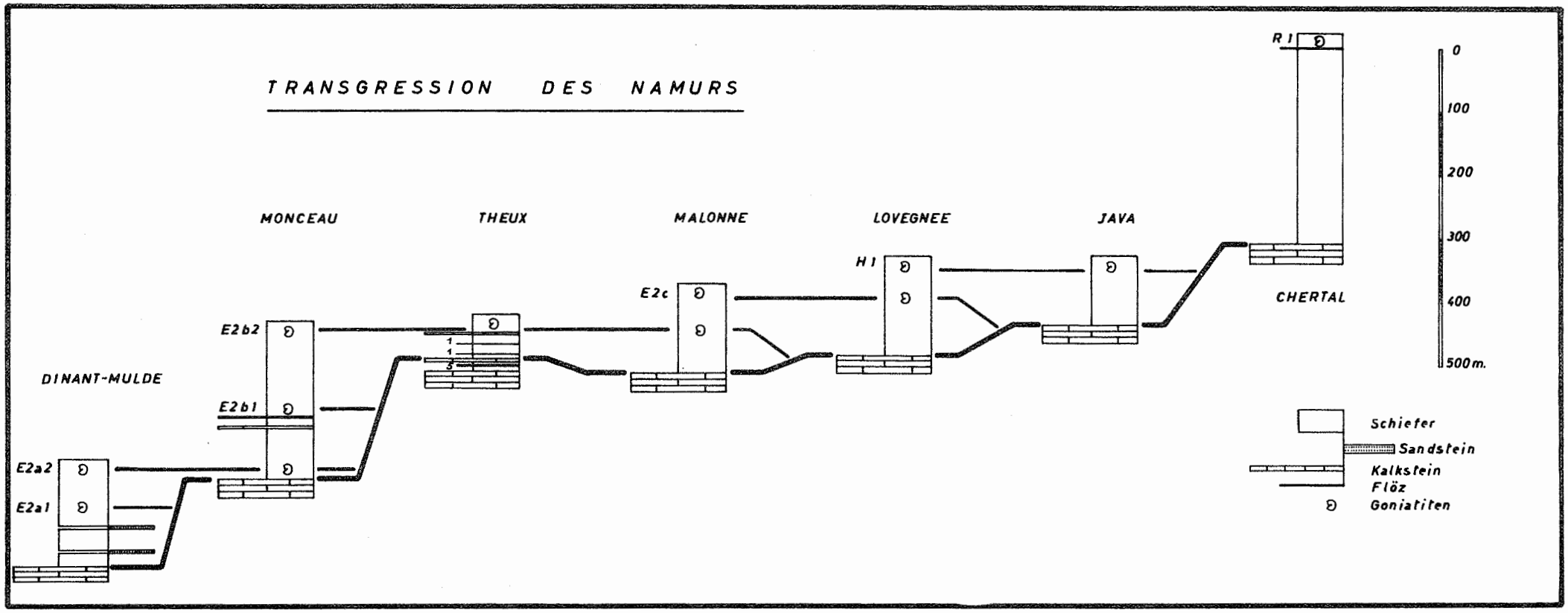
Phase d : wie Phase b

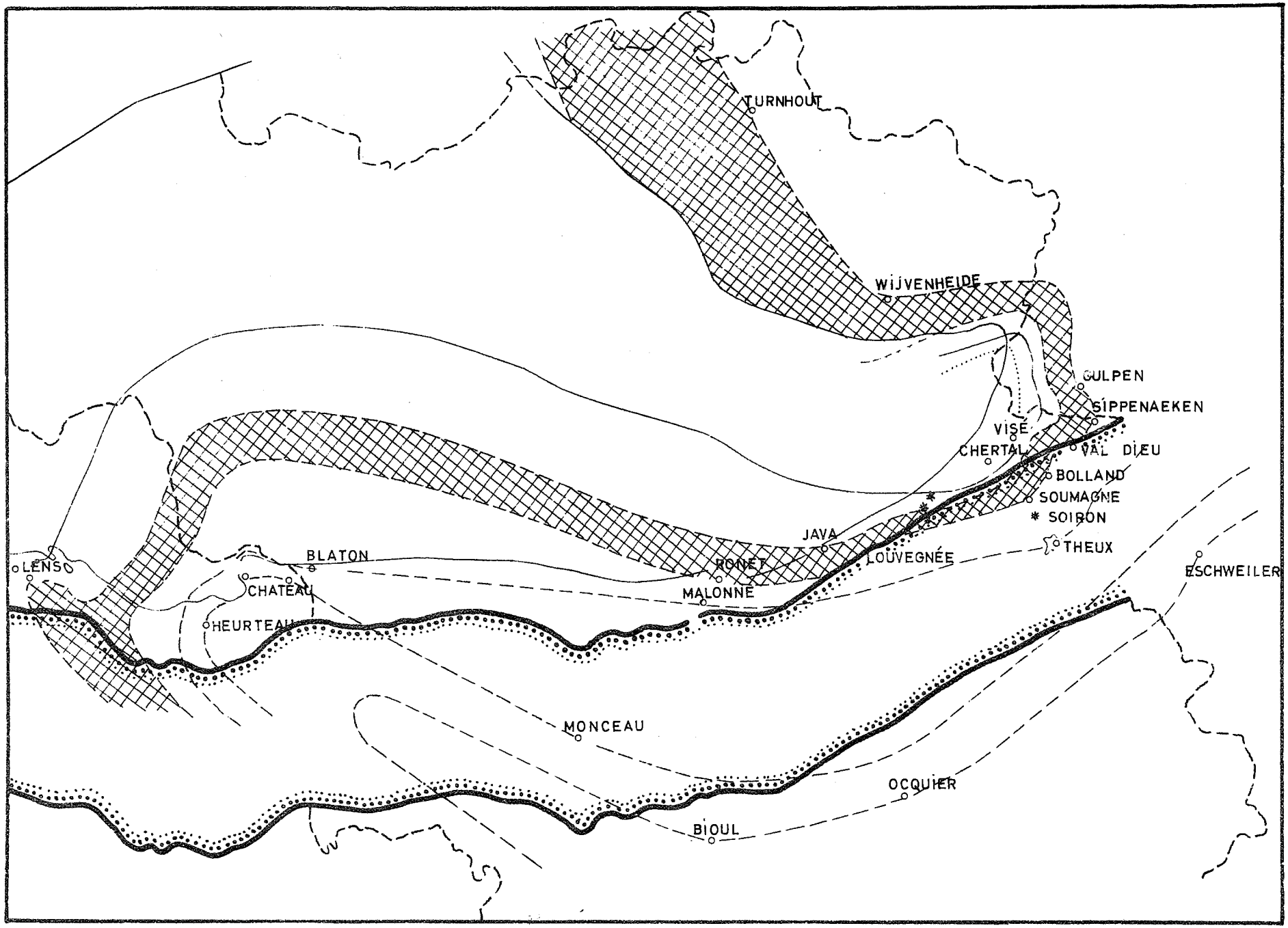
Diese Zyklen zeigen in meisten Fälle eine Mächtigkeit von ± 4 m.

4. Paläogeographie

Verschiedene Authoren wie Wills (1951), Trotter (1952), und F. Hodson (1959) haben versucht die Sedimentation der Homoceras-Zeiten zu rekonstruieren.
1962 hat J.M. Graulich auf der Existenz der Sudetische Phase der variscischen Orogenese in der Mulde von Namur nachgewiesen.
Nach dieser Verfasser sind die Ablagerungen des Karbons durch diese Sudetische Phase stark beimfluszt worden und von Süden nach Norden hat sich der Faltenbau verspätert (Tafel 5).
Auf der Karte (Tafel 6) würden die Uberlagerungen des Namurs auf dem Kohlenkalk eingetragen. Man bekommt also eine Serie von Isohypsen die mit der homotaxische Küsten-Linien überein stimmen.
Die Condroz-Uberschiebung ist auf ihren primaire Stelle zurückgeführt.
Man seht also dasz das Becken von Namur durch eine regelmässige NO gerichtete Transgression aufgefühlt ist.

In verschiedenen Stellen (x) ist der Kohlenkalk durch Auflösungs erscheinungen gekennzeichnet. In diese Auflösungslöcher haben sich Namur-Schiefer mit Ct. edalensis abgelagert.
Dasz diese Epoche sich für eine Darstellung des Visés als Land eignet ist eine mögliche Erklärung.


TRANSGRESSION DES NAMURS
MONCEAU
THEUX
MALONNE
LOVEGNEE
JAVA
CHERTAL
DINANT-MULDE
E2a2
E2a1
E2b2
E2b1
E2c
H1
R1
1
1
3
0
100
200
300
400
500m.
Schiefer
Sandstein
Kalkstein
Flöz
Goniatiten


TURNHOUT
WIJVENHEIDE
GULPEN
SIPPENAEKEN
VISÉ
CHERTAL
VAL DIEU
BOLLAND
SOUMAGNE
SOIRON
JAVA
THEUX
LOUVEGNÉE
ESCHWEILER
LENS
BLATON
CHATEAU
HEURTEAU
RONET
MALONNE
MONCEAU
OCQUIER
BIOUL

SCHRIFTVERZEICHNIS.

BOUCKAERT, J. 1960 - Stratigraphie et Paléontologie de la Superzone R1 dans les vallées de la Berwinne et de la Geule. Mém.Inst.Géol.Louvain, t. XXI, p. 3-94, Pl. I-IV.

BOUCKAERT, J. et DELMER, A. 1960 - Contribution à l'étude de l'Assise de Chokier dans la bordure septentrionale du bassin de Namur. Bull.Soc.Belge Géol.Pal.Hydr., t. LXVIII, fasc.3, pp. 400-409, 1 coupe.

BOUCKAERT, J. 1961 - Documents pour l'étude de la Paléontologie du Terrain houiller - Les Goniatites du Carbonifère belge. Soc.Belge Géol. Pal.Hydr., Bruxelles, 1 livret + planches.

BOUCKAERT, J. 1962 - Le Namurien à Namur. Bull.Soc.Belge Géol.Pal.Hydrol., Bruxelles, t. LXX, fasc. 3, pp. 358-373, 5 fig.

BOUCKAERT, J. 1963 - Description d'une coupe à travers le bassin houiller d'Assesse. Bull.Soc.Belge Géol.Pal.Hydr., t. LXXI, fasc. 3, pp. 497-502, 1 fig., 1 coupe.

BOUCKAERT, J. und HIGGINS, A. 1963 - La Base du Namurien dans le Bassin de Dinant. Bull.Soc.Belge Géol.Pal.Hydr., t. LXXII, fasc. 2, pp. 106-120, 3 fig., 7 pl.

BOUCKAERT, J. et HIGGINS, A. 1968 - Conodont Stratigraphy and Palaeontology of the Namurian of Belgium. Serv.Géol.de Belgique, Mém.Expl.Cartes Géol. et Minières de la Belgique, n° 10, 64 pp, 6 pl.

DELMER, A. et GRAULICH, J.M. 1959 - Solution de quelques problèmes de stratigraphie houillère par la découverte de niveaux à Goniatites.
Bull.Soc.Belge Géol.Pal.Hydr., t. LXVII, fasc. 3, pp. 425-453, 12 fig., 1 pl.

DELMER, A. 1963 - Service Géologique de Belgique - Commentaires sur la carte des Mines du bassin houiller de la Campine.
Ann.Mines de Belg., n° 6, pp. 739-754, 14 pl.

DEMANET, F. 1941 - Faune et Stratigraphie de l'étage Namurien de la Belgique.
Mém.Mus.Roy.Hist.Nat.Belg., n° 97, 324 pp, 18 pl.

FIEGE, K. et van LECKWIJCK, W. 1964 - Le développement stratinomique du Namurien en Belgique méridionale.
C.R.5e Congr.Intern.Strat.Géol.Carbon., Paris 1963, Paris t. I, pp. 415-430.

GRAULICH, J.M. 1962 - La phase sudète de l'orogène varisque dans le synclinorium de Namur à l'Est du Samson.
Bull.Soc.Belge Géol.Pal.Hydr., t. 71, fasc. 2, pp. 181-198.

HODSON, F. 1957 - Marker horizons in the Namurian of Britain, Ireland, Belgium and Western Germany.
Bull.Ass.Etud.Paléont., Bruxelles, n° 35, 13 pp, 2 pl.

HODSON, F. 1959 - The Palaeogéography of Homoceras times in Western Europe.
Bull.Soc.Belge Géol.Pal.Hydr., t. 68, fasc. 1, pp. 134-151, 1 pl.

PASTIELS, A. 1960 - Les Lamellibranches non marins de la zone à Lenisulcata de la Belgique.
Centr.Nat.Géol.Houill.Bruxelles, Publ.n° 2, 206 pp. 23 pl.

STOCKMANS, F. et WILLIERE, Y. 1952/53 - Végétaux namuriens de la Belgique.
Publ.Ass.Etud.Paléont.Bruxelles, n° 13, 382 pp, 57 pl.

STOCKMANS, F. et WILLIERE, Y. 1954 - Flores namuriennes de la Belgique. Incertitudes et hypothèses de travail.
Volume Jubilaire Van Straelen, Bruxelles, t.1, pp.115-132, pl. I-III, tabl. 1-6.

STOCKMANS, F. et WILLIERE, Y. 1955 - Végétaux namuriens de la Belgique. II. - Assise de Chokier, zone de Bioul.
Publ.Ass.Etud.Paléont.Bruxelles, n° 23, 35 pp., 11 pl.

van LECKWIJCK, W. 1962 - Etude géologique du gisement houiller d'Andenne-Huy. Le Namurien dans le bassin d'Andenne.
Publ.Ass.Etud.Paléont.Bruxelles, n° 11, 107 pp, 12 pl.

van LECKWIJCK, W. 1960 - Excursion A - Vallées de la Berwinne et de la Meuse au Nord fr Liège.
C.R. 4e Congr.Strat.et Géol.Carbon.Heerlen 1958, t. I, pp. XXIX-XXXV, 2 fig.

van LECKWIJCK, W. 1964 - Le Namurien en Belgique et dans les régions limitrophes.
Acad.Royale de Belgique, Mémoires 2e série, tome XVI, fasc. 2, 58 pp, 11 fig.

WILLIERE, Y. 1962 - Tableau synoptique des flores namuriennes belges.
C.R. 4e Congr.Strat. et Géol.Carb.Heerlen, 1958, t. III, pp. 775-777, 5 tabl.

LE WESTPHALIEN EN BELGIQUE

A. Delmer

II. WESTPHALIEN : A. DELMER

I. STRATIGRAPHIE

L'étage Westphalien se définira chez nous comme l'ensemble des formations comprises entre l'horizon de Floriffoux (= Sarnsbank) et le sommet de la série carbonifèrienne du bassin houiller franco-belge. C'est le dernier terme de la série, continue ou presque qui s'est déposée depuis les temps dévoniens.

Les quatre Assises en lesquelles les Congrès de stratigraphie carbonifère ont divisé l'étage, désignées par WA, WB, WC et WD, sont connues dans notre pays sauf la plus récente dont un sondage campinois a cependant du s'approcher d'assez près (S.117).

Au point de vue des légendes stratigraphiques un peu détaillées, une distinction géographique entre les gisements situés de part et d'autre du Massif du Brabant se justifie par l'éloignement et la différence de style tectonique, mais une autre distinction paraît tout aussi importante. D'un côté, le massif de Masse et son apophyse, les dressants renversés d'Anderlues et de Fontaine-l'Evêque, de l'autre, tous les autres gisements de notre pays montrent des caractères assez différents pour qu'on puisse les opposer. Dans une série essentiellement continentale telle notre Westphalien, les variations de facies se marqueront surtout par des différences d'épaisseurs et de richesses en houille. Tel semble bien être le cas du Massif charrié de Masse et des autres massifs para-autochtones de part et d'autre desquels se constatent de notables différences. Le tableau I fournit la légende stratigraphique actuellement utilisée dans notre pays; il tient compte des distinctions introduites plus haut entre 1) le Massif de Masse-Borinage; 2) les massifs méridionaux para-autochtones; 3) la Campine.

On remarquera qu'entre les colonnes 1 et 2, la comparaison ne peut s'élever plus haut que la zone d'As, les zones supérieures ne sont pas connues dans les massifs para-autochtones.

a) Massif de Masse

L'échelle stratigraphique du Massif de Masse s'étire sur quelque 3 000 mètres de haut. Le Westphalien C (1 100 mètres), très riche en houilles a été divisé en trois zones : de bas en haut, Zone de Maurage, Zone de Wasmes et Zone d'Hornu. Les limites très arbitraires entre ces zones ont été fixées à des couches de houille dont l'exploitation très étendue permet des raccords aisés. Le regretté A. PASTIELS a suggéré une autre division plus représentative de l'évolution des faunes limniques. Six horizons de tonstein ont été repérés. Malheureusement, les zones les plus supérieures, depuis longtemps inaccessibles n'ont pu bénéficier des progrès récents de la stratigraphie. Les vieux mineurs pour qui l'"habillement" des veines n'avait pas de secret avaient distingué les tonstein sous le nom de "mojet" et leurs raccords à travers tout le borinage se sont révélés corrects dans beaucoup de cas. Comme partout dans le Westphalien C de nos régions, les grès deviennent de plus en plus grossiers vers le haut de la série en même temps qu'augmente leur teneur en feldspath. Vers le haut le "poudingue d'Edouard" dans le toit de la couche Grand Hornu et sous la couche Edouard (Concession Grand Hornu) est un de ces épisodes de grès grossier intercalé dans la série tel qu'on en connaît dans les bassins étrangers ou proches (Grès de Neeroeteren).

Dans le Massif de Masse, le Westphalien C paraît bien plus épais qu'il ne l'est ailleurs, par exemple dans les massifs para-autochtones au Nord de la France ou en Campine. Pour autant qu'on puisse en juger, la flore de Neeroeteren (Campine) à 500 mètres

au-dessus de l'horizon de Maurage paraît plus jeune que celle des horizons les plus élevés du Massif de Masse. La comparaison des deux premiers tonsteins (veine à terre et Hanas) avec ceux de Campine (G. et H. et Zwartberg) confirme l'impression que l'épaisseur des stampes est deux fois plus grande ou presque dans le Massif de Masse qu'elle ne l'est dans les gisements proches de même âge. Le Westphalien C du Massif de Masse n'est connu que dans les paléocreux périsynclinaux qui ont déformé le bassin de la Haine après l'orogène varisque. Ce sont les cuves de Boussu, de Mons et de Maurage. C'est dans la première de ces cuves que le Westphalien C est le plus complet.

Le Westphalien B du Massif de Masse est lui aussi très épais (plus de 1000 mètres). La base de l'Assise ou Horizon de Quaregnon n'est connu nulle part dans le Massif de Masse, non pas qu'il n'y existe pas sous un facies marin mais les explorations ne s'y sont pas étendues suffisamment bas pour permettre de retrouver cet horizon. La base du Westphalien B et le sommet du Westphalien A sont en effet pauvres en houilles et diverses complications tectoniques n'ont pas favorisé l'exploration de cette stampe depuis longtemps. Toute la zone d'Eikenberg et une grande partie de la zone d'As sont très riches en houille. L'horizon d'Eisden a été dépisté sous un facies marin à peine marqué. La flore de ces deux zones est une des mieux connue de Belgique grâce aux recherches de Monsieur et Madame F. STOCKMANS.

La faune limnique moins bien représentée qu'en Campine a été étudiée par A. PASTIELS. On ne connaît pas de tonstein dans le Westphalien B du Massif de Masse.

Le Westphalien A n'est connu que par l'exploitation ancienne de sept à huit couches de houille formant le faisceau du Grand Bouillon. Ses relations avec le Wastphalien B et avec la base de l'assise sont encore obscures. L'horizon de Floriffoux par lequel débute le westphalien est connu en affleurement dans le bois de Colfontaine et par sondages (Waudrez, Epinois).

b) Massifs para-autochtones

Le Westphalien de ces massifs forme une série parfaitement continue depuis la base de l'étage jusqu'à l'horizon d'Eisden ou très peu au-dessus. Les zones de Genk et d'As y ont été intensément exploitées, aussi l'horizon de Quaregnon y a-t-il été repéré plusieurs centaines de fois.

L'horizon de Floriffoux, base de l'étage se suit depuis le bassin de Herve, jusque dans le Comble nord du Couchant de Mons où cependant l'espèce guide ou Gastrioceras subcrenatum manque. La zone inférieure du Westphalien A ou zone de Beringen est pauvre en houille vers l'Ouest, à Charleroi, à Liège, et dans le pays de Herve, plusieurs couches y ont été déhouillées avec profit. La richesse de ces massifs réside essentiellement dans les zones supérieures. Dans le Comble nord ou massif septentrional, c'est la zone de Genk et la base de la zone d'As qui ont été reconnues; dans les massifs qui lui sont superposés en profondeur la série monte plus haut. Sans doute aurait-on pu trouver l'horizon d'Eisden dans le Massif du Poirier dans l'ancienne concession du Nord de Charleroi. A Liège, cet horizon est connu sous le nom de niveau de Domina. Dans le massif de Grisoeuil, l'horizon de Quaregnon est très riche en espèces marines ce qui la fait prendre au début des études pour l'horizon de Maurage mais l'examen de la flore qui l'encadre a tôt fait de dissiper cette erreur. Il serait hors de propos de détailler les divers niveaux que les études de stratigraphie ont désigné sous des vocables tels Grès de Flémalle, niveau de Liège (à Sph. haeninghausi dans le Bassin de Liège);ils ont une valeur très réelle mais locale. Les horizons de tonstein connus à l'étranger (Nord de la France et Westphalie) ont été signalés par J. SCHEERE (1958) à qui nous renvoyons le lecteur pour un tableau d'ensemble légèrement complété depuis lors.

Etant donné la faible hauteur découverte, il est difficile de dégager une variation systématique d'épaisseur et de composition, soit dans le sens est-ouest soit transversalement à la direction de la bande houillère. On a noté les relations intimes qui existent entre la zone de Beringen du Bassin de Herve et la même zone de Campine.

c) Campine

En raison d'un style tectonique moins complexe, la stratigraphie du Westphalien de Campine est présentement connue dans un grand détail.

Le tableau I, indique les horizons marqueurs et les épaisseurs de chacune des zones.

On notera deux niveaux marqueurs qui se suivent à travers tout le district campinois : l'horizon de Lanklaar et le niveau de Wyshagen. En raison de la qualité des houilles plus que de la richesse des zones c'est la zone de Genk qui est la plus intensément déhouillée.

2. PALEONTOLOGIE

On voudra bien se reporter aux travaux de F. DEMANET et W. van LECKWIJCK pour la faune marine des horizons marins, à ceux de F. STOCKMANS et Y. WILIERE pour la flore et à ceux de A. PASTIELS pour la faune limnique et les foraminifères. La disparition prématurée de ce chercheur consciencieux nous prive de la synthèse qu'il projetait de nous donner et dans laquelle on aurait certainement trouvé les matériaux permettant d'utiles comparaisons. En particulier, l'étude de tous les niveaux à phyllopodes semble particulièrement souhaitable. Il y aurait beaucoup à dire sur la signification de particularités qui pour être locales n'en sont pas moins significatives.

Niveau à Scapellites cothoni, nid à insectes de crustacés, répartition verticale des "Yeux" ou des "Sinusites" , pétrographie des grès.

3. SEDIMENTOLOGIE

On l'a assez dit, la sédimentation essentiellement terrigène de notre Westphalien est cyclique. Nous sommes partisans convaincus d'un mécanisme autocyclique et non allocyclique à leur génération (Beerbower, 1964). Cette conception jointe à l'opinion que les niveaux marins et les niveaux de tonstein sont réellement homotaxes, sont les idées fondamentales sur lesquelles se basent tous nos essais de raccords entre concessions voisines ou entre massifs superposés. Les conceptions tectoniques interviennent également.

C'est ainsi que dans le Borinage, au siège Grand Trait, le mineur a traversé la Faille de Masse sans la reconnaître tout d'abord comme un trait structural majeur. Sous elle, une couche appartenant comme on le sait aujourd'hui, au Massif de Grisoeuil, fut baptisée Grande Veine l'Evêque du nom d'une couche appartenant au Massif de Masse. Une telle comparaison n'a pas de sens et ne peut conduire qu'à des erreurs si pas à des procès. Quant à la comparaison des épaisseurs d'une même zone stratigraphique limitée inférieurement et supérieurement à des horizons synchroniques, nous aimerions montrer qu'elle ne peut se faire que si le "rang" des houilles est comparable de part et d'autre. P. FOURMARIER et M. LEGRAYE notaient dès 1924 pour le bassin de Liège : "Il est à remarquer que les zones isopiques du bassin ont une allure analogue à celle des zones isoanthracitiques". Cette règle est générale. Dans le Comble nord du Couchant de Mons, les houilles s'amaigrissent vers l'Ouest; en même temps, l'épaisseur du

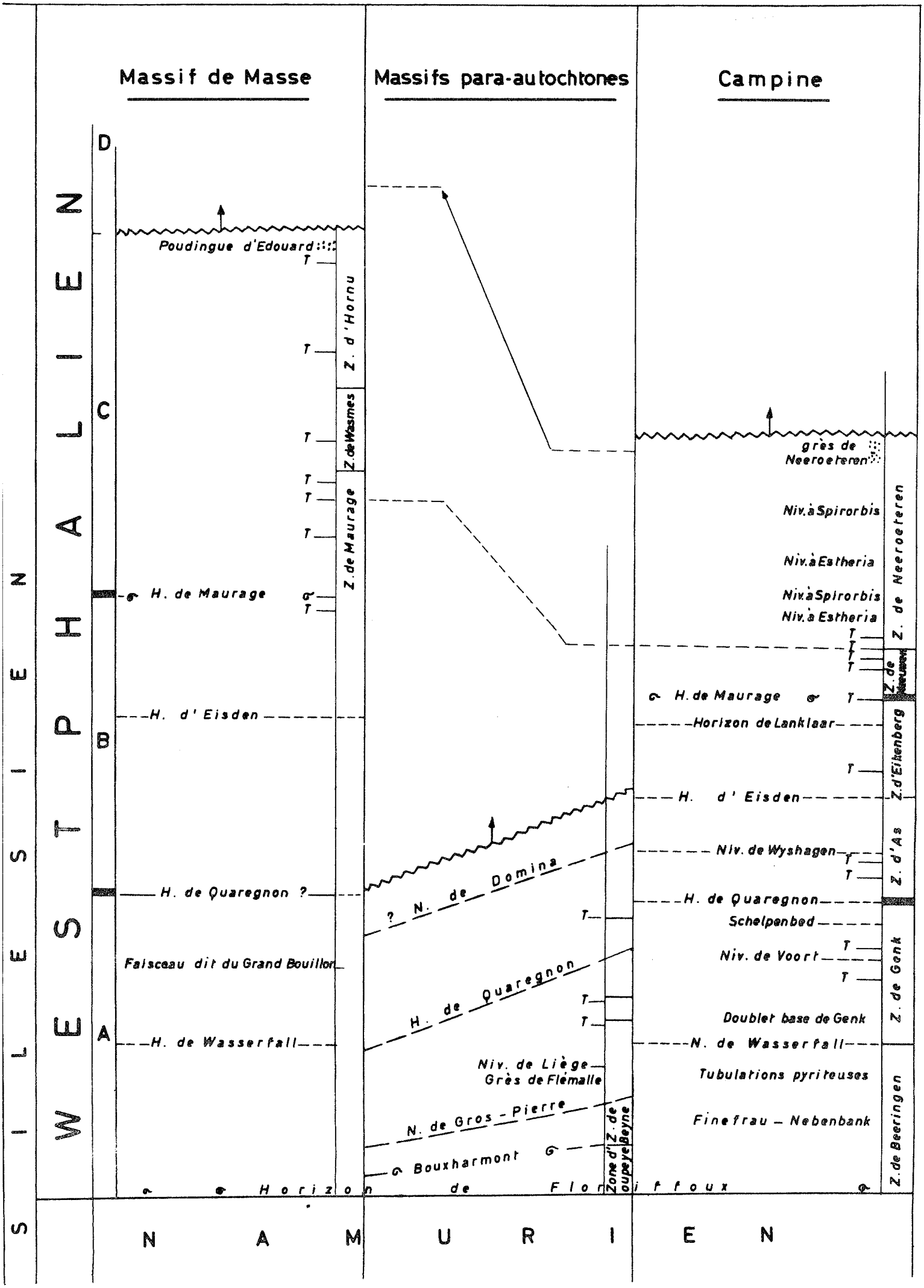
Westphalien A diminue; on peut comparer à cet égard le Massif du Placard avec le Comble nord pour aboutir à une relation qualitative semblable. C'est que la dévolatilisation des couches de houille est une manifestation de la compaction des sédiments et la règle énoncée pour le bassin de Liège par P. FOURMARIER et M. LEGRAYE doit être générale bien que, entre ces deux manifestations d'une même cause, l'évolution des roches, la relation n'est pas nécessairement linéaire. Il est bon d'ajouter que dans la comparaison que nous avons faite des épaisseurs entre Massif de Masse et Campine, la teneur en matières volatiles est comparable.

4. PALEOGEOGRAPHIE

Sans pouvoir y apporter de preuves irréfutables, nous croyons que le Westphalien s'est étendu sur le Massif du Brabant et cet ensemble n'est encore qu'une minuscule partie de l'aire sur laquelle s'est déposé le Westphalien en Europe.

BIBLIOGRAPHIE

Pour la Campine, on consultera les échelles très complètes publiées par l'auteur en 1963, corrigées et retouchées depuis par M. J. TRICOT. Pour la paléontologie du Westphalien, les données les plus récentes se trouvent dans les publications de l'Association pour l'étude de la Paléontologie et de la Stratigraphie houillères (1 à 36) dans les publications (1 à 11) et les documents (1 à 7) du Centre National de Géologie houillère.


Massif de Masse
Massifs para-autochtones
Campine
SILESIEN
SWESTPHALIEN
D
C
B
A
Poudingue d'Edouard
Z. d'Hornu
Z. de Wasmes
Z. de Maurage
H. de Maurage
H. d'Eisden
H. de Quaregnon ?
Faisceau dit du Grand Bouillon
H. de Wasserfall
? N. de Domina
H. de Quaregnon
Niv. de Liège
Grès de Flémalle
N. de Gros-Pierre
Bouxharmont
Zone d'Soupye Beyne
Horizon de Floriffoux
grès de Neeroeteren
Niv. à Spirorbis
Niv. à Estheria
Niv. à Spirorbis
Niv. à Estheria
Z. de Neeroeteren
H. de Maurage
Horizon de Lanklaar
Z. d'Eikenberg
H. d'Eisden
Niv. de Wyshagen
Z. d'As
H. de Quaregnon
Schelpenbed
Niv. de Voort
Z. de Genk
Doublet base de Genk
N. de Wasserfall
Tubulations pyriteuses
Finefrau – Nebenbank
Z. de Beeringen
NAMURIEN