

LE GIVETIEN EN AVESNOIS (NORD DE LA FRANCE): PALEO-ENVIRONNEMENTS ET IMPLICATIONS PALEOGEOGRAPHIQUES

par

Frédéric BOULVAIN¹, Marie COEN-AUBERT², Jean-Louis MANSY³, Jean-Noël PROUST³ & Francis TOURNEUR⁴

RESUME

La coupe de Glageon est située à l'ouest des affleurements classiques du Givetien du bord sud du Synclinorium de Dinant. Cette localisation et la qualité de l'affleurement nous ont conduits à effectuer un levé détaillé, suivi d'une étude sédimentologique et paléontologique (coraux). Seize microfaciès carbonatés, étagés depuis un milieu marin ouvert, relativement profond jusqu'à un milieu proche de l'émersion ont été mis en évidence. Une brève étude de l'évolution des paléoenvironnements montre que si les Formations des Terres d'Hours, du Mont d'Hours et de Fromelennes sont relativement semblables à leurs équivalents de la région de Givet, la Formation de Trois-Fontaines est partiellement différente. Cette divergence se résume surtout à l'absence de complexe lagunaire au dessus du premier biostrome des auteurs. L'interprétation séquentielle montre l'imbrication de trois ordres de variations paléobathymétriques contrôlant les mécanismes de la sédimentation.

Une séquence diagénétique a été mise en évidence. La diagenèse d'enfouissement y prédomine nettement, après une brève phase de cimentation météorique distale.

MOTS CLES

Givetien, sédimentologie, coraux, microfaciès, paléogéographie, séquences.

ABSTRACT

The Glageon quarry in northern France is situated west of the classical Givetian outcrops on the southern margin of the Dinant Synclinorium. Because of its location and the excellent outcrop, a detailed sedimentological and paleontological study has been carried out. Sixteen carbonate microfacies, ranging from open marine to supratidal environments have been described. The Terres d'Hours, Mont d'Hours and Fromelennes Formations are relatively similar to their equivalents from the Givet type area. However, the Trois-Fontaines Formation is partly different, due to the absence of a lagoonal complex above the first biostrome. Sequential analysis shows that sedimentation is controlled by three orders of paleobathymetric cycles.

The diagenetic sequence has been established. The burial diagenesis is very important, after a brief distal meteoric cementation phase.

KEY WORDS

Givetian, sedimentology, corals, microfacies, paleogeography, sequences.

¹ Service Géologique de Belgique, Rue Jenner 13 - B-1040 Bruxelles.

² Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Département de Paléontologie, Rue Vautier 29 - B-1040 Bruxelles.

³ Laboratoire de Dynamique Sédimentaire et Structurale, U.F.R. Sciences de la Terre, Université des Sciences et Techniques de Lille-Flandres-Artois - F-59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

⁴ Unité de Paléontologie et Paléogéographie, Université Catholique de Louvain, Place L. Pasteur 3 - B-1348 Louvain-la-Neuve et «Pierres et Marbres de Wallonie», Rue J. Potier 54 - B-4140 Sprimont.

1. INTRODUCTION

1.1. But du travail

La sédimentologie du Givetien est relativement bien connue au bord sud du Synclinorium de Dinant, de Baileux à l'ouest à Jemelle à l'est (fig. 1) (Préat & Mamet, 1989). Il nous a semblé intéressant d'étudier en détail une coupe du Givetien à Glageon, dans l'Avesnois, prolongement occidental du Synclinorium de Dinant, situé à près de 20 km de Baileux.

Parmi les diverses exploitations entaillant le Givetien de l'Avesnois, la carrière Bocahut de Glageon permet le levé d'une coupe complète depuis la Formation d'Hanonet (Eifelien supérieur) jusqu'au membre moyen de la Formation de Fromelennes (Givetien supérieur). Ce travail est consacré à la description sédimentologique et paléontologique des Formations d'Hanonet (*pro parte*), Trois-Fontaines, Terres d'Hours, Mont d'Hours et Fromelennes (*pro parte*) suivie de quelques considérations sur la paléogéographie au cours du Givetien inférieur, sur les mécanismes de la sédimentation et sur la diagenèse des calcaires givetiens.

1.2. Contexte tectonique et géologie régionale

Au début des années 1980, l'Ardenne était classiquement divisée en deux ensembles structuraux : au sud le Synclinorium de Dinant et au nord le Synclinorium de Namur (Gosselet, 1888 ; Fourmarier 1954, parmi d'autres). Depuis cette époque, de nombreux sondages profonds et des profils géologiques crustaux ont été réalisés en Allemagne, en Belgique et en France. L'ensemble de ces nouvelles données a permis une réinterprétation globale, qui situe le Synclinorium de Dinant au sein d'un ensemble allochtone séparé du parautochtone brabançon au nord par la faille du Midi, constituée d'un faisceau de failles chevauchantes (fig. 2a).

L'Avesnois constitue la zone d'ennoyage occidentale de l'allochtone ardennais sous la couverture du Bassin de Paris. Une coupe crustale équilibrée permet d'illustrer les différents styles de déformation affectant l'Avesnois (Mansy *et al.*, 1989 ; Khatir *et al.*, 1992). On peut distinguer plusieurs niveaux de compétences différentes dans l'épaisse série du Paléozoïque moyen et supérieur qui repose sur le socle calédonien. Sur la

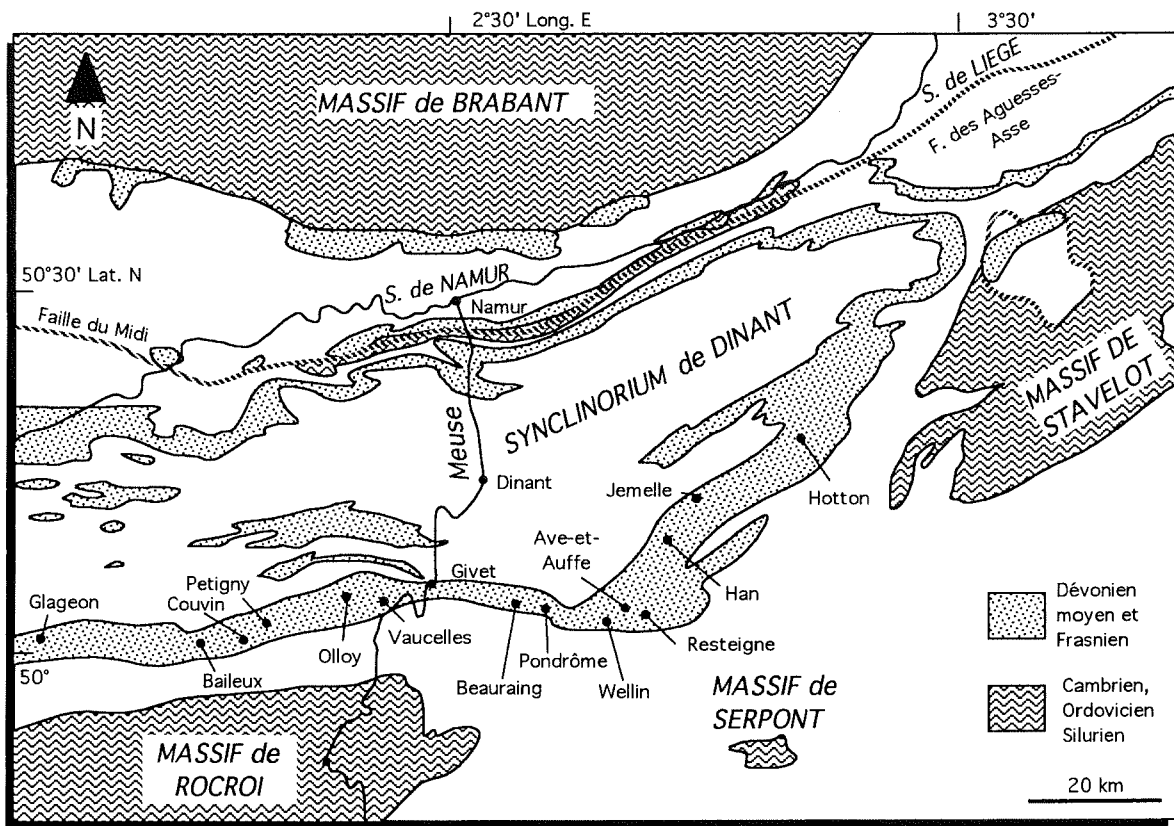


Figure 1. Carte schématique des affleurements du Dévonien calcaire et localisation des coupes citées dans le texte.

coupe générale (fig. 2b), les niveaux les plus compétents sont le Dévonien inférieur gréseux, le Givetien, le Frasnien et le Dinantien carbonatés. Les propriétés mécaniques varient à la fois sur une même verticale et également du sud au nord où se trouvent les ensembles les plus compétents. Au Sud, près du massif de Rocroi, les plis sont ouverts avec une schistosité pénétrative, par opposition à l'ensemble septentrional où les plis sont moins ouverts et la schistosité limitée aux bancs incompétents. Le motif structural général est le pli en «chaise» à flanc long, relativement plat (plateure), associé à un flanc court redressé (dressant), affecté de nombreuses failles tardives recoupant des structures préexistantes (break thrust) (fig. 2b). Cette géométrie assez complexe, qui associe les plis et les failles dans tous les niveaux structuraux, a été largement illustrée dans le Dévonien inférieur à Fépin, dans le Givetien à Bettrechies et dans le Dinantien à Avesnes (Mansy & Meilliez, 1989, 1993 ; Meilliez & Mansy, 1990). Sur la figure 2b a été représenté un niveau de décollement dans le Frasnien-Famennien, mais d'autres existent sous le Givetien comme le montrent le style et l'amplitude des plis différents, qui impliquent disharmonies et décollements (Dahlstrom 1969). La carrière de Glageon se localise sur la retombée quasi monoclinale située au Nord du massif de Rocroi.

La figure 3 situe la carrière dans son environnement géologique immédiat. Une coupe perpendiculaire à la direction des couches (fig. 4) montre un pendage moyen de 55° à 65°N. L'ensemble est assez fortement

schistosé et de nombreuses traces de déformation affectent les formations exposées. Les premières déformations se marquent par des stylolithes et d'autres phénomènes de pression-dissolution. Les glissements banc sur banc sont indiqués par des stries et des fentes de tension. Aucune faille impliquant un décalage important n'a pu être décelée, laissant ainsi affleurer une coupe quasiment complète.

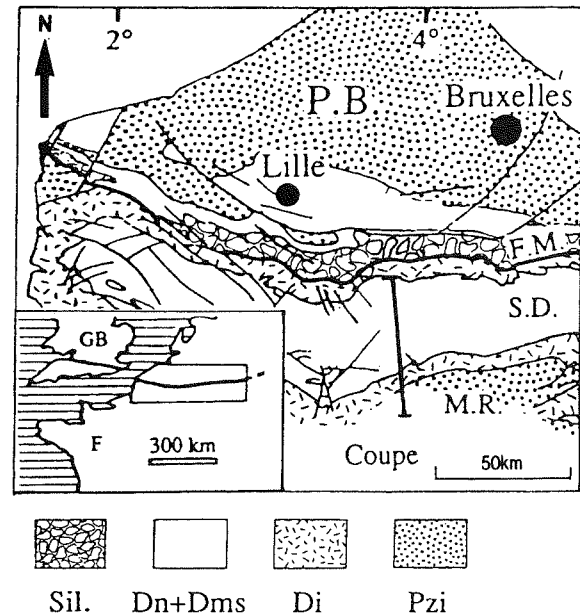


Figure 2a. Situation régionale. P.B.: Parautochtone brabançon; F.M.: Faille du Midi; S.D.: Synclinorium de Dinant; M.R.: Massif de Rocroi. Sil.: Silésien; Dn+Dms: Dinantien et Dévonien moyen et supérieur; Di: Dévonien inférieur; Pzi: Paléozoïque inférieur.

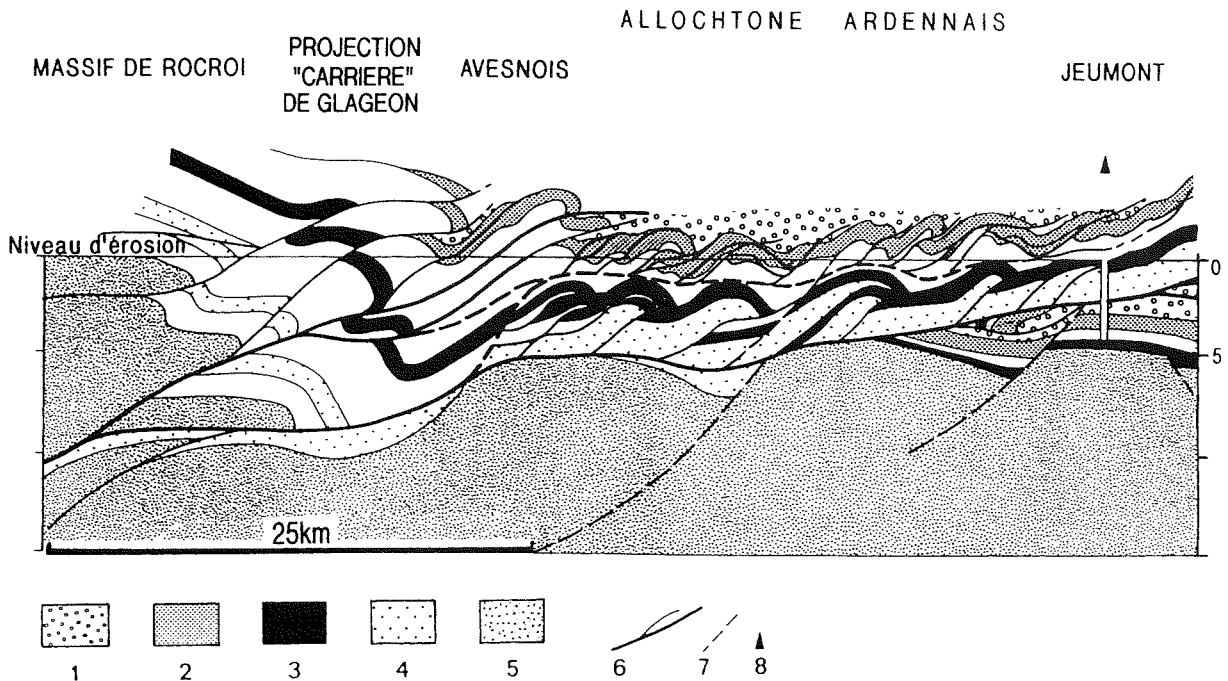


Figure 2b. Coupe générale crustale (localisation, cf. fig. 2a). Légende des figurés: 1: Silésien; 2: Calcaire carbonifère; 3: unités compétentes du Dévonien moyen et supérieur; 4: unités compétentes du Dévonien inférieur; 5: Paléozoïque inférieur; 6: failles de chevauchement principales; 7: failles d'extension; 8: forage profond.

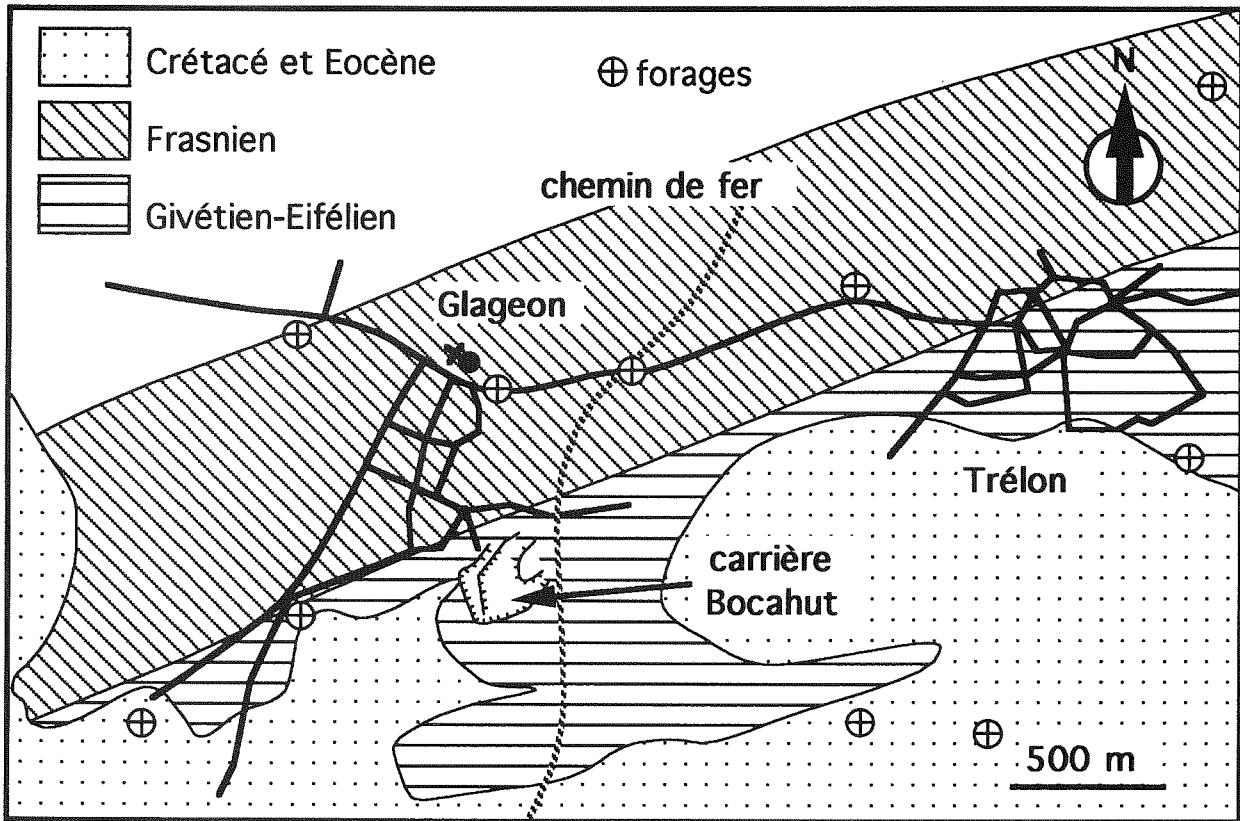


Figure 3. Carte géologique schématique des environs de Trélon-Glageon.

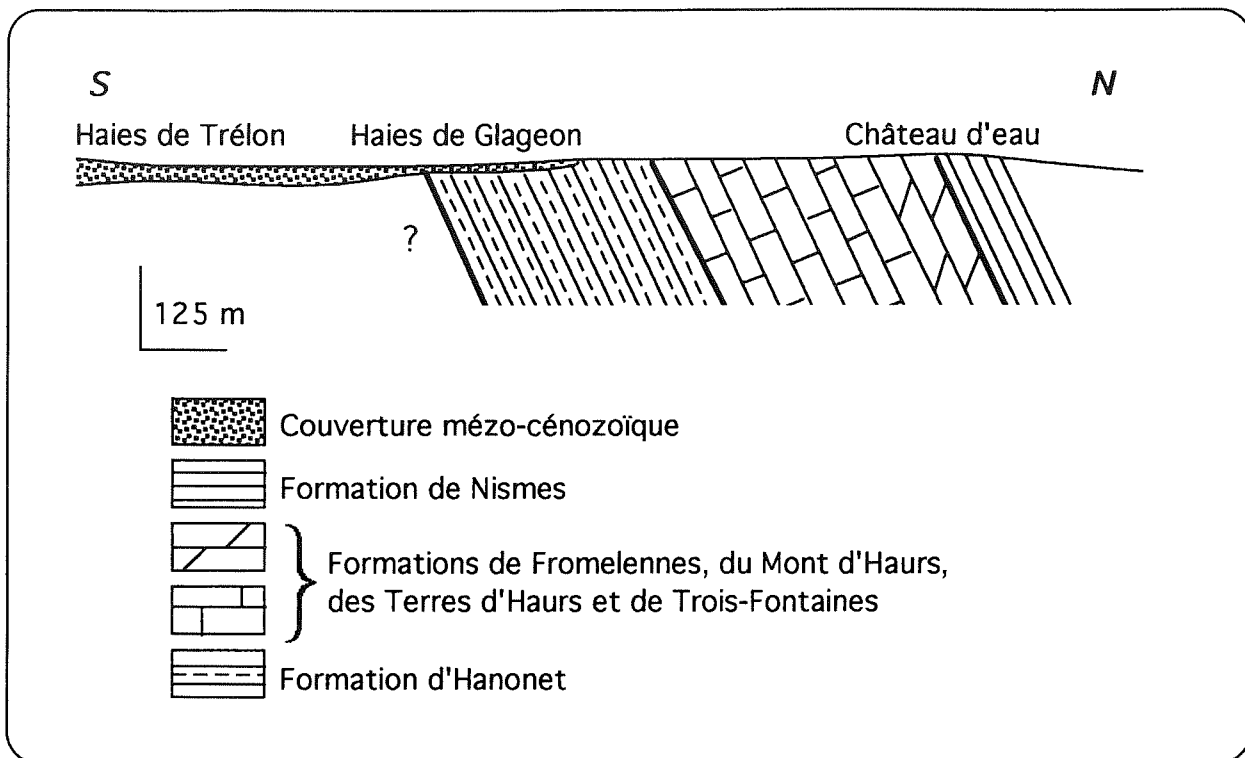


Figure 4. Coupe simplifiée au travers de la carrière Bocahut à Glageon.

2. LITHOLOGIE ET PETROGRAPHIE

2.1. Introduction

La coupe débute à l'extrémité sud de la carrière, au-dessus d'une vaste surface de stratification à laquelle est attribuée arbitrairement la cote 0, puis se prolonge le long de la paroi ouest. Le levé banc par banc a été effectué au 3^e niveau de 0 à 166,5 m ainsi que de 237 à 330 m et au 2^e niveau de 166,5 m à 237 m (fig. 5). La colonne lithologique (fig. 6) reprend la plupart des observations macroscopiques effectuées sur le terrain telles l'épaisseur, la dureté, la forme des bancs et interbancs, les structures sédimentaires, la macrofaune, etc... L'inventaire microscopique en lames minces fait l'objet des autres colonnes de la figure. La texture de la roche dans les classifications de Dunham (1962) et Embry & Klovan (1972), l'abondance semi-quantitative de la dolomite et du quartz et celle des corpuscules calcaires sont successivement indiquées. Ces derniers sont caractérisés par leur abondance relative (abondance moyenne, forte,...) qui, plus qu'un pourcentage, reflète l'incidence écologique des communautés. Parmi les minéraux qui ont fait l'objet de comptages, signalons que les éléments détritiques recensés principalement dans la Formation d'Hanonet comprennent du quartz et des feldspaths détritiques de la taille des silts.

2.2. Description de la coupe (fig. 6)

2.2.1. La Formation d'Hanonet : 0-62,8 m

La coupe débute par 48 m de packstones noirs argileux et microbioclastiques à faune clairsemée de brachiopodes, crinoïdes souvent en lentilles, rugueux solitaires, orthocères. Certains bancs sont riches en stromatopores et tabulés lamellaires (Alvéolitides et Coenitides), formant des coverstones (Pl. 1, fig. C). Cette première unité, très homogène, contient par endroits de la pyrite et du silt quartzueux. Ensuite, jusqu'à 62,6 m, la taille des grains augmente et les packstones de micro-bioclastiques deviennent bioclastiques à issinelles et paléobéréselles. C'est la transition entre un silt et un sable calcaire. La macrofaune devient plus abondante et l'on peut observer quelques accumulations de rugueux solitaires. L'augmentation de la granulométrie du substrat qui permet la fixation des larves de coelentérés, est un facteur déterminant de leur prolifération (Fagerström, 1987).

2.2.2. La Formation de Trois-Fontaines : 62,8-133 m (70,2 m)

L'unité suivante s'individualise très nettement par sa dureté et sa couleur plus claire (Pl. 1, figs. A & B). Elle forme la base de la Formation de Trois-Fontaines (Bultynck *et al.*, 1991). On observe, après un banc de 90 cm riche en rugueux solitaires et tabulés branchus (éch. 29), un biostrome à stromatopores et coraux massifs, accompagnés de crinoïdes et de brachiopodes. Ce biostrome, épais d'environ 14 m, est formé essentiellement de rudstones et de bindstones. Les encroûtements multiples à stromatopores, coraux, girvanelles, *Bevocastrina* y sont abondants.

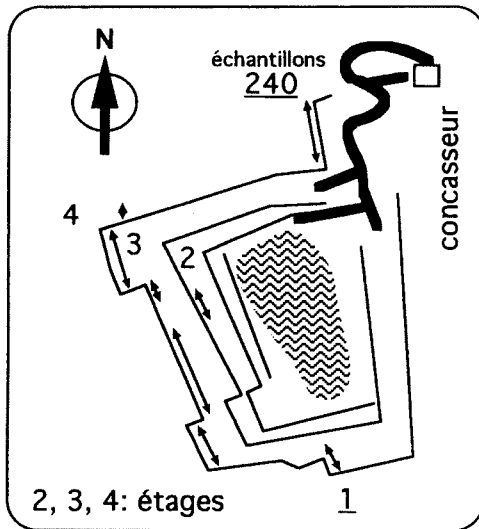
Au-dessus du biostrome, on observe 7 m de calcaires noirs, riches en Stringocéphales, avec quelques crinoïdes et coraux. Les gastéropodes y sont localement abondants. Au microscope, on remarque l'abondance des péloïdes d'origine cryptalgaires. Ces calcaires sont surmontés par une succession de packstones et de grainstones bioclastiques gris foncé, riches en gastéropodes, péloïdes, issinelles, paléobéréselles jusqu'à la cote 133 m.

Plus en détail, on observe d'abord des packstones et grainstones à gastéropodes et péloïdes (de 83 m à 95 m), ensuite des packstones et grainstones plus argileux à crinoïdes, coraux, gastéropodes (jusqu'à 106 m), avec dans le banc 57, associés à quelques fragments de *Paralitanaia*, des oncoïdes millimétriques; enfin, jusqu'au sommet de la formation, une alternance de packstones, grainstones et wackestones à gastéropodes, issinelles, paléobéréselles, péloïdes. On remarque d'ailleurs une certaine antinomie entre gastéropodes et issinelles, puisque la base de cette unité est riche en gastéropodes et pauvre en issinelles, alors que le sommet est pauvre en gastéropodes et riche en issinelles. La dolomitisation est généralement faible et la pyrite peu abondante.

2.2.3. La Formation des Terres d'Haus : 133-178,6 m (45,6 m)

La Formation des Terres d'Haus commence probablement à 133 m par un lit peu épais à rugueux massifs (*Argustastrea quadrigemina*) et minces stromatopores lamellaires. Ce niveau n'a pas l'aspect de celui signalé par Bultynck *et al.* (1991) à la base de l'unité lithostratigraphique. En fait, il existe, dès la cote 114 m, une zone de transition entre les Formations de Trois-Fontaines et des Terres-d'Haus caractérisée macroscopiquement par une alternance de calcaires argileux et de calcaires purs.

MACROSCOPIE



Corpuscules	
	stromatopores massifs
	stromatopores bulbeux
	stromatopores branchus
	stromatopore lamellaire
	brachiopode
	Stringocéphales
	rugueux solitaire
	Alvéolitides
	<i>Hillaepora</i>
	tabulé branchu
	autres tabulés
	rugueux massifs
	rugueux fasciculés
	rugueux colon.
	coraux indéterminés
	lamellibranche
	crinoïdes (< et >=1 mm
	gastéropode
	orthocère
	ooïdes

lithologie	
	calcaire
	calcaire argileux
	dolomie
	argile et m.organique

structures	
	brèche et copeaux
	pyrite
	cavités sédimentaires cimentées
	bioturbation
	lamination
	lentille bioclastique
	stratocroissance
	nodule carbonaté
	styloïthe

tectonique	
	schistosité
	banc en lentille
	joint calcitique
	accident structural

MICROSCOPIE

	mudstone		wackestone		packstone		grainstone		rudstone		bindstone
--	----------	--	------------	--	-----------	--	------------	--	----------	--	-----------

Corpuscules	
	très abondant
	moyennement abondant
	présent

dolomite	
	80-100%
	50-80%
	10-50%
<10% symbol"/>	<10%

pyrite	
	3-5%
	1-3%
<1% symbol"/>	<1%

quartz	
	2-3%
	1-2%
<1% symbol"/>	<1%

Figure 5. Légende générale des colonnes lithologiques et schéma simplifié de la carrière avec localisation des coupes.

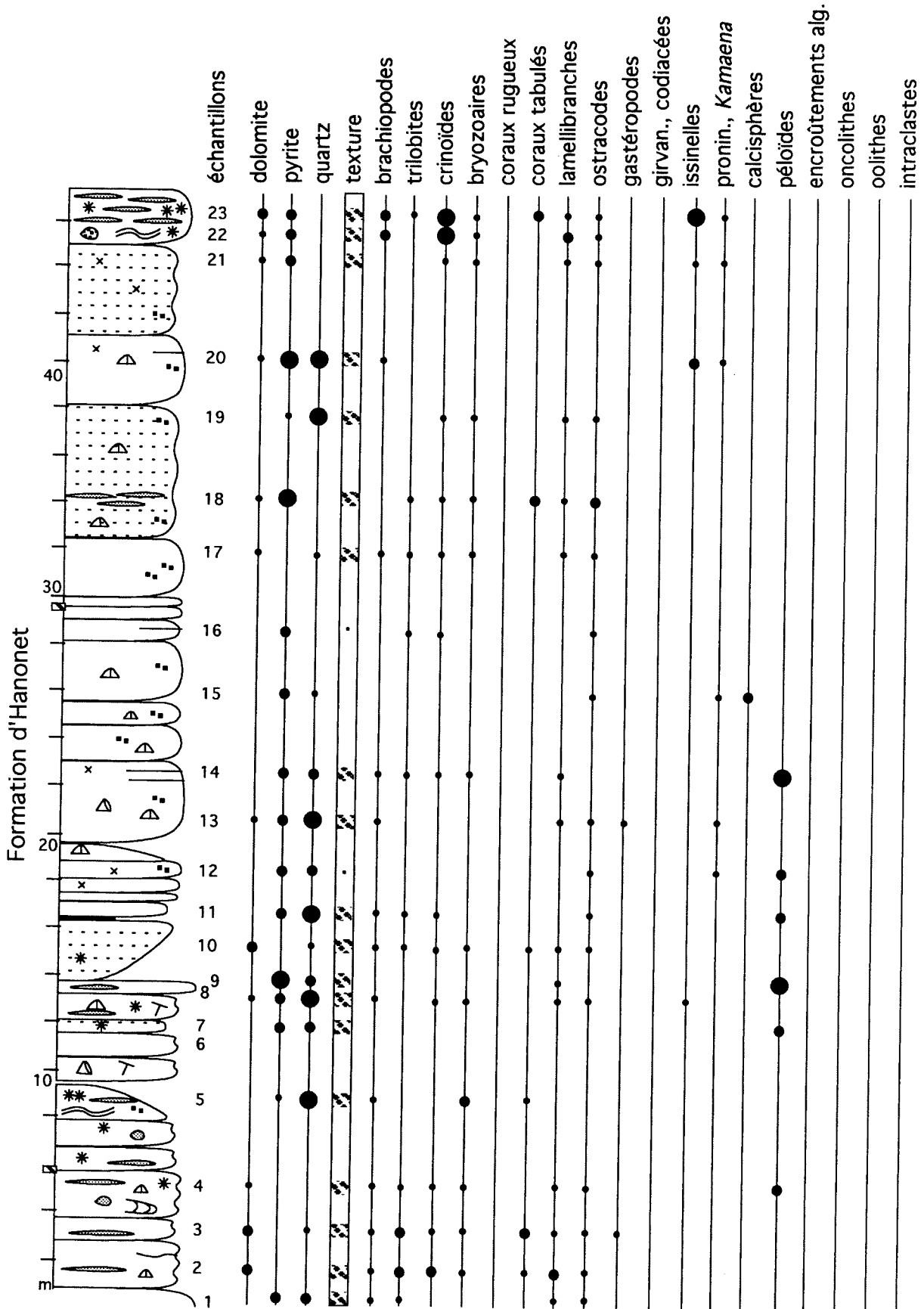
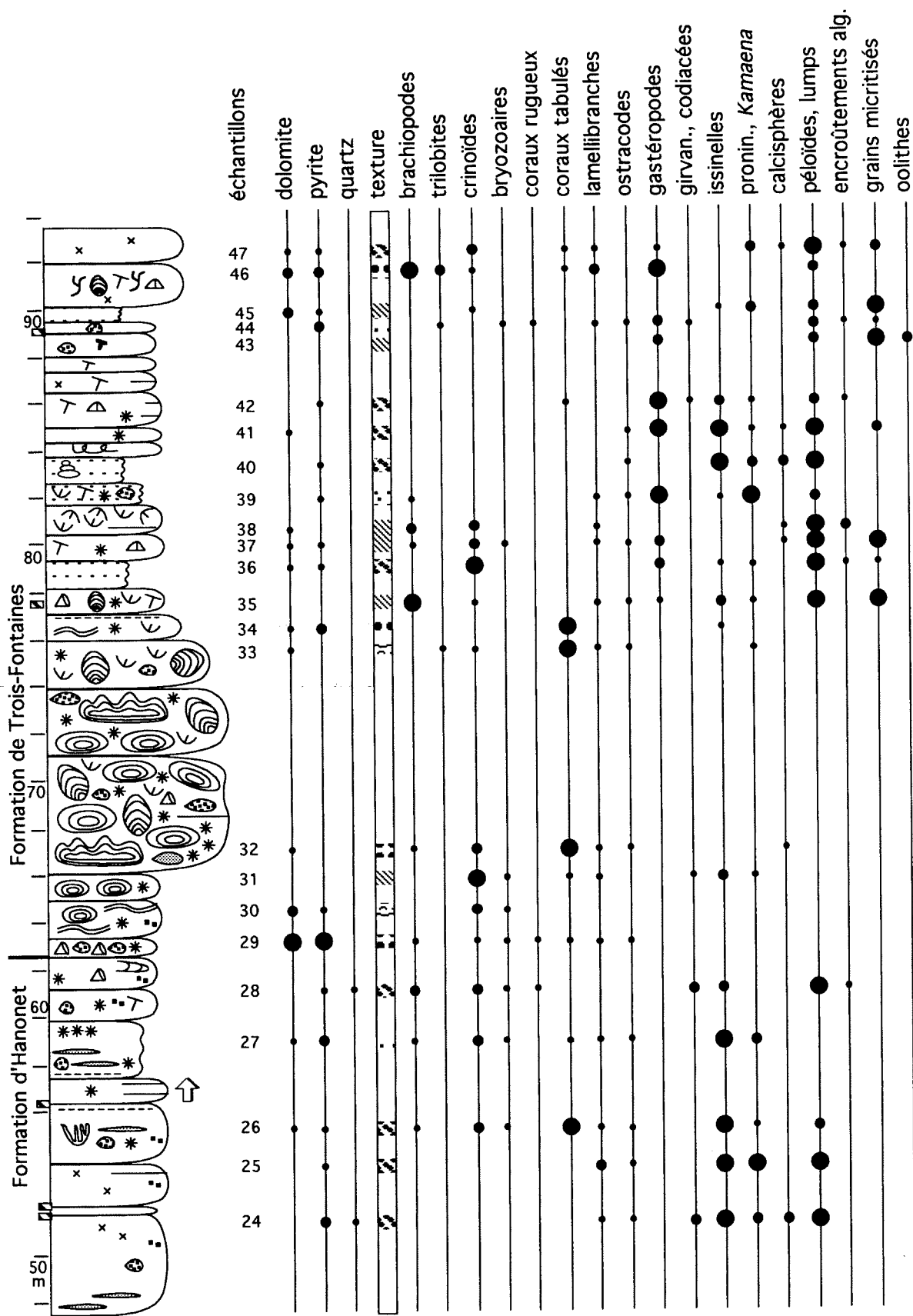
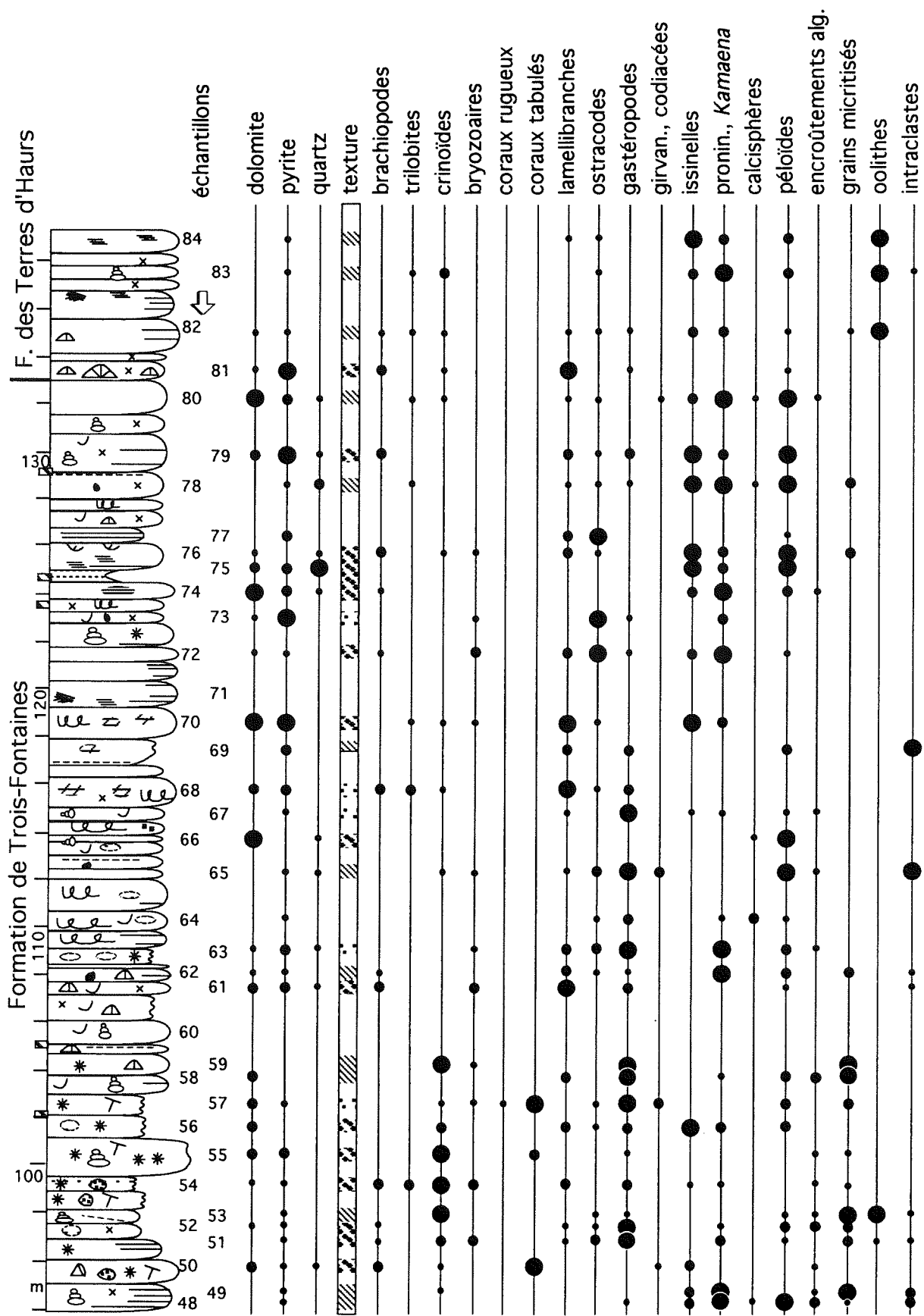
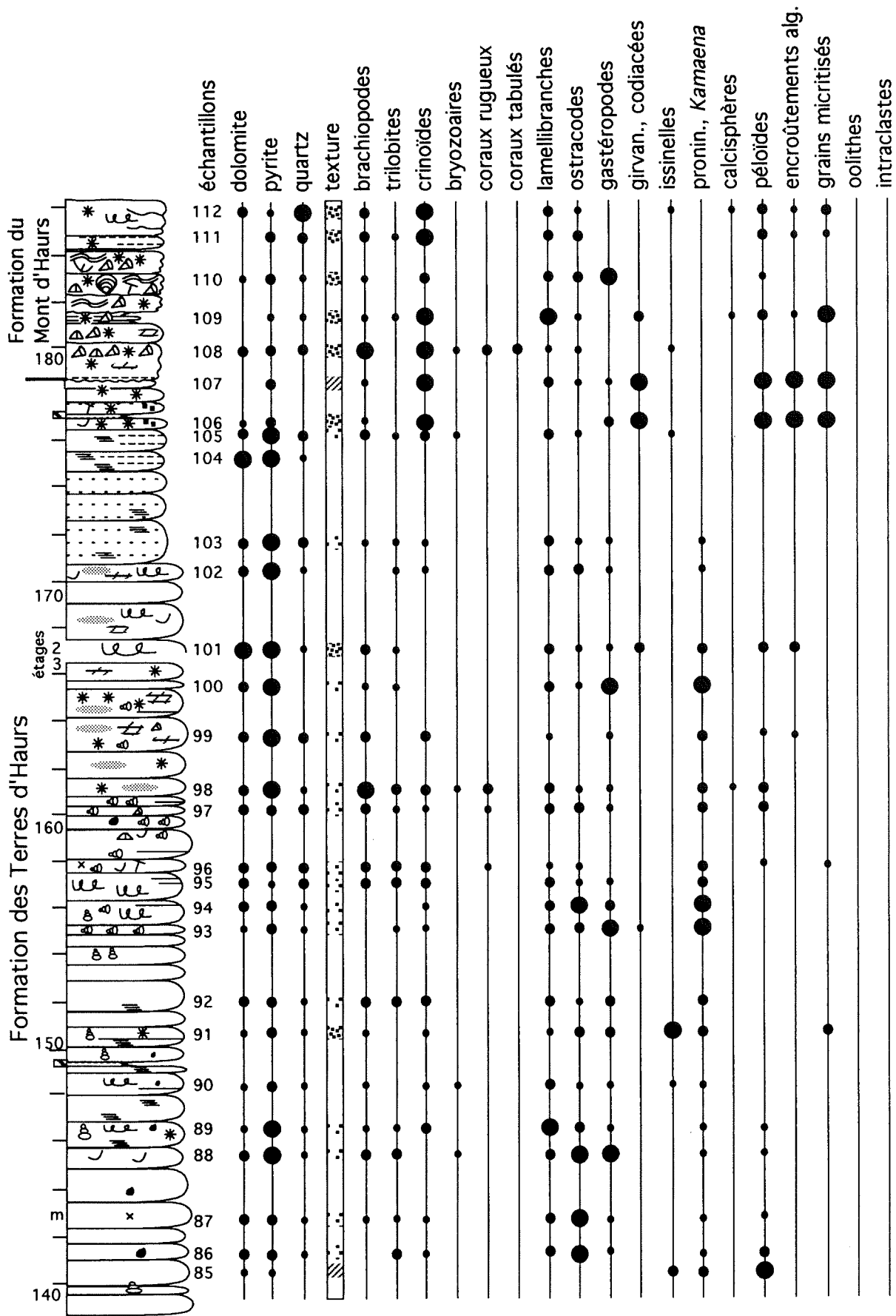


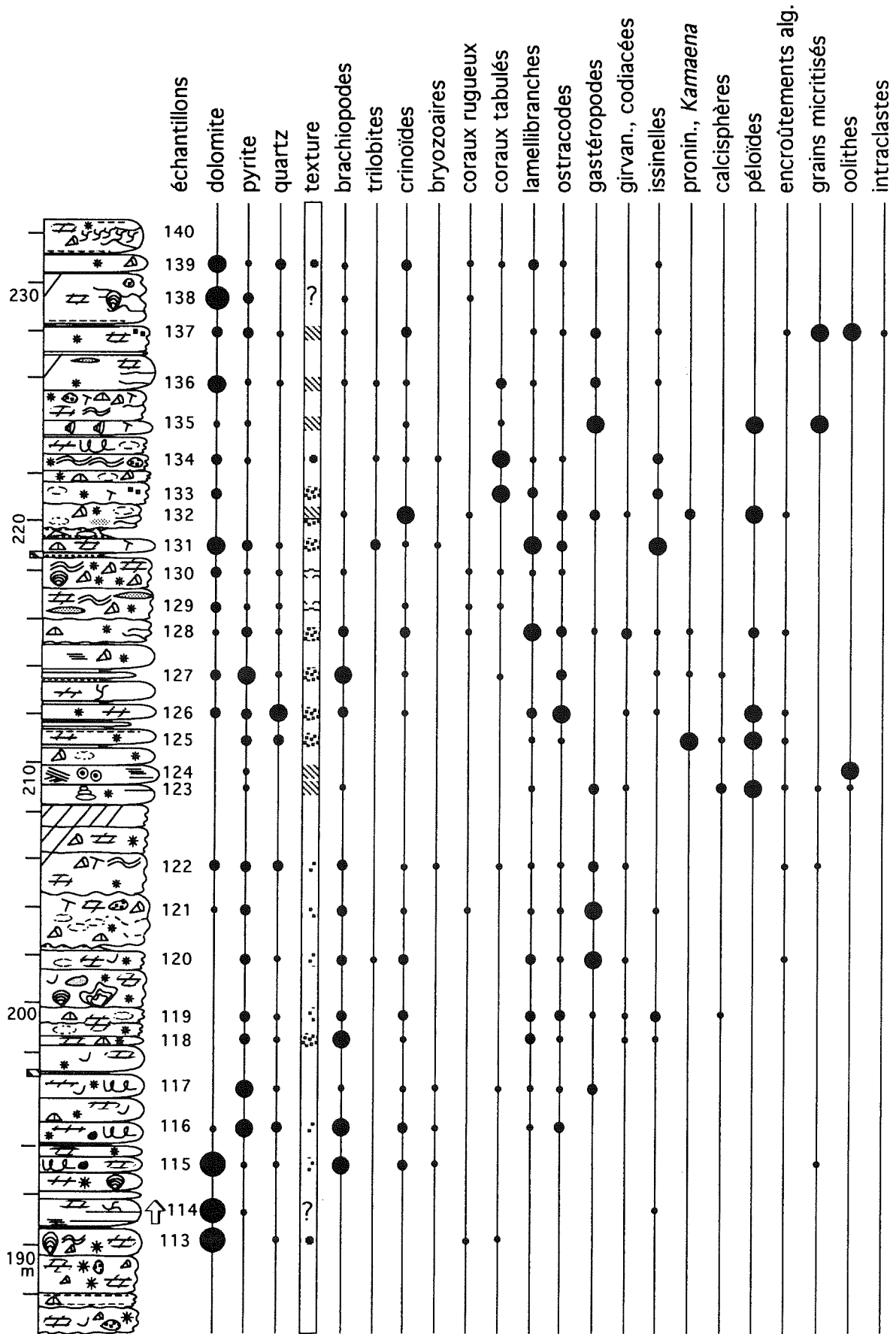
Figure 6. Colonnes lithologiques et données pétrographiques de la coupe de Glageon. (7 pages).

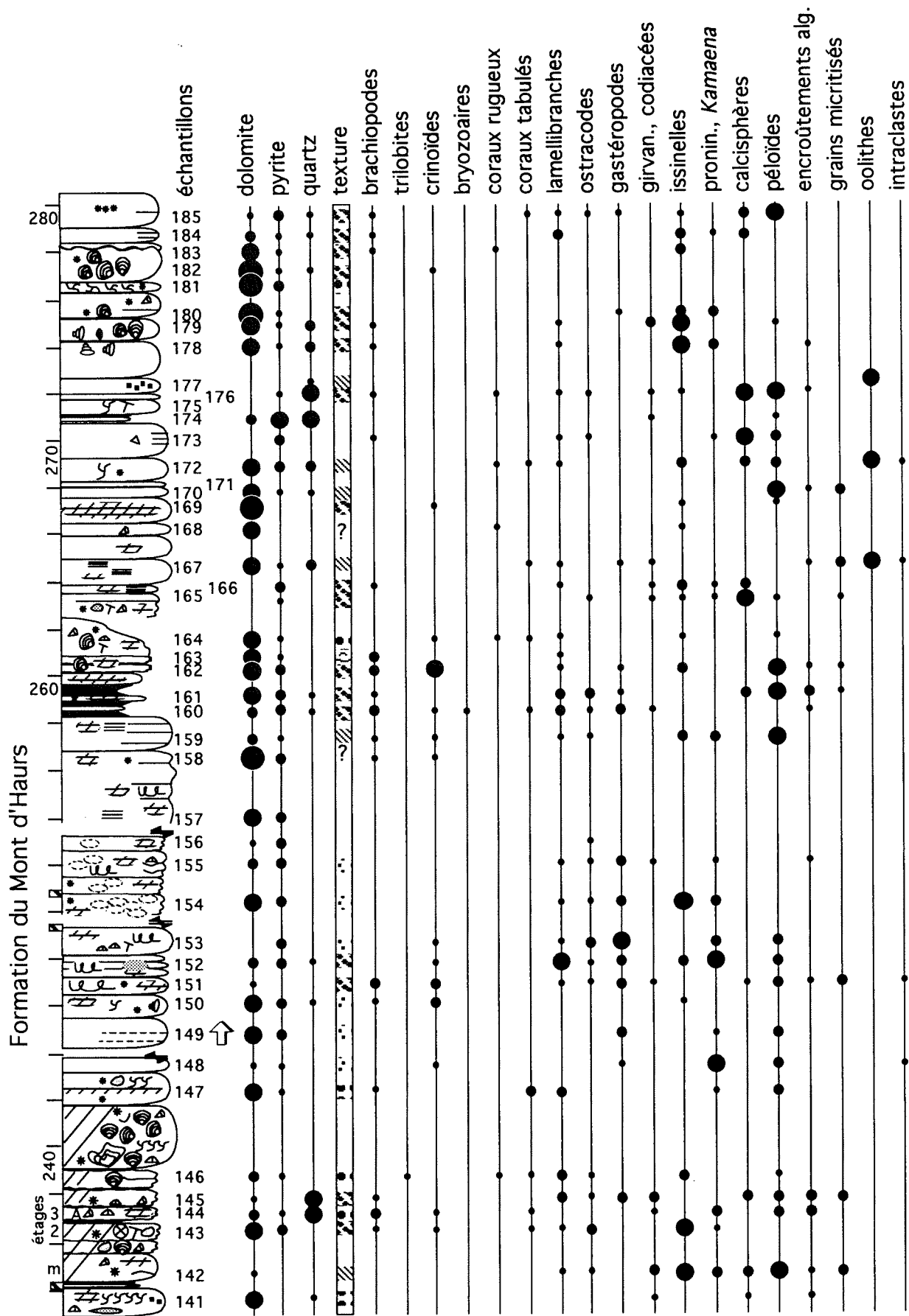


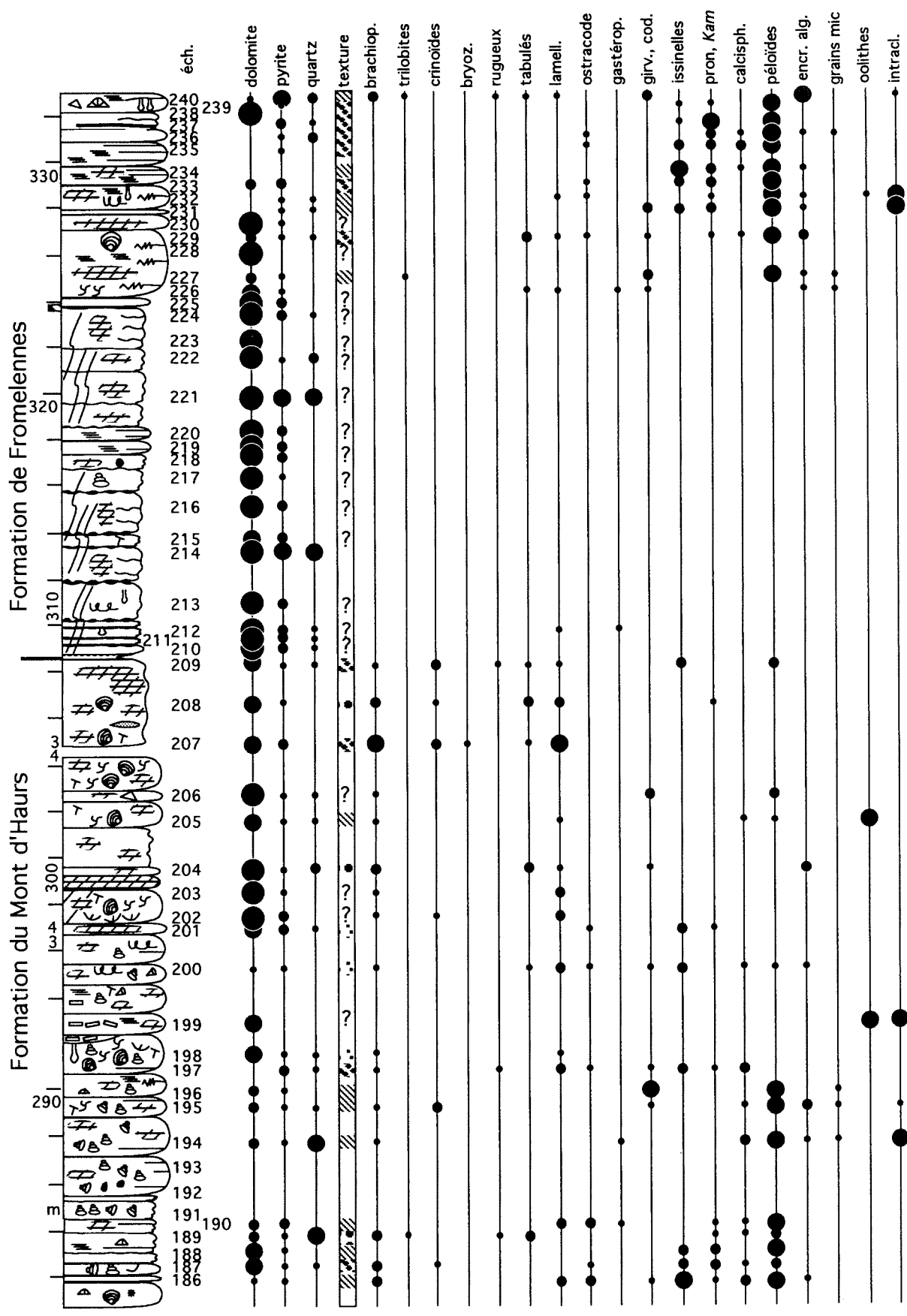




Formation du Mont d'Hauts







On observe ensuite 7 m de grainstones gris foncé à oolithes, issinelles, paléobéréselles, péloïdes. Ces sédiments sont surmontés jusqu'à 171 m, par des wackestones gris foncé, tantôt laminaires, tantôt bioturbés à faune diversifiée de brachiopodes, crinoïdes, lamellibranches, trilobites, gastéropodes et paléobéréselles. Les péloïdes ont pratiquement disparu. La bioturbation est nettement horizontale et la dolomitisation, en nette augmentation, affecte principalement les terriers. Les derniers bancs de la Formation des Terres d'Haur consistant en 5 m de wackestones laminaires argileux, suivis de 5 m de packstones et grainstones à crinoïdes, péloïdes, girvanelles et codiacées. Des rugueux solitaires réapparaissent.

2.2.4. La Formation du Mont d'Haur : **178,6-308,6 m (130 m)**

La Formation du Mont d'Haur débute par deux bancs riches en rugueux solitaires, suivis d'un joint argileux relativement épais. Ce joint est surmonté par un biostrome à stromatopores lamellaires et massifs, rugueux solitaires, Stringocéphales et crinoïdes (Bultynck *et al.*, 1991), épais de 2,5 m. Ensuite, de 184 m à 208 m, s'observent principalement des wackestones bioturbés à brachiopodes, gastéropodes et crinoïdes localement fortement dolomitiques, avec par endroit des passées plus riches en coraux et stromatopores. Vers 209 m, apparaissent des grainstones à oolithes, puis des grainstones et packstones gris foncé à péloïdes et proninelles. Après un banc plus argileux à brachiopodes (environ 214 m), s'observe un biostrome localement dolomitique à rugueux solitaires, crinoïdes, stromatopores et tabulés lamellaires et massifs. Vers 220 m, ce biostrome est interrompu par des calcaires nodulaires, puis il se poursuit jusqu'à 223 m. De 223 m à 234 m, ce sont surtout des grainstones à oolithes ou péloïdes, avec quelques rudstones à amphipores. L'unité suivante, de 234 m à 244 m est un biostrome à coraux bulbeux, amphipores, crinoïdes, tabulés et issinelles, suivi jusqu'à 258 m, d'environ 9 m de wackestones bioturbés et localement dolomitiques à gastéropodes, issinelles, paléobéréselles. Ces sédiments passent verticalement à 2 m de mudstones laminaires dolomitiques, surmontés de grainstones dolomitiques à crinoïdes et/ou issinelles.

Après un épais joint riche en argiles et en matière organique, contenant deux minces bancs de wackestones à péloïdes et issinelles, on observe des rudstones et des bindstones dolomitiques à stromatopores bulbeux, crinoïdes et tabulés branchus et bulbeux, suivis de packstones à bioclastes et calcisphères, puis de grainstones oolithiques et de grainstones à péloïdes et lithoclastes. A partir de 269 m apparaissent des

mudstones à calcisphères jusqu'à 271 m. Ensuite, jusqu'à 304 m, on observe surtout des packstones gris à péloïdes et/ou issinelles, riches en *murchisonies*, entrecoupés vers 275 m, 292 m, 298 m et 302 m par des rudstones à stromatopores bulbeux et amphipores. A 276,5 m, on remarque un rudstone constitué seulement d'amphipores. Les lithoclastes sont assez abondants dans cette unité et on peut observer à plusieurs niveaux des wackestones bioperforés, surmontés de packstones ou de grainstones qui remanient des fragments de wackestones. Après un biostrome dolomitisé d'environ 4 m, qui forme en grande partie la paroi nord de la carrière, le levé se poursuit le long du chemin d'accès au 3^e niveau.

2.2.5. La Formation de Fromelennes : 308,6-333 m

On observe de 309 m à 324 m des calcaires argileux dolomitisés qui forment la base de la formation (Bultynck *et al.*, 1991). Ensuite, de 324 m jusqu'à la fin de la coupe apparaît une succession de grainstones et de packstones à péloïdes, lithoclastes, issinelles et paléobéréselles, avec quelques passées laminaires. Le dernier banc est plus riche en faune et des tabulés, des brachiopodes et quelques rugueux massifs -*Wapiti-phyllum laxum*- réapparaissent au-dessus d'une surface perforée.

2.3. Description des microfaciès

Seize microfaciès calcaires ont été identifiés à Glageon. Leur description est donnée ci-dessous dans un ordre global, du milieu le plus marin au milieu le plus littoral. Cet ordre, qui est celui de la série virtuelle locale, est bien évidemment tout à fait composite. Il intègre, comme nous le verrons plus loin, les variations probablement indépendantes d'au moins deux paramètres fondamentaux: le degré d'agitation et le degré de restriction.

La dolomie n'a pas été considérée comme un faciès à part entière, puisque la dolomitisation semble affecter à la fois des mudstones et des rudstones dans la Formation de Fromelennes et le sommet de la Formation du Mont d'Haur.

2.3.1. Packstones (wackestones) argileux à brachiopodes

Packstones et wackestones argileux à brachiopodes et crinoïdes. Les lamellibranches peuvent également être abondants, tout comme les ostracodes. Les trilobites sont fréquents. Les issinelles, kamaenidés et proninelles sont rares. Les phénomènes de pression-dissolution sont intenses, liés aux occurrences argileuses (Pl. 2, fig. A).

2.3.2. Wackestones (mudstones) à crinoïdes, brachiopodes

Wackestones et mudstones à crinoïdes, brachiopodes, gastéropodes. On observe également quelques lamellibranches et trilobites et de rares issinelles, kamaenidés et proninelles. La bioturbation déformative est très intense. La pyrite est fréquente.

2.3.3. Packstones (coverstones) micro-bioclastiques

Packstones, plus rarement wackestones argileux à micro-bioclastes et quelques péloïdes. Les micro-bioclastes sont orientés et une lamination assez fruste peut apparaître par superposition de zones à densité de corpuscules variable. On observe également des crinoïdes, ostracodes, trilobites, issinelles, proninelles, kamaenidés, des fragments de brachiopodes, de tabulés, de rugueux solitaires, de lamellibranches et accessoirement des fenestelles. Les crinoïdes sont généralement bioérodés. Par endroits apparaissent de minces stromatopores et/ou tabulés (Alvéolitides et Coenitides) lamellaires (coverstones) (Pl. 1, fig. C).

Ce faciès est riche en pyrite et la bioturbation déformative est générale. On observe des passées riches en silts quartzeux.

2.3.4. Wackestones à péloïdes, issinelles et gastéropodes

Wackestones, plus rarement packstones à gastéropodes souvent fragmentés, péloïdes, issinelles, proninelles, kamaenidés (Pl. 2, fig. C). Accessoirement, on observe quelques lamellibranches, brachiopodes, crinoïdes, *Bisphaera*, bryozoaires branchus, codiacées, girvanelles. Les grains sont souvent micritisés, mais les encroûtements sont rares.

2.3.5. Packstones (wackestones) à péloïdes et crinoïdes

Packstones et wackestones à péloïdes et crinoïdes. Les brachiopodes, les grains micritisés et les gastéropodes sont également abondants. Accessoirement, on observe quelques bryozoaires, ostracodes, issinelles et trilobites. Les grains, particulièrement les crinoïdes sont micritisés et bioérodés. Des encroûtements asymétriques sont assez fréquents.

2.3.6. Grainstones à péloïdes et crinoïdes

Grainstones à péloïdes et crinoïdes, accompagnés de brachiopodes, de grains micritisés et de gastéropodes (Pl. 2, fig. D). Quelques granoclassesments.

2.3.7. Packstone à issinelles et péloïdes

Packstones à issinelles et péloïdes (Pl. 2, fig. E). Des proninelles et des kamaenidés peuvent être également abondants, de même que des bioclastes et des ostracodes. Accessoirement, on observe des gastéropodes, des brachiopodes, des bryozoaires branchus, des crinoïdes, des *Bisphaera* et des trilobites. La pyrite est assez abondante.

Les issinelles sont généralement réparties sous forme de lentilles bioclastiques à lamination grossière. On observe de rares encroûtements asymétriques.

2.3.8. Rudstones (bindstones) à coraux et stromatopores

Rudstones et bindstones à stromatopores massifs, parfois métriques, tabulés et rugueux massifs. Les crinoïdes et les issinelles sont fréquents entre les gros éléments. Accessoirement, on observe des péloïdes, des proninelles et des kamaenidés. Les encroûtements multiples sont fréquents: *Alveolites*-stromatopore par exemple. Plus rares sont les encroûtements algaires (girvanelles, codiacées).

Dans la Formation du Mont d'Haur, une dolomitisation importante affecte les rudstones.

2.3.9. Floatstones à coraux, issinelles et péloïdes

Floatstones à fragments de coraux, stromatopores, brachiopodes, crinoïdes, péloïdes et issinelles (Pl. 2, fig. F). La micritisation des grains est importante et des encroûtements symétriques sont fréquents. Accessoirement, on observe quelques proninelles et kamaenidés et des gastéropodes. Ce faciès est souvent dolomitisé.

2.3.10. Rudstones à amphipores

Rudstones dolomitiques à stromatopores branchus (amphipores, *Stachyodes*) (Pl. 3, fig. A). On observe quelquefois des péloïdes, des lamellibranches, des girvanelles et des codiacées.

2.3.11. Grainstones à issinelles et péloïdes

Grainstones à issinelles et péloïdes (Pl. 3, fig. B). On observe également des proninelles, des kamaenidés, des gastéropodes. Plus rarement apparaissent des codiacées, des girvanelles et des lamellibranches. Les deux dernières algues forment des encroûtements symétriques.

2.3.12. Grainstones à oolithes

Grainstones à ciment sparitique drusique à oolithes (Pl. 3, fig. C). Des lithoclastes et des péloïdes, souvent proto-oolithisés peuvent également être abondants. Accessoirement, on observe des issinelles, des proninelles, des kamaenidés, des gastéropodes, des grains micritisés, des crinoïdes et des fragments de coraux. La taille des grains est très homogène: l'échantillon 123 par exemple montre des oolithes de 1 mm, le 171 de 0,3 mm. Beaucoup de ces oolithes sont micritisées.

La compaction pré-diagénétique est importante, avec de nombreuses figures de «poinçonnage». Il n'y a pas de ciment marin.

2.3.13. Grainstones (packstones) à péloïdes et lithoclastes

Grainstones et packstones à péloïdes (0,1 à 0,3 mm), bioclastes micritisés et lithoclastes. Ces lithoclastes micritiques sont millimétriques à plurimillimétriques, de forme irrégulière (Pl. 3, fig. D). Les péloïdes sont parfois proto-oolithiques. A ces éléments essentiels s'ajoutent fréquemment des gastéropodes et des oolithes. Plus rarement et en moindre abondance, on observe des girvanelles et des codiacées, des issinelles et des paléobéréselles, des brachiopodes, des crinoïdes, des fragments de coraux et des udotécées.

Les grainstones sont souvent granoclassés et parfois laminaires, avec par endroits des laminations entrecroisées.

2.3.14. Packstones (wackestones) à péloïdes et calcisphères

Packstones et wackestones à péloïdes, grains micritisés, gastéropodes, calcisphères, *Bisphaera*. D'abondantes girvanelles et codiacées forment des encroûtements symétriques autour des grains. On observe quelques rares issinelles et paléobéréselles.

2.3.15. Mudstones (wackestones) à calcisphères

Mudstones et wackestones à calcisphères et *Bisphaera*. Quelques rares proninelles, kamaenidés et gastéropodes (Pl. 3, fig. E).

2.3.16. Mudstones laminaires

Mudstones laminaires avec quelques lamines riches en micro-bioclastes. La dolomitisation est fréquente et la pyrite peut être abondante (Pl. 3, fig. F).

3. PALEONTOLOGIE : CORAUX RUGUEUX ET TABULÉS

3.1. Rugueux

Les résultats présentés ici doivent être considérés comme préliminaires étant donné l'échantillonnage partiel réalisé à Glageon.

Au sommet de la Formation d'Hanonet, on observe quelques colonies de *Thamnophyllum oclusum* (Tsien, 1969) ainsi que des polypiers d'*Acanthophyllum vermiculare* (Goldfuss, 1826), de *Grypophyllum Wedekind*, 1922, de *Cystiphyllodes* Chapman, 1893 et d'Ampleximorphes. Ces différents rugueux sont présents dans la partie supérieure de l'unité lithostratigraphique à Pondrôme, Wellin et Resteigne. Il convient cependant de signaler que les Ampleximorphes sont particulièrement abondants à Glageon où on les retrouve aussi à la base de la Formation de Trois-Fontaines à côté d'*Acanthophyllum vermiculare* et surtout de nombreux *Grypophyllum*. Par contre, on n'y voit aucun représentant des genres coloniaux *Sociophyllum* Birenheide, 1962, *Beugniesastraea* Coen-Aubert, 1989 et *Columnaria* Goldfuss, 1826 qui ont été décrits à Pondrôme, Wellin et Resteigne par Coen-Aubert (1989 et 1990). Préat *et al.* (1984, p. 239) avaient déjà souligné l'extrême diversité de la faune corallienne dans le biostrome par lequel débute le Groupe de Givet.

Des polypiers de *Temnophyllum* Walther, 1929 ont été observés dans un niveau corallien, situé à une trentaine de mètres de la base de la Formation de Trois-Fontaines tandis que de belles colonies d'*Argutastrea quadrigemina* (Goldfuss, 1826) ont été échantillonnées 10 m plus haut, dans la même unité lithostratigraphique. Bien entendu, cette dernière espèce est également présente dans la Formation des Terres d'Hours et sa distribution stratigraphique à Glageon est conforme à celle mentionnée par Coen-Aubert & Lütte (1990, p. 21) au bord sud du Synclinorium de Dinant.

Des récoltes ponctuelles une vingtaine de mètres au-dessus du début de la Formation du Mont d'Hours ont livré des colonies fasciculées de *Disphyllum* de Fromentel, 1861, *Thamnophyllum* Penecke, 1894 et *Cystiphyllodes*. Notons aussi l'occurrence de *Wapitiphyllum laxum* (Gürich, 1896) à la base du Membre du Moulin Boreux, dans la Formation de Fromelennes.

3.2. Tabulés

Il s'agit comme pour les rugueux, des résultats préliminaires d'une étude basée sur l'examen détaillé des quelques 250 lames minces sédimentologiques et d'une quarantaine de sections dans des échantillons de tabulés provenant d'une quinzaine de bancs différents. Ces données ont été complétées pour la Formation d'Hanonet par l'étude de 350 lames minces réalisées pour la sédimentologie par R. Kasimi et A. Préat; ces résultats seront détaillés ultérieurement lorsque l'étude systématique sera complétée.

3.2.1. Formation d'Hanonet

Fréquents mais pas abondants, des Favositides du groupe de *Favosites goldfussi* d'Orbigny, 1850 présentent des colonies de taille moyenne, globuleuses, faiblement épineuses avec des parois modérément épaissies; plus rarement, on trouve de petites colonies quasi branchues, à appareil septal mieux développé.

Plus intéressants sont les faciès à organismes lamellaires, avec une belle variété: plusieurs espèces de stromatopores minces et étendus, dont certains englobent des tubes de tabulés commensaux, des "caunopores", des Alvéolitides, parmi lesquels *Alveolites lemniscus* Smith, 1933, avec des polypiérites très aplaties, sous forme de lamelles assez minces et *Squamoealveolites fornicatus* (Schlüter, 1889) caractérisé par la présence de squamules régulières, en colonies plus massives, en éventail largement ouvert. D'autres lamelles montrent des ouvertures calicinales des deux côtés, autour d'une étroite zone axiale au squelette moins épaissi; il s'agit de Coenitides du sous-genre *Platyaxum (Platyaxum)* Davis, 1887, représenté par deux espèces: l'une à épaississement périphérique marqué, *P. (P.) escharoides* (Steininger, 1849) et l'autre, non déterminée, avec un épaississement peu prononcé. On remarquera que l'habitus de croissance était ici de type frondescent, en lamelles anastomosées dressées; celles-ci sont tombées après leur mort à plat à la surface du sédiment, ce qui explique que les perforations et les encroûtements soient souvent localisés d'un seul côté. Ce mode de croissance est fondamentalement différent de celui des lamelles habituelles, qui reposaient sur le fond pendant leur vie et il importe de bien les distinguer pour les reconstitutions écologiques. Plus rarement, on trouve des Chaetetes lamellaires encroûtant en général d'autres organismes. On observe fréquemment des encroûtements successifs par des algues (couches empilées de *Sphaerocodium* Rothpletz, 1890, bryozoaires, tubes de serpulidés); certains de ces encroûtements sont nettement cryptiques, c'est-à-dire développés dans des cavités sous des lamelles en place.

Quelques colonies d'*Heliolites* Dana, 1846 atteignent de grandes dimensions. Plusieurs *Remesia crista* (Schlüter, 1889) aux polypiérites tubulaires assez lâches sont à la fois taraudés par de fines perforations et enrobés par de minces stromatopores et par des algues.

On remarque toute une série de tabulés branchus: les plus fréquents dans la partie supérieure de la formation sont de petits rameaux caractérisés par le débouché très oblique de leurs calices aux lèvres effilées, la rareté voire l'absence de planchers et la présence constante d'une ride septale unique dans la partie dorsale des polypiérites périphériques; ces formes connues déjà par quelques spécimens contemporains de Resteigne sont à rapprocher de *Cladopora* Hall, 1851; elles sont souvent fortement perforées de petites galeries sombres très bifurquées. Plus accessoirement, on rencontre des Thamnoporides, des Alvéolitides, des Coenitides et des stromatopores branchus.

Les bryozoaires sont particulièrement abondants et variés: diverses formes branchues, Fistuliporides en encroûtements parfois épais, voiles complets, fragments et bases fixées de Fénestelles.

Dans la partie supérieure de la formation (bancs 26 à 28), on constate un enrichissement marqué en organismes massifs: stromatopores volumineux, aux flancs interdigités de sédiment et charpentés de nombreux caunopores, Alvéolitides aux parois épaissies, du groupe d'*Alveolites crassus* Lecompte, 1939 et *A. cavernosus* Lecompte, 1939, Coenitides avec calices d'un seul côté de la colonie, appartenant au sous-genre *Platyaxum (Roseoporella)* Spriesterbach, 1935 et probablement à l'espèce *P. (R.) taenioforme* (Schlüter, 1889).

3.2.2. Formation de Trois-Fontaines

Le biostrome qui marque la base de la formation, est caractérisé par la variété de sa faune corallienne, dominée par les Alvéolitides. Ceux-ci forment des colonies encroûtantes, en lamelles successives, ou massives. On retrouve surtout les espèces à squelette épais, du groupe *Alveolites crassus*-*A. cavernosus*, aux côtés d'*A. lemniscus* et de *Platyaxum (Roseoporella) taenioforme*. Ces tabulés luttent contre la forte concurrence des stromatopores, de morphologie variable; la plupart des stromatopores massifs comportent des caunopores commensaux; Kershaw (1993 p. 203) a discuté récemment la signification écologique de cette association: problèmes de substrat ou de nourriture, entre autres. Parmi les divers tabulés branchus, on notera plusieurs espèces de *Thamnopora* Steininger, 1831, des fragments souvent malformés de *Lecomptopora tumefacta* (Lecompte, 1939) et des rameaux

d'*Hillaepora circulipora* (Kayser, 1879), toujours serrés par leur mince stromatopore encroûtant, bien que leur périphérie soit parfois abrasée. On observe plus rarement des polypiérites isolés d'Auloporides, dont *Remesia* Kettner, 1934. Quelques Favositides épars persistent localement.

Dès le banc 42 apparaît *Hillaepora spicata* (Goldfuss, 1826), d'occurrence fréquente par la suite; nous avons déjà souligné la signification phylogénétique de la succession *H. circulipora* / *H. spicata* et l'importance stratigraphique de la transition, reconnue dans de nombreuses localités, par exemple à Wellin (Coen-Aubert *et al.*, 1991). On observe plusieurs formes voisines d'*Aulostegites hillae* Lejeune & Pel, 1973, en colonies étagées, et de *Periphacelopora exornata* Dethier & Pel 1971, avec d'étroits noyaux cérioïdes entourés de larges couronnes fasciculées (sommet du banc 57); la signification systématique et écologique de ces variations n'est pas encore clairement établie.

Au-dessus du biostrome de base, la Formation de Trois-Fontaines est riche en *Pachyfavosites polymorphus* (Goldfuss, 1829), de taille et d'habitus variés, et en fragments de Thamnoporides; ces petites branches aux squamules bien développées appartiennent à *Thamnopora germanica* Birenheide, 1985. Plus clairsemés, des Scolioporides et des Alvéolitides encroûtants se retrouvent aux côtés de débris de stromatopores lamellaires et massifs. Il s'agit là de l'assemblage classique de la Formation de Trois-Fontaines, mais avec une abondance assez exceptionnelle.

3.2.3. Formations des Terres d'Haura et du Mont d'Haura

Nous disposons de peu d'observations sur la Formation des Terres d'Haura. A partir du banc 108, on notera de grands Thamnoporides squamuleux -*Thamnopora patula* Tchudinova, 1965- qui persistent dans la partie inférieure de la Formation du Mont d'Haura, jusqu'au banc 136. Dès le banc 133, on trouve fréquemment de petites branches de *T. polyforata* (Schlotheim, 1820), dont les caractères et la distribution ont été discutés récemment (Tourneur, 1989); on le rencontre jusqu'au sommet de la formation (banc 209). Le reste de la faune est relativement diversifié: stromatopores avec caunopores, Héliolitides (dans la partie inférieure de la Formation du Mont d'Haura), Alvéolitides du type *Alveolites suborbicularis* Lamarck, 1801, divers Auloporides dont *Remesia*.

Dans la partie supérieure de la Formation du Mont d'Haura (bancs 189 et 200) se trouvent des colonies bulbeuses de *Caliapora battersbyi* (Milne-Edwards & Haime, 1851), avec des parois modérément épaissies et des squamules bien développées.

3.2.4. Formation de Fromelennes

Peu de données sont disponibles: quelques branches de *Scoliopora* Lang, Smith & Thomas, 1940, déjà représenté dans la partie supérieure de la Formation du Mont d'Haura, et de rares *Hillaepora* Mironova, 1960, aux grands polypiérites semblables à ceux de la Formation du Roux à Membach (Coen-Aubert *et al.*, 1985).

En conclusion, les assemblages et leur succession sont dans l'ensemble comparables à ceux du bord sud du Synclinorium de Dinant; l'originalité la plus marquante se situe au niveau de la Formation de Trois-Fontaines, avec une faune corallienne d'une richesse et d'une abondance hors du commun.

On remarquera l'occurrence fréquente dans toute la colonne lithologique de tubes enroulés sur eux-mêmes ou plus ou moins déroulés, proches du genre *Trypanopora* Sokolov & Obut, 1950 dont la position systématique et les affinités biologiques avec les annélides ont fait l'objet de discussions récentes (Lachkhem *et al.*, ss. presse). Ces tubes sont parfois intégrés dans la croissance de stromatopores ou d'Alvéolitides, dans une relation probable de commensalisme.

4. PALEOENVIRONNEMENTS. COMPARAISON AVEC LE GIVETIEN DU BORD SUD DU SYNCLINORIUM DE DINANT EN BELGIQUE

4.1. Eléments d'interprétation des paléoenvironnements

Divers éléments d'interprétation des paléoenvironnements seront évoqués ici, par analogie avec la nature actuelle (Purser, 1980, parmi d'autres) et par comparaison avec des modèles de plates-formes anciennes (Wilson, 1975; Armstrong & Mamet, 1977, parmi d'autres). Les travaux de Préat & Boulvain (1987) et Préat & Mamet (1989) qui traitent spécialement de la plate-forme givetienne belge, fournissent la base de l'interprétation.

De l'examen de la texture et du contenu faunistique et floristique des seize microfaciès, il apparaît que deux paramètres peuvent suffire à leur caractérisation: le paramètre textural et le degré de diversification biotique. La texture reflète assez directement le degré d'agitation; quant à la diversification, elle est une conséquence de variables plus complexes comme l'ouverture du milieu, l'oxygénation, la bathymétrie, etc... La plate-forme givetienne étant caractérisée par une

profondeur faible (Préat, 1984), il est possible en première approximation de retenir le degré d'ouverture sur le domaine marin comme facteur limitant. Si l'on porte ces deux paramètres sur un diagramme (fig. 7), plusieurs familles de microfaciès peuvent être dégagées. Elles comprennent, pour un même degré de restriction, des termes caractéristiques de milieux de haute énergie et des termes de milieux plus calmes.

La famille la plus diversifiée, comprenant crinoïdes, mollusques, brachiopodes, bryozoaires, paléobéréselles tend à indiquer un milieu marin ouvert. La famille péloïdique, sans algues, correspond plutôt à un maxi-

mum de restriction, associé à des phénomènes de sursalure (Park, 1977). Entre ces termes extrêmes, on observe une famille récifale, qui s'étage de faciès fins à minuscules débris de bioconstructions, éventuellement stabilisés par des organismes lamellaires (3) jusqu'à des faciès grossiers de rudstones à stromatopores et coraux (8) et une famille algale, avec principalement des bioconstructions à issinelles et paléobéréselles. Cette dernière famille présente une plus large tolérance aux variations du degré de restriction, puisqu'elle peut être associée à des péloïdes ou à des assemblages plus diversifiés. Les rudstones à amphipores, fréquents dans la Formation du Mont

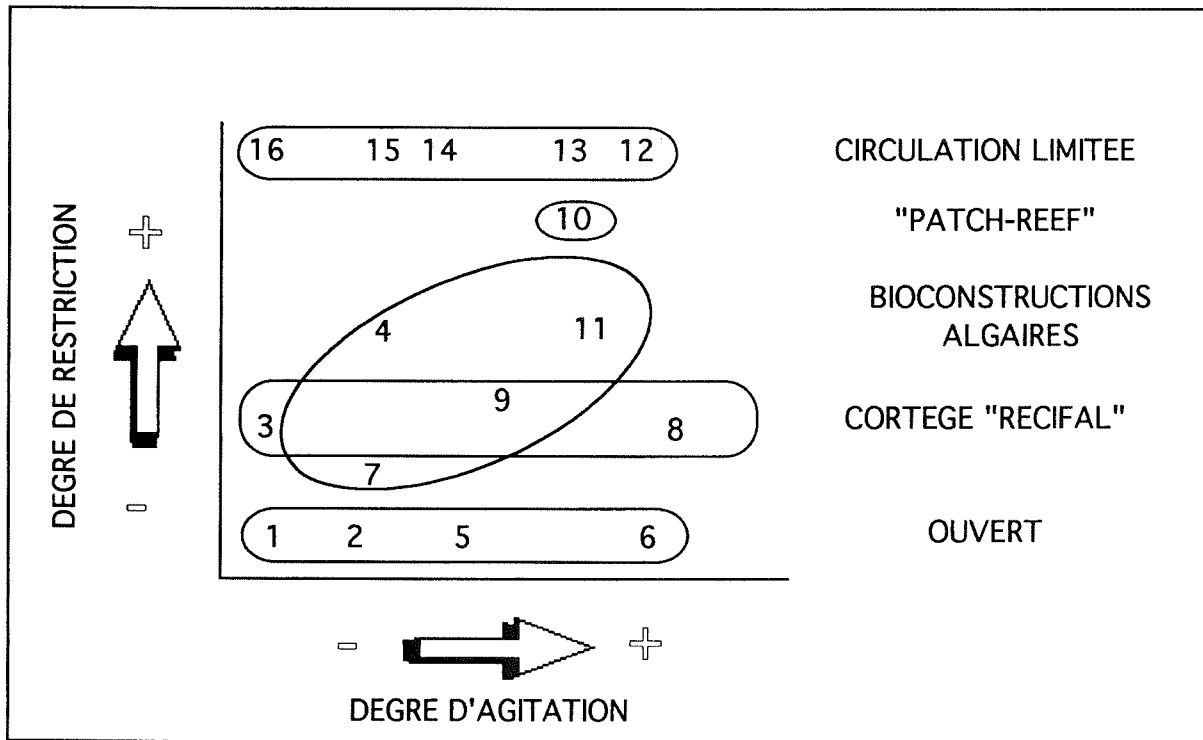


Figure 7. Répartition des microfaciès (1-16) du Givetien de Glageon en fonction de l'agitation et du degré de restriction du milieu.

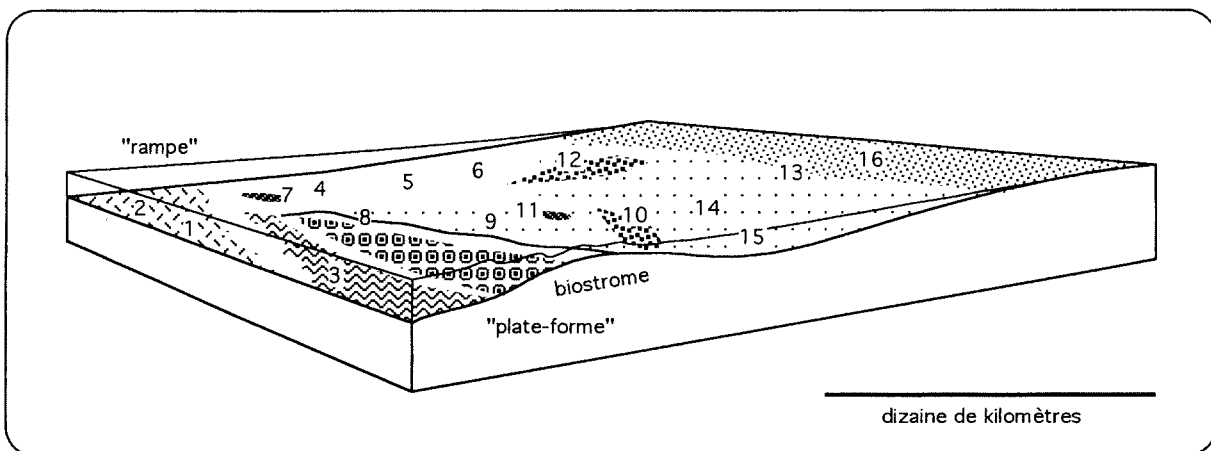


Figure 8. Répartition des microfaciès (1-16) du Givetien de Glageon par rapport à un modèle simple de plate-forme asymétrique.

d'Haur, sont interprétés comme le résultat du démantèlement de bioconstructions à stromatopores branchus en milieu semi-restreint (Préat & Mamet, 1989). La figure 8 illustre la répartition horizontale des microfaciès par rapport à un modèle de plate-forme asymétrique avec barrière d'extension variable.

Plus en détail, il est possible de comparer les packstones argileux à brachiopodes (1) au «MF1b» de Préat & Mamet (1989) et au «SMF9» de Wilson (1975); les wackestones à crinoïdes, brachiopodes (2) sont proches quant à eux du «MF1a» et du «SMF8». Ces faciès sont typiques d'un milieu marin franc, situé sous la zone d'action des vagues. L'aspect de packstone de certaines lames est souvent dû à des phénomènes de pression-dissolution.

Les packstones (coverstones) micro-bioclastiques (3) se rapprochent du «MF3b», avec cependant une absence totale d'encroûtements algaires. Il s'agit de milieux pré-récifaux ou péri-récifaux, modérément agités, où les organismes lamellaires jouent le rôle de pionniers pour l'établissement de bioconstructions à coelentérés. Les passées granoclassées riches en bioclastes de la taille des sables peuvent être interprétées comme des tempestites.

Les wackestones à péloïdes, issinelles et gastéropodes (4) n'ont pas d'équivalent dans le modèle de Mamet & Préat (1989). Il s'agit de sédiments formés à proximité de bioconstructions à issinelles, en milieu ouvert, modérément agité, à proximité de la zone d'action des vagues. Les packstones à péloïdes et crinoïdes (5) sont à attribuer au même type d'environnement. Ils se rapprochent du «MF2b» de Préat & Mamet (*op. cit.*),

Les grainstones à péloïdes et crinoïdes (6) n'ont pas non plus d'équivalent strict dans le modèle de Préat & Mamet (1989), à part peut-être le «MF2b», mais qui est nettement plus argileux, d'où sa position dans la série virtuelle de ces auteurs. Il s'agit ici d'un sable, bien classé, témoignant d'une agitation élevée et d'une profondeur faible, mais au sein d'un environnement relativement ouvert.

Les packstones à issinelles et péloïdes (7) sont comparables au «MF3a» de Préat & Mamet (1989). Les issinelles forment des bioconstructions algaires en milieu ouvert, dont les éléments sont remaniés par les vagues et les courants (Bertrand *et al.*, 1993 p. 202, par exemple).

Les rudstones (bindstones) à coraux et stromatopores (8) sont proches des «MF4a», «MF5a» et des «SMF7» et «SMF6». Il s'agit d'accumulations en biostromes de constructeurs, souvent stabilisés par des algues encroûtantes. Le milieu est turbulent, peu profond, situé dans la zone d'action des vagues. On ne décèle

aucun vestige de ciment marin précoce, ce qui peut expliquer la prédominance des rudstones sur les boundstones.

Les floatstones à coraux, issinelles, péloïdes (9), équivalents du «MF6a» et du «SMF5» se sont formés en milieu d'arrière-récif, peu profond, à communication occasionnellement restreinte. C'est le premier faciès de la série virtuelle locale de Glageon où l'on peut observer quelques encroûtements algaires symétriques bien développés.

Les rudstones à amphipores (10), similaires au «MF6b», résultent du démantèlement en environnement relativement restreint de "prairies" mono-spécifiques. Le milieu n'est que temporairement agité et très peu profond.

Les grainstones à issinelles et péloïdes (11), proches du «MF7a» résultent du remaniement de bioconstructions à issinelles et paléobéréselles intralagunaires. Il s'agit d'un milieu relativement restreint à agitation temporaire.

Avec les grainstones à oolithes (12), proches du «MF7b», les environnements sont perpétuellement agités et restreints, de type ride intralagunaire, qui peut être éventuellement en liaison avec des chenaux de marée (Loreau & Purser, 1973). Les grainstones à péloïdes, lithoclastes (13), équivalents du «MF7a» et du «SMF16», caractérisent des environnements proches où des sédiments lagunaires et/ou intercotidaux sont érodés, transportés puis déposés dans un milieu plus calme.

Les packstones à péloïdes et calcisphères (14), comparables au «MF8», ainsi que les mudstones à calcisphères (15), proches du «MF9a» traduisent deux degrés d'agitation différents d'un milieu lagunaire, fortement restreint, à très faible diversité biotique.

Les mudstones laminaires (16), proches du «MF12», mais sans péloïdes ni bioclastes algaires, représentent des sédiments déposés à la limite de l'émersion, probablement dans un milieu saumâtre. Les laminations peuvent être liées aux marées, ou bien aux tempêtes (Hardie & Ginsburg, 1977). Ces mudstones laminaires peuvent être rapprochés des sédiments décrits dans la Formation de Fromelennes par Boulvain & Préat (1987).

4.2. Evolution des paléoenvironnements. Comparaison avec d'autres coupes du Groupe de Givet

La situation de la coupe de Glageon, à l'ouest du Synclinorium de Dinant, permet par comparaison avec les coupes classiques, d'apporter quelques précisions

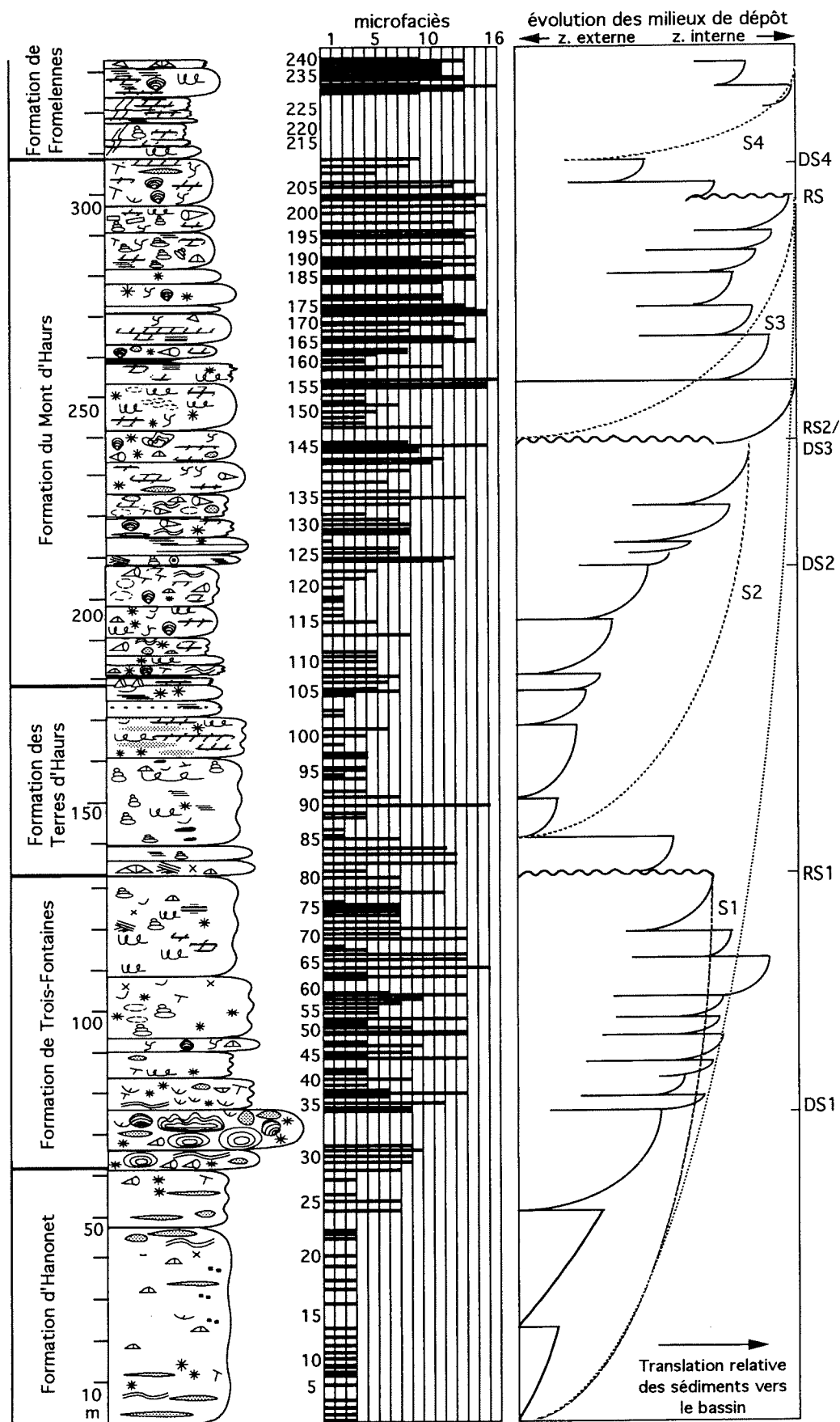


Figure 9. Colonne lithologique, microfaciès et interprétation séquentielle du Givetien de Glageon. S1-4: séquences pluridécamétriques; RS: surface de ravinement; DS: surface marquant le maximum de vitesse de translation des sédiments vers le bassin (downward shift).

sur les caractéristiques générales de la sédimentation. La reconstitution paléogéographique porte essentiellement sur le sommet de la Formation d'Hanonet et sur la Formation de Trois-Fontaines dont les affleurements sont les plus nombreux. La nature des microfaciès est représentée, pour chaque échantillon de la coupe de Glageon, en regard de la colonne lithologique (fig. 9). La reconstitution de l'évolution des paléoenvironnements découle de l'examen de la succession des microfaciès.

La Formation d'Hanonet est exposée sur plus de 62 m d'épaisseur à Glageon. A Resteigne, où elle affleure de façon presque continue, elle atteint 75,5 m de puissance (Coen-Aubert & Tourneur, 1991 p. 9). Le faciès qu'elle montre à Glageon est fort semblable à celui que l'on observe au sommet de la formation à Givet (Errera *et al.*, 1972) et Olloy-sur-Viroin (Préat *et al.*, 1987). Il s'agit en effet de minces bancs de calcaire argileux noirâtre, contenant quelques niveaux riches en stromatopores et tabulés lamellaires dans la partie inférieure et quelques accumulations de rugueux solitaires au sommet. Dans la carrière La Couvinoise à Couvin, coupe-type de la formation et décrite notam-

ment par Bultynck (1970) et Préat (1989), ces divers organismes constructeurs sont manifestement plus abondants. Il s'agit de sédiments péri-biostromaux à caractère ouvert, mis en place sous la zone d'action des vagues permanentes de beau temps.

La Formation de Trois-Fontaines a une puissance de 70,2 m à Glageon contre 80 m à Givet (Bultynck *et al.*, 1991) et près de 90 m à Resteigne (Coen-Aubert & Tourneur, 1991). Elle débute par un biostrome semblable à ses équivalents de Givet, de Resteigne, de Vaucelles et d'Olloy-sur-Viroin. Il s'agit du premier biostrome *auctores* qui forme un repère reconnaissable tout au long du bord sud du Synclinorium de Dinant. La formation se poursuit par des dépôts de milieux agités, alternativement restreints et plus ouverts. Les crinoïdes, brachiopodes, trilobites demeurent fréquents, voire abondants, sans indices de milieux lagunaires stricts, comme cela est la règle plus à l'est (Préat & Boulvain, 1982, 1987, 1988). De plus, ces niveaux bioclastiques contiennent souvent des coraux: rugueux massifs (dont *Argutastrea quadrigemina*), rugueux solitaires et tabulés (*Aulostegites*, *Hillaepora*, *Pachyfavosites*,...). Il faut donc supposer un effacement progressif de la barrière récifale vers l'ouest pour

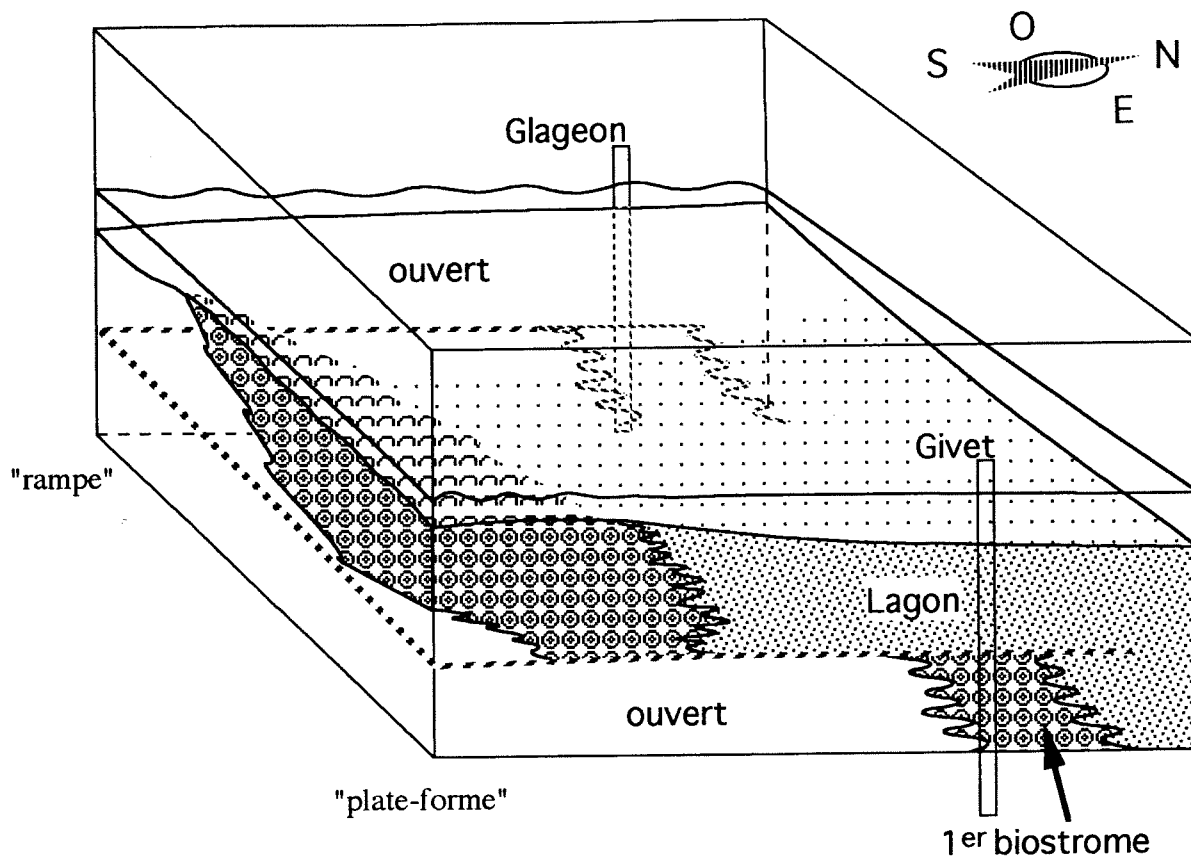


Figure 10. Reconstitution schématique de la paléogéographie lors du dépôt des Formations d'Hanonet et de Trois-Fontaines, entre Givet et Glageon.

expliquer le caractère plus ouvert du milieu de sédimentation à Glageon. Le bloc-diagramme de la figure 10 illustre cette hypothèse. Signalons que plusieurs niveaux coralliens apparaissent également dans la partie supérieure de la Formation de Trois-Fontaines dans la carrière de Hampteau, près de Hotton.

L'épaisseur de la Formation des Terres d'Hauts est réduite à 45,6 m à Glageon alors qu'elle est de 70 m à Givet, de 75 m à Resteigne et de 61 m aux carrières des Limites à Ave-et-Auffe décrites récemment par Coen-Aubert & Tourneur (1991 p. 13). De plus, le niveau corallien à la base de l'unité lithostratigraphique est très peu développé à Glageon. La Formation des Terres d'Hauts s'y poursuit comme dans les trois autres coupes par des calcaires à bioturbations horizontales et des calcaires bioclastiques. Errera *et al.* (1972) signalent aussi des intercalations schisteuses dans la partie supérieure de la formation à Givet. Le milieu ouvert subcotidal que l'on peut déduire de l'interprétation de ces faciès, semble donc s'être généralisé à l'ensemble de la plate-forme au sud du Synclinerium de Dinant.

La Formation du Mont d'Hauts est également moins épaisse à Glageon que plus à l'est puisque sa puissance y est de 130 m alors qu'elle atteint 160 m à Givet et 180 m aux carrières des Limites. Les faciès sont comparables à ceux des coupes de Givet et des Limites ainsi que de Beauraing et de Han-sur-Lesse (Coen-Aubert, 1977, fig. 1). On observe jusqu'à la cote 209 m la prédominance d'environnements ouverts peu profonds, avec des calcaires à brachiopodes, des biostromes à coraux et stromatopores et des faciès à crinoïdes, péloïdes, issinelles. Avec l'apparition ensuite de grainstones à péloïdes, de grainstones à oolithes et de grainstones à issinelles, se marque une oscillation assez régulière entre des milieux biostromaux et péri-biostromaux relativement ouverts et des milieux plus restreints mais agités. L'unité suivante (de 260 m au sommet de la formation) est caractérisée par des environnements nettement restreints, alternativement calmes ou plus agités, avec des grainstones à oolithes, des grainstones à péloïdes et lithoclastes et des mudstones à calcsphères. Par moment, de petites bioconstructions à amphipores et/ou stromatopores globuleux se développent dans ce milieu essentiellement lagunaire.

La Formation de Fromelennes est exposée seulement sur 24 m d'épaisseur à Glageon. Elle débute par 15 m de calcaires argileux dolomités qui surmontent un joint argileux. Cette unité correspond au Membre de Flohimont (Bultynck *et al.*, 1991). Le faciès est assez semblable à celui qui affleure aux Grottes de Neptune à Petigny (Coen & Coen-Aubert, 1971; Coen-Aubert & Tourneur *in* Birenheide *et al.*, 1991). Dans cette dernière section cependant, le Membre de Flohimont at-

teint 22 m de puissance et commence typiquement par des calcaires argileux à brachiopodes et quelques coraux. Plus à l'est, le Membre de Flohimont est épais de 29 m à Fromelennes et comporte plusieurs passées schisteuses dans sa partie supérieure. Globalement, ces sédiments semblent témoigner d'un milieu restreint, au moins pour ce qui est de la moitié supérieure du membre.

Au sommet de la coupe, le milieu s'ouvre plus largement sur le domaine marin, marqué par une flore et une faune plus diversifiées. Il s'agit du Membre du Moulin Boreux, dont seuls 9 m sont exposés à Glageon. La récurrence à sa base de quelques coraux dont des rugueux massifs a déjà été soulignée par Coen & Coen-Aubert (1971) dans diverses localités du bord sud du Synclinerium de Dinant. Ces deux auteurs font observer que l'épaisseur de la Formation de Fromelennes augmente progressivement d'ouest en est, de la région de Frasnes à celle de Hotton. La même tendance affecte manifestement les autres subdivisions du Groupe de Givet, à savoir les Formations de Trois-Fontaines, des Terres d'Hauts et du Mont d'Hauts.

Il faut observer que la dolomitisation affecte principalement les milieux les plus restreints (sommet de la Formation du Mont d'Hauts, Formation de Fromelennes). On n'observe cependant pas de critères définitifs de dolomitisation synsédimentaire. La diagenèse peut être rendue responsable de la recristallisation d'une éventuelle dolomite précoce.

4.3. Mécanismes de la sédimentation

L'analyse de l'évolution des environnements de dépôt au cours du temps, déterminée par l'étude des litho- et microfaciès à l'échelle métrique considérée, montre trois ordres de variations paléobathymétriques surimposées (fig. 9). Ces variations contrôlent la sédimentation. Il s'agit de variations d'ordre métrique à plurimétrique, décamétrique et hectométrique. Chacune des séquences déterminée par ces variations évolue globalement de milieux plus profonds vers des milieux moins profonds ou bien d'environnements plus distaux vers des environnements plus proximaux par rapport à la zone de contact entre les sédiments et la discontinuité de base du bassin (coastal onlap).

Ainsi la coupe de Glageon montre une succession de séquences sédimentaires plurimétriques, limitées soit par un contact abrupt, caractérisé par un approfondissement net le long d'une surface de discontinuité (flooding surface) ou bien un contact plus progressif où l'approfondissement s'effectue à la faveur de quelques bancs successifs. Ces séquences s'empilent verticalement au cours du temps et montrent une dérive progressive des faciès qui les composent vers des milieux de moins en moins profonds et une diminution progressive de leur épaisseur. Ces tendances exprimées

à l'échelle pluridécamétrique forment des séquences sédimentaires d'ordre supérieur. Comme pour les séquences d'ordre métrique, le contact entre deux séquences pluridécamétriques successives se caractérise par un approfondissement net marqué, soit par un contact progressif exprimé sous forme de quelques séquences métriques rétrogradantes (S1 et S2; S3 et S4) ou bien par un contact plus abrupt (S2 et S3). L'épaisseur de ces séquences tend à diminuer vers le haut par ablation progressive de la partie basale des séquences de milieux plus externes. Cette ablation est la mieux exprimée à la base de la séquence S3 jalonnée par un contact abrupt avec la séquence S2. A l'échelle plurihectométrique, la coupe de Glageon montre une tendance globale à la diminution paléobathymétrique et à la progradation des sédiments vers le bassin comme le montrent:

- la prédominance dans les Formations du Mont d'Hairs (partie supérieure) et de Fromelennes (partie inférieure) de milieux restreints et lagunaires;
- la multiplication du nombre des contacts abrupts entre les séquences élémentaires avec parfois érosions et même émergence;
- la diminution d'épaisseur des séquences décimétriques.

La dolomitisation intense au sommet de la coupe empêche toutefois de déterminer avec précision le moment de l'avancée maximale des sédiments vers le bassin.

5. DIAGENÈSE

L'étude diagénétique se limite à des observations systématiques en lumière naturelle et en cathodoluminescence (appareil Technosyn Cold cathode luminescence 8200 mk3 du Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique des Bassins de l'ULB ; conditions d'utilisation: 12KV, 600 iA, 0,04 Torr). Les observations ont été concentrées sur les grainstones (microfaciès 11, 12, 13), sur les rudstones (microfaciès 8) et sur les rares *fenestras* des wackestones et mudstones.

En lumière naturelle, tous les ciments calcitiques sont des sparites claires, en mosaïque équigranulaire. Quelques grainstones possèdent une frange isopaque de quelques dizaines de microns de sparite granulaire autour des oolithes. Ces grainstones montrent fréquemment des phénomènes de surcompaction.

En cathodoluminescence, la grande majorité des ciments calcitiques (*fenestras*, ciment des fissures, ciment des grainstones) possède une luminescence orangée terne non zonaire («dull» des auteurs anglo-saxons), identique à la luminescence de la matrice. Quelques rares *fenestras* millimétriques (éch. 226) possèdent une séquence diagénétique centripète plus

complète: cristaux scalénoédriques non luminescents de quelques centaines de microns (2), surmontés d'une mince bande à luminescence vive (3), pour terminer par de la sparite à luminescence terne en grandes plages (4). La dolomite est généralement non luminescente, sauf dans les zones altérées (visibles par la cristallisation de petits cristaux d'hématite), où elle est fortement luminescente en rouge.

Cette séquence a déjà été observée dans les monticules micritiques de la partie supérieure du Frasnien et leurs sédiments encaissants (Boulvain *et al.*, 1992). La calcite à luminescence terne (4) est un ciment tardif, contemporain de l'enfouissement et des phénomènes de pression-dissolution et de fracturation. La calcite non luminescente (2) surmontée d'une bande luminescente (3) détermine une séquence diagénétique fréquemment observée dans les calcaires paléozoïques. Suivant les auteurs et les formations étudiées, elle peut être interprétée comme d'origine météorique ou marine (*cf.* discussion dans Muchez *et al.*, 1991 p. 266). En l'absence de données isotopiques et par analogie avec la séquence mise en évidence dans le Frasnien belge, la première hypothèse est retenue provisoirement. Il s'agirait donc d'un ciment précipité en zone distale d'un aquifère météorique, avec évolution par confinement d'un milieu oxydant à un milieu plus réducteur (Champ *et al.*, 1979).

Il devient possible, à partir de ces observations, d'émettre les hypothèses suivantes en ce qui concerne l'histoire diagénétique des calcaires givetiens de Glageon:

- passage après dépôt dans la zone phréatique météorique et cristallisation des ciments (2) et (3); l'absence de ciments précoces est notamment responsable de phénomènes de surcompaction;
- diagenèse d'enfouissement avec précipitation de calcite (4) et de dolomite ferrifère. La matrice garde l'empreinte de cette phase diagénétique.

6. CONCLUSION

La qualité et la situation géographique exceptionnelle de la coupe de Glageon, à l'ouest des affleurements classiques du bord sud du Synclinorium de Dinant nous ont conduits à effectuer un levé détaillé, suivi d'une étude sédimentologique et paléontologique.

La composition et la succession des faunes coralliennes observées dans les Formations d'Hanonet, des Terres d'Hairs, du Mont d'Hairs et de Fromelennes sont tout à fait comparables à celles d'autres localités du bord sud du Synclinorium de Dinant. Par contre, plusieurs particularités affectent la Formation de Trois-Fontaines, notamment l'abondance des *Grypophyllum* dans le biostrome de base ainsi que la présence des genres *Periphacelopora* et *Aulostegites* dans les ni-

veaux coralliens de sa partie supérieure.

Seize microfaciès, étagés depuis un milieu marin ouvert, relativement profond jusqu'à un milieu proche de l'émergence ont été mis en évidence. Leur diversité répond à une double logique de variation du degré d'agitation et du degré de restriction. Une famille ouverte, une famille confinée, une famille récifale et une famille algaire ont été distinguées.

Une brève étude de l'évolution des paléoenvironnements suit l'interprétation des microfaciès: elle montre également que si les Formations d'Hanonet (partie supérieure), des Terres d'Hairs, du Mont d'Hairs et de Fromelennes (partie inférieure) sont relativement semblables à leurs équivalents de la région de Givet, avec un minimum d'ouverture pour la partie supérieure de la Formation du Mont d'Hairs et la Formation de Fromelennes, la Formation de Trois-Fontaines est nettement différente. Cette divergence se résume surtout à l'absence de complexe lagunaire au-dessus du premier biostrome des auteurs.

L'établissement du complexe lagunaire dans la région classique serait dû à un déplacement en direction du large de la zone d'édification biostromale, suite à un arrêt ou à un ralentissement du taux de montée relatif du niveau marin. Cette «barrière», située actuellement au sud des affleurements givetiens du bord sud du Synclinorium de Dinant pourrait s'effacer vers l'ouest, ce qui y expliquerait la prédominance d'environnements plus ouverts. D'une manière plus générale, les variations paléobathymétriques contrôlent la sédimentation, déterminant trois ordres de séquences imbriquées. Leur empilement marque la progradation progressive des sédiments vers le bassin et la diminution paléobathymétrique.

La séquence diagénétique mise en évidence montre que la diagenèse d'enfouissement prédomine nettement après une brève phase météorique distale.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient vivement MM. M. Coen et P. Muchez, relecteurs du manuscrit, pour la pertinence et la qualité de leurs remarques.

BIBLIOGRAPHIE

ARMSTRONG, A.K. & MAMET, B., 1977 - Carboniferous Microfacies, Microfossils and Corals, Lisburne Group, Arctic Alaska. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, **849**, 144 p.
BERTRAND, M., COEN-AUBERT, M.,

DUMOULIN, V., PREAT, A. & TOURNEUR, F., 1993 - Sédimentologie et paléocéologie de l'Emsien supérieur et de l'Eifelien inférieur des régions de Couvin et de Villers-la-Tour (bord sud du synclinorium de Dinant, Belgique). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **188**: 177-211.

BIRENHEIDE, R., COEN-AUBERT, M., LÜTTE, B.P. & TOURNEUR, F., 1991 - Excursion B1, Devonian coral bearing strata of the Eifel Hills and the Ardenne. In LÜTTE, B.P. (Editor), VI International Symposium on Fossil Cnidaria including Archaeocyatha and Porifera, Excursion-Guidebook. Forschungsstelle für Korallenpaläozoologie, Münster, 113 p.

BOULVAIN, F., HERBOSCH, A. & KEPPENS, E., 1992 - Diagenèse des monticules micritiques de la partie supérieure du Frasnien du Synclinorium de Dinant. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 315/II: 551-558.

BOULVAIN, F. & PREAT, A., 1987 - Les calcaires laminaires du Givetien Supérieur du bord Sud du Bassin de Dinant (Belgique, France): témoins d'une évolution paléoclimatique. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, **109**: 609-619.

BULTYNCK, P., 1970 - Révision stratigraphique et paléontologique de la coupe type du Couvinien. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, **26**, 152 p.

BULTYNCK, P., COEN-AUBERT, M., DEJONGHE, L., GODEFROID, J., HANCE, L., LACROIX, D., PREAT, A., STAINIER, P., STEEMANS, P., STREEL, M. & TOURNEUR, F., 1991 - Les formations du Dévonien moyen de la Belgique. *Mém. Expl. Cartes Géol. & Min. Belgique*, **30**, 106 p.

CHAMP, D.R., GULENS, J. & JACKSON, R.E., 1979 - Oxidation-reduction sequences in ground water flow systems. *Can. J. Earth Sc.*, **16**: 12-23.

COEN, M. & COEN-AUBERT, M., 1971 - L'assise de Fromelennes aux bords sud et est du Bassin de Dinant et dans le Massif de la Vesdre. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, **94**: 5-20.

COEN-AUBERT, M., 1977 - Distribution stratigraphique des Rugueux massifs du Givetien et du Frasnien de la Belgique. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **97**: 49-56.

COEN-AUBERT, M., 1989 - Représentants des genres *Sociophyllum* Birenheide, 1962 et *Beugniesastraea* n. gen. à la base du Calcaire de Givet de Ponderôme et de Resteigne (bord sud du Bassin de Dinant, Belgique). *Bull. Inst. roy. Sc. nat. Belgique, Sc. Terre*, **58**: 5-31.

COEN-AUBERT, M., 1990 - Deuxième note sur les Rugueux coloniaux de l'Eifelien supérieur et de la base du Givetien à Wellin (bord sud du Bassin de Dinant, Belgique). *Bull. Inst. roy. Sc. nat. Belgique, Sc. Terre*, **60**: 5-28.

COEN-AUBERT, M., CNUDDÉ, C., DEJONGHE, L. & TOURNEUR, F., 1985 - Etude stratigraphique, sédimentologique et géochimique de trois sondages effectués à Membach (Massif de la Vesdre). *Service géol. Belgique Prof. Paper*, **223**, 57 p.

- COEN-AUBERT, M. & LÜTTE, B.P., 1990 - Massive rugose corals from the Middle Devonian of the North Eifel Hills (Rheinisches Schiefergebirge, West Germany). *Geol. & Palaeontologica*, **24**: 17-39.
- COEN-AUBERT, M., MAMET, B., PREAT, A. & TOURNEUR, F., 1991 - Sédimentologie, paléoécologie et paléontologie des calcaires crinoïdiques au voisinage de la limite Couvinien-Givetien à Wellin (bord sud du Synclinorium de Dinant, Belgique). *Mém. Expl. Cartes Géol. & Min. Belgique*, **31**, 61 p.
- COEN-AUBERT, M. & TOURNEUR, F., 1991 - voir Birenheide *et al.*, 1991
- DAHLSTROM, C.D.A., 1969 - The upper detachment in concentric folding. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, **17/3**: 326-346.
- DUNHAM, R.J., 1962 - Classification of carbonate rocks according to depositional textures. *Am. Ass. Petrol. Geol., Mem.*, **1**: 108-121.
- EMBRY, A.F. & KLOVAN, J.E., 1972 - Absolute water depths limits of Late Devonian paleoecological zones. *Geol. Rdsch.*, **61**: 672-686.
- ERRERA, M., MAMET, B. & SARTENAER, P., 1972 - Le Calcaire de Givet et le Givetien à Givet. *Bull. Inst. roy. Sc. nat. Belgique*, **48/1**, 59 p.
- FAGERSTROM, J.A., 1987 - The evolution of reef communities. J. Wiley & Sons, 600 p.
- FOURMARIER, P., 1954 - La tectonique. In : «Pro-drome d'une description géologique de la Belgique». *Soc. Géol. Belgique*, 609-744.
- GOSSELET, J., 1888 - L'Ardenne. *Mém. Carte géol. Fr.*, Baudry éd., Paris, 881 p.
- HARDIE, L.A. & GINSBURG, R.N., 1977 - Layering: the origin and environmental significance of lamination and thin bedding. In : Hardie, L.A. (ed.): Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of northwest Andros Island, Bahamas. The John Hopkins University Press, p. 12-49.
- KERSHAW, S., 1993 - Sedimentation control on growth of stromatoporoid reefs in the Silurian of Gotland, Sweden. *J. Geol. Soc. London*, **150**: 197-205.
- KHATIR, A., MANSY, J.L. & MEILLIEZ, F., 1992 - Structuration varisque en Ardenne occidentale: une hiérarchisation des niveaux de décollement. *C. R. Acad. Sci.*, **314/II**: 1065-1070.
- LACHKHEM, H., MISTIAEN, B. & TOURNEUR, F. (ss. presse) - *Trypanopora conili* nouvelle espèce du genre *Trypanopora* SOKOLOV & OBUT 1955 (Vermes? Incertae sedis) du Calcaire de Couvin (Eifelien) de la région type (bord sud du Synclinorium de Dinant, Belgique). *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*.
- LOREAU, J.P. & PURSER, B.H., 1973 - Distribution and ultrastructure of Holocene ooids in the Persian Gulf. In : Purser, B.H. (Ed) : The Persian Gulf, 279-328. Springer-Verlag.
- MANSY, J.L. & MEILLIEZ, F., 1989 - Séquence et déformation progressive du Calcaire carbonifère en Avesnois (Ardenne occidentale). *C. R. Acad. Sci.*, **309, II**: 319-324.
- MANSY, J.L. & MEILLIEZ, F., 1993 - Eléments d'analyse structurale à partir d'exemples pris en Ardenne-Avesnois. *Ann. Soc. géol. Nord*, **2 (2e série)**: 45-60.
- MANSY, J.L., CONIL, R., MEILLIEZ, F., KHATIR, A., DELCAMBRE, B., GROESSENS, E., LYS, M., POTY, E., SWENNEN, R., TRENTESAUX, A. & WEYANT, M., 1989 - Nouvelles données stratigraphiques et structurales du Dinantien dans l'Avesnois. *Ann. Soc. géol. Nord*, **10/8**: 125-142.
- MEILLIEZ, F. & MANSY, J.L., 1990 - Déformation pelliculaire différenciée dans une série lithologique hétérogène : le Dévono-Carbonifère de l'Ardenne. *Bull. Soc. géol. France*, **8/6**: 177-188.
- MUCHEZ, P., VIAENE, W. & MARSHALL, J.D., 1991 - Origin of shallow burial cements in the Late Viséan of the Campine Basin, Belgium. *Sedimentary Geology*, **73**: 257-271.
- PARK, R., 1977 - The preservation potential of some recent stromatolites. *Sedimentology*, **24**: 485-506.
- PREAT, A., 1984 - Etude lithostratigraphique et sédimentologique du Givetien belge (Bassin de Dinant). Thèse de Doctorat Sc. Université Libre de Bruxelles, 466 p. (non publié).
- PREAT, A., 1989 - Sedimentology, facies and depositional environment of the Hanonet (Upper Eifelien) and Trois-Fontaines (Lower Givetien) Formations in Couvin area (Dinant Basin, Belgium). *Bull. Soc. belge géol.*, **98**: 149-154.
- PREAT, A. & BOULVAIN, F., 1982 - Etude sédimentologique des calcaires givetiens à Vaucelles (Bord Sud du Synclinorium de Dinant). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, **105**: 273-282.
- PREAT, A. & BOULVAIN, F., 1987 - Les calcaires laminaires du Givetien Inférieur du Bassin de Dinant : témoins paléogéographiques et paléoclimatiques. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **106**: 49-64.
- PREAT, A. & BOULVAIN, F., 1988 - Middle Devonian and Frasnian platform evolution in Dinant and Namur basins, Belgium, France. *9th Eur. Meet. Sedim. (IAS)*, Leuven, 1-25.
- PREAT, A., CEULENEER, G. & BOULVAIN, F., 1987 - Etude sédimentologique des calcaires du Givetien Inférieur d'Olloy-sur-Viroin (bord sud du Bassin de Dinant, Belgique). *Ann. Soc. Géol. Nord*, **106**: 251-265.
- PREAT, A., COEN-AUBERT, M., MAMET, B. & TOURNEUR, F., 1984 - Sédimentologie et paléoécologie de trois complexes récifaux du Givetien Inférieur de Resteigne (bord sud du Bassin de Dinant, Belgique). *Bull. Soc. belge Géologie*, **93**: 227-240.
- PREAT, A. & MAMET, B., 1989 - Sédimentation de la plate-forme carbonatée givetienne franco-belge. *Bull. Cent. Rech. Explo.-Prod. Elf-Aquitaine*, **13/1**: 47-86.
- PURSER, B.H., 1980 - Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents: tome I: les éléments de la sédimentation et de la diagenèse. Ed. Technip, 367 p.
- SARG, J.F., 1988 - Carbonate sequence stratigraphy.

In : Sea Level Changes-an integrated approach. *S.E.P.M. Sp. Publ.*, **42**: 155-181.

TOURNEUR, F., 1989 - Les Tabulés dévoniens du sondage de Nieuwkerke (Flandre Occidentale, extrémité occidentale du Synclinorium de Namur, Belgique). *In* : Tourneur, F., Babin, C., Bigey, F., Boulvain, F., Brice, D., Coen-Aubert, M. Dreesen, M., Dusar, M., Loboziak, S., Loy, W. & Streel, M. Le Dévonien

du sondage de Nieuwkerke (Flandre Occidentale, Belgique, extrémité occidentale du Synclinorium de Namur), *Ann. Soc. géol. Nord*, **108**: 85-112.

WILSON, J.L., 1975 - Carbonate facies in geologic history. Springer Verlag, 471 p.

Manuscrit reçu le 16 septembre 1993 et accepté pour publication le 13 octobre 1993.

PLANCHE 1

Photo A. Carrière de Glageon, Formations d'Hanonet et de Trois-Fontaines, paroi est. La base de la coupe est à droite de la photo. Observer le premier biostrome (flèche), individualisé par son caractère massif et sa couleur plus claire.

Photo B. Carrière de Glageon, paroi ouest, vue générale. Formations d'Hanonet, de Trois-Fontaines, des Terres d'Haur, du Mont d'Haur et de Fromelennes successivement de la gauche vers la droite de la photo. Les levés ont été effectués principalement aux deuxième et troisième niveau de l'exploitation (niveau 0 = niveau du plan d'eau). Le premier biostrome, de couleur claire (flèche), apparaît à gauche de la photo.

Photo C. Coverstone à tabulés et stromatopores lamellaires, Formation d'Hanonet.



PLANCHE 2

Photo A. Packstone argileux bioclastique (microfaciès 1). La concentration des bioclastes est probablement liée à la pression-dissolution. Echantillon 127, Formation du Mont d'Haus.

Photo B. Coverstone micro-biologique à stromatopore lamellaire (microfaciès 3). On peut observer, au centre de la photo, l'ancrage du stromatopore sur un ossicule de crinoïde; même échelle que A. Echantillon 23, Formation d'Hanonet.

Photo C. Wackestone à issinelles, proninelles, triangulinelles (microfaciès 4); même échelle que A. Echantillon 154, Formation du Mont d'Haus.

Photo D. Grainstone à crinoïdes, bioclastes micritisés (microfaciès 6); même échelle que A. Echantillon 59, Formation de Trois-Fontaines.

Photo E. Packstone-wackestone à issinelles, paléobéréselles, ostracodes, péloïdes (microfaciès 7); même échelle que A. Echantillon 70, Formation de Trois-Fontaines.

Photo F. Floatstone à stromatopore, issinelles, crinoïdes, autres bioclastes (microfaciès 9); même échelle que A. Echantillon 143, Formation du Mont d'Haus.

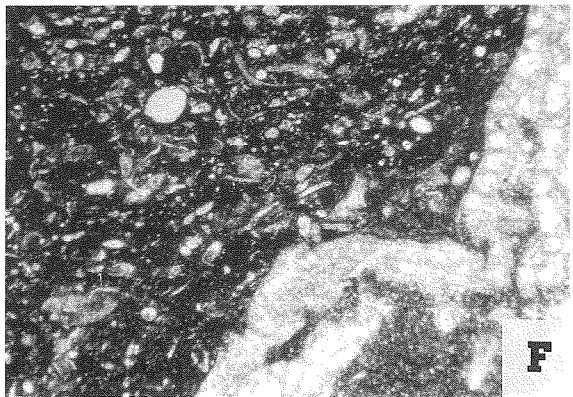
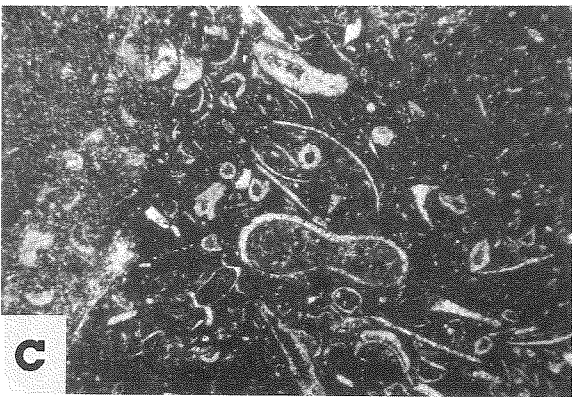
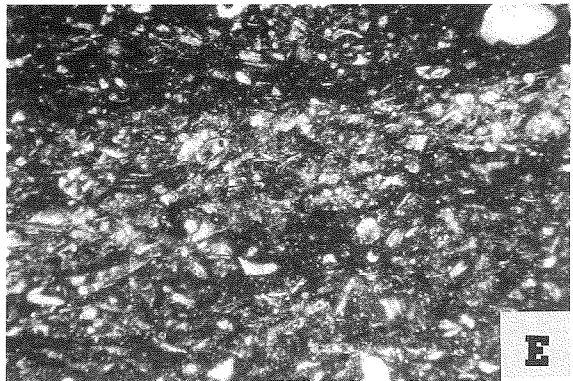
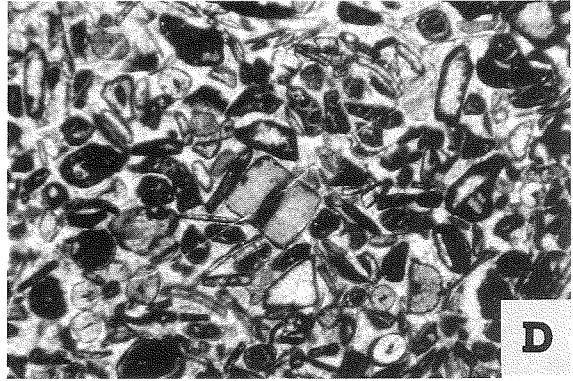
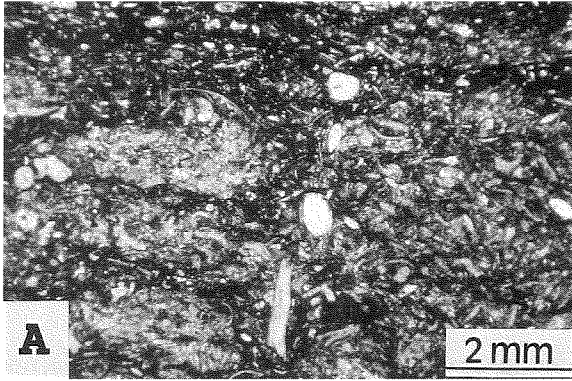


PLANCHE 3

Photo A. Rudstone dolomitique à stromatopores branchus (microfaciès 10); même échelle que planche 2, fig. A. Echantillon 141, Formation du Mont d'Haus.

Photo B. Packstone-grainstone à issinelles, paléobéréselles, péloïdes (microfaciès 11); même échelle que planche 2, fig. A. Echantillon 84, Formation des Terres d'Haus.

Photo C. Grainstone à oolithes (microfaciès 12). Remarquer la forte compaction et l'existence de poches micritiques entre les oolithes; même échelle que planche 2, fig. A. Echantillon 124, Formation du Mont d'Haus.

Photo D. Grainstone à lithoclastes (microfaciès 13); même échelle que planche 2, fig. A. Echantillon 69, Formation de Trois-Fontaines.

Photo E. Mudstone à calcispères (microfaciès 15); même échelle que planche 2, fig. A. Echantillon 173, Formation du Mont d'Haus.

Photo F. Mudstone laminaire dolomitique (microfaciès 16). Remarquer la présence simultanée de lamines riches en cristaux dolomitiques et de lamines de micrite calcitique (bas de la photo); même échelle que planche 2, fig. A. Echantillon 157, Formation du Mont d'Haus.

