

SERVICE GEOLOGIQUE DE BELGIQUE - BELGISCHE GEOLOGISCHE DIENST
PROFESSIONAL PAPER 1993/2 , N° 260, 436 p., 6 pl.

**SEDIMENTOLOGIE ET DIAGENESE
DES MONTICULES MICRITIQUES
"F2J" DU FRASNIEN DE L'ARDENNE**

Fascicule 2

par

Frédéric BOULVAIN

Edition

Imprimerie du Ministère des Affaires Economiques
Rue De Mot, 24 - 1040 Bruxelles
Avril 1993

Editeur

J. Herman : Service Géologique de Belgique
Rue Jenner, 13 - 1040 Bruxelles

Uitgeverij

Drukkerij van het Ministerie van Economische Zaken
De Motstraat, 24 - 1040 Brussel
April 1993

Editeur

J. Herman : Belgisch Geologisch Dienst
Jennerstraat, 13 - 1040 Brussel

Chapitre 7: ORIGINE DU PIGMENT
FERRUGINEUX

"Quand sur toi leur scie a grincé,
 les tailleurs de pierre ont blessé
 quelque Vénus dormant encore,
 et la pourpre qui te colore
 te vient du sang qu'elle a versé".
 Alfred de Musset, Poésies Nouvelles.

A. INTRODUCTION

Depuis plus d'un siècle, les géologues, à l'instar d'Alfred de Musset, se sont étonnés de cette teinte pourprée qui fait la réputation des marbres "griotte", "royal", "rosé", etc... Leur intérêt s'est concrétisé par de nombreuses hypothèses sur l'origine de ce pigment, alimentant un débat qui s'est prolongé jusqu'à nos jours.

Il est vraisemblable que la nature du pigment était connue de longue date, probablement par les carriers, peut-être par les géologues. Dans la littérature, il semble pourtant qu'il faille attendre 1908 pour qu'un géologue identifie l'oligiste (Delhay, 1908 a, p. B252). Par la suite, c'est surtout l'origine du pigment qui va susciter des débats.

La présence d'oxydes de fer a été signalée dans les monticules de marbre rouge sous trois formes différentes:

- un pigment rouge dispersé dans la masse carbonatée (nombreuses références que je détaillerai ci-après);
- des microstromatolithes hématitiques millimétriques (Mamet & Boulvain, 1988 et nombreuses références également détaillées ci-dessous);
- des filaments et coccoïdes hématitiques (Van Laer, 1988 p. 529; Boulvain, 1989).

B. LES MICROSTROMATOLITHES HEMATITIQUES

I. BIBLIOGRAPHIE

Ces petits édifices ont été signalés sous diverses appellations dans la littérature belge:

- "stromatolithes d'eau profonde": Tsien (1977 a, fig. 4b p. 67; 1977 b, fig. 17 p. 198; 1979, fig. 11 p. 109 et p. 120);

- "New gen. 3": Tsien (1979, fig. 31 p. 117 et p. 120);

- "*Renalcis*", "*Epiphyton*", "*Frutexitis*": Tsien (1979, fig. 18-21, p.113, p. 120; 1980, fig. 7 p. 99 et p. 90; 1984, fig. 19 p. 7.23 et p. 7.18); Tsien, Mouravieff & Mountjoy (1980, p. 25); Monty (1982 a p. 343; 1986 c); Mouravieff & Tsien (1983, p. 22, fig. 20 et p. 21); Van Laer (1988 p. 526 par exemple et 179 et suivantes);

- "New gen. 1": Tsien (1980 fig. 7 p. 99 et p. 90; 1984 p. 7.23 fig. 19); Tsien, Mouravieff & Mountjoy (1980 p. 25);

- "endostromatolithes": Monty (1982 a, p. 343; 1986 c); Van Laer (1988, p. 526 par exemple);

- "stromatolithes de cavité": Monty (1982 b);

- "épiphytales": Biron & coll. (1983, pl. IV, fig. 1-3).

En dehors des monticules frasniens de la Belgique, Playford & coll. (1976) signalent des "stromatolithes profonds" ("deep-water stromatolites", p. 562) formant des biohermes pluri-décamétriques sur le tombant récifal de la barrière dévonienne du Canning Basin (ouest de l'Australie). Ces stromatolithes, très finement laminaires, sont de coloration rouge et contiennent des oxydes de fer et plus rarement de manganèse (*op. cit.* p. 558).

II. DESCRIPTION GENERALE

Il s'agit, dans les monticules, de formes microorganiques endobiontes, c-à-d se développant au sein de cavités. Je connais une

dizaine d'exemples de grandes cavités dans lesquelles ces microstromatolithes hématitiques prennent un développement appréciable. Il s'agit en général de fissures ouvertes dans des calcaires rouges, d'extension métrique à décamétrique et d'ouverture décimétrique.

Deux de ces fissures, dans des blocs sciés de la carrière des Croisettes (Vodecée) ont été figurées par Tsien (1977 a, fig. 4 a et b p. 69; 1977 b, fig. 17 p. 198; 1979, fig. 31, p. 117; 1980, pl. 1, fig. 7; 1984, fig. 19a p. 7.23) et Mouravieff & Tsien (1983, fig. 20, p. 22). Dans l'une d'elle, horizontale, les microstromatolithes sont recouverts par de la micrite; dans l'autre, verticale, ils sont cimentés par de la calcite.

Mamet & Boulvain (1988) ont décrit les constructions microstromatolithiques observées dans une fissure verticale du monticule du Hautmont, à Vodelée. Je renvoie à cette publication pour une description des microstromatolithes et de leur mode de croissance. Les figures VII.1, VII.2 et VII.4 illustrent quelques exemples de microstromatolithes

Dans les cavités les plus grandes des biohermes frasniens (fissures plurimétriques), les microstromatolithes peuvent s'organiser en une superstructure que j'appellerai, à la suite de Monty (1982 a, p. 343) endostromatolithe. Il s'agit d'un arrangement radiaire de taille généralement décimétrique de nombreuses colonies microstromatolithiques. Chaque microstromatolithe individuel est séparé de son voisin par 1 à 5 mm de sparite granulaire. Il y a en général apparition d'une lamination concentrique grossière d'ordre supérieur et lorsque ces endostromatolithes sont recouverts de sédiments, leur surface externe, hémisphérique, est nettement délimitée. Outre le cas d'endostromatolithes recouverts de sédiments internes, visibles dans une fissure horizontale du bioherme des Croisettes (bloc scié), il existe, dans des fissures verticales (Les Croisettes, bloc scié), des endostromatolithes cimentés par de la calcite. Ces bioconstructions se disposent en masses mamelonnées sur les parois de la fissure, leur croissance centripète amenant leur jonction vers le centre de celle-ci (fig. VII.3).

III. CHRONOLOGIE DU REMPLISSAGE D'UNE CAVITE PAR DES CONSTRUCTIONS MICROSTROMATOLITHIQUES

Les étapes successives du remplissage d'une cavité par des microstromatolithes (fig. VII.4) sont les suivantes:

1° Etablissement de "voiles" ou "chevelus" traversant la cavité et formation d'amas de colonies globulaires.

2° Croissance centripète de microstromatolithes dans les espaces délimités par les "voiles", ou sur les parois des cavités.

3° Dans certaines fissures, formation d'endostromatolithes.

4° Croissance centripète et précoce de ciment sparitique fibreux, formant des druses dans les cavités résiduelles. La cathodoluminescence (cf. chapitre "diagenèse"), en mettant en évidence les étapes de croissance des cristaux de calcite, confirme cette observation effectuée d'abord en lumière naturelle.

5° Les vides ultimes sont comblés par de la sparite granulaire, éventuellement remplacée par de la dolomite ferrière.

IV. NATURE MINERALOGIQUE DES MICROSTROMATOLITHES

Sous la loupe binoculaire sur surface polie, les microstromatolithes apparaissent généralement entièrement rouges. En lame mince, ils sont constitués d'une alternance de microlamines brun-noires et transparentes (pl. IV, photo 4). L'observation au microscope électronique à balayage (après attaque ménagée à l'HCL) révèle l'existence de zones concentriques plus ou moins riches en cristaux submicroniques d'hématite en plaquettes hexagonales.

En cathodoluminescence, les zones transparentes en lumière naturelle sont brillamment luminescentes dans les jaune-orangés, les zones plus sombres en lumière naturelle ont elles une luminescence très faible à nulle (pl. IV, photos 4 et 5). Ces couleurs de

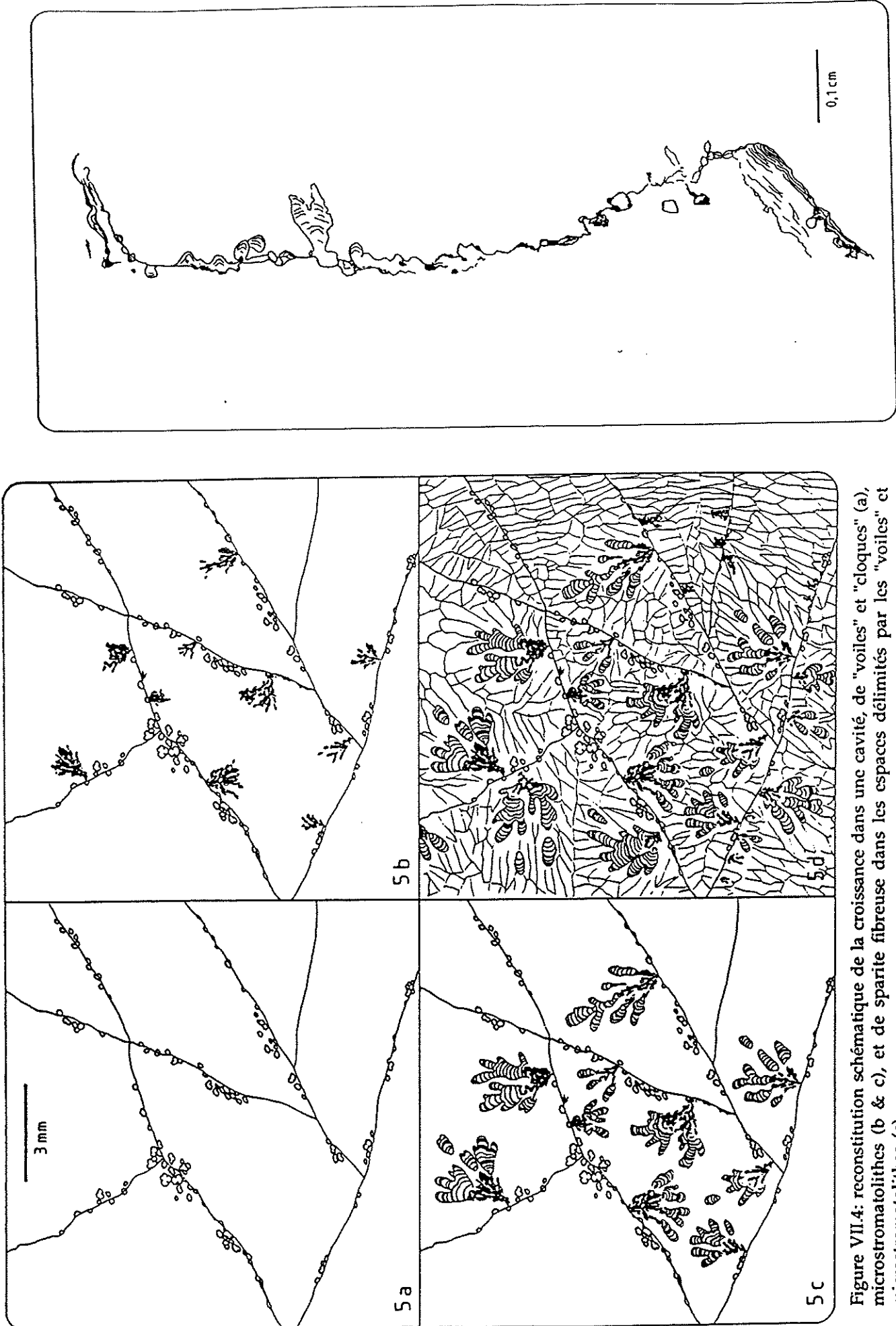


Figure VII.4: reconstitution schématique de la croissance dans une cavité, de "voiles" et "cloques" (a), microstromatolithes (b & c), et de sparite fibreuse dans les espaces délimités par les "voiles" et microstromatolithes (c).

Figure VII.1: schéma de la croissance des microstromatolithes à partir d'un "voile". D'après pl. IV, photo 2. Lame HMC9 H, Hautmont, coupe C.



Figure VII.2: croissance des microstromatolithes à partir d'encroûtements pariétaux de cavité. En blanc: la sparite, en pointillés: la matrice du wackestone rouge à Crinoïdes, spicules, bioclastes (S4). Lamé HMC 13', Hautmont, coupe C.



Figure VII.3: endostromatolithe (en noir) dans une fissure verticale affectant des calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes (pointillés) (S4). La structure caractéristique des endostromatolithes provient de l'arrangement radiaire régulier de nombreux microstromatolithes. En blanc: sparite, en pointillés serrés: vide.

luminescence correspondent respectivement à celle de la calcite sparitique automorphe luminescente (phase 3) manganésifère et à celle de la calcite sparitique automorphe non luminescente (phase 2) ferrifère, mises en évidence dans les séquences diagénétiques des monticules micritiques frasniens (Boulvain, 1989 b).

Pour vérifier si la luminescence vive des microlamines claires était bien provoquée par le même activateur (Amieux, 1982 et chapitre 12) que la luminescence des calcites sparitiques automorphes, des analyses à la microsonde ont été effectuées sur un microstromatolithe provenant de la fissure verticale de la carrière des Croisettes, illustrée à la fig. VII.3. Ces analyses ont montré qu'aucun activateur autre que le manganèse n'était présent. Sur trois points d'échantillonnage, on obtient les résultats suivants:

FeO: non détecté; MnO: 0,85%; MgO: 0,6%; CaO: 95,6%; SrO: 0,05%.

Ceci correspond assez bien à l'analyse moyenne des calcites de la "phase 3" (Boulvain, 1989 b, tabl. 1), avec une teneur en MnO un peu moins importante. Deux analyses effectuées sur une microlamine sombre montrent l'absence de manganèse et la présence de faibles quantités de FeO, proche de la limite de détection (0,05%, pour un intervalle de confiance de 3 σ).

C. LES FILAMENTS ET COCCOÏDES HEMATITIQUES

I. DESCRIPTION

Ces formes hématitiques sont rares dans les monticules micritiques. Je les ai décrits (1989 b) dans un remplissage de cavité (un *Receptaculites*), provenant d'un bloc de la carrière de Rochefontaine, dans les calcaires rosés à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, *Stromatopores* (S5) (fig. VII.5).

Macroscopiquement, les sédiments internes consistent en péloïdes millimétriques de couleur rouge sang, microspar rosé et gris, sparite et dolomite ferrifère. Les péloïdes sont le premier sédiment interne. Une lame mince taillée dans ce sédiment montre, outre des microbrèches irrégulières, parfois anguleuses, de 0,5 à 1,5 mm de diamètre, des agrégats

irréguliers à bordure externe peu nette, de 2 à 4 mm de dimension, de couleur rouge (fig. VII.6). A plus fort grossissement, on constate que ces agrégats consistent en un feutrage lâche de filaments rougeâtres, flexueux, non dichotomes de 1 à 3 μm de diamètre pour plusieurs dizaines de μm de longueur, accompagnés de sphères de 5 à 10 μm de diamètre (pl. IV, photo 1). Ces filaments et coccoïdes sont cimentés par de la sparite fibreuse et granulaire.

Divers essais ont été tentés pour visualiser la structure tridimensionnelle du feutrage: des échantillons polis ont été suspendus dans des solutions acides diluées (HCl 0,05 M, acide acétique 1 M), puis séchés, métallisés et observés au microscope électronique à balayage. Des échantillons fraîchement cassés et non attaqués ont été également observés. Malheureusement, aucune structure filamenteuse ou coccoïde n'a pu être détectée; tout au plus, dans les meilleurs cas, peut-on observer, sur la surface de l'échantillon, des arrangements lâches de plaquettes hexagonales d'hématite, mimant une structure circulaire. Il semble donc que les cristaux d'hématite ne soient pas soudés les uns aux autres et qu'en dissolvant la calcite, on perde le support qui maintenait leur cohésion sous forme de filaments ou coccoïdes.

J'ai depuis retrouvé ces filaments et coccoïdes dans des sédiments internes microsparitiques de *Stromatactis*, au sein de péloïdes de remplissages de cavité (éch. PM 145, SC 122) et également en association avec les microstromatolithes décrits ci-dessus. Voyons comment se présente cette "association".

Une lame mince d'un endostromatolithe, prélevée dans la fissure verticale déjà signalée dans un bloc de la carrière des Croisettes (fig. VII.3), montre des filaments et coccoïdes hématitiques semblables à ceux décrits précédemment. Ces filaments se concentrent dans certaines zones riches en hématite des microstromatolithes, mais perdent leur individualité, ce qui rend leur identification difficile. Par endroit, les filaments forment un pont entre deux colonettes (pl. IV, photo 4). En cathodoluminescence, les filaments ne ressortent pas par rapport à la calcite fibreuse (pl. IV, photo 5).

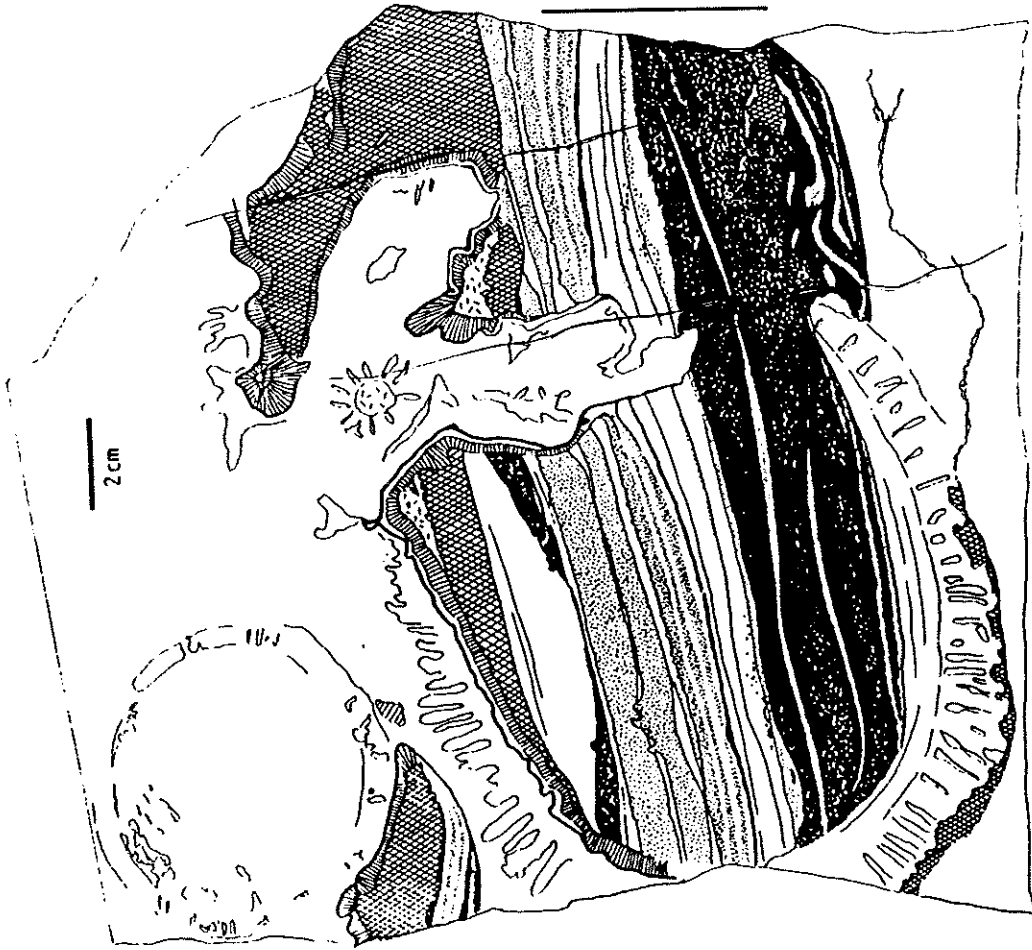
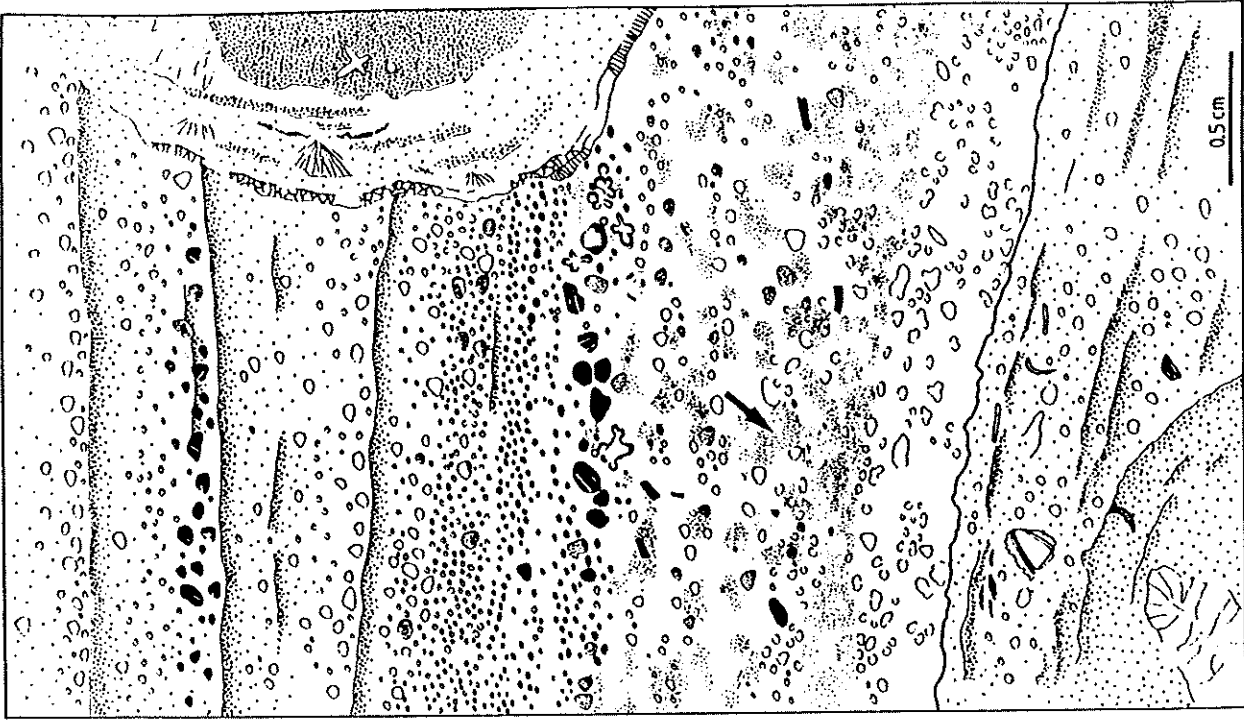


Figure VII.5: Eponge à remplissage complexe dans des calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatolites*, Stromatopores (S5). En blanc: microspar rosé; en pointillé fin: tapis cryptalgair à péloïdes; en pointillé grossier: péloïdes et feutrage de filaments hématitiques; "s": sparite granulaire; "d.f.": dolomite ferrifère; "c.r.": sparite fibreuse. La barre noire, à droite de la figure, situe la lame mince de la fig. VII.6. Bloc, carrière de Rochefontaine, niveau moyen du bioherme.

Figure VII.6: lame mince dans le remplissage de cavité de la fig. VII.5: feutrage de filaments hématitiques (pointillé fin vers le milieu de la figure). En blanc: la sparite; en pointillé grossier: le microspar. Les petits cercles représentent des péloïdes, dont certains sont hématitisés (en noir). La flèche situe la photo 1, pl. VIII.

Un autre type de filaments se développe le long d'une paroi de la même fissure (fig. VII.7 a). Il s'agit ici encore de filaments non dichotomes de plusieurs centaines de μm de longueur, mais dont le diamètre atteint 10 μm , avec des constriction régulièrement espacées, délimitant une suite de cellules ovoïdes (fig. VII.7 b). En lumière naturelle réfléchie, un concrétionnement apparaît nettement autour de ces cellules; le matériau ne semble pas être de l'hématite et des analyses à la sonde ont donné les résultats suivants (trois analyses):

FeO: 2,45% avec de fortes variations; MnO: non détecté; MgO: 1,4%; CaO: 95,85%; SrO: 0,08%.

Il s'agit donc d'une calcite, par endroit riche en fer (cette teneur dépasse nettement celle de la calcite ferrifère correspondant à la "phase 4" de cimentation de Boulvain, 1989 b, tableau 1). Il est difficile, étant donné le type d'analyse, de savoir si le fer est sous forme de granules submicroniques ou s'il est dispersé dans le réseau du carbonate. Dans ce dernier cas, on peut émettre l'hypothèse que la nature carbonatée du concrétionnement serait due à des conditions particulières d'oxydo-réduction régnant dans la fissure à l'époque du développement des filaments (Harder, 1919 p. 55).

II. ATTRIBUTION TAXONOMIQUE: LES ORGANISMES FERRUGINEUX

L'observation de coccoïdes et de filaments ferrugineux microscopiques fait immédiatement penser aux Ferrobactéries (Winogradsky, 1888). Ces microorganismes ne sont cependant pas les seuls à précipiter le fer sous forme oxydée⁽¹⁾, puisque dans le groupe des organismes ferrugineux (Gaidukov, cité par Pringsheim, 1952 p. 208), on compte des Cyanobactéries (Knoll & Awramik, 1983, p. 294: exemple: dans les stromatolithes du Gunflint Iron Formation, du Protérozoïque de l'Ontario; Knoll, 1986, p. 126), des Protistes (exemples actuels: Euglénidés, Chlamydomonadacées; Pringsheim, 1952, p. 209), des Champignons (exemple: dans les oolithes ferrugineuses jurassiques de la Minette de Lorraine;

Dahanayake & Krumbein, 1986; exemple actuel: dans le vernis du désert, en association avec des Lichens, Cyanobactéries, etc...; Krumbein & Jens, 1981) et bien sûr, plusieurs types de Bactéries, détaillées ci-après (tab. VII.1).

Les organismes ferrugineux sont ubiquistes (Pringsheim, 1952, p. 210, Ghiorse, 1984, p. 519). On les observe dans des milieux aussi différents que les fonds marins (exemple: fjord à eaux stratifiées en Colombie britannique, nodules ferro-manganésifères des grands fonds, Cowen & Silver, 1984; tapis bactériens à proximité des événements hydrothermaux, Jannasch & Nelson, 1984; Karl & coll., 1988), en suspension dans les eaux océaniques sur des agrégats et pellets (Cowen & Silver, *op. cit.*), dans les marais, lacs, rivières (Ghiorse, 1984 a et observations personnelles dans des ruisseaux belges, islandais, etc...), dans des effluents industriels (Kuenen & Robertson, 1984 p. 311), dans les sols (Nealson, 1983 p. 173) et dans des puits, systèmes d'adduction d'eau, de drainage, etc..., (Harder, 1919 p. 13-14; Van Veen & coll., 1978 p. 348), dans les sources ferrugineuses (Pringsheim, 1952 p. 210) et même en environnement désertique. Ces environnements n'ont en commun que de mettre à disposition des organismes, à la fois du fer (et du manganèse) à l'état réduit et de l'oxygène (Pringsheim, *ibid.*).

Les structures filamenteuses observées dans les diverses cavités des monticules microcritiques frasniens ont été identifiées par le Dr. Z. Moureau, du Laboratoire de Microbiologie de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, comme des Ferrobactéries engainées, du "groupe" *Sphaerotilus-Leptothrix*.

1. Les Ferrobactéries

Les Ferrobactéries se distinguent morphologiquement facilement des Champignons, qui développent un mycelium de diamètre nettement plus important (voir par exemple Dahanayake & Krumbein, 1986 p.91; Krumbein & Jens, 1981, fig. 15-18; Nealson, 1983 fig. 6.6-6.10). Leur ressemblance avec des Cyanobactéries est par contre plus marquée et pourrait poser un problème d'identification (Knoll, 1986 p. 126; Knoll &

(1): je n'envisage pas ici les organismes précipitant le fer sous forme réduite; on peut consulter par exemple Nealson, 1983, p. 179 et suivantes.

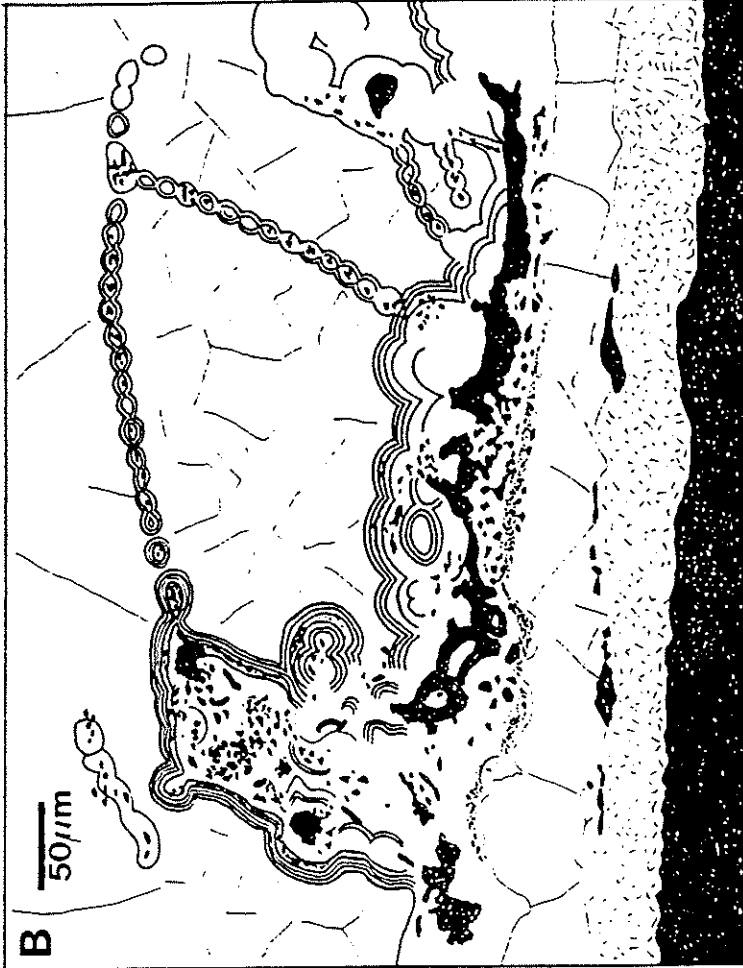


Figure VII.7 A: filaments hématitiques (en noir) dans une fissure affectant des wackestones rouges (pointillés) à Crinoïdes, spicules, bioclastes (S4). En blanc: la spartite; en pointillé serré: microspar rouge; au milieu de la figure: brèche comprenant du microspar rouge (pointillé) et un tapis crypialgaire à "structure grumeleuse" ("sg"). Le rectangle "B" situe l'agrandissement de la fig. VII.7 B. Même fissure que fig. VII.3, bloc, carrière des Croisettes.

Figure VII.7 B: détail de la figure VII.7 A: filaments carbonatés concrétionnés, formés d'une suite de "cellules" ovoïdes. Ces filaments prennent naissance à partir d'encroûtements pancéaux mamelonnés. En noir: hématite; en blanc: spartite; en tiré: microspar.

 MICROORGANISMES FERRUGINEUX

(Protistes: Flagellés: Euglénidés,
Chlamydomonadacées, etc...) pas d'exemple fossile

Champignons: *Papilospora, Aureobasidium, Cryptococcus,...*

Cyanobactéries: *Gunflintia?,...*

Eubactéries: acidophiles: *Thiobacillus, Ferrobacillus, Metallogenium?*

de pH neutre: Bactéries coccoïdes: *Siderococcus, Siderocapsa,*
Naumaniella, Ochrobium, etc...

Bactéries pédonculées ou bourgeonnantes:
Galionnella,...

Bactéries engaînées: *Sphaerotilus, Leptothrix,*
Chlonothrix, Crenothrix, Streptothrix,
Phragmidiothrix.

Bactéries formant des filaments dichotomes:
Actinomyces.

Tableau VII.1: classification des microorganismes ferrugineux. D'après Harder (1919), Pringsheim (1952), Van Veen & coll. (1978), Nealson (1983), Ghiorse (1984).

Awramik, 1983 p. 294 et fig. 10.2 b)⁽²⁾, mais compte tenu de la présence des filaments frasniens au sein de cavités, nous avons éliminé cette possibilité.

a. Classification

Les Ferrobactéries sont généralement classées en deux groupes: les formes qui se développent en milieu acide (mines de sulfures ou sources chaudes) comme *Thiobacillus ferrooxidans*, microorganisme également actif dans l'oxydation du soufre inorganique (Nealson, 1983, p. 168) et les formes de milieux à pH neutre, détaillées ci-après.

Les Ferrobactéries acidophyles sont les seules Eubactéries dont le rôle actif dans la précipitation du fer soit clairement mis en évidence, contrairement aux Bactéries de milieu neutre, où l'oxydation du fer peut être un processus de nature purement physico-chimique (Nealson, *id.* p. 170-171). Une vive controverse existe donc sur le rôle des Bactéries ferro-oxydantes de pH neutre; oxydent-elles activement le fer ou l'accumulent-elles passivement? Cette controverse débouche bien sûr sur le problème de leur possible autotrophie, qui n'a pas encore été démontrée (Ghiorse, 1984 b, 1989 et discussion dans Pringsheim, 1952, p. 208).

En tout état de cause, les Ferrobactéries fixent le fer à la surface de leurs parois, qui sont fortement anioniques, d'abord en proportion stoechiométrique, ensuite, par effet de nucléation, en proportion non stoechiométrique (Beveridge & Fyfe, 1985; Ferris & coll., 1988). Beveridge (1984) a montré d'ailleurs que même après ingestion et digestion par des prédateurs les fragments de gaines peuvent stocker une grande quantité de métaux (p. 606) et les entraîner dans le sédiment.

Au sein des Bactéries ferro-oxydantes de pH neutre, on distingue les groupes suivants (Harder, 1919; Van Veen & coll., 1978; Nealson, 1983; Ghiorse, 1984; Z. Moureau, comm. écrite):

- les Siderocapsaceae qui déposent le fer ferrique dans ou sur leurs capsules. *Siderococcus* a une forme coccoïde, *Siderocapsa* coccoïde ou ovoïde et *Naumaniella* une forme de batonnet;

Ces Bactéries du fer ne sont pas signalées en milieu marin, sauf très récemment par Cowen & Silver (1984), qui ont observé de nouvelles Bactéries coccoïdes dans des macroparticules au sein de la colonne d'eau, par 120 m de profondeur (p. 1341) et par Karl & coll (1988), dans des tapis bactériens à proximité d'événements hydrothermaux. Les organismes coccoïdes souvent associés aux filaments hématitiques dans les échantillons frasniens pourraient donc être des Siderocapsaceae;

- les Bactéries pédonculées, dont *Galionella ferruginea*, en forme de haricot, qui produisent un pédoncule spiralé imprégné de fer ferrique, très reconnaissable;

- les Bactéries ferro-oxydantes engainées dont font partie le groupe *Sphaerotilus-Leptothrix* (pl. IV, photo 3). Les filaments hématitisés observés dans le Frasnieu ont des gaines comparables à ces organismes.

Les *Sphaerotilus* ne précipitent que le fer, alors que les *Leptothrix* peuvent précipiter le fer et le manganèse. Certaines souches peuvent néanmoins perdre cette dernière faculté. Toutes ont été observées dans l'eau de mer, quoique leur tolérance aux sels soit faible (Van Veen & coll., 1978 p. 344). La précipitation d'oxydes a lieu sur la gaine, au sein d'une couche mucilagineuse (*id.* p. 345).

b. Ecologie des Bactéries ferro-oxydantes engainées

Une des questions que l'on peut se poser est évidemment l'avantage que retire la Bactérie de la fixation du fer ou du manganèse. Cette question est malheureusement liée au problème actuellement non résolu de l'autotrophie (chémolithotrophie) ou de l'hétérotrophie du groupe (Nealson, 1983 p. 171; Ghiorse, 1984b; Van Veen & coll., 1978; Pringsheim, 1952). On constate cependant que, à l'exception de *Sphaerotilus*, ces Bactéries peuvent vivre dans des milieux pauvres en matière organique (Pringsheim, 1952 p. 209), ce qui renforcerait l'hypothèse d'une autotrophie partielle (amphi- ou mixo-

(2): ces auteurs étudient des Cyanobactéries ferro-oxydantes dans des stromatolithes peu profonds du Protérozoïque de l'Ontario.

trophie) par utilisation de l'énergie d'oxydation du fer pour assimiler l'azote inorganique (le carbone inorganique semble inassimilable: Van Veen & coll., 1978 p. 343).

Une autre utilisation du fer ou du manganèse par ces Bactéries pourrait être un mécanisme de protection contre une élévation trop importante de la teneur du milieu en oxygène, en H_2S , en H_2O_2 (détoxification) (Lalou, 1957; Nealson, 1983 p. 176), une protection contre la toxicité du métal (Ghiorse, 1989 p. 165) ou encore une protection mécanique contre diverses agressions du milieu (Nealson, 1983 p. 178).

Les Bactéries du "groupe" *Sphaerotilus-Leptothrix* se développent à des pH compris entre 6,5 et 8,1 (Van Veen & coll., 1978 p. 344), pour des températures entre 15 et 40° C (*ibid.*). Ces Bactéries sont microaérophiles (Van Veen & coll., *ibid.*; Ghiorse, 1984 b p. 527). Elles vivent dans des environnements où le fer et le manganèse sont disponibles sous forme réduite, mais où le potentiel redox est suffisamment élevé pour que l'oxydation puisse se faire. Ces environnements peuvent être des sédiments ou des corps d'eau appauvris en O_2 (cas des fjords de Colombie britannique par exemple: Nealson, 1983), éventuellement à la suite d'une forte concentration en matière organique (cas des eaux polluées par des engrais par exemple: Pringshein, 1952 p. 214) et riches en fer et/ou manganèse. Il peut s'agir aussi de microenvironnements (macroparticules ou pellets dans la colonne d'eau: Cowen & Silver, 1984 p. 1341), où les Bactéries ferro-oxydantes sont associées à d'autres microorganismes qui maintiennent une concentration d' O_2 relativement basse (*ibid.*).

III. DISCUSSION: LES BACTERIES FERRO-OXYDANTES FRASNIENNES

Ces microorganismes sont préservés dans deux types d'environnements:

- au sein de fissures, plus ou moins vastes, en feutrage lâche ou en association avec des endostromatolithes;
- dans des remplissages microsparitiques de *fenestrae*, souvent au sein de péloïdes. Le foisonnement des Bactéries peut être mis en relation avec l'existence de microenvironnements riches en matière organique, comme décrit

dans la nature actuelle (Cowen & Silver, *op. cit.*, p. 1342), conduisant à une modification locale du Eh et une solubilisation du fer.

Quelles étaient les conditions de milieu régnant dans les fissures des monticules à l'époque du développement des Bactéries ferro-oxydantes, et quelles étaient leurs relations avec les endostromatolithes?

1. Quand les Bactéries ferro-oxydantes se sont-elles développées?

Plusieurs arguments tendent à démontrer **une croissance précoce des Bactéries** dans les fissures et cavités des monticules:

- dans les cavités, elles sont incluses dans un sédiment interne (microspar ou pseudospar) lui-même contemporain du développement du monticule (antérieur par exemple au remplissage par le sable crinoïdique, contemporain de l'édification des niveaux moyen et supérieur des biohermes);
- elles sont cimentées dans certaines fissures par du ciment fibreux, lui-même précoce (Boulvain, 1989 b; voir également les arguments présentés dans le chapitre 12 consacré à la diagenèse);
- enfin, une fissure déjà illustrée (fig. V.30), à Hautmont, montre des endostromatolithes et des Bactéries ferro-oxydantes, cimentées par de la calcite fibreuse, surmontés de sédiments microsparitiques à Tabulés branchus, provenant d'un banc situé à quelques dizaines de cm plus haut, au niveau de l'ouverture de la fissure.

Ces arguments jouent aussi pour les endostromatolithes, souvent associés aux Bactéries ferro-oxydantes.

2. Quelles pouvaient être les conditions régnant dans les fissures?

Il faut envisager un milieu où le fer est disponible sous forme réduite, en même temps qu'une certaine quantité d'oxygène. La grande rapidité de croissance des Bactéries ferro-oxydantes peut conduire en quelques jours à la fixation de grandes quantités de métaux (Cowen & Silver, 1984).

Il faut également garder présent à l'esprit le fait que ces fissures ont été le siège de la précipitation de quantités importantes de calcite fibreuse, nécessitant la circulation de grands volumes d'eau. Il n'est cependant pas prouvé que la croissance bactérienne ait joué un rôle actif dans la cimentation calcitique⁽³⁾.

3. Les Bactéries ferro-oxydantes et les endostromatolithes

J'ai montré précédemment les relations géométriques pouvant exister entre microstromatolithes et Bactéries ferro-oxydantes. J'ai montré également que les microstromatolithes résultaient de l'empilement de microlamines de calcite riche en cristaux submicroniques d'hématite et de microlamines de calcite contenant du manganèse. Les microlamines à hématite sont nettement moins abondantes que les microlamines manganésifères.

Une analyse par microsonde (fig VII.8 a) d'une gaine bactérienne frasnienne (éch. CR) a montré que celles-ci ne contiennent que du fer et pas de manganèse décelable. Ce résultat est confirmé par les données de cathodoluminescence, puisqu'on n'observe qu'une très faible luminescence des filaments. On peut comparer cette analyse à une analyse d'une gaine de *Leptothrix* actuelle (pl. IV, photo 3), provenant du ruisseau de la Woluwe et contenant outre du manganèse et du fer, du silicium, de l'aluminium,... (fig. VII.8 b), comme mentionné par Ghiorse (1984 b p. 534), pour *Galionella*. L'absence de manganèse dans les gaines des bactéries frasniennes peut-être due à plusieurs causes:

- il pourrait s'agir de souches ne précipitant pas le manganèse. Cowen et Silver (*op.cit.*) signalent aussi qu'une même souche de Bactéries peut avoir des préférences: ils constatent que les mêmes microbes précipitent le fer dans la colonne d'eau océanique à partir de -120 m et le manganèse à partir de profon-

deurs plus importantes (-700 m, - 1450 m suivant les échantillons, id., tableau 1 p. 1342);

- au contraire, on pourrait envisager le cas de souches ayant cette capacité, mais croissant dans un milieu où le manganèse n'est pas disponible. Ce cas est rare dans le milieu marin (Krauskopf, 1957; Seyfried & Bischoff, 1977) où le fer est moins mobile que le manganèse;

- on peut également envisager un départ sélectif du manganèse durant la diagenèse, mais l'étude en cathodoluminescence n'a montré aucun enrichissement en manganèse dans l'environnement immédiat des filaments.

Compte tenu des relations géométriques entre Bactéries ferro-oxydantes et microstromatolithes, on pourrait envisager une participation des premières à la formation des microlamines les plus riches en fer des seconds (cela apparaît à la pl. IV, photo 4, où l'on voit des filaments bactériens passant d'une colonne microstromatolithique à l'autre, au niveau de microlamines riches en fer).

De même d'autres morphologies, comme les voiles, peuvent être attribuées aux Bactéries ferro-oxydantes et ce d'autant plus que la formation de structures identiques (chevelus, draperies) est visible actuellement dans les milieux où se développent ces microorganismes.

Les colonnes microstromatolithiques suggèrent l'existence de communautés complexes de Bactéries, dont les Ferrobactéries ne seraient qu'une des composantes⁽⁴⁾, particulièrement apte à la fossilisation suite à leur minéralisation (Ferrys & coll., 1988).

Dans les stromatolithes inter- et subtidaux, actuellement bien étudiés, de telles communautés, dominées par les Cyanobactéries, ont été mises en évidence (Davies, 1970, p.181; Golubic, 1976 a, b). Leur composition taxonomique, jointe aux ef-

(3): des cultures de Ferrobactéries provenant de mares du parc de la Woluwe, à Bruxelles, ont cependant montré que coexistaient développement de Bactéries ferro-oxydantes et précipitation de cristaux de CaCO_3 (analyses sonde effectuées par A. Bernard, ULB). Il n'a pas été possible de discerner si cette précipitation avait un caractère purement physico-chimique ou était induite par le métabolisme bactérien.

(4): Il est intéressant d'ajouter que Z. Moureau a observé, dans les cultures de Bactéries ferro-oxydantes dont j'ai déjà fait mention, le développement, à partir d'un "voile", de colonnes millimétriques rappelant par leur forme extérieure les microstromatolithes frasniens. Nous n'avons malheureusement pas pu observer ces structures en coupe.

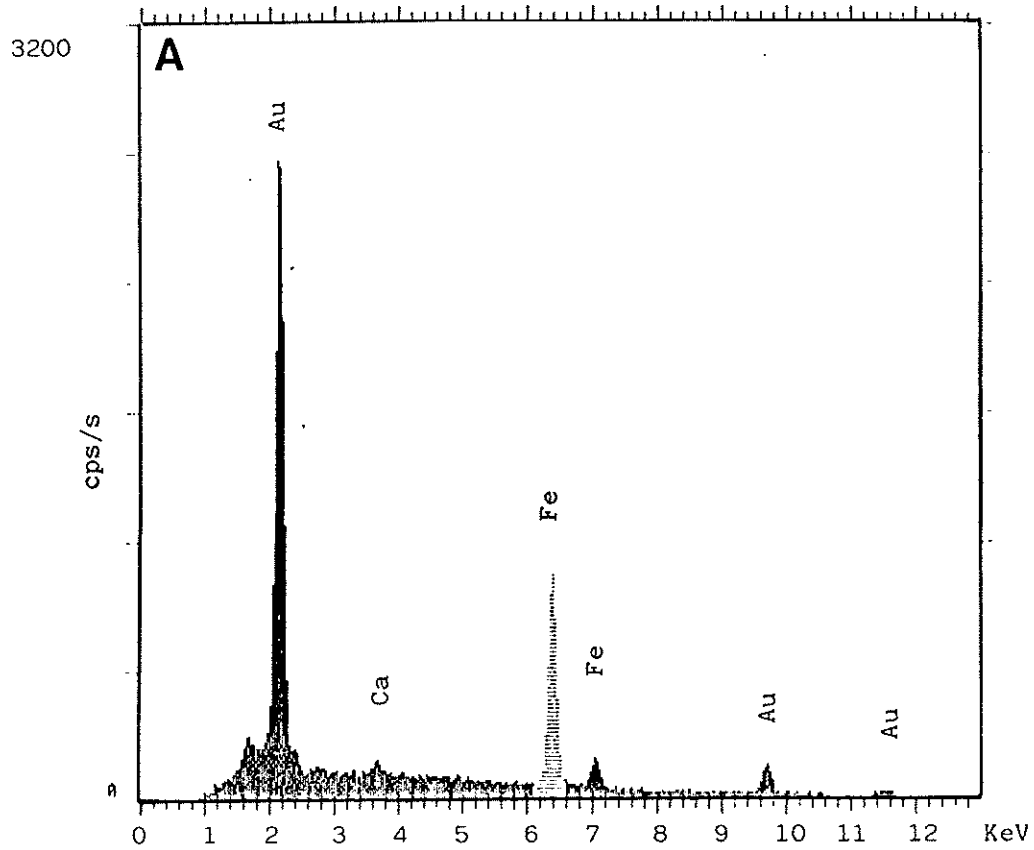
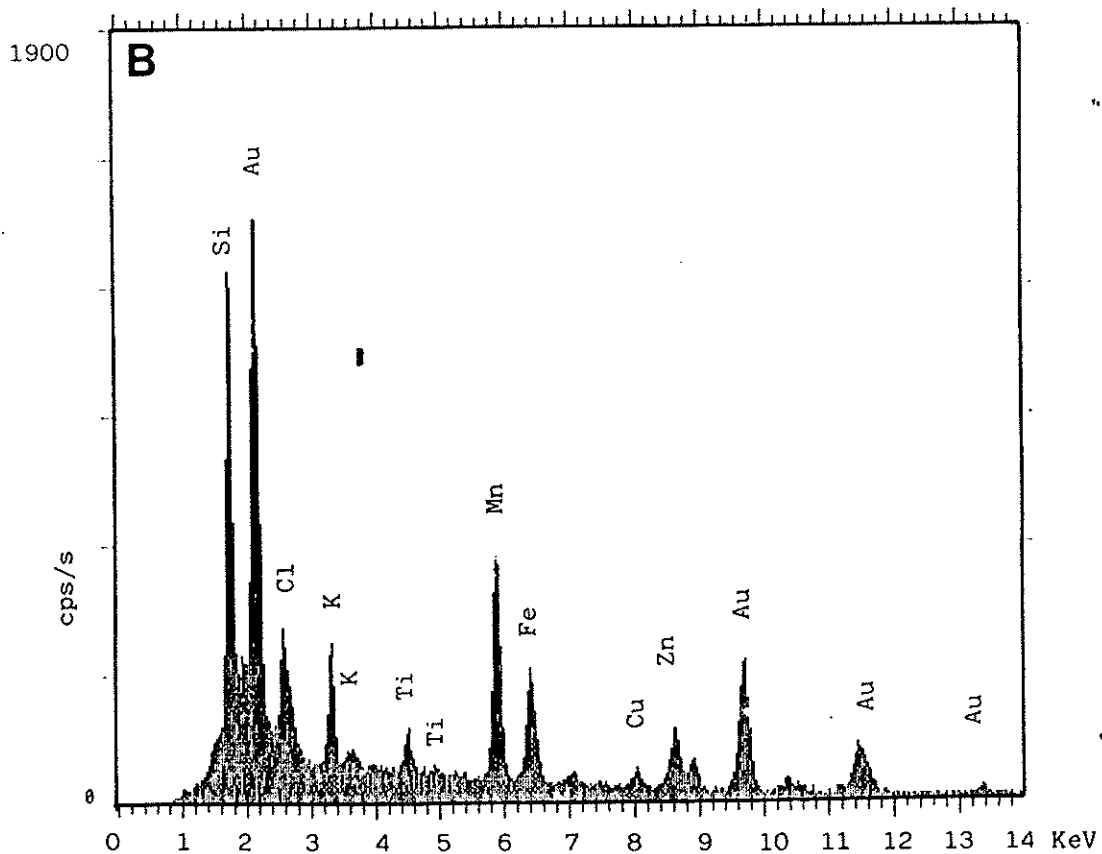


Figure VII.8: analyse par microsonde d'une gaine de Ferrobactérie frasnienne (échantillon provenant de la fissure illustrée fig. VII.3) (A) et d'une gaine de Bactérie du groupe *Sphaerotilus-Leptothrix*, provenant de la Woluwe (B). Les échantillons ont été métallisés à l'or.



fets des facteurs du milieu peut même être à l'origine de différences morphologiques entre divers types de constructions (Serebryakov, 1976, p. 321-322).

La lamination visible dans les microstromatolithes frasniens ne peut être attribuée à une alternance de croissance cyanobactérienne ou bactérienne et de sédimentation détritique, comme c'est souvent le cas pour les stromatolithes tidaux (Monty, 1976, p. 211-215; Park, 1976, p. 379; Hardie & Ginsburg, 1977, p. 50-84 et p. 92-97), mais d'autres mécanismes rythmiques peuvent être envisagés (Monty, *op. cit.*, p. 197-227), dont:

- croissance alternée de deux types de microorganismes;
- calcification périodique;
- enrichissement périodique du milieu en nutriments (organiques ou minéraux, par exemple, fer ou manganèse).

Cette dernière hypothèse pourrait être envisagée, combinée avec la première: on pourrait imaginer un apport périodique de métaux, éventuellement lié à une variation périodique du Eh, combiné avec une alternance entre Bactéries fixatrices du fer et du manganèse.

D. LE PIGMENT FERRUGINEUX DISPERSÉ

I. HISTORIQUE

C'est à Delhayé que l'on doit probablement la première détermination du pigment rouge et également, la première théorie génétique. L'origine du fer est pour lui continentale:

"(...) l'analyse chimique montre que les proportions de fer et d'argile varient toujours dans le même sens. L'élément colorant est dû à de l'oligiste, qui imprègne de façon très intime, tous les constituants de la pâte détritique. On doit considérer qu'il a été introduit au moment même de la formation de ces calcaires, en même temps que les matières argileuses, sous la forme de fines particules

limoniteuses insolubles (...)" (Delhayé, 1908 a, p. B252).

Après son dépôt, le fer est réduit dans le sédiment, sous l'influence de l' H_2S résultant de la décomposition des organismes, puis oxydé à nouveau par des eaux atmosphériques oxydantes, lors de la phase orogénique (*ibid.*).

Delhayé n'exclut pas les remobilisations à petite échelle:

"La répartition de cette matière [le pigment rouge] dans la pâte calcaire a peut-être été très uniforme à l'origine, mais elle a subi des remises en mouvement qui en ont modifié profondément la distribution. Au microscope, on observe que le pigment est irrégulièrement distribué par plages ou en traînées ou (...) formant des liserés aux coquilles dont il pénètre les pores." (Delhayé, 1932, p. 87).

Delhayé a également remarqué que la coloration des "récifs de marbre rouge" du bord sud du Synclinorium de Dinant est plus pâle que celle des "récifs" du Massif de Philippeville (1913 b, p. B487, note 1). Il attribue cette différence soit à une "dilution" du pigment dans l'océan, au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la côte, soit à une décoloration secondaire par circulation d'eaux, plus importante dans les petits édifices du bord sud du synclinorium.

Remarquons que Delhayé ne donne pas d'explication bien claire à l'existence de types de marbres de couleur différente au sein d'un même récif. Une explication est avancée en 1910 par Harroy, à partir d'une hypothèse proche de celle de Delhayé:

"(...) le marbre doit sa coloration rouge aux sels de fer qu'il contenait originellement ou qu'il a reçus lors de l'envasement. Ils ont été transformés en sels ferriques par oxydation et sur-oxydation (...). La circulation des eaux parvenait à hydrater l'oxyde ferrique en formant un corps plus soluble, qui peu à peu est éliminé." (Harroy, 1910, p. M329-330).

Le marbre gris résulte donc d'un lessivage du pigment rouge présent partout. A propos des "griottes", Harroy écrit:

"Cette nouvelle rubéfaction [de la griotte supérieure] est un phénomène de contact contemporain, tandis que la concentration du beau marbre rouge au fond des gisements est un phénomène lent dû à la circulation lente des eaux dans toute la masse (en relation peut-être avec le niveau de la nappe aquifère) et à l'oxydation. En un mot, les marbres rouges doivent leur coloration à l'action de l'air et de l'eau sur les sels de fer qu'ils contiennent ou qu'ils ont reçus des schistes qui les entourent." (Harroy, 1910, p. M333).

Lecompte aussi fait allusion à l'origine continentale du pigment ferrugineux (1956, p. 16; 1958 a, p. 1057; 1958 b, p. 397; 1959 b, p. 26, 111; 1966, p. B25; 1967, p. 35):

"L'apport terrigène consiste uniquement en phyllites et en pigment ferrugineux finement divisé." (Lecompte, 1936, p. 77).

Dans la même étude, il remarque (p. 56) la coexistence du pigment rouge et de cristaux de pyrite.

Moniez reprend également cette interprétation (1961, p. 105-106, 109) et ajoute que "On a (...) une disposition zonaire autour des *Stromatactis*, avec alternance de dendrites rouges et grises" (*op. cit.*, p. 106).

Dumon oppose la couleur des "griottes" et des schistes encaissants. Il attribue cette différence à une variation de l'oxygénation du milieu:

"Le fer est à l'état d'oxyde ferrique. C'est la raison de la coloration rouge des marbres griotte et royal. Latéralement à un niveau inférieur à la croissance du récif se déposent des schistes verts. Ici, le fer n'est pas à l'état d'oxyde ferrique, le milieu sans doute est moins oxygéné." (Dumon, 1964, ch. 31).

La même interprétation est reprise, vingt ans après, par T. Reijers:

"If iron, washed into the sea during the transgression, was trapped within the belt in which carbonate mud-mounds form, it can be postulated that only the iron trapped within the mud-mound stood a chance of being oxidised because it remained with the "growing" mud-mound in the shallowest part of the depositional environment. The remainder of the iron had been deposited between mounds in an overall reducing environment, where it became green (...)" (Reijers, 1984, p. 28).

Les hypothèses de Lecompte, Moniez, Dumon et Reijers ont donc comme corollaire que l'absence de coloration du marbre gris est due à un arrêt du dépôt de pigment ferrugineux (et d'argiles), provoqué par le passage de l'édifice en "zone subturbulente".

C'est, je pense, à Monty & coll. (1982), que l'on doit la première suggestion de l'origine microbienne du pigment ferrugineux (quoique la contribution de microorganismes dans la précipitation de certains minerais de fer soit connue depuis Ehrenberg, en 1836 [cité par Harder, 1919]; c'est un bel exemple de manque de communication entre disciplines).

"(...) The bulk of the insolubles consists here of *in situ* microbial hematite (...)" (Monty & coll., 1982, p. 339);

Van Laer (1988) remarque la présence, à l'intérieur des cristaux de microsparite, d'un pigment d'oxyde de fer "diffus". Il attribue sa présence au métabolisme des microbes qui sont à l'origine de la précipitation de la boue carbonatée:

"(...) il est fort probable que l'hématite ait été liée aux mucilages organiques (...) les microbes calcifiants pourraient avoir utilisé le fer comme piège à oxygène." (*op. cit.*, p. 530-531).

Le fer est disponible suite à la présence d'argiles (*op. cit.*, p. 531). Aucune argumen-

tation ou observation n'étaient cependant les hypothèses avancées par ces auteurs.

Enfin, j'ai en 1989, publié un court article qui attribue le pigment d'oxyde de fer à la dégradation, par microsparitisation, de tubes microbiens ferrugineux (voir 1989 c, pl. 1).

"Dans certaines zones, (...), apparaissent des reliques de filaments qui (...), peuvent être rapportées à un feutrage de micro-organismes ferro-oxydants (...). Ce feutrage, conservé dans certaines cavités et scellé par de la sparite a été détruit dans la matrice par le néomorphisme de la micrite" (1989 c, p. 83).

Mentionnons aussi d'autres édifices carbonatés contenant un pigment ferrugineux rouge décrits dans la littérature: des monticules turoniens à Rudistes de Tunisie (Camoin & Maurin, 1988); des "patch reefs" cambriens à Archaeocyathes du Labrador, Canada (James & Kobluk, 1978); des récifs holocènes émergés de Guam, Micronésie (Siegrist & Randall, 1985); des édifices à *Stromatactis* de l'Ordovicien du Tennessee, USA (Ruppel & Walker, 1982); des biohermes permien à Algues des Alpes méridionales (Flügel, 1981), etc...

II. REPARTITION DU PIGMENT FERRUGINEUX

Nous avons vu, d'une manière générale, dans le chapitre consacré à la description des litho- et microfaciès que l'intensité de la pigmentation rouge est une donnée caractéristique des faciès, au même titre par exemple que l'abondance des péloïdes, des Girvanelles, etc... L'intensité de la pigmentation diminue depuis les calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3) jusqu'aux calcaires gris à Coraux, Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires (S8). Cette succession correspond, dans le cas des monticules du type "Les Bulants" à une évolution verticale des édifices, et dans le cas des monticules du type "Les Wayons-Hautmont", à une évolution verticale doublée d'une différenciation latérale (fig. VI.3 et VI.10).

Dans le cas fréquent où la transition entre deux microfaciès est matérialisée par une surface, cette discontinuité peut séparer deux

zones de coloration différente: dans l'échantillon PM62, par exemple, un mudstone à *Stromatactis* rouge est nettement séparé d'un wackestone à bioclastes, plus rosé, par une surface légèrement ondulante; c'est le cas également pour les quelques fonds durcis qui séparent les calcaires gris du niveau supérieur des monticules de la "griotte" sommitale.

Cette correspondance univoque entre nature des faciès et coloration subit quelques exceptions:

- les bindstones à tapis grumeleux, Coraux, Stromatopores, *Renalcis*, *Sphaerocodium* (lithofaciès S8) sont généralement gris (Beauchâteau, coupe b, fig. VI.7; Hautmont, coupes b, c, d, p, fig. VI.5); la coupe c, (fig. VI.7) à Beauchâteau montre pourtant des faciès identiques, hormis la coloration qui est rouge foncé. La coupe c est située en position nettement plus périphérique que la coupe b;

- les calcaires à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, Stromatopores (S5), si abondants dans la partie moyenne des monticules sont rouges à roses. A Hautmont (coupe HML, fig. VI.5), certains échantillons sont gris; de même pour les échantillons PM4 et 5, situés à Petit-Mont, 5 m sous la base du monticule (fig. VI.11);

On pourrait encore citer quelques exemples, mais en gros, on constate que ces cas aberrants sont toujours situés en bordure de la zone de répartition habituelle du litho- ou du microfaciès (cf. fig. VI.3 et VI.10).

Intéressons-nous maintenant à la répartition de la coloration à petite échelle: comment se distribue-t-elle au sein d'une lame ou d'un échantillon poli, homogène au point de vue microfaciès?

- dans les calcaires rouges à *Stromatactis*, la répartition du pigment est rarement homogène. On observe des zones irrégulières, souvent plus foncées autour des *Stromatactis*, voire des bandes millimétriques, plus ou moins concentriques claires-foncées qui alternent comme les vaguelettes et les creux formés par l'impact d'un caillou dans un étang (éch. PM72);

- parfois, on observe une certaine décoloration sur quelques dixièmes de mm de part et d'autre de fissures cimentées par de la sparite équigranulaire (phase 4, voir chapitre

"diagenèse") (éch. PM80) ou, beaucoup plus rarement, une coloration rouge plus intense autour d'une fissure (éch. SC85);

- autour des nébuloïdes, la roche est fréquemment décolorée, tirant vers des roses clairs;

- les sédiments internes tranchent nettement par leur couleur et se reconnaissent ainsi très facilement. Plusieurs cas s'observent:

- dans des calcaires rouges, des sédiments internes légèrement plus clairs que les sédiments primaires. Ce cas est fréquent, la coloration s'éclaircit lorsque le néomorphisme du sédiment interne s'intensifie;

- dans des calcaires rouges ou gris, des sédiments internes d'un rouge intense, tranchant nettement sur le sédiment primaire. Sous le microscope, on observe des filaments partiellement désagrégés, à parois hématitique, mêlés au remplissage microsparitique. Ces filaments sont absents du sédiment encaissant;

- des péloïdes fortement colorés en rouge dans des remplissages microsparitiques de cavité. Ces péloïdes de 150 à 300 μm , assez réguliers, contiennent très souvent des filaments hématitiques relativement bien conservés (éch. PM145, SC122) (également signalé par Playford, 1984 p. 208 pour des édifices dévoniens du Canning Basin, Australie);

- Les sutures et joints des calcaires rouges possèdent fréquemment une coloration rouge très soutenue. Dans de rares cas, on peut observer des joints verdâtres dans les calcaires rouges; si l'on suit ces joints sur quelques dm, on constate parfois leur changement rapide de couleur vers des rouges sombres. Les calcaires gris du niveau supérieur des monticules ne possèdent en général pas de joints; on observe alors la présence de stylolithes sans coloration particulière, excepté quelques rares stylolithes rouges qui se détachent nettement sur le fond gris de la roche (HMP4 par exemple);

- certains éléments figurés, et en particulier les ossicules de Crinoïdes sont fréquemment pigmentés en rouge, même dans des faciès gris; le pigment se concentre dans la porosité intraparticulaire.

III. TENEURS EN FER

La figure VII.9 donne, pour la coupe B de Hautmont, les résultats d'analyses par fluorescence des rayons X d'un éventail des lithofaciès (voir l'annexe II pour le détail des résultats). On remarque immédiatement que les calcaires gris (lithofaciès S7 et S8) contiennent très peu de fer, contrairement aux calcaires rouges (lithofaciès S3 et S4) qui possèdent des teneurs allant jusqu'à 5% Fe_2O_3 , avec une moyenne de l'ordre de 1,8%. L'analyse du magnésium, de l'aluminium et du silicium montre que la teneur en fer covarie avec la teneur en argiles, comme cela a été fréquemment mentionné dans la littérature.

IV. DISCUSSION

Synthétisons brièvement les deux principales hypothèses formulées pour rendre compte de l'origine du pigment ferrugineux:

- le pigment est d'origine détritique, il a été amené en suspension avec les argiles; il se dépose dans les zones où l'agitation de l'eau est faible (niveau inférieur, niveau moyen et sommet des monticules). Dans les schistes périphériques, le milieu était réducteur, le fer est à l'état ferreux; dans le monticule, en légère surélévation, le milieu est oxydant et le fer à l'état ferrique;

- le pigment est d'origine microbienne; il a été précipité *in situ* par des Bactéries, Cyanobactéries, Champignons, etc... La répartition du pigment reflète en premier lieu l'écologie particulière des microorganismes.

1. La première hypothèse ne peut expliquer certains aspects de la répartition du pigment ferrugineux

Le principal argument des tenants de la première hypothèse est la corrélation positive entre teneurs en argiles et pigment ferrugineux (fig. VII.9). Cet argument, quoique fondé sur une observation pertinente, n'est pas péremptoire, puisqu'on remarque également une forte corrélation entre teneur en argiles et présence

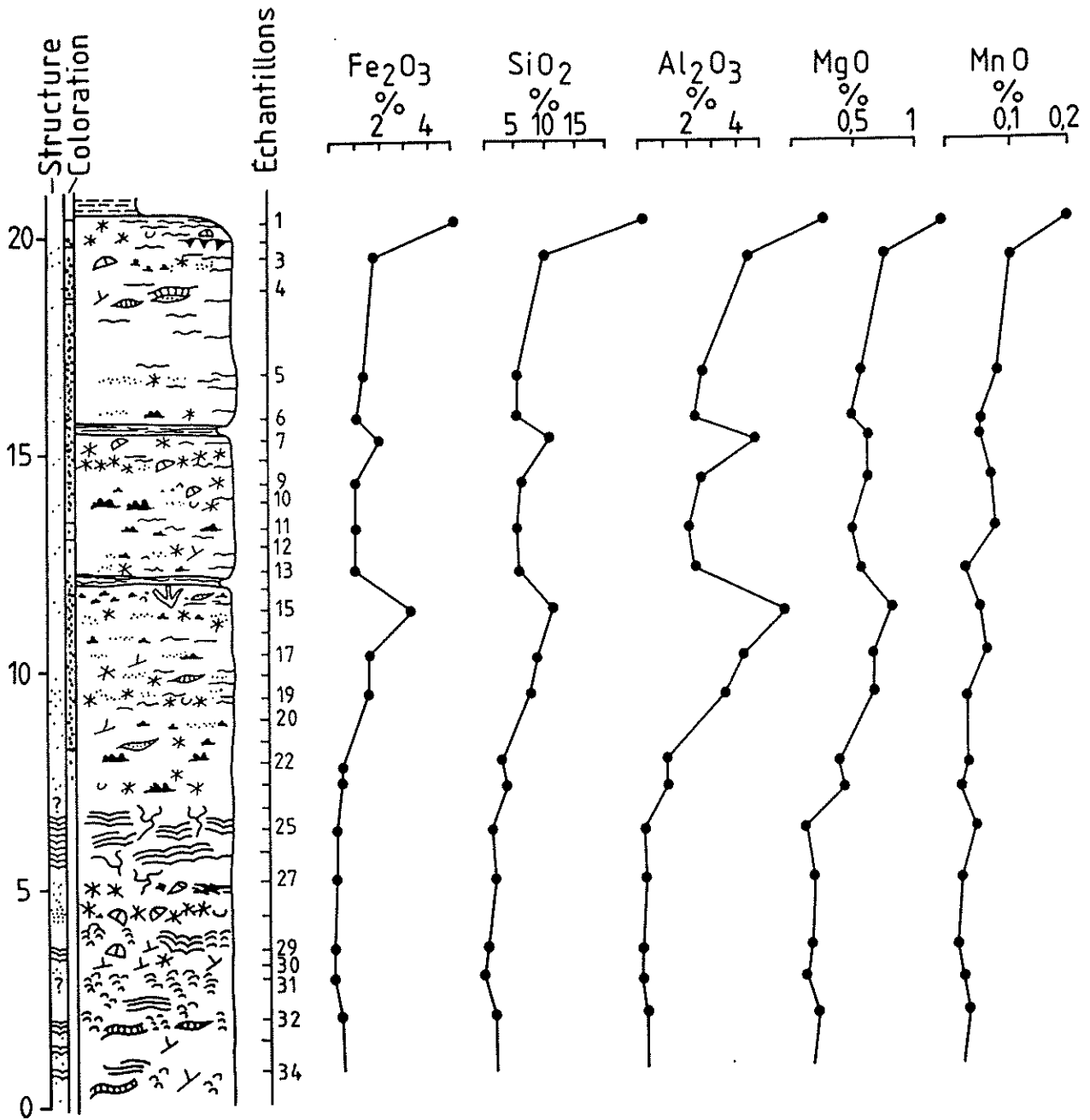


Figure VII.9: colonne lithologique de la coupe B de Hautmont, avec les résultats d'analyses par fluorescence X (roche totale) pour le fer, le silicium, l'aluminium, le magnésium et le manganèse. Résultats complets en annexe II.

de spicules d'Eponges par exemple. Nul ne pensera cependant à un apport commun de l'argile et des spicules par décantation...

L'hypothèse détritique ne peut expliquer la répartition à petite échelle du pigment ferrugineux et notamment sa présence au sein des péloïdes et de certains remplissages de cavité. Elle n'explique pas non plus la présence de pigment ferrugineux dans la porosité intraparticulaire.

Enfin, on a vu que la composition des communautés organiques ne variait que légèrement lorsque l'on passe des calcaires argileux gris infra-biohermaux aux premiers sédiments biohermaux rouges. Si le changement de couleur était uniquement lié à une variation des conditions d'oxydo-réduction, il me semble qu'il faudrait s'attendre à un important bouleversement écologique, avec remplacement des communautés organiques dominantes (Byers, 1977, p. 6).

2. Arguments en faveur d'une précipitation microbienne *in situ*

J'ai montré de manière irréfutable la présence de communautés microbiennes et notamment de Bactéries ferro-oxydantes dans les cavités des monticules micritiques. Lorsque ces microbes apparaissent dans des sédiments internes, ils leur confèrent une couleur rouge très accentuée. Par analogie, on peut se demander si l'ensemble du pigment ne pourrait pas être d'origine microbienne.

Des observations au microscope optique à fort grossissement de lames minces polies de calcaires rouges montrent que la répartition des microcristaux d'hématite (dimension de l'ordre du μm) n'est pas homogène à petite échelle, mais se concentre en petits amas allongés. Dans certaines zones même, des reliques de filaments apparaissent (pl. IV, photo 2). **Mon hypothèse est que des filaments de microorganismes ferro-oxydants étaient présents dans le sédiment dès sa formation, mais que le néomorphisme de la micrite les a désagrégés;** par contre, dans les cavités, les filaments ont été protégés, fossilisés en quelque sorte, par le ciment. **L'intensité du néomorphisme de la micrite conditionne le degré de préservation des filaments microorganiques.**

Il faut insister ici sur le décalage temporel entre la cimentation sparitique fibreuse et le néomorphisme de la micrite, contemporain de la dernière phase de cimentation calcitique: la calcite fibreuse est précoce, tandis que le néomorphisme est nettement plus tardif et se poursuit lors de l'enfouissement (voir chapitre 12). Durant ce laps de temps relativement long, le pigment a pu être dispersé en partie dans la microsparite.

Je considère que l'excellente corrélation entre l'intensité de la coloration et le type de lithofaciès ou de microfaciès est un argument pour une origine organique du pigment. L'abondance du pigment est ainsi mise sur le même plan que celle de tout autre élément organique de la communauté biohermale et sa répartition correspond à l'écologie propre des microbes. Les quelques décalages entre faciès et coloration sont dus à une tolérance des microorganismes ferro-oxydants à l'environnement légèrement différente de celle de la majorité des organismes de l'assemblage.

Enfin, je pense que la découverte de tapis bactériens ferrugineux dans les fonds marins (Karl & coll., 1988) est un argument de type actualiste qui conforte mon interprétation.

V. IMPLICATIONS ECOLOGIQUES

La question primordiale à résoudre est évidemment de savoir si les Bactéries ferro-oxydantes se sont développées dans le sédiment ou à sa surface. Je ne possède pas d'argument ou d'observation permettant d'apporter à cette interrogation une réponse décisive. Quelques indices permettent néanmoins de supposer une croissance microorganique à l'interface eau-sédiment:

- les tapis bactériens ferrugineux actuels se développent dans l'eau, non dans le sédiment (Karl & coll., *op. cit.*);

- la sensibilité de l'enregistrement: l'abondance des microorganismes ferro-oxydants semble varier même en réponse à de faibles variations des facteurs du milieu. Ceci écarte l'idée d'un développement microorganique au sein du sédiment, qui joue un rôle de tampon par rapport aux variations de la qualité des eaux;

- les Bactéries ferro-oxydantes sont des organismes microaérophiles; elles ne peuvent vivre

au sein d'un sédiment à caractère réducteur; or on constate par endroit le développement abondant de framboïdes ou de cubes de pyrite au sein du sédiment, malgré l'abondance de fer oxydé (ex.: SC40, 41 et 65, particulièrement) (déjà signalé par Lecompte, 1936, p. 56); le sédiment devient donc partiellement réducteur dès son dépôt.

La présence de Bactéries ferro-oxydantes dans certains faciès des monticules frasniens est riche en implications écologiques.

On remarque en effet que ces microorganismes colonisent principalement le niveau inférieur et le sommet de ces bioconstructions ("griottes") et dans une moindre mesure leur niveau moyen. Leur apparition est brutale et ils ne se maintiennent pas lorsque se déposent les schistes fins du sommet de l'étage. Ils semblent limités à des zones où existe une production carbonatée (ceci est également démontré à petite échelle par les schistes nodulaires bigarrés de la coupe de Neuville A, fig. IV. 29; le pigment ferrugineux est restreint aux nodules carbonatés).

Les quelques données que l'on peut déduire de l'écologie particulière des microorganismes ferro-oxydants actuels permettent de supposer, à l'époque de l'édification des niveaux rouges des monticules micritiques la présence d'eaux sous-oxygénées et de fer disponible. Le passage des monticules dans une zone mieux oxygénée a provoqué la disparition progressive des Ferrobactéries et le développement des faciès gris.

La source du fer est probablement à rechercher dans les argiles dont l'apport au sédiment a été interrompu lors du passage des édifices dans une zone plus turbulente. Les microorganismes ferrugineux, éliminés de la surface des monticules micritiques ont pu néanmoins poursuivre leur développement dans les cavités et fissures où continuaient à prévaloir les conditions qui leur étaient favorables.

On peut se demander quel est le facteur qui a limité les communautés de microorganismes ferro-oxydants aux seuls monticules micritiques, surtout dans le cas des biohermes du type "Les Bulants", encaissés par des calcaires argileux et ne formant pas de fortes dé-

nivellations sur le fond marin⁽⁴⁾. Je pense que l'on peut trouver un élément de réponse dans la sensibilité écologique des microorganismes ferrugineux qui nécessitent pour leur développement des conditions d'oxydo-réduction bien particulières (Ghiorse, 1984 b), éventuellement en liaison avec une production locale de carbonates et de matière organique. On peut également supposer l'existence de mutualisme avec d'autres microorganismes, éventuellement carbonatogènes, donnant naissance à des communautés à haute productivité, établies dans des zones favorables du fond marin (légère surélévation, existence de courants,...), par définition locales...

Il est peut-être utile d'élargir maintenant le débat et de se rappeler que microstromatolithes ferro-oxydants et pigment ferrugineux ont été décrits, outre dans les monticules micritiques frasniens, dans des Griottes carbonifères (Mamet & Boulvain, 1990) et dans la Grande Brèche viséenne (De Putter & Boulvain, 1990). Ces trois milieux, sédimentologiquement très différents, étaient-ils également déficitaires en oxygène et riches en fer?

Enfin, il ne faut pas exclure, dans l'histoire diagénétique des monticules micritiques, une remobilisation du pigment ferrugineux, voire la réduction du fer ferrique lors du passage de fluides fortement réducteurs. On peut expliquer ainsi les divers phénomènes de décoloration du calcaire autour de fissures cimentées par de la calcite équigranulaire ferrique.

E. CONCLUSIONS

Les oxydes de fer apparaissent sous trois formes dans les monticules micritiques frasniens; deux sont indubitablement des structures organisées d'origine biologique:

- des microstromatolithes et des formes associées (cloques, voiles,...), éventuellement organisés en endostromatolithes; ces organismes endobiontes sont constitués d'alternances de microlamines de calcite manganifère et de microlamines de calcite riche en microcristaux d'hématite;

(4): une dénivellation peut être génératrice de différences écologiques dans un milieu où existe une certaine stratification des eaux (Byers, 1977).

- des coccoïdes et filaments hématitiques, également endobiontes. Les filaments sont attribuables aux Ferrobactéries du "groupe" *Sphaerotilus-Leptothrix*. Ces microorganismes ont été observés sous forme de feutrages dans des cavités; associés à des remplissages microsparitiques de *Stromatactis*; dans des péloïdes; ou encore en association avec les microstromatolithes;

- un pigment ferrugineux rouge très dispersé dans la matrice calcaire et dont la répartition est liée au type de faciès (fig. VII.10).

Les formes endobiontes se sont développées durant l'édification des monticules, avant la cimentation par de la calcite fibreuse. Des arguments actualistes font envisager la circulation d'eaux appauvries en oxygène et riches en fer et/ou manganèse dissous dans les fissures. Dans les plus petites cavités, des conditions locales favorables à la croissance de Ferrobactéries pourraient être liées à la présence de matière organique en décomposition.

Par analogie, et surtout suite à la découverte dans le sédiment de reliques de filaments hématitiques, on peut supposer que des microorganismes ferro-oxydants se sont développés à la surface des monticules, au cours de leur croissance. La précipitation microbienne du fer a eu lieu aussi longtemps que les édifices en développement étaient baignés d'eaux appauvries en oxygène. Au fur et à mesure de l'augmentation de la turbulence, les microorganismes ont disparu progressivement de la surface des monticules, poursuivant leur croissance dans les cavités.

Au cours de la diagenèse, les parois ferrugineuses des microorganismes sont en grande partie détruites, d'abord par la recristallisation des hydroxydes en hématite, ensuite par le néomorphisme du sédiment micritique. Seules subsistent quelques reliques dans certaines zones moins néomorphiques, alors que dans les cavités, la cimentation précoce préserve ces structures délicates.

Chapitre 8: REPARTITION DE LA MICROFLORE

A. INTRODUCTION

L'étude de la microflore algale du Frasnien de Belgique semble assez superficielle, surtout si on la compare aux nombreux travaux consacrés aux Coelentérés, Stromatoporoïdes et Brachiopodes. Les seuls travaux de synthèse sont ceux de Tsien & Dricot (1977) et Tsien (1979).

Rappelons également que c'est à Lecompte (1936) que l'on doit la première mention du rôle important des Algues dans l'édification de certaines parties des biohermes "F2j".

Même si les taxa dévoniens n'ont que peu d'affinités avec les représentants actuels, rendant impossible une stricte application de la méthode actualiste, leur répartition par rapport aux ceintures de faciès a été bien étudiée (Wray, 1979, p. 875) et permet leur utilisation à des fins écologiques.

Ce court chapitre est consacré à la répartition des thalles algaires au sein des biohermes. Leur description fait l'objet d'une publication plus étendue (Mamet & Boulvain, soumis) qui reprend également de manière approfondie la répartition des genres et espèces.

Les taxa observés ont été groupés empiriquement comme suit:

1°: Edifices biosédimentaires: *Renalcis*, *Nuia*.

2°: Microcodiacées: *Palaeomicrocodium*.

3°: Filaments micritisés: *Girvanella*, *Rectangulina*.

4°: Palissades de tubes calcifiés: *Sphaerocodium*.

5°: Colonies kystoïdes: *Wetheredella*, *Aphralysia*.

6°: Files de plaques encroûtantes: *Kleinbergella*.

7°: Dasycladacées en raies: *Radiosphaeroporella*.

8°: Udotéacées érigées: *Trelonella*.

9°: Cônes labyrinthiques: *Labyrinthoconus*.

10°: Tubes encroûtants: Asphaltinelles.

B. REPARTITION DES ALGUES DANS UN MONTICULE IDEALISE

La figure VIII.1 résume la répartition des différents taxa par rapport au modèle de monticule micritique du type "Les Wayons-Hautmont" du Massif de Philippeville, développé au chapitre 6.

A la base des constructions, les Algues sont inexistantes dans les calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3). Un peu plus haut, en même temps que les Coraux et les Crinoïdes (S4), apparaissent les *Kleinbergella*, souvent en encroûtements sur des spicules d'Eponges. Il existe également des encroûtements doubles, *Kleinbergella* + *Aphralysia* et *Kleinbergella* + *Sphaerocodium* (rare).

Avec la disparition des grands *Stromatactis* dans les calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, petites *fenestras*, Stromatopores (S5) du niveau moyen, apparaissent les *Sphaerocodium*, les *Girvanella*, les *Renalcis* et les *Nuia*. Ces deux premières Algues forment des encroûtements sur les éléments figurés, avec *Sphaerocodium* nettement plus abondant que *Girvanella*. **Contrairement à une opinion couramment répandue, les *Renalcis* frasnien ne sont pas localisés dans des géodes, mais bien dans la masse micritique.**

Plus haut, dans le niveau supérieur, se marque une nette différenciation horizontale entre zone centrale et zone périphérique. Dans les faciès centraux, les calcaires gris à Coraux, Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires

(S8) sont très riches en *Renalcis*; les faciès latéraux comprennent notamment les calcaires gris à petites *fenestrae*, Tabulés branchus et Brachiopodes (S7), où abondent les *Trelonella*, associées à des *Girvanella*, quelques *Sphaerocodium* et des *Radiosphaeroporella*. Entre ces deux faciès, en bordure du coeur, on remarque l'existence de petits édifices cryptalgaires métriques à *Renalcis* et *Palaeomicrocodium*.

Dans le Givétien de Belgique, les *Palaeomicrocodium* sont souvent observés dans des faciès proches de l'émergence ou même émergés (Mamet & Préat, 1987). Dans les monticules micritiques, l'absence de critères d'émergence et leur répartition très spécifique, en association avec *Renalcis* (bafflestones à *Renalcis*, péloïdes, *Palaeomicrocodium*, S8, pl. III, photo 3) semble exclure cette interprétation.

Enfin, les calcaires rouges sommitaux, du même type que les calcaires du niveau inférieur, ne contiennent que quelques *Kleinbergella* et *Sphaerocodium*.

Les schistes fins (S1) périphériques des monticules du type "Les Wayons-Hautmont" ne contiennent pas d'Algues, contrairement aux schistes noduleux et calcaires argileux (S2) latéraux aux monticules du type "Les Bulants", où l'on observe quelques très rares *Kleinbergella* et *Sphaerocodium*.

C. COMPARAISON AVEC LA FLORE DU GIVETIEN BELGE

Une cinquantaine de genres d'Algues sont reconnus au Givétien (Mamet & Préat, 1987), mais cette diversité assez élevée traduit la variété des milieux de dépôt (lagunes, constructions "récifales", milieu marin ouvert). La flore des monticules micritiques frasniens est beaucoup moins diverse et se réduit à un peu plus d'une douzaine de genres: *Aphralysia*, *Asphaltina*, *Girvanella*, *Kleinbergella*, *Labyrinthoconus*, *Nuia*, *Radiosphaeroporella*, *Renalcis*, *Sphaerocodium*, *Trelonella*, *Wetheredella*. La très grande majorité des taxa est ubiquiste au Dévonien et seul *Trelonella* est peut-être cantonné dans les monticules micritiques.

Une caractéristique évidente est la simplicité des constructions biosédimentaires. Un seul type d'Algue domine partout, mais on

trouve assez régulièrement une association de deux taxa: par exemple *Aphralysia* - *Kleinbergella*, *Kleinbergella* - *Sphaerocodium* ou *Girvanella* - *Sphaerocodium*. On est bien loin des faciès lagunaires à oncolithes multiples où s'observent souvent deux, trois, quatre voire cinq organismes encroûtés (par exemple *Wetheredella* - *Asphaltina* - *Bevocastria* - Serpules - Eponges).

D. CONCLUSIONS

L'étude de la microflore montre qu'à chaque lithofaciès des monticules micritiques correspond une Algue dominante (fig. VIII.1): les calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes (S4) contiennent quelques *Kleinbergella*; ensuite, *Sphaerocodium* domine dans les calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, petits *Stromatactis*, Stromatopores (S5) du niveau moyen; les calcaires gris à Coraux, Stromatopores, thrombolites et tapis laminaires (S8) du coeur des édifices sont caractérisés par d'abondants *Renalcis* et enfin, les calcaires gris à petites *fenestrae*, Tabulés branchus et Brachiopodes (S7) de la périphérie du niveau supérieur sont riches en *Trelonella*.

Essayons maintenant de dégager ce que la flore peut apporter à la connaissance de l'écologie des monticules micritiques:

- un milieu général de sédimentation plutôt calme. La plupart des formes sont très fragiles et ne sont connues normalement qu'en débris désarticulés. Le milieu est donc protégé, peu soumis à l'action des vagues et des courants (par exemple Dasycladacées en raies exceptionnellement préservées);

- à partir du niveau moyen des monticules du Massif de Philippeville, un minimum de lumière permet le développement de trames de *Sphaerocodium*. Les sommets de ces biohermes sont caractérisés par la prolifération des Udotéacées.

Si l'on compare la distribution de la flore au modèle très général de Wray (fig. 1, 1979), on remarquera que seul *Sphaerocodium* et *Renalcis* sont considérés comme des formes récifales; *Girvanella* apparaît plutôt dans des faciès d'arrière-récif, de même que les Udotéacées. La succession verticale des lithofaciès et des flores associées peut traduire une diminution de

la profondeur, responsable d'une augmentation de l'éclairement (Wray, 1979, p. 133-134; Flügel, 1982 p. 331-334; cf. aussi chapitre 10).

Revenons encore à l'absence -apparemment étonnante- d'Algues rouges dans les monticules étudiés. Un élément de réponse pourrait être le contexte de relative turbidité dans lequel s'est effectué l'essentiel de la

croissance des édifices. Adey & Burke (1977, p. 72) et Hayward (1982, p. 111) ont montré, respectivement pour des récifs coralliens holocènes et actuels que les Algues rouges ne tolèrent pas la turbidité, car elles ne possèdent pas, au contraire des Coraux, de possibilité d'autonettoyage. Elles colonisent donc les zones turbulentes, formant la crête récifale. De tels environnements n'existaient pas dans les monticules frasniens.

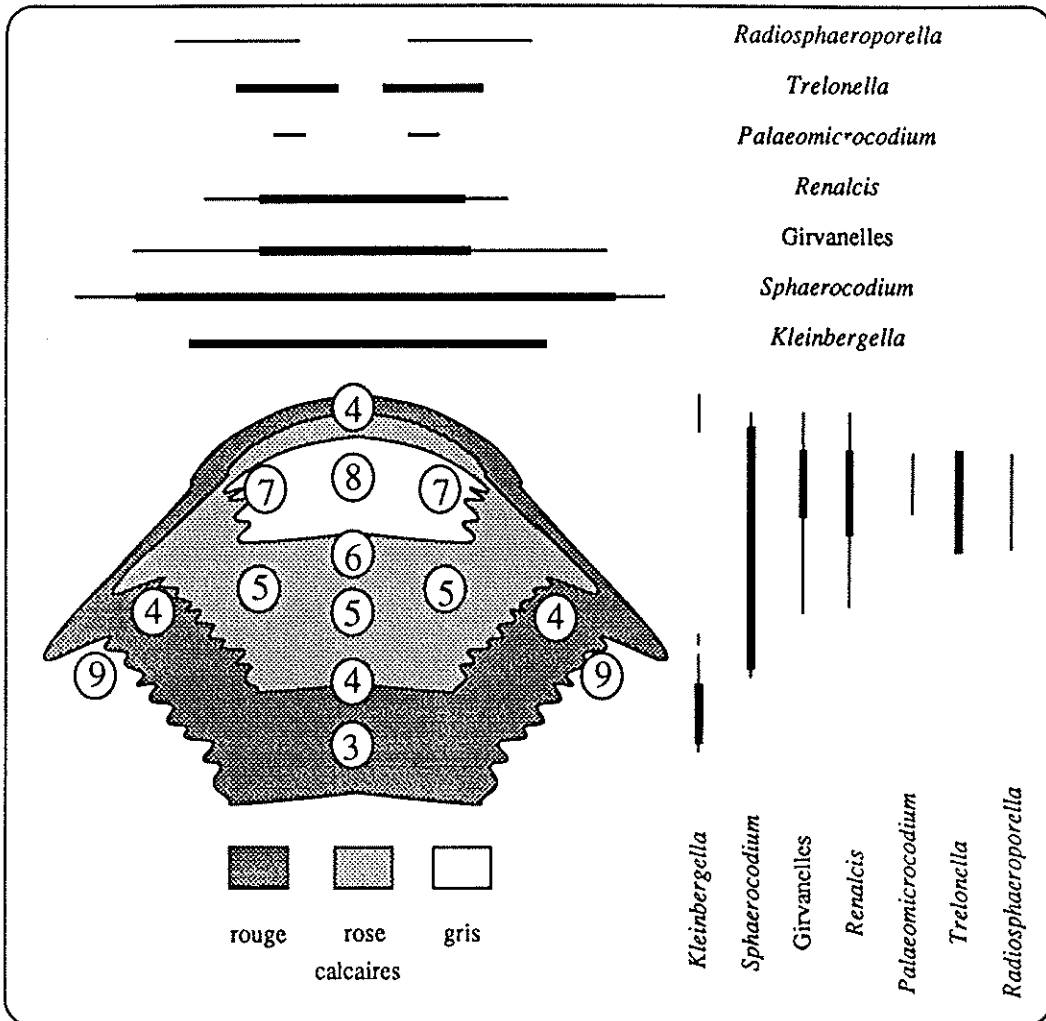


Figure VIII.1: répartition verticale et horizontale des taxa algaires par rapport à un monticule du type "Les Wayons-Hautmont" dans le Massif de Philippeville. "3": calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges; "4": calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes; "5": calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, Stromatopores; "6": zone d'abondance maximale des nébuloïdes; "7": calcaires gris à petites *fenestrae*, Tabulés branchus, Brachiopodes; "8": calcaires gris massifs à Coraux, Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires; "9": calcaires gris à Crinoïdes.

Chapitre 9: ANALYSE SEQUENTIELLE ET CORRELATIONS STRATIGRAPHIQUES

"An alternative strategy is to approach the interpretation of the buildups via their lateral equivalents."
(Lees & coll., 1985 p. 134)

A. INTRODUCTION

Le lecteur pourrait s'étonner de voir placer un tel chapitre avant l'interprétation détaillée des paléoenvironnements, c'est que l'établissement de courbes lithologiques et leur corrélation ne nécessitent à priori pas d'interprétation (Errera, 1976, p.69-96, auquel je renvoie également le lecteur pour l'exposé des bases de la méthode). En outre, le fait de travailler sur des coupes corrélées entre elles et situées en contexte paléogéographique varié est un moyen puissant d'enrichir et de contrôler une interprétation sédimentologique en termes de paléoenvironnements. "Un lithofaciès individuel ne peut pas être interprété en lui-même: il est trop difficile de tirer une interprétation unique des caractères pétrologiques de tous les faciès particuliers et l'enregistrement stratigraphique est trop fragmentaire pour permettre une interprétation qui résulte de la roche toute seule" (Middleton, 1973, p. 983, cité par Errera, 1976).

A nous donc de réunir, pour une même "époque" ou phase de l'histoire d'un monticule, des données non seulement sur les sédiments qui se déposaient dans son voisinage immédiat, mais également sur ceux qui se déposaient à plusieurs dizaines de kilomètres de distance, dans des zones plus internes de la plate-forme. C'est en réunissant et en comparant ces données que l'on pourra espérer remonter aux processus sédimentaires qui ont présidé à la genèse des sédiments.

Je vais donc, après avoir défini l'ordre des différents termes lithologiques ou lithofaciès, à la fois pour les monticules micritiques et pour les sédiments stratifiés déposés au bord nord du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Namur, proposer des corrélations séquentielles entre les différentes coupes. Ces corrélations serviront, à petite échelle, à corrélérer stratigraphiquement les biohermes entre eux et à échelle plus grande, à comparer stratigraphiquement des coupes si-

tuées en contexte paléogéographique différent au sein d'un même bassin de sédimentation.

Ces corrélations séquostratigraphiques seront comparées aux corrélations biostratigraphiques sur base des "*Phillipsastraea*".

B. CHOIX DE L'ORDRE DES TERMES LITHOLOGIQUES

Le but de cette opération est de tracer une courbe lithologique qui sera à la base des corrélations séquostratigraphiques.

Rappelons quels sont les différents lithofaciès mis en évidence:

I. MASSIF DE PHILIPPEVILLE ET BORD SUD DU SYNCLINORIUM DE DINANT

Monticules micritiques et sédiments péri- et extra-biohermaux:

- schistes à faune appauvrie (S1);
- schistes nodulaires et calcaires argileux à Brachiopodes, Eponges, Coraux, Crinoïdes (S2);
- calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3);
- calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes (S4);
- calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, *fenestrae* sparitiques stromatactoïdes, Stromatopores (S5);
- calcaires gris à Brachiopodes et Crinoïdes cimentés par de la calcite fibreuse (nébuloïdes) (S6);

- calcaires gris à *fenestrae* sparitiques stromatocytoides, Tabulés branchus, Brachiopodes (S7);

- calcaires gris à Coraux, Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires (S8);

- calcaires gris foncé à Crinoïdes (S9).

II. BORD NORD DU SYNCLINORIUM DE DINANT, SYNCLINORIUM DE NAMUR

Sédiments stratifiés:

- schistes et siltites argileuses (N1);

- calcaires argileux à Brachiopodes, Crinoïdes, bioclastes (N2);

- calcaires à oncolithes, Coraux, Lamellibranches, Brachiopodes, Stromatopores (N3);

- calcaires bioturbés (N4);

- "loferites" (N5);

- calcaires laminaires (N6).

Bien qu'une analogie apparaisse d'emblée entre certains lithofaciès (calcaires nodulaires à Brachiopodes, schistes), la plupart sont généralement très différents. Il faudra donc établir pour les deux régions, deux successions de lithofaciès différentes. Si l'on veut comparer les courbes lithologiques construites à partir de ces différentes suites de lithofaciès (c'est la "série virtuelle locale" de Lombard, 1972, p.16-17), il faut **impérativement** que l'ordre des lithofaciès soit choisi en fonction d'une même logique:

"L'ordre des termes lithologiques peut être uniquement arbitraire lorsqu'il s'agit de comparer des coupes voisines (...) possédant les mêmes lithofaciès. (...) Il n'en est évidemment plus de même lorsqu'il s'agit de comparer des séries sédimentaires pour lesquelles les termes lithologiques sont différents. Dans ce cas, le plus courant et le plus intéressant, l'ordre des termes lithologiques doit être choisi en fonction d'une seule et même logique." (Errera, 1976, p. 76).

Cette logique peut être la pesanteur (cas de la "série virtuelle générale" de Lombard, *op.cit.*), mais peut être aussi, par l'intermédiaire d'une interprétation actualiste reposant sur la loi de Walther (1894, p.979), celle de la succession des lithofaciès au sein d'un "modèle de plate-forme".

Ainsi, si l'on compare les lithofaciès définis au bord nord du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Namur aux "Standard microfacies types" de Wilson (1975), dont la disposition dans l'espace au long de la plate-forme définit des "ceintures de faciès" ("facies belts"), on obtient directement un classement des lithofaciès, depuis les zones les plus externes de la plate-forme jusqu'aux zones les plus internes:

- les schistes et siltites argileuses (N1) peuvent être comparées au "SMF-8" "whole fossils wackestones", "shelf facies, open circulation", "quiet water, below normal wave base" (p. 65);

- les calcaires argileux à Brachiopodes, Crinoïdes, bioclastes (N2) correspondent au "SMF-9" "bioclastic wackestone", "shelf facies, open circulation", "shallow water at or just below wave base" (*ibid.*);

- les calcaires à oncolithes, Coraux, Lamellibranches, Brachiopodes, Stromatopores (N3) sont équivalents au "SMF-13" "onkoid biosparite grainstone", "shelf facies, open circulation", "shoal environment in agitated water" (p. 65-66);

- les calcaires bioturbés (N4) et les loferites (N5) correspondent au "SMF-19" "laminated to bioturbated pelleted lime mudstone-wackestone grading occasionally into pelsparite with fenestral fabric, loferite", "restricted marine shelf lagoons, protected environment" (p. 68);

- les calcaires laminaires (N6) correspondent au "SMF-20" "algal stromatolite mudstone", "restricted marine shelf lagoons, protected environment" (*ibid.*).

Le même classement peut être obtenu en rapportant les lithofaciès aux "microfaciès" définis pour la plate-forme givétienne par Prétat (1984) et Prétat & Mamet (1989).

Nous avons donc ainsi défini l'ordre des termes lithologiques pour les sédiments du bord nord du Synclinorium de Dinant et du Synclinorium de Namur. La même méthode

ne peut être appliquée pour les lithofaciès des monticules micritiques puisqu'aucun modèle théorique, basé sur l'observation de la nature actuelle ne permet de prédire la répartition des faciès.

Il est par contre possible d'utiliser la notion de "multiples séries naturelles" proposée par J. Delfaud (1972, p. 595):

"Chaque formation, ou chaque type de sédiment, a sa série naturelle propre, qui doit être établie indépendamment des théories génétiques, en considérant uniquement l'ordre réel de succession des faciès dans la nature, en faisant abstraction le plus possible, des modifications diagénétiques".

Cet "ordre réel" peut se définir de la manière suivante:

"Dans toute série sédimentaire, l'ordre naturel des termes lithologiques est celui qui est statistiquement, le plus fréquemment réalisé" (Errera, 1976, p. 92).

Dans le cas qui nous occupe, qui est un cas idéal d'application de cette méthode, l'ordre des termes lithologiques le plus fréquemment réalisé est celui qui apparaît lorsque l'on observe la succession des lithofaciès du niveau inférieur vers le niveau supérieur d'un monticule. La suite, en zone centrale des monticules du type "Les Wayons-Hautmont" dans le Massif de Philippeville, est la suivante:

- schistes nodulaires et calcaires argileux à Brachiopodes, Eponges, Coraux, Crinoïdes (S2);
- calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3);
- calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes (S4);
- calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis fenestrae* sparitiques stromatactoïdes, Stromatopores (S5), auxquels s'ajoutent en nombre variable les nébuloïdes (S6);
- calcaires gris à *fenestrae* sparitiques stromatactoïdes, Tabulés branchus, Brachiopodes (S7);

- calcaires gris à Coraux, Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires (S8).

En zone périphérique, elle se réduit aux termes suivants:

- schistes nodulaires et calcaires argileux à Brachiopodes, Eponges, Coraux, Crinoïdes (S2);
- calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3);
- calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes (S4);
- calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis fenestrae* sparitiques stromatactoïdes, Stromatopores (S5);
- calcaires gris foncé à Crinoïdes (S9).

Une autre manière de contrôler la réalité de cette "série naturelle" est de recenser les lithofaciès de transition entre deux lithofaciès donnés (Boulvain & coll., 1987). Quand on exécute ce travail (qui est en général implicitement effectué lors de la définition des faciès), on constate pour la suite de lithofaciès reprise ci-dessus que, si des faciès de transition existent bien entre deux lithofaciès successifs dans la "série naturelle", il n'en existe jamais entre lithofaciès non successifs.

La série virtuelle locale choisie sera donc la suite de lithofaciès la plus complète, celle observée dans la zone centrale des monticules du Massif de Philippeville, à laquelle sera rajouté le lithofaciès des schistes à faune pauvre (S1), en début de série (par analogie avec les "ceintures de faciès" de Wilson, 1975, p. 25-26) et le lithofaciès des calcaires à Crinoïdes (S9) qui n'apparaît qu'en zone périphérique des monticules (pour cette raison, lors de la construction de la courbe lithologique, ce lithofaciès est représenté de manière particulière).

Il va de soi que la méthode des "séries naturelles" appliquée aux termes lithologiques définis au bord nord du Synclorium de Dinant et dans le Synclorium de Namur donne la même série virtuelle que celle obtenue par comparaison avec un modèle théorique de plate-forme.

C. CORRELATIONS SEQUOSTRATIGRAPHIQUES

I. LE PROBLEME DES MONTICULES MICRITIQUES

Il n'y a pas encore eu, à ma connaissance, beaucoup de tentatives de corrélations séquostratigraphiques entre des sédiments stratifiés à dominante détritique ou biodétritique (comme les dépôts du bord nord du Synclinorium de Dinant et du Synclinorium de Namur) et des sédiments bioconstruits (monticules). J'ai proposé (Boulvain & Coen-Aubert, 1989) de telles corrélations entre un modèle synthétique de monticule micritique du Massif de Philippeville et le bord nord du Synclinorium de Dinant.

Le problème fondamental de ces corrélations est lié à une différence de la dynamique sédimentaire entre les deux types de dépôts: on compare en effet un système dominé par les variations des conditions du milieu (sédiments détritiques et biodétritiques) et un système vivant (bioconstructions) qui possède sa dynamique et sa structuration propre, agissant éventuellement sur le milieu dans lequel il se développe (Hubbard, 1974, p. 145; Sheehan, 1985, p. 46).

De nombreux chercheurs ont essayé de faire la part, dans une succession écologique observée, de la structuration due à des phénomènes extérieurs ("allogène") ou intrinsèque à la communauté vivante ("autogène"). Citons entre autres Shaver (1974), Walker & Alberstadt (1975), Indiana University Paleontology Seminar (1976 a, b, 1980), Shaver & coll. (1978), Williams (1980), Cross & Klosterman (1981), Baria & coll. (1982), Shaver & Sunderman (1983), Delance (1984), Hottinger (1984 b), Mendez-Bedia & Soto (1984) et Macintyre (1985). Ce problème, sans réponse univoque, sera abordé plus longuement dans le chapitre 11, traitant de l'évolution des paléoenvironnements.

Remarquons encore que, même dans le cas d'une succession écologique de caractère allogène, il faut se demander si les variations des facteurs de l'environnement constituent un phénomène général, affectant l'ensemble du bassin ou bien local, affectant uniquement la bioconstruction. Dans ce dernier cas, il est fort possible que ces variations soient liées à l'augmentation de taille de l'édifice qui pénètre

dans des zones de profondeur décroissante. Gardons provisoirement à l'esprit que sédiments biodétritiques et détritiques et bioconstructions n'enregistrent pas de la même façon les variations des conditions du milieu et que certains types de séquence qui apparaissent clairement dans un cas peuvent être totalement obscurcies dans l'autre (Boulvain & Coen-Aubert, 1989, p. 86).

On peut donc s'attendre à ce qu'une séquence "positive complexe" (au sens de Lombard, 1953, fig. 8 p. 15; 1972, p. 202-203; Errera, 1976, fig. 10 p. 60) qui, dans le cas des monticules correspondrait par exemple à la succession des calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3) - calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes (S4) - calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, *fenestrae* sparitiques stromatactoïdes, Stromatopores (S5) soit induite par la seule évolution des communautés organiques ou par la seule croissance du bioherme sans aucune modification des conditions générales du milieu (cf. par exemple les trois étapes de la séquence décrite par Mendez-Bedia & Soto, 1984 dans une construction récifale du Dévonien des Monts Cantabriques). Cette séquence positive complexe, en tout cas enregistrée comme telle dans les monticules, correspondrait à une série monotone en milieu extra-biohermal.

Il est par contre évident qu'une séquence négative, exprimée en milieu biohermal par exemple par le passage des calcaires gris à Coraux, Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires (S8) aux calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes (S4) doit correspondre à une variation des paramètres de l'environnement, **puisqu'elle ne correspond pas à la "série naturelle" mise en évidence pour les monticules micritiques.** On pourrait donc établir comme suit un tableau de correspondance théorique entre séquences en milieu biohermal et en milieu extra-biohermal (tableau IX.1).

Pour chaque type de situation, un mécanisme est envisageable qui fait toujours intervenir, superposés aux variations des condi

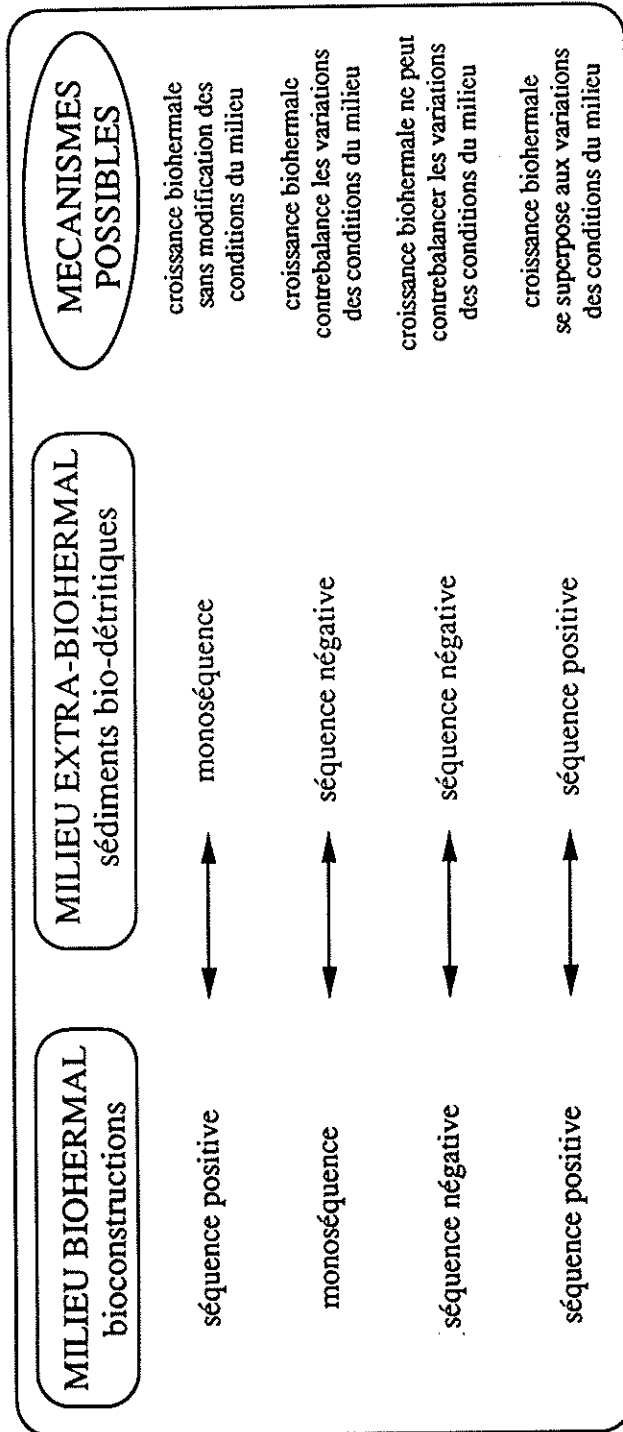


Tableau IX.1: correspondance théorique entre types de séquence dans les monticules et en milieu extra-biohermal. Dans chaque cas, un mécanisme explicatif est envisagé.

tions du milieu, des ajustements dus à la croissance propre de l'édifice. Une discussion sera menée sur ce sujet, en rapport avec les stratégies de croissance des communautés organiques dans le chapitre consacré à l'évolution des paléoenvironnements.

Ceci doit néanmoins nous amener à une grande prudence lors de l'établissement des corrélations séquostratigraphiques, en tenant compte des divers cas de correspondance possibles repris au tableau IX.1 et en combinant les données séquentielles aux données géométriques et biostratigraphiques. C'est pour cette raison que j'ai repris sur les tableaux généraux de corrélation (fig. IX.1 et IX.2), les "Faunes" de "*Phillipsastraea*" définies par Coen-Aubert (1976, par exemple).

II. ANALYSE SEQUENTIELLE ET CORRELATIONS

1. Le Massif de Philippeville

La figure IX.1 reprend, à échelle réduite, les différentes coupes levées dans le Massif de Philippeville. Les coupes sont représentées par leur courbe lithologique auxquelles j'ai ajouté des figurés lithologiques; leur positionnement géographique est relatif, d'est en ouest et du nord au sud.

Les calcaires biostromaux "F2gh" sont surmontés par endroit d'un fond durci avant que ne débute, en milieu extra-biohermal, une sédimentation argilo-calcaire. Il s'agit donc, en utilisant la terminologie appropriée, d'une courte séquence négative (que j'appelle ici arbitrairement "1e phase") suivie d'une séquence oscillante (2e phase). Au sein de cette série s'observent les biohermes du type "Les Bulants" caractérisés, de leur base vers leur sommet par une séquence positive complexe. Au fur et à mesure que l'on s'éloigne de ces biohermes, cette séquence positive complexe se réduit, n'apparaissant plus qu'au sommet de la 2e phase (dans un ordre d'éloignement croissant d'un bioherme, on a la suite des coupes Les Bulants - Tiène à l'Gatte - Neuville B - Neuville A). Cette première séquence positive complexe biohermale se retrouve à Petit-Mont, où elle forme la base des "griottes" inférieures.

Ensuite, en milieu extra-biohermal, on observe une courte séquence négative (3e phase) qui amène à la sédimentation argileuse

dominante monotone de la 4e phase. La 3e phase est enregistrée en milieu biohermal sous forme d'une grande séquence négative plus ou moins épaisse. Cette séquence forme le sommet des monticules du type "Les Bulants" et est à l'origine de l'apparition des calcaires à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3) à Petit-Mont, au-dessus des calcaires à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes (S4), formant la base de la "griotte". La 4e phase est oscillante en milieu biohermal, avec une amplitude faible, jouant entre deux lithofaciès. Elle est suivie assez brutalement par une phase positive complexe (5e phase) qui voit successivement le développement, dans les monticules du type "Les Wayons-Hautmont", des calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, *fenestrae* sparitiques stromatactoïdes, Stromatopores (S5), puis des calcaires gris à *fenestrae* sparitiques stromatactoïdes, Tabulés branchus, Brachiopodes (S7) et des calcaires gris à Coraux, Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires (S8). Cette phase semble correspondre à une monoséquence en milieu extra-biohermal (Neuville A).

La 6e phase est négative, caractérisée en milieu biohermal par une séquence négative complexe, amenant d'abord la récurrence des calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, *fenestrae* sparitiques stromatactoïdes, Stromatopores (S5) puis, dans certains édifices, des calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes (S4) et à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3). En milieu extra-biohermal, la sédimentation est argileuse avec apparition du faciès Matagne.

Ces corrélations confirment les observations du chapitre 6: **les deux types de biohermes du Massif de Philippeville ne se sont pas développés à la même époque**, même si un certain recouvrement temporel est possible (cas de Petit-Mont). Les monticules du type "Les Bulants" ont connu l'essentiel de leur développement avant que ne s'édifient la plupart des biohermes du type "Les Wayons-Hautmont".

D'un point de vue géographique, on constate que **les monticules du type "Les Bulants" se sont développés plus au nord du Massif de Philippeville que les monticules du type "Les Wayons-Hautmont"**.

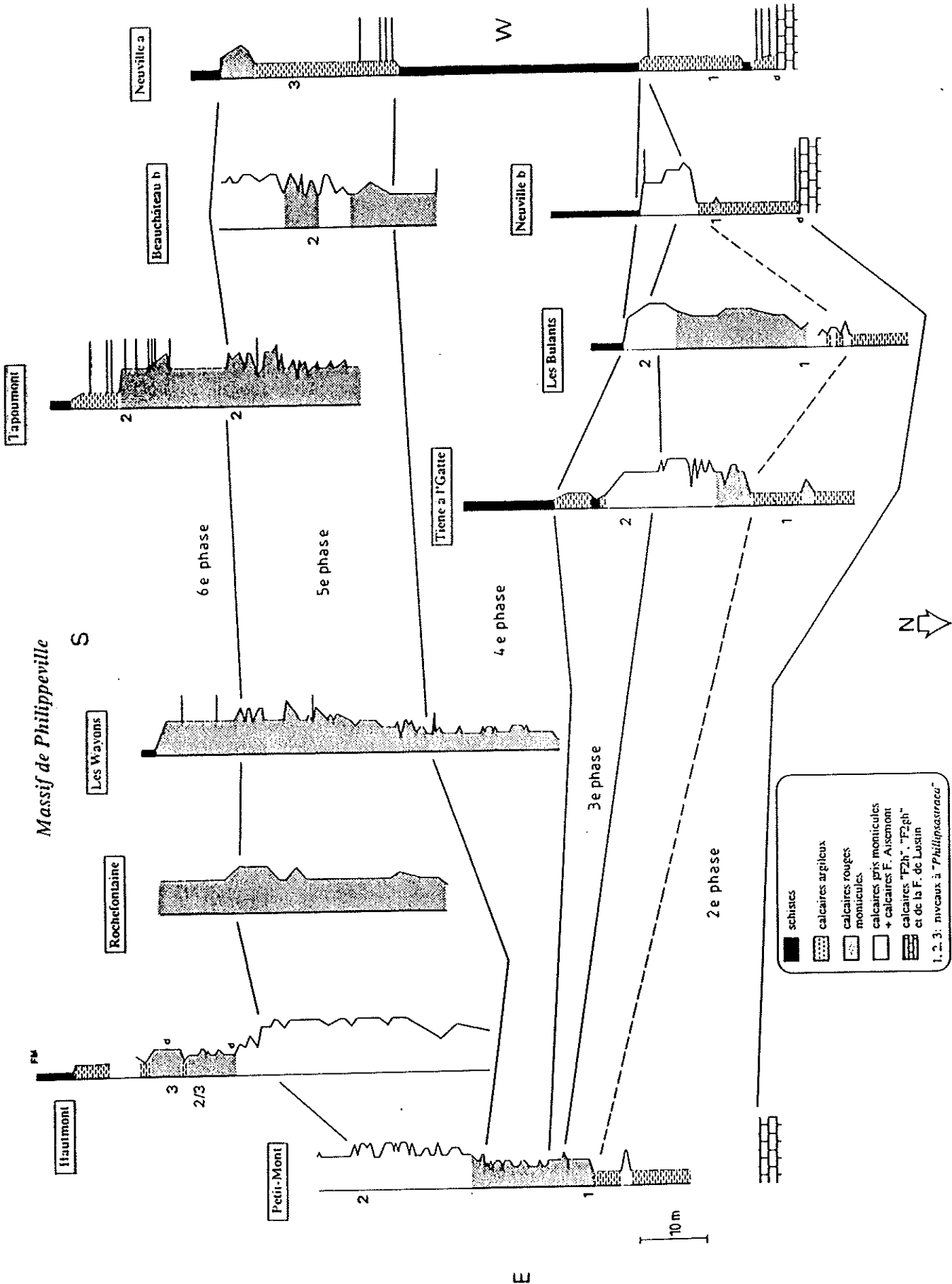


Figure IX 1: corrélations séquostratigraphiques entre les coupes du Massif de Philippeville. Les coupes sont rangées d'est en ouest et du nord au sud. "FM": faciès "Matagne"; "d": fond durci.

2. Le bord sud du Synclinorium de Dinant

La figure IX.2 (b) reprend la coupe de Neuville B, située dans le Massif de Philippeville et les différentes coupes levées au bord sud du Synclinorium de Dinant, rangées d'ouest en est. La coupe de la tranchée d'accès sud à la carrière du Lion est située en milieu péri-biohermal; toutes les autres coupes entaillent des biohermes.

La 1e phase est bien marquée dans la coupe du Lion, elle correspond à l'envasement du bioherme "F2h" par des calcaires argileux riches en Coraux. La 2e phase, correspondant à une séquence oscillante en milieu extra-biohermal et à une séquence biohermale positive complexe, se retrouve dans la coupe du Lion, où on observe une oscillation entre calcaires argileux et schistes fins, avec une fréquence d'apparition croissante des calcaires argileux vers le sommet de la coupe. Les édifices de Fort-Condé, Mariembourg, Tiers-Cocrai et Saint-Rémy se sont développés durant la 2e phase.

La 3e phase est marquée dans l'ensemble des coupes par une réapparition de la sédimentation argileuse, précédant la 4e phase qui est une monoséquence (faciès Matagne).

3. Le Massif de la Vesdre

Les corrélations entre une coupe du Massif de Philippeville (celle du Petit-Mont, très complète) et la coupe du sondage 134 E 303 de Chaudfontaine sont représentées à la figure IX.2 (a).

La 1e phase, négative, correspond à la fin du dépôt de calcaires laminaires et à l'apparition de calcaires argileux à Coraux; elle est suivie par la 2e phase qui est une séquence positive complexe d'édification biohermale (et qui correspond, en milieu extra-biohermal à la formation du "premier biostrome" *sensu* Coen-Aubert, 1974 a), avec apparition des calcaires à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, *fenestrae* sparitiques stromatactoïdes, Stromatopores (S5). La 3e phase est une séquence négative et s'exprime dans le bioherme de Chaudfontaine, comme dans celui de Petit-Mont, par la récurrence d'un lithofaciès de numéro inférieur dans la série virtuelle locale.

Les 4e et 5e phases sont difficiles à individualiser dans le bioherme de Chaudfontaine. A la place d'une séquence oscillante suivie d'une séquence positive complexe, comme à Petit-Mont, on observe une séquence positive complexe présentant de nombreuses oscillations. Cette séquence correspond, en milieu extra-biohermal, à l'édification du "2e biostrome" (*sensu* Coen-Aubert, *op. cit.*). Enfin, la 6e phase est, comme dans le Massif de Philippeville et au bord sud du Synclinorium de Dinant, une grande séquence négative, avec fin de la sédimentation biohermale et réapparition de la sédimentation argileuse.

4. Le bord nord du Synclinorium de Dinant et le Synclinorium de Namur

Les corrélations sont exprimées à la figure IX.2 (a) par rapport à la coupe du Petit-Mont, dans le Massif de Philippeville.

La séquence négative correspondant à la 1e phase est bien individualisée dans l'ensemble des coupes levées au bord nord du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Namur, puisqu'on observe des calcaires bioturbés (N4) et des calcaires laminaires (N6) surmontés de calcaires argileux à Brachiopodes, Crinoïdes, bioclastes, Lamellibranches (N2); elle est suivie par une courte monoséquence (2e phase), correspondant au dépôt des calcaires argileux (N2), surmontés à Lustin par un fond durci. La 3e phase est une courte séquence négative, suivie de la 4e phase, oscillante avec passage répété des schistes et siltites argileuses (N1) aux calcaires argileux (N2), parfois dolomitiques, comme à Aisemont. On observe ensuite très clairement une grande séquence positive avec, comme terme extrême, l'apparition de calcaires à oncolithes, Coraux, Lamellibranches, Brachiopodes, Stromatopores (N3). Cette unité est dolomitique à Aisemont; il s'agit de la 5e phase. La 6e phase, négative, est caractérisée dans toutes les coupes par une réapparition des schistes et siltites argileuses (N1).

D. COMPARAISON AVEC LA BIOSTRATIGRAPHIE

Comparons maintenant les corrélations séquentielles qui viennent d'être établies avec

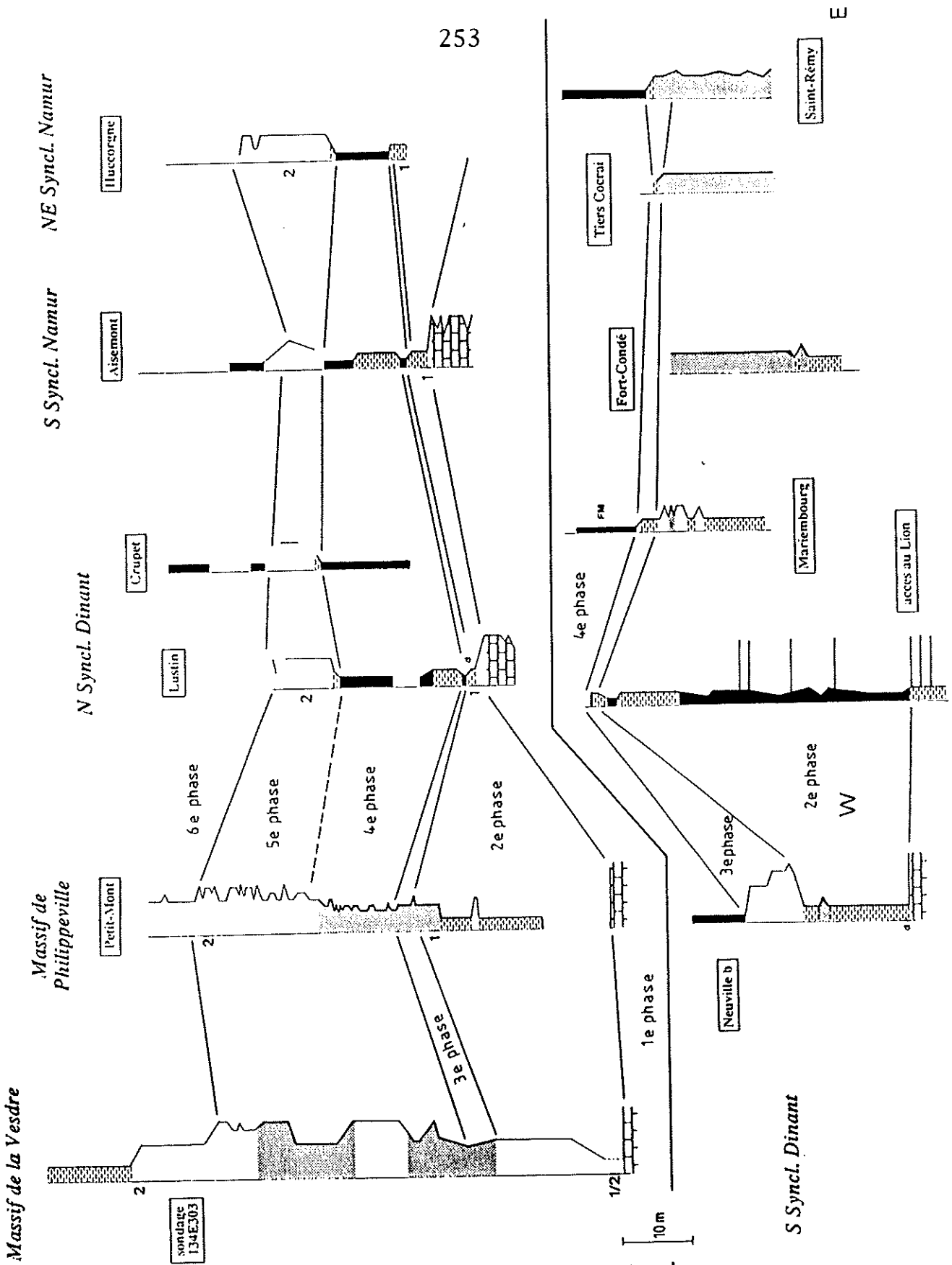


Figure IX 2: A: corrélations séquostratigraphiques entre la coupe de Petit-Mont, le sondage de Chaudfontaine et les coupes levées au bord nord du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Namur. B: corrélations séquostratigraphiques entre la coupe B de Neuville et les coupes du bord sud du Synclinorium de Dinant, rangées d'ouest en est.

les corrélations biostratigraphiques sur base des "*Phillipsastraea*" (Coen-Aubert, 1974 b, 1976, 1982, voir chapitre 3).

I. LE MASSIF DE PHILIPPEVILLE

La figure IX.1 montre que la "faune 1" se développe durant la 2e phase en milieu biohermal et extra-biohermal. La "faune 2" qui semble apparaître lors de la 3e phase ne se retrouve pas en milieu extra-biohermal dans les coupes étudiées. Cette "faune" persiste jusqu'à la 5e phase, c'est-à-dire jusqu'au niveau supérieur des monticules du type "Les Wayons-Hautmont". La "faune 3" apparaît au sommet du bioherme du Hautmont au cours de la 6e phase et probablement dès la fin de la 5e phase. En milieu péri-biohermal, cette "faune 3" s'observe déjà dans une séquence positive à Neuville A qui correspond logiquement à la 5e phase.

On peut donc dire qu' hormis un léger déplacement de la "faune 3" vers une phase stratigraphiquement antérieure lorsque l'on passe du milieu biohermal au milieu extra-biohermal, l'accord est bon entre les deux types de corrélations.

Remarquons que le nombre de phases clairement identifiables par l'analyse séquentielle est double du nombre de zones à "*Phillipsastraea*". **C'est la finesse de cette division stratigraphique qui permet (associée à des observations de nature géométrique et sédimentologique) de caractériser stratigraphiquement les deux types de monticules identifiés dans le Massif de Philippeville, ce que ne permettait pas la stratigraphie classique, qu'elle soit sur base des Coraux, des Brachiopodes ou des Conodontes.**

Enfin, remarquons combien est avantageuse dans le type d'environnement étudié, l'utilisation d'une méthode stratigraphique indépendante des conditions du milieu.

II. LES CORRELATIONS "TRANSVERSALES" ET LE MASSIF DE LA VESDRE

Les deux types de stratigraphie ont été comparés par Boulvain & Coen-Aubert (1989) pour des corrélations entre un modèle de monticule micritique du Massif de

Philippeville et les sédiments stratifiés du bord nord du Synclinorium de Dinant.

La figure IX.2 (b) permet d'étendre cette comparaison au Synclinorium de Namur et au Massif de la Vesdre. On peut constater que la "faune 1" est, au bord nord du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Namur, également caractéristique de la phase 2, parfois assez réduite, comme à Lustin. La "faune 2" se retrouve dans l'unité calcaire qui correspond à la séquence positive de la 5e phase. La "faune 3" n'a pas encore été observée dans la 6e phase au bord nord du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Namur.

Dans le bioherme recoupé par le sondage de Chaudfontaine, la "faune 1" est restreinte à la 2e phase, la "faune 2" apparaît dans les 3e, 4e et 5e phases et la "faune 3" dans la 6e phase. Cette distribution est en parfait accord avec la distribution observée dans les monticules du Massif de Philippeville.

E. CONCLUSIONS

Le classement des lithofaciès définis pour le bord sud du Synclinorium de Dinant, pour le Massif de Philippeville et pour le Massif de la Vesdre d'une part et pour le bord nord du Synclinorium de Dinant, le bord sud du Synclinorium de Namur et la partie orientale du bord nord du même synclinorium d'autre part a été réalisé suivant une même logique et aboutit à la définition de deux séries virtuelles locales.

Cette opération n'a nécessité aucune **interprétation paléoenvironnementale** et permet de construire des courbes lithologiques **objectives**. La description des courbes en termes de séquences permet de reconnaître six phases sédimentaires. Plusieurs de ces phases se retrouvent à la fois en milieu biohermal et extra-biohermal dans le Massif de Philippeville et également dans l'ensemble du Synclinorium de Dinant, au bord sud du Synclinorium de Namur, dans sa partie nord-orientale et dans le Massif de la Vesdre. **Des corrélations séquentielles sont donc établies pour la première fois entre ces différentes régions, au travers de tout le bassin de sédimentation.**

La finesse du découpage séquostratigraphique permet de positionner les uns par

rapport aux autres les différents monticules du Massif de Philippeville, qui **n'ont pas tous commencé à se développer à la même époque**. Les monticules du type "Les Bulants" se sont édifiés avant les monticules du type "Les Wayons-Hautmont" et se sont éteints pendant que ces derniers commençaient leur édification (cas du bioherme des Wayons), ou bien la poursuivaient, non sans développer une séquence négative (cas du bioherme du Petit-Mont).

Les monticules du bord sud du Synclorium de Dinant sont contemporains des monticules du type "Les Bulants".

L'application de la séquostratigraphie aux corrélations entre les monticules micritiques "F2j" et les sédiments stratifiés détritiques et biodétritiques contemporains montre le caractère dynamique de la réponse d'une communauté organique aux variations de l'environnement.

A une séquence positive, une monoséquence ou une séquence négative en milieu extra-biohermal peuvent correspondre respectivement en milieu biohermal:

- une séquence positive;
- une monoséquence ou une séquence positive;
- une séquence positive, une monoséquence ou une séquence négative.

A une séquence négative en milieu biohermal doit correspondre une séquence négative en milieu extra-biohermal.

L'accord entre séquostratigraphie et biostratigraphie est globalement bon pour l'ensemble du bassin de sédimentation.

Chapitre 10: INTERPRETATION DES PALEOENVIRONNEMENTS

A. INTRODUCTION

L'interprétation des paléoenvironnements sera basée sur la synthèse des données relatives aux lithofaciès, microfaciès et assemblages et à leur répartition (chapitres 5 et 6), des données issues de la répartition des Algues (chapitre 8) et des organismes ferroxydants (chapitre 7) et enfin, de la comparaison à l'échelle du bassin de coupes corrélées stratigraphiquement (chapitre 9).

Si les renseignements que l'on peut déduire de la paléoécologie particulière de chaque fossile sont très fragmentaires étant donné leur ancienneté (une analogie stricte avec des formes vivantes ne devrait se faire qu'au niveau spécifique), les données issues de l'analyse des communautés organiques, qui présentent un caractère plus permanent dans l'histoire géologique, peuvent se révéler extrêmement précieuses. Pour citer un exemple, une communauté à Eponges, Bryozoaires et Brachiopodes sera systématiquement située en milieu plus profond qu'une communauté à Algues et Coelentérés constructeurs et ce, aussi bien au Silurien (récifs de l'Arctique canadien, Narbonne & Dixon, 1984, p. 47) qu'au Frasnien (Wilson, 1975, p. 145; Canning Basin, Australie, Playford, 1981, p. 13) ou qu'à l'époque actuelle (côte nord de la Jamaïque, Land & Moore, 1977; Golfe d'Aqaba, Hottinger, 1984 et comm. orale).

A ces données d'origine écologique s'ajoutent des renseignements d'ordre physique (turbulence du milieu de sédimentation, existence d'une pente locale,...) auxquels on accède par l'observation de certains caractères du sédiment (litage, granulométrie, etc...) et auxquels on peut appliquer un raisonnement actualiste et des renseignements d'ordre diagénétique (type et répartition des ciments, présence de dissolution) qui permettent de déceler d'éventuelles variations du niveau marin (Purser, 1980, p. 316-323).

Toute interprétation d'un faciès en terme de paléoenvironnement devra finalement tenir compte de l'interprétation que l'on aura donné aux faciès qui lui sont géométriquement liés au sein de l'édifice sédimentaire et stratigraphiquement contemporains au sein du bassin de sédimentation.

Dans ce chapitre, je passerai en revue les différents faciès décrits précédemment et proposerai une interprétation en terme de paléoenvironnement. Ces faciès seront comparés à des faciès analogues décrits dans la littérature.

B. INTERPRETATION DES FACIES DES MONTICULES MICRITIQUES

I. LE SOUBASSEMENT

Le soubassement des monticules est observable à Petit-Mont, Les Bulants, Tiène à l'Gatte, les Wayons, Fort-Condé et dans le bioherme du sondage 134 E 303 de Chaudfontaine.

1. Les calcaires argileux infra-biohermaux

Le développement des édifices a débuté au-dessus des schistes nodulaires et calcaires argileux à Brachiopodes, spicules d'Eponges, Coraux, Crinoïdes (S2). Les organismes les plus abondants y sont les Eponges, les Brachiopodes, les Bryozoaires (particulièrement les formes branchues), les Crinoïdes, les Lamellibranches et les *Egosiella*. Cette communauté organique peu diversifiée, dépourvue d'Algues, se développe dans un environnement où se déposent des argiles. La continuelle décantation, associée à l'existence de formes fragiles comme

Egosiella(1), les Crinoïdes et les Bryozoaires branchus témoignent d'une agitation du milieu très faible à nulle (voir exemples dans Macurda & Meyer, 1977; Dromart, 1989, p. 32, 34; Jansa & coll., 1989, p. 730).

La nature même de la communauté organique plaide en faveur d'un environnement "profond", situé sous la zone photique: dans la nature actuelle, on observe souvent le passage d'une communauté à Coelentérés constructeurs-Algues à une communauté à Eponges-Bryozoaires avec l'accroissement de la profondeur (Land & Moore, 1977, p. 57, 61; Neumann & coll., 1977; Longman, 1981, p. 32; Hottinger, 1984 a, b, comm. orale; Reed, 1985) et les Eponges hexactinellides actuelles vivent dans des eaux profondes (Hartman, 1977, p. 127; supérieures à 200 m, Fagerstrom 1977, p. 290; supérieures à 100 m, Dromart 1989, p. 34).

Outre ces données sédimentologiques et actualistes, un rapide aperçu de la littérature consacrée aux monticules micritiques montre que des lithofaciès extra- ou péri-biohermaux comparables sont situés sous la zone d'action des vagues et sous la zone photique: calcaires du Dinantien moyen à spicules, Foraminifères, Ostracodes et quelques Crinoïdes (Derbyshire, Royaume-Uni; Bridges & Chapman, 1988, p. 141); calcaires nodulaires à Brachiopodes, Crinoïdes, "lumps" du Silurien (Canada; Narbonne & Dixon, 1984, p. 27); calcaires argileux à Bryozoaires, Brachiopodes, Trilobites, Crinoïdes, Eponges siliceuses de l'Ordovicien (Virginie, USA; Read, 1982, p. 204); calcaires argileux niagariens à Brachiopodes, Bryozoaires, Trilobites (région des Grands Lacs, USA; Lowenstam, 1950, p. 452), etc...

Si l'absence d'Algues plaide effectivement pour une sédimentation sous la zone photique, la présence de Coraux n'est pas contradictoire. On sait en effet que les Coraux "bâtisseurs" actuels sont hermatypiques et vi-

vent dans la zone photique suite à leur symbiose avec les Zooxanthelles. Sous la zone photique cependant, dans la plupart des océans du monde, vivent des Coraux ahermatypiques qui ne possèdent pas ces symbiotes et dont la croissance est nettement plus lente que celle des Coraux hermatypiques (Teichert, 1958; Neumann & coll., 1977; Mullins & coll., 1981; Hottinger, 1984 a, b; James & Macintyre, 1985, p. 32). Les Coraux frasniens ne possédaient-ils pas de symbiotes algaires? L'inverse n'est en tout cas pas prouvé actuellement (Rosen, 1977). Cette hypothèse pourrait rendre compte de la faible compétitivité en eau peu profonde de certains Coraux frasniens face aux Stromatopores et aux Algues.

Il ne faut cependant pas perdre de vue que la "profondeur de la zone photique" est variable suivant le type d'Algue considérée, puisque la pénétration de la lumière dans l'eau est notamment variable suivant la longueur d'onde. Fagerstrom rapporte que la base de la zone photique est située, en eau peu turbide, à 150 m pour *Halimeda*, 125 m pour les Algues rouges corallines et 100 m pour les Zooxanthelles (1987, p. 47). Reed observe des Coraux hermatypiques jusqu'à une profondeur de 150 m dans des eaux claires (1985, p. 253) et remarque qu'il s'agit de formes lamellaires, ce qu'il attribue à une adaptation à la faible clarté. Skompski (1987) rapporte que les Dasycladacées s'observent sporadiquement jusqu'à 90 m et Pratt (1982, p. 1204) que les Algues bleu-vertes peuvent croître en eaux claires jusqu'à une profondeur de 100 m. Flügel (1982, p. 333) remarque que les Algues bleu-vertes se développent surtout jusqu'à 30 m de profondeur. Lors de l'évaluation de la paléoprosfondeur au début de l'édification des biohermes "de marbre rouge", il faudra évidemment tenir compte du degré de turbidité des eaux qui influence fortement la pénétration de la lumière.

Intéressons-nous maintenant aux microfaciès constitutifs de ces calcaires argileux. Leur caractéristique commune est la bioturbation; les terriers horizontaux emplis de sédiments dominant, indiquant la présence d'une endofaune détritivore. Ce type de faune est considérée par de nombreux auteurs comme "relativement profonde" (voir par exemple Reineck & Singh, 1980, p. 165) et sa présence permet en tout cas de conclure au caractère aérobie de la partie superficielle du sédiment et, bien sûr, des eaux à son contact (Morris, 1979, 1980; Raiswell & coll., 1987).

(1): à part l'évidence fournie par cette contrainte de solidité mécanique, l'utilisation morphoécologique des Coraux doit être entreprise avec prudence; outre le fait que des eaux calmes sont caractéristiques de milieux très différents, les études de l'Actuel montrent que, contrairement à l'opinion anciennement admise (cf. Lecompte, par exemple), des formes tabulaires (Hubbard, 1974, fig. 4 p. 151) et des formes branchues robustes (Grows & coll., 1977, fig. 9 p. 143) peuvent également se développer en eaux très agitées.

Les microfaciès les mieux représentés sous la base des biohermes sont les mudstones à spicules d'Eponges et aussi les wackestones et packstones bioclastiques. Ces bioclastes (Crinoïdes, spicules, Brachiopodes, Lamellibranches, etc...) sont de même nature que la communauté organique indigène (chapitre 5). En l'absence d'agitation continue des eaux, il faut attribuer la formation des bioclastes à une action organique. Ces bioclastes, associés à des "boules de boue" sont groupés en passées. La formation de ce type de sédiment est liée, d'après certains auteurs, à des coulées de débris à petite échelle (Dromart, 1989, p. 30) provenant de zones légèrement surélevées du fond marin (n'oublions pas que la pente d'équilibre de la boue est de l'ordre de 2°, Longman, 1981, p. 35; 1° à 4°, Lewis *in* Reineck & Singh, 1975 p. 387). Certaines boules de boue peuvent être isolées par une action bioturbatrice préalable à leur remaniement (Dromart, *op. cit.* p. 29). On ne peut non plus exclure l'influence d'augmentations temporaires de la turbulence (Sepkoski, 1982), éventuellement suite à des tempêtes (Kreisa & Bambach, 1982). Les perturbations apportées par la bioturbation sur l'organisation du sédiment ne permettent pas une attribution plus précise de ces structures.

On remarque aussi que beaucoup de bioclastes (spécialement les Crinoïdes) sont bioérodés, très probablement par des Eponges. Ceci témoigne à la fois de la lenteur de la sédimentation et de la relative profondeur du fond marin (Warme, 1977 p. 264 montre que les Eponges ne sont les principaux lithophages qu'à partir de la profondeur de 70 m). On observe par endroit un fond durci.

Le bioherme de Chaudfontaine surmonte également des calcaires bioclastiques, plus riches en constructeurs et vraisemblablement moins argileux que dans les autres monticules étudiés.

Même dans le cas des monticules des Wayons qui est presque complètement encaissé par des schistes fins, le soubassement est formé par des calcaires argileux.

Les monticules "de marbre rouge" semblent donc s'être développés sur un substrat mou, colonisé par des Eponges, des Coraux branchus, quelques Bryozoaires branchus et Crinoïdes.

2. Comparaison avec d'autres édifices

La littérature abonde en descriptions de "soles" de biohermes. Dans la majorité des cas, les édifices se sont développés sur un substrat sableux, généralement formé de fragments de Crinoïdes: édifices ordoviciens à Bryozoaires et *Stromatactis* du Tennessee: grainstones et packstones à Crinoïdes, Bryozoaires et Algues (Alberstadt & coll., 1974 p. 1174; Ruppel & Walker, 1982, p. 1058-1060); biohermes dévoniens à Coraux et Stromatopores des Monts Cantabriques: grainstones à Crinoïdes (Van Loevezijn, 1987); monticules triassiques à Coraux et Eponges du bassin catalan: "sables carbonatés" (Calvet & Tucker, 1988); "récifs" siluriens à *Stromatactis*, Coraux, Stromatopores de la région des Grands Lacs (USA): "sable" à Crinoïdes (Textoris & Carozzi, 1964, p. 423-424); monticules algaires carbonifères de l'Arctique canadien: grainstones à Crinoïdes (Davies, 1977) pour n'en citer que quelques-uns. On peut également se référer à la synthèse de Burchette (1981, p. 122) qui montre que beaucoup d'édifices récifaux dévoniens d'Europe ont commencé leur développement sur des "sables" crinoïdiques. D'autres exemples de "soles" de monticules incluent des fonds durcis ou des arrêts de sédimentation (Walker & Alberstadt, 1975 p. 242; Bernier & Gaillard, 1983 p. 12: biohermes à Spongiaires du Jurassique du Jura); un soubassement à Coraux lamellaires (Maurin & coll., 1981: monticules "microbiens" cénomaniens du sud-est de la France); un niveau bréchique (Mountjoy & Riding, 1981 p. 303: biohermes dévoniens à Renalcis et Stromatopores des Rocheuses, USA); un sédiment fixé par des Bryozoaires branchus (Cuffey, 1977; Lees & coll., 1985 p. 142; Lees & Miller, 1985 p. 167: monticules waulsortiens).

Le soubassement des monticules waulsortiens présente certainement le plus d'analogies avec celui des monticules "de marbre rouge" frasniens. Remarquons néanmoins que sous ces derniers, les Eponges dominent nettement les Bryozoaires. Il ne faut probablement pas s'étonner de l'absence, dans un environnement calme, d'un substrat "sableux" à la base des monticules. Ce substrat n'est indispensable que dans un milieu où l'agitation des eaux empêche la formation d'un fond boueux stable où peuvent se fixer les larves des futurs constructeurs.

II. LA BOUE CARBONATÉE DES MONTICULES

1. Son origine

L'existence d'une "anomalie" carbonatée au sein de sédiments argileux (cas des biohermes du type "Les Wayons-Hautmont" et "Saint-Rémy") implique évidemment un processus d'accumulation locale de boue calcaire. Trois processus peuvent être envisagés:

- une accumulation hydrodynamique du type "banc" ou "dune";
- une accumulation de boue à l'intervention d'organismes filtrants;
- une accumulation locale de boue produite *in situ*.

La première hypothèse a été réfutée depuis de longues années (voir par exemple Lecompte, 1936 p. 80). Aux arguments "classiques" d'absence de critères de transport (pas d'abrasion des particules, présence de structures délicates conservées tels que réseaux spiculaires) et d'absence de courants (pas de "ripple marks" ni de granoclassements), on peut ajouter ceux-ci: existence d'une zonation écologique, présence de nombreux organismes en position de vie, morphologie et taille comparables des divers édifices, etc...

Les deux dernières hypothèses ne sont évidemment pas mutuellement exclusives et on peut imaginer sans peine des monticules où piégeage de boue carbonatée et production locale contribuent également à l'édification. Je pense cependant que le piégeage de boue **importée** n'était pas un processus important d'édification des monticules "de marbre rouge", pour les raisons suivantes:

- absence de critères de courants de fond;
- pas de zonation écologique asymétrique des édifices, tout au moins à leur base. Ceci est à opposer à la forte asymétrie de monticules dont la croissance résulte du piégeage du sédiment transporté par des courants de fond. Thomsen (1976), par exemple, décrit des monticules daniens à Bryozoaires et Eponges, au Danemark, dont la zone "face au courant" est constituée de wackestones à organismes en

position de vie et la zone "sous le courant" de packstones bioclastiques.

Il faut donc imaginer un phénomène de production et de dépôt de la fraction carbonatée *in situ*. Parmi les différents processus de formation de boue carbonatée, on peut citer:

- précipitation chimique de calcite crypto-cristalline. La formation de ce type de ciment n'est pas signalée dans le milieu relativement profond dans lequel semblent se développer les édifices (Purser, 1980 p. 245; Hewitt & Cuffey, 1985 p. 604). De plus, des structures résultant de déformations plastiques de la boue sont présentes (fig. IV.12);

- désagrégation mécanique ou biologique de squelettes d'organismes carbonatés. Dans les récifs actuels à Coelentérés, Warne (1977, p. 276) rapporte que les trois principales sources de fragments calcaires sont la fragmentation de squelettes articulés, l'érosion par les vagues et la bioérosion. Dans le cas qui nous occupe, nous pouvons éliminer les deux premiers processus puisque, au moins dans les niveaux inférieurs des monticules, l'agitation des vagues n'est pas sensible et on n'observe pas d'Algues articulées. La bioérosion, quoique importante actuellement dans beaucoup de zones à faible agitation depuis les complexes récifaux à faible profondeur jusqu'aux grands fonds océaniques (Adey & Burke, 1977 p. 72; Tudhope & Risk, 1985 p. 446) nécessite un substrat pour s'exercer: dans les niveaux inférieurs des biohermes, la rareté des bioclastes permet d'éliminer cette hypothèse;

- précipitation bio-chimique de carbonates. La formation de carbonates par des Bactéries est actuellement "très à la mode", mais depuis longtemps, de nombreuses expériences ont été tentées pour mettre ce phénomène en évidence *in vitro*: citons entre autre les travaux de Lalou (1957), Oppenheimer (1961), Malone & Towe (1970), Ramos-Cormenzana (1975), Ramos-Cormenzana & coll. (1980), Van Laer (1988), Castanier & coll. (1989). On peut également consulter les revues bibliographiques de Malone & Towe (*op. cit.*) et Chafetz (1986) qui recensent les nombreuses expériences de laboratoire où l'on a observé la précipitation de carbonate par des Bactéries. Il faut signaler ici que certaines morphologies de cristaux carbonatés, considérées par certains auteurs comme d'origine bactérienne, (voir les "dumbbells" décrits par Van Laer, 1988, pl. I b p. 144) ont été interprétées par d'autres auteurs (Cailleau &

coll., 1980) comme des structures liées à la transformation de vaterite instable en aragonite (*op. cit.*, pl. I p. 84). Une grande prudence s'impose donc dans l'interprétation des données morphologiques. D'autres auteurs ont observé dans des sédiments actuels "naturels", des structures attribuables aux Bactéries: Friedman & coll. (1973) en environnement hypersalin par exemple. Récemment, certains auteurs ont tenté de mettre en évidence des Bactéries carbonatogènes dans l'Ancien: citons Beauvais & coll. (1985), Maurin & coll. (1985), Camoin & Maurin (1988), Van Laer (1988), Camoin & coll. (1989). Ces études, basées sur des observations morphologiques, ne sont pas réellement convaincantes (voir par exemple les photographies MEB présentées par Camoin & coll., *op. cit.*) et semblent perdre de vue qu'en environnement carbonaté, dès que débute la diagenèse, la forme et la taille des cristaux de calcite qui constituent la micrite sont irrémédiablement modifiées (Purser, 1980 p. 53). Mes propres observations au MEB de divers types d'échantillons de matrice micritique ne montrent que des cristaux de calcite dont le néomorphisme a détruit toute morphologie pré-diagénétique. La mise en évidence d'une précipitation bactérienne de la boue carbonatée ne peut se faire à mon avis dans l'Ancien que sur base d'arguments "par défaut": **c'est l'absence d'un autre mécanisme envisageable qui laisse supposer pour les monticules micritiques frasniens une origine microbienne de la micrite.**

2. Etat physique de la boue carbonatée des biohermes

J'entends bien entendu état physique de la "boue" durant la période écoulée entre le dépôt et le début de la diagenèse. De nombreuses observations effectuées dans les niveaux inférieurs, moyens et sommitaux des monticules permettent d'avoir des indications concernant la rhéologie des sédiments:

- sédimentation interne active même après le début de la cimentation;
 - néomorphisme tardif de la micrite (*cf.* chapitre "diagenèse");
 - colonies coralliennes basculées;
 - existences de fissures à épontes irrégulières, contournant les éléments figurés;
 - existence de fissures cimentées par de la calcite fibreuse et recoupant des Coraux;
 - persistance de cavités ouvertes (notamment les *Stromatactis*);
 - maintien de pentes plus élevées que le talus d'équilibre de la boue (de l'ordre de 2°, Longman, 1981 p. 35);
 - présence de brèches dans des dykes neptuniens.
- Si les quatre dernières observations peuvent laisser supposer une lithification précoce de la boue carbonatée, les sept premières montrent qu'au moins une partie de la boue a gardé sa mobilité et qu'une bonne partie du sédiment est demeuré non lithifié un certain temps après son dépôt.
- On doit donc admettre que le sédiment possédait, peu après son dépôt, à la fois une plasticité suffisante pour permettre des déformations du type "slump" et une cohérence suffisante pour que se maintiennent ouvertes certaines cavités et une pente sédimentaire supérieure au talus d'équilibre. On pense inévitablement à une consistance du type "gel", probablement liée à la présence dans le sédiment originel de matière organique et de colonies bactériennes (carbonatogènes et ferroxydantes). Cette hypothèse sera développée dans le paragraphe consacré à l'origine des *Stromatactis*. Par contre, après un laps de temps difficile à quantifier, mais probablement assez court, une certaine lithification semble réalisée. L'exemple de brèches dans un "dyke neptunien", cité plus haut montre (chapitre 5) des éléments indurés de calcaire rose à Coraux, Crinoïdes, petits *Stromatactis*, *Stromatopores* (S5) et de calcaire gris à petites *fenestras*, *Tabulés branchus*, *Brachiopodes* (S7), "emballés" dans une matrice constituée du lithofaciès S5. Dans ce cas, la lithification semble très précoce, de même pour des fissures recoupant des fossiles et cimentées par de la
- existence de déformations plastiques du sédiment (Beauchâteau, fig. IV.12 ; Les Croisettes; Maudoux-Mousty) avant cimentation des géopètes par de la calcite fibreuse;
 - peu ou pas d'intraclastes incorporés dans le sédiment;
 - ouverture du sédiment sous l'action de compressions latérales (zebra, sills neptuniens);

calcite fibreuse (chapitre "diagenèse"). Il est évidemment très difficile de déterminer si la lithification de la boue du bioherme a progressé régulièrement suivant un "front", éventuellement situé à distance constante de la surface de l'édifice en accrétion, si elle s'est produite irrégulièrement à certaines époques "favorables" ou bien encore, si seules certaines zones du bioherme ont été lithifiées précocement; ce problème sera discuté plus loin dans le chapitre 12.

III. L'ORIGINE DES *STROMATACTIS*

Avant de tenter une interprétation en terme de paléoenvironnement des niveaux inférieur et sommital (biohermes du type "Les Wayons-Hautmont") des monticules micritiques, caractérisés pour la majorité d'entre eux par des calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges et des calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes, il est indispensable de comprendre l'origine des *Stromatactis*.

1. Revue bibliographique

Il me semble nécessaire, tant le problème de l'origine des *Stromatactis* a suscité de controverses, d'ouvrir une parenthèse et de faire le point sur nos connaissances concernant ces structures énigmatiques (on peut se référer également aux revues bibliographiques de Heckel, 1972, p. 7-8; Wilson, 1975, p. 162-164; Bathurst, 1982, p. 166-167; Pratt, 1982, p. 1207-1209; Flügel, 1982, tabl. 21, p. 220-221 ou Tsien, 1985, tabl. I et p. 275-276; notons que les tableaux récapitulatifs de ces deux derniers auteurs sont entachés de plusieurs inexactitudes).

Rappelons (chapitre 5) que depuis les études classiques de Dupont (1881, 1882, 1885) et Lecompte (1937), un certain consensus s'est fait sur la nature de la calcite fibreuse qui forme le "squelette" des *Stromatactis*: il s'agit d'un ciment, précipité soit dans un vide du sédiment, soit au sein d'un matériel quelconque, éventuellement en remplacement d'une phase carbonatée instable.

Examinons d'abord les contributions des tenants de l'hypothèse d'un ciment précipité au sein d'un matériel quelconque. Il n'y a pas passage par un stade où existe un "vide".

a. Les *Stromatactis* sont des structures diagenétiques résultant de la recristallisation de la micrite

Cette hypothèse a été principalement défendue par Black (1952) pour des *Stromatactis* ("reef-tufa") provenant de divers calcaires "récifaux" carbonifères d'Angleterre et par Ross & coll. (1975) qui ont étudié des monticules micritiques ordoviciens du Nevada.

Ces auteurs montrent que certains éléments figurés (notamment des Bryozoaires, des lumps, des Ostracodes) sont suspendus dans la calcite fibreuse (Ross & coll., p. 22 et 35; Black, p. 197), que certains présentent un début de recristallisation (Black, p. 199), que les mêmes organismes se retrouvent dans la matrice et dans les *Stromatactis* (*ibid.*) et enfin, que la composition chimique et isotopique de la calcite fibreuse et de la micrite est identique (Ross & coll., p. 33).

Ces observations sont utilisées pour démontrer une origine de certains *Stromatactis* par recristallisation locale de la micrite. On peut rapprocher de cette théorie les observations de Cross & Klosterman (1981) qui montrent que certains *Stromatactis* peuvent provenir du néomorphisme de stromatolithes et de la boue environnante (monticules micritiques permien du Nouveau-Mexique, USA).

b. Les *Stromatactis* sont des structures liées à la décomposition d'Algues

De nombreux auteurs ont défendu cette hypothèse. C'est l'interprétation proposée dans un premier temps par Lecompte (1937) pour les *Stromatactis* "géants" de la carrière de Bergnonry (écrit "Bernionri" dans l'annexe I; Frasnien, Vodecée). Il a découvert dans ces structures des Bryozoaires branchus qui, dit-il:

"se sont trouvés emprisonnés, en position de vie, dans une substance organique dont la décomposition rapide a fourni le carbonate ammonique qui a déterminé la précipitation du carbonate calcique de l'eau marine. On est assez naturellement porté à penser à des Algues enveloppantes autour de ces colonies délicates (...) [ce qui] pourrait, dans une certaine mesure, expliquer la forme

particulière des "*Stromatactis*" (...)." (Lecompte, 1937, p. 9; voir aussi 1954, p. 157 et 1958 a, p. 1057).

Par la suite, Lecompte se contentera d'attribuer les *Stromatactis* à un organisme à corps mou indéterminé (1959 b, p. 62), en insistant sur leur zonation au sein des biohermes qui semble correspondre à des conditions bathymétriques particulières (1954, p. 157; 1959 b, p. 62).

Prentice (1950, p. 179) proposera la même interprétation pour des "bandes à structures fibro-radiaires" de monticules du Staffordshire (Royaume-Uni), de même que Bellière (1958, p. 126) pour les *Stromatactis* du "récif de marbre rouge" famennien de Baelen (Belgique). Bellière propose quelques arguments intéressants, d'abord pour repousser l'existence d'une cavité transitoire (p. 124):

"[Cela] (...) impliquerait l'existence originelle de vides occupant dans certains cas près de la moitié du volume total de la roche (...). On a vu de plus que les *Stromatactis* renferment en leur sein des articles de Crinoïdes et autres fossiles.";

ensuite pour repousser l'idée d'une recristallisation de la micrite (p. 124-125):

"(...) on a vu que même dans les calcaires fortement colorés, la teinte rouge fait toujours complètement défaut dans les *Stromatactis*. Si ceux-ci étaient le résultat d'une recristallisation du sédiment rouge, il faudrait admettre que ce processus de recristallisation ait fait complètement disparaître le pigment coloré (...). En second lieu, les éléments détritiques terrigènes (...) qui sont toujours présents en faible quantité dans le sédiment organo-clastique font systématiquement défaut au sein des *Stromatactis*. En troisième lieu (...) On voit (...) que les *Stromatactis* semblent liés à un milieu sédimentaire bien déterminé."

Pour Tsien (1980), les *Stromatactis* sont des organismes constructeurs qui présen-

tent des variations écologiques (p. 90-91) et qui sont "aptés à piéger et à fixer les sédiments pour former des boundstones (...) leur forme est comparable à celle des Stromatoporoïdes et des Coraux (...). L'origine de ces organismes est donc organogène et probablement algale." (p. 94-97).

c. Les *Stromatactis* sont des structures liées à la recristallisation d'organismes méazoaires constructeurs

Il s'agit de l'hypothèse bien connue de Lowenstam, avancée pour expliquer la morphologie "interne" en lamines et piliers des *Stromatactis* des "récifs" siluriens de la région des Grands Lacs (USA) (1950, p. 439):

"the (...) closely spaced, thin laminae which make up the ribbons are separated by short, closely spaced, vertical, pillar-like structures. Although there is thus no question as to their organic origin, it is not as yet certain whether these structures are Stromatoporoïds of the *Clathrodictya* type or algae of the *Solenopora* type (...)"

Lowenstam remarque la forme irrégulière de certaines digitations des *Stromatactis*, avec des expansions latérales et des rentrants. Il attribue cette morphologie (comme plus tard Tsien) à la succession de périodes plus ou moins favorables à leur croissance (p. 459); les périodes favorables sont caractérisées par un taux de sédimentation faible et permettent un étalement des *Stromatactis*; les périodes défavorables, à taux de sédimentation élevé, induisent une croissance essentiellement verticale.

Plus récemment, Otte & Parks (1963) ont proposé une origine pour les *Stromatactis* de biohermes permien du Nouveau-Mexique: il s'agirait d'un phénomène de cristallisation de ciment dans l'espace intercellulaire d'un constructeur hypothétique, non calcifié (p. 394). L'arrangement actuel des cristaux de calcite serait un reflet de l'anatomie originelle de l'organisme, modifié éventuellement par des processus de recristallisation ou d'aggradation cristalline (*ibid.*). De même, les inclusions noires de matière organique dans le ciment seraient des reliques de la matière organique originelle de l'organisme (p. 392). Otte &

Parks rejettent une origine par recristallisation de la matrice au vu des contacts nets entre micrite et *Stromatactis* (p. 385). Ils rejettent également l'existence temporaire de cavités car ils ne trouvent aucun sédiment interne (p. 393) et la proportion de *Stromatactis* par rapport à la matrice (plus de 75 %, p. 385) leur semble trop élevée pour que puissent se maintenir ouverts des vides dans le sédiment.

Ces auteurs proposent une classification morphologique des *Stromatactis*: "globular", "tabular", "finger-like" et "massive irregular".

d. Les *Stromatactis* sont des colonies microorganiques recristallisées

Cette hypothèse a été avancée par Tsien (1984, p. 7.22 et 1985) pour les *Stromatactis* des monticules micritiques frasniens belges. Il suggère que la calcite des *Stromatactis* résulte du remplacement de colonies microbiennes: "(...) sparry calcite results from replacement of different stages of microbial accretions." (1985, p. 283) sans passage par un "vide", car on y trouve des inclusions d'organismes isolés au sein de la calcite fibreuse. Il mentionne également comme preuve la présence de *Stromatactis* dans des "shales" "non cimentés" qui n'auraient pu avoir une cohésion suffisante pour que se maintienne ouvert un système de cavité. Enfin, après avoir proposé une classification des *Stromatactis* basée sur la nature de la "calcite sparitique" (ce que j'appelle "calcite fibreuse") (*id.* p. 282-283), il conclut en suggérant un équivalent actuel des *Stromatactis* en *Revularia biasolettiana* et *R. haematites* qui forment des concrétions carbonatées.

De nombreux auteurs ont suggéré par contre que la formation des *Stromatactis* passait par l'existence temporaire d'une cavité ou d'un système de cavités interconnectées. Pour ces auteurs, le principal problème à résoudre est la nature du processus à l'origine de la cavité, la calcite fibreuse qui l'a cimentée ayant été précipitée ensuite chimiquement ou biochimiquement. On peut ainsi distinguer parmi les divers processus proposés, des mécanismes physiques et des mécanismes organiques. Voyons d'abord ce dernier cas.

e. Les cavités sont dues à la disparition d'organismes "à corps mou" indéterminés

C'est l'une des hypothèses les plus anciennes, puisqu'elle a été avancée par Delhay (1908 a, p. 248-249: "(...) le vide qui a été ultérieurement l'objet de ce remplissage est d'origine organique; peut-être correspond-il à des organismes dont le squelette chitineux n'a pas été conservé par la fossilisation?"), Maillieux (1913 a, p. 78; 1913 b, p. 115-116) et également Dumon qui, après s'être étonné, dans un premier temps que ces structures soient dues à des animaux à corps mou (1929, p. 169), se rallia à cette hypothèse (1957, p. 3; 1964, ch. 30). Dumon note que dans les monticules, les *Stromatactis* paraissent toujours s'être développés à un niveau bien particulier (1929, p. 167).

Relevons également l'intéressante analyse de Bathurst (1959) qui, après avoir décrit minutieusement les *Stromatactis*, leur cimentation et les remplissages géopètes dans des "récifs" mississippiens du Lancashire (Royaume-Uni), conclut à une origine organique, modifiée par érosion interne et dépôt des sédiments érodés (*op. cit.*, p. 519) "The primary cavities may have been molds of an organism which decomposed after burial. Modification of the initial cavities by internal erosion, solution and redeposition may have led to their present complex labyrinthine pattern".

C'est une origine un peu similaire que Lees (1964) attribue aux *Stromatactis* des monticules waulsortiens d'Irlande; des cavités laissées par la décomposition d'organismes (Algues?, Eponges?) sont modifiées par effondrement partiel de zones légèrement indurées ("lumps"), formant "pont" ou "clef de voûte" (*op. cit.*, p. 522). Dans ces cavités se sont déposés des sédiments internes, responsables de l'allure géopète de la base des futurs *Stromatactis*. Ces sédiments étaient à l'origine piégés dans les structures organiques. Dans une publication ultérieure, Lees et Miller (1985), insistent sur le rôle des Bryozoaires fénestellidés qui "arment" la micrite, comme des tiges de fer arment le béton, et seraient responsables de la persistance des plus grandes cavités. Dans les faciès où les Eponges l'emportent sur les Fénestelles, les cavités seraient plus petites (*op. cit.*, p. 175).

Signalons également la contribution de Wallace (1987) qui attribue la forme des *Stromatactis* à un phénomène d'érosion-sédimentation à partir d'un vide d'origine organique (*op. cit.*, p. 700). Par suite du mouvement des fluides au sein des monticules, des effondrements du toit des cavités fournissent des sédiments qui s'empilent à leur base. La cavité "migre" ainsi progressivement, par effondrements et remplissages successifs vers le haut, un peu à la manière des "fontis", jusqu'à ce qu'il ne se produise plus d'effondrement du toit, soit parce que la cavité butte contre une structure rigide (coquille, par exemple), soit parce que le degré de cohésion de la "boue" a dépassé un seuil critique. La base plane des *Stromatactis* est ainsi expliquée par la sédimentation interne et le sommet digité par des différences à petite échelle de cohésion du sédiment (*op. cit.*, p. 698). La morphologie des *Stromatactis* est contrôlée par l'abondance des éléments figurés et l'état de cohésion du sédiment.

**f. Les cavités sont dues à l'érosion syndé-
dimentaire de boue non liée, entre des tapis
cryptalgaires.**

Cette hypothèse a été proposée par Pratt (1982) pour rendre compte des *Stromatactis* des monticules micritiques phanérozoïques. Il imagine des tapis stromatolithiques ou thrombolithiques recouverts périodiquement par des apports de sédiment. Ce processus donne naissance à une structure répétitive boue-tapis si les apports sont épisodiques (*op. cit.*, p. 1219) ou à une structure réticulée si les apports de sédiment sont continus (*id.* p. 1221). Les tapis algaires sont cimentés rapidement sur le fond marin et périodiquement, par suite d'une érosion sous-marine, la boue non consolidée est emportée, laissant des cavités ouvertes entre les tapis. Dans ces cavités, futurs *Stromatactis*, se déposent des sédiments internes et précipitent divers types de ciments (*id.*, fig. 16, p. 1220). Pratt suggère que c'est à la pérennité, dans l'histoire géologique, des formes de vie simples à l'origine des tapis cryptalgaires que l'on doit l'extension stratigraphique considérable des *Stromatactis*, depuis l'Ordovicien jusqu'au Carbonifère (*id.* p. 1222).

On peut rapprocher de ce processus de formation, l'hypothèse de Coron & Textoris, formulée en 1974. Ces auteurs ont montré que les filaments algaires ou cyanobactériens non

calcifiés sont ubiquistes dans certains monticules micritiques (ils isolent ces filaments par dissolution du calcaire, *op. cit.*, p. 1248-1249) et pourraient, en assurant la cohérence de la boue, être responsables de la formation de "ponts", isolant des cavités. Après remplissage partiel par des sédiments internes, ces cavités donneraient naissance à des *Stromatactis* (*id.* p. 1250).

**g. Les cavités sont liées à la présence
d'Eponges**

C'est l'hypothèse de Bourque & Gignac (1983), qui ont étudié des *Stromatactis* dans des monticules micritiques siluriens de Gaspésie (Québec). Leurs observations semblent montrer que dans ces calcaires, les seuls éléments figurés associés aux *Stromatactis* sont des spicules d'Eponges. Ces spicules sont présents en grande quantité, malgré l'absence de restes identifiables d'Eponges (1983, p. 523). De plus, la matrice possède souvent, près des *Stromatactis*, un aspect "pelletoidique" très semblable au "tissu" de certaines Eponges (*op. cit.*, p. 526), qui pourrait être dû à la dégradation d'un réseau spiculaire (*id.* p. 530). "The sponge network probably created a system of growth cavities. Other cavities may have originated by decay of local uncemented tissue. Partial mud infilling was responsible for the smoothness of the cavity floor, and collapse of uncemented material may account for the digitate nature of the cavity roof" (*ibid.*). Un peu à l'inverse de Pratt, Bourque & Gignac font remarquer qu'une extension stratigraphique "limitée" des *Stromatactis* (de l'Ordovicien au Jurassique) témoigne d'une nature organique plutôt qu'inorganique du processus de formation (*ibid.*)...

h. Les cavités sont liées à la bioturbation

Ce processus de formation a été proposé par Shinn (1968), qui s'est rendu compte de la ressemblance entre des terriers actuels de Crustacés (en Floride et aux Bahamas) et les *Stromatactis* paléozoïques. Il y a retrouvé divers types de sédiments internes délimitant un plancher subhorizontal (*op. cit.*, p. 892) et suppose que les ciments fibreux et granulaires des *Stromatactis* correspondent à un passage du fond marin d'abord en zone vadose marine, ensuite en zone phréatique météorique (*id.* p. 893).

Relevons maintenant les processus de formation des *Stromatactis* où les auteurs font intervenir des phénomènes purement physiques.

i. Les cavités sont dues à un phénomène d'ouverture du sédiment sous l'effet de compressions latérales

C'est l'hypothèse avancée par Schwarzacher pour des "récifs" carbonifères d'Irlande. Une étude géométrique minutieuse montre que les cavités cimentées sont situées dans des zones où existait une pente sédimentaire (1961, p. 1495) et que leur nombre n'est corréléable avec l'abondance d'aucun élément figuré (Bryozoaires, notamment).

Schwarzacher remarque également que les "toits" et les "murs" de certaines cavités se correspondent (fig. 12, p. 1494). Ces observations l'amènent à proposer un mécanisme de formation de cavités par ouverture du sédiment, encore plastique, sous l'effet de la gravité, le long d'une pente sédimentaire (*ibid.*). Un remaniement par érosion interne et redépôt est invoqué pour expliquer le sommet digité et la base plane des futurs *Stromatactis*. La pression hydrostatique empêche leur effondrement (*op. cit.*, p. 1495).

j. Les cavités sont dues à des phénomènes de thixotropie

Ce processus est invoqué par Heckel (1972) pour expliquer la formation des *Stromatactis* de monticules micritiques dévoniens dans la région de New York (USA).

Le mécanisme qu'il propose est le suivant: dans des boues gorgées d'eau (il cite des cas de sédiments boueux modernes contenant plus de 50% d'eau: *op. cit.*, p. 11), le moindre choc peut faire "collapser" le sédiment, amenant la séparation de l'eau et de la boue, qui se dépose au fond de la cavité nouvellement formée (*id.*, p. 11-12).

L'hétérogénéité granulométrique du sédiment est responsable de la répartition des cavités, concentrées dans les zones où le sédiment est le plus fin. En périphérie des monticules, où le sédiment est plus argileux, la compaction est uniforme et le processus décrit inopérant (*id.* p. 16). La différence d'aspect entre sédiments internes et sédiments

"primaires" serait due à un léger remaniement par les fluides circulant dans les cavités (*id.* p. 14).

On peut rapprocher de cette théorie, l'hypothèse de Bernet-Rollande & coll. (1981, 1982) qui attribuent la formation des *Stromatactis* à des phénomènes de transfert de fluides le long de certains plans préférentiels.

k. Les cavités proviennent de la dissolution de fossiles

L'étude des "récifs" siluriens d'Indiana (USA), reprise par Textoris & Carozzi (1964) après les travaux de Lowenstam, a amené ces auteurs à proposer une origine des *Stromatactis* par dissolution de Bryozoaires fistuliporidés.

Ces auteurs ont remarqué, à la base de nombreux *Stromatactis*, des colonies lamellaires de ces Bryozoaires. Parfois, même, ces organismes seraient encore identifiables dans l'ensemble du *Stromatactis*, mais dans le cas général, ils semblent avoir été dissous dans leur partie supérieure (*op. cit.*, p. 412). La forme, digitée à base plane des *Stromatactis*, serait donc le résultat d'une dissolution incomplète d'organismes lamellaires, avec élargissement progressif vers le haut de la cavité ainsi créée (*id.* p. 413).

Semeniuk (1971) distingue dans des calcaires ordoviciens de Nouvelles Galles du Sud (Australie), plusieurs types de cavités dues à la dissolution en zone vadose météorique (*op. cit.*, p. 948). Ces cavités vont de moules de fossiles encore reconnaissables à des structures irrégulières, suivant l'intensité de la dissolution.

Si dans ces cavités irrégulières se déposent des sédiments internes (silt vadose résultant de la désagrégation mécanique de cristaux de sparite, p.948 ou "pellets" provenant de fragments érodés du calcaire encaissant, p. 944), on obtient une structure à base plane et sommet digité, comparable aux *Stromatactis* (*id.*, fig. 4, p. 942).

En 1976, Logan & Semeniuk ont proposé qu'en l'absence de critères d'émergence, cette dissolution pourrait être liée à la recristallisation de la boue carbonatée, suivie de sa dissolution par pression-dissolution au cours

du début du métamorphisme ("low-grade metamorphism", *op. cit.*, p. 70).

l. Les cavités sont liées à la formation de croûtes cimentées

C'est une hypothèse proposée par Bathurst (1980, 1982) pour expliquer la formation des *Stromatactis* des monticules micritiques paléozoïques. Il remarque que les *Stromatactis* sont plutôt typiques du cœur des édifices que de leurs flancs (1982, p. 167), qu'aucun groupe de fossiles ne leur est associé de manière univoque (1982, p. 166) et que les *Stromatactis* sont des structures dont la morphologie n'a pas varié depuis l'Ordovicien jusqu'au Carbonifère.

Bathurst (1982, p. 171-173) rejette l'hypothèse d'une recristallisation du sédiment (évidences de croissance centripète du ciment fibreux à partir des bords de la cavité, contenu en insolubles des *Stromatactis* différent de celui de la matrice, présence dans les cavités de sédiments internes) et montre qu'en l'absence d'une induration du sédiment, il est difficile d'imaginer un mécanisme capable de maintenir ouvertes les cavités (Bathurst conteste l'hypothèse d'une surpression hydrostatique, car les cavités ne constituent pas un système isolé, au vu de leur remplissage qui implique une circulation d'eau (*op. cit.*, p. 175)).

Le mécanisme qu'il propose est une lithification périodique du sédiment sur quelques centimètres de profondeur (*id.* p. 176), à l'origine de la superposition de croûtes indurées et de boue meuble, boue qui une fois excavée, laisse la place à des cavités.

L'induration, maximale à l'interface eau-sédiment, diminue irrégulièrement au sein du sédiment, donnant naissance à des croûtes à sommets plans et bases digitées (1980, p. 134; 1982, p. 177). La fracturation des croûtes et leur effondrement, suivi de l'infiltration de sédiment meuble donne naissance à des cavités à fond plan et sommet digité. Burchette, dans sa synthèse des "récifs" dévoniens d'Europe (1981, p. 130), s'est rallié à cette théorie.

ce modèle est nettement inspiré de la découverte de "lithohermes" dans le détroit de Floride par le submersible "Alvin", à la profondeur de 600 à 800 mètres (Neumann & coll., 1977). La surface de ces édifices, dont

nous reparlerons, est durcie sur 10 à 30 centimètres d'épaisseur et surmonte une boue non indurée:

"Crust surfaces are often smooth, flat and dense, and they are more cemented at the exposed upper surface and become progressively less cemented and more irregular towards the base (...). The intercrust voids produced by excavation would be expected to have flat bases and irregular roofs. Later infilling by sediment or spar could produce stromatactoid structure." (*op. cit.*, p. 5).

Notons toutefois que Neumann & coll. insistent (*op. cit.*, p. 8) sur l'intensité de la bioérosion qui affecte ces croûtes.

m. Les cavités sont dues à des irrégularités de la surface des monticules

Il s'agit d'une hypothèse présentée par Middleton (1988) pour les *Stromatactis* de monticules micritiques ordoviciens de Suède. Les irrégularités de surface des monticules sont enfouies au cours du développement de l'édifice, formant des cavités, souvent encore en communication avec l'extérieur. Une sédimentation interne est responsable de la base plane de la cavité.

A rapprocher de cette hypothèse, la proposition de Jansa & coll. (1989), pour qui les *Stromatactis* de monticules thrombolitiques jurassiques de Nouvelle-Ecosse (Canada) seraient des cavités de croissance entre dômes cryptalgaires (p. 731).

le tableau X.1 résume et présente de manière schématique les différents mécanismes invoqués pour expliquer la formation des *Stromatactis*.

Que retirer de cette controverse?

Il semble bien acquis pour la plupart des auteurs que la calcite fibreuse des *Stromatactis* est bien un ciment. A-t-il ou non cristallisé au sein d'une cavité -quelle qu'en soit l'origine- ou au sein d'un matériel quelconque, c'est ce qu'il faut établir. Je pense en tout cas qu'il faut se garder d'une attitude dogmatique: les *Stromatactis* n'ont pas forcément tous la même origine, le même méca-

nisme de formation (Bourque & Gignac, 1983, p. 530; Playford, 1984, p. 208; Boulvain, 1987) et la nature est prodigue de convergences morphologiques...

2. L'origine des cavités: discussion

Dans le cas qui nous occupe, il est facile de démontrer l'existence, avant cimentation, d'une cavité temporaire: tous les *Stromatactis* (et les *fenestrae* stromatactoïdes) montrent à leur base un remplissage de sédiments internes. On peut ajouter à cet argument d'autres observations qui vont dans le même sens:

- il ne peut s'agir d'une recristallisation du sédiment, puisque la matrice contient en abondance un pigment ferrugineux qui est totalement absent des *Stromatactis*;

- certains *Stromatactis* passent sans solution de continuité à des fissures verticales à ciment fibreux (fig. V.7);

- la croissance centripète du ciment fibreux, parfois drusique, va à l'encontre d'une origine par recristallisation de la micrite (voir la discussion dans Bathurst, 1982 p. 171) ou d'un organisme quelconque.

Le problème à résoudre tient donc tout entier dans le mécanisme à l'origine de la cavité. Commençons par une argumentation "négative" et éliminons les processus inadéquats:

- une origine par dissolution est à rejeter, notamment à la suite des résultats de l'étude diagenétique (Boulvain, 1989 b). Aucune phase d'émersion n'a été mise en évidence avant le remplissage par des sédiments internes dont beaucoup contiennent des bioclastes d'origine marine;

- la présence d'irrégularités de surface implique la lithification, ou au moins une forte cohésion du sédiment. De même pour la formation de croûtes cimentées. Dans ce milieu, la présence de fond durci se manifeste clairement par quelques perforations et surtout par de nettes différences de texture et de couleur du sédiment, avec un gradient parallèle à la paléosurface indurée (échantillon HMB 2, par exemple). L'association de structures de ce type avec les *Stromatactis* n'a jamais été mise en évidence;

- une origine par compression latérale suppose la formation des *Stromatactis* sur une pente sédimentaire. De nombreuses observations montrent que leur abondance est maximale en zone centrale, probablement proche de l'horizontale (les géopètes, dont les *Stromatactis* sont parallèles à la base des organismes lamellaires). Ce mécanisme ne peut donc être invoqué ici.

Ce raisonnement ne s'applique pas aux zebra et aux dykes neptuniens. J'ai en effet constaté que les zebra, contrairement aux *Stromatactis*, ne possédaient pas de zonation écologique particulière et s'observent dans les zones où le sédiment a manifestement subi une compression latérale. Ce phénomène est parfois souligné par la formation de petits "anticlinaux" avec un remplissage interne des zebra discordant par rapport à leur base plane (fig. v.27) ou par des failles inverses à petite échelle affectant des organismes lamellaires (fig V.9). J'interprète donc, à la suite de Schwarzacher (1961, p. 1494) et Lees (1964, p. 523), les zebra comme des structures dues à l'ouverture du sédiment sous l'effet de compressions latérales. Ce phénomène suppose, bien entendu, une cohérence particulière du sédiment, probablement proche de l'état de "gel".

Il faut noter ici que la formation des zebra n'est peut-être pas toujours un phénomène précoce dans l'histoire des monticules. Si la plupart de ces structures sont cimentées par de la calcite fibreuse pénécemporaine de l'édification des biohermes (Boulvain, 1989 a et chapitre "diagenèse"), impliquant une formation précoce, certaines sont cimentées uniquement par de la sparite ferrifère. Ceci pourrait témoigner d'une ouverture du sédiment plus tardive (ou éventuellement d'une cimentation tardive d'une cavité demeurée ouverte);

- l'effondrement de boue thixotropique est une hypothèse difficilement discutable, puisqu'elle est basée sur une propriété non vérifiable du sédiment originel. Je pense néanmoins qu'elle ne peut convenir pour expliquer l'origine des *Stromatactis* observés: le chapitre descriptif nous a montré en effet que la répartition des *Stromatactis* semblait être sous contrôle écologique et que leur abondance pouvait varier de manière spectaculaire entre deux niveaux très proches (fig. V.8). Si l'on examine le sédiment d'une zone où les *Stromatactis* sont très développés et celui d'une zone où ils sont totalement absents, on ne pourra mettre

en évidence aucune différence significative de texture pouvant expliquer une différence de comportement mécanique;

- une origine par bioturbation a été proposée pour des sédiments inter- à subcotidaux, où abondent les Crustacés (Callianasses). De tels organismes ne semblent pas avoir vécu dans le milieu relativement profond où s'est édifiée la "griotte" de base; les seuls terriers fréquents dans les sédiments infra-biohermaux sont des terriers horizontaux emplis de sédiments et non des terriers ouverts de grande dimension;

- l'hypothèse de l'excavation de boue sous des tapis cryptalgaires peut être écartée: si l'on observe sporadiquement des indices de tapis cryptalgaires (structures grumeleuses éventuellement), il s'agit toujours de structures situées au sein des *Stromatactis* (voir les quelques pages consacrées aux sédiments internes dans le chapitre V), or cette hypothèse implique l'existence de tels tapis en dehors des *Stromatactis*, de telle sorte qu'ils puissent maintenir par leur cohésion les cavités ouvertes. Le mécanisme envisagé de vannage des sédiments non liés par les tapis ne correspond pas non plus au type d'environnement, très calme, où s'est édifié la base des monticules.

Nous ne pouvons donc retenir, des nombreux mécanismes de formation des cavités à l'origine des *Stromatactis* proposés dans la littérature que l'hypothèse suivante: **disparition d'organismes indéterminés à "corps mou" et remaniement par érosion interne et dépôt de sédiments.**

De nombreuses observations pétrographiques et morphologiques permettent de préciser quelque peu cette hypothèse.

3. Nature des "organismes à corps mou" à l'origine des cavités

Même s'il a été dit dans le chapitre 5 que spicules d'Eponges et *Stromatactis* co-existaient dans la "griotte" sans montrer entre eux de relations géométriques particulières, il faut remarquer que là où apparaissent en grand nombre les *Stromatactis*, apparaissent également de nombreux spicules d'Eponges (Fort-Condé, Tiers-Cocrai, Saint-Rémy, "griotte" des Wayons). **Les spicules d'Eponges sont les seuls fossiles à coexister avec les *Stromatactis* dans les calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges.**

Outre cette relation univoque, considérons le raisonnement suivant: il semble que les cavités à l'origine des *Stromatactis* correspondent à la décomposition d'organismes à corps mou. Le sédiment paraît donc être à même de garder l'"empreinte" d'organismes non fossilisables; si les Eponges, dont la présence dans le sédiment est attestée par de nombreuses spicules, n'avaient pas donné naissance aux cavités du type *Stromatactis*, elles auraient du donner naissance à un autre type de cavité, éventuellement morphologiquement différent; or les seules cavités cimentées présentes dans le sédiment sont précisément les *Stromatactis*, que l'on peut ainsi attribuer aux Eponges.

La structure "vermiculaire", souvent associée aux *Stromatactis* dans les calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3) représente pour Pratt (1982, p. 1217) des filaments algaires, pour Kobluk & James (1979, p. 207) des terriers et pour Ross & coll. (1975, p. 24) des perforations ou des restes de péloïdes.

Contrairement à ces auteurs, j'ai pu reconnaître dans ces "vermicules" par endroit des structures correspondant à un réseau spiculaire mal conservé. Cette hypothèse a été confirmée en cathodoluminescence: les "vermicules" flous et bifurqués en lumière naturelle correspondent à un réseau spiculaire en cathodoluminescence, réseau dont la forme a été fortement modifiée lors de la croissance de calcite.

Morphologiquement, les *Stromatactis* irréguliers pourraient ressembler aux Démosponges actuelles(2). Une coupe dans une éponge de bain ressemble d'ailleurs de façon troublante à un *Stromatactis*. Ce n'est pas le seul argument d'ordre morphologique: des *Stromatactis* réguliers de la "griotte" de la carrière des Bulants (pl. I, photo 5) ont été attribués par J. Rigby à des Spongiaires lamellaires (comm. écrite). Cette détermination, basée sur des photographies n'a pu être poussée plus loin. La figure X.1 et la planche I, photo 5 montrent de manière très claire que ces *Stromatactis* réguliers-Eponges passent en continuité morphologique à des *Stromatactis* irréguliers simples et lamellaires à digitation dentée. On peut donc supposer que ce type de

(2): qui possèdent, comme les Hexactinelles frasniennees (Hyalosponges), des spicules siliceux (de Laubenfels, 1955, p. E36, E66; Narbonne & Dixon, 1984, p. 47).



Figure X.1: *Stromatolites* réguliers, en fait des Eponges lamellaires, évoluant latéralement à des *Stromatolites* irréguliers. Calcaires rouges à *Stromatolites*, Coraux, Crinoïdes (S4). En blanc: sparite granulaire; en noir: sparite fibreuse; en pointillés: matrice. Carrère des Eulants, cote 17 m de la coupe A.

Stromatactis peut résulter de l'"altération" morphologique d'une Eponge lamellaire. D'autres *Stromatactis* peuvent résulter de l'altération d'autres types d'Eponges (fig. X.2).

Si les *Stromatactis* représentent les cavités laissées par la disparition d'Eponges, on peut se demander pourquoi on n'observe pas toujours de relation géométrique définie entre *Stromatactis* et spicules. Deux réponses sont possibles et ne sont pas mutuellement exclusives:

- comme dans les récifs actuels, les spicules en silice amorphe étaient chimiquement instables et ont été dissoutes dès leur enfouissement (James & Kobluk, 1978 p. 27; Narbonne & Dixon, 1984 p. 47). Hartman (1977, p. 131) cite même des exemples actuels où les spicules siliceux de Sclérosponges sont déjà en voie de dissolution alors même qu'ils sont incorporés dans le squelette aragonitique basal de l'Eponge. La dissolution de cette forme peu stable de silice serait liée à une élévation du pH suite au métabolisme de Bactéries productrices d'ammoniaque (*ibid.*). Les spicules conservés sont donc rares dans les sédiments récifaux actuels. La séquence diagénétique de la plupart des spicules des monticules de "marbre rouge" ne commence cependant que par la calcite automorphe non luminescente (Boulvain, 1989 b) qui n'est que la deuxième phase de cimentation, après la calcite fibreuse (pl. V, ph. 2). Il ne faut pas pour autant placer chronologiquement la dissolution des spicules après la précipitation de la calcite fibreuse, puisqu'on a vu dans le chapitre 5 que ce ciment ne cristallise que dans les cavités plurimillimétriques.

Il est donc probable que les spicules observés dans la "griotte" ne représentent qu'une faible proportion des spicules présents à l'origine. Leur préservation (par cimentation) étant aléatoire, une relation géométrique privilégiée entre *Stromatactis* et spicules a peut-être été perdue;

- l'autre possibilité est que la forme et éventuellement l'emplacement des cavités laissées par les Eponges aient été modifiés peu après la disparition du tissu organique: on a déjà constaté la présence de sédiments internes dans le fond des cavités; on peut suspecter, avec Wallace (1987) que le sommet des cavités s'est "éboulé" à plusieurs reprises et qu'ainsi, à la manière des "fontis", la cavité s'est peu à peu déplacée vers le haut par rapport au réseau spiculaire de l'Eponge origi-

nelle. La figure V.11 est une illustration de ce phénomène; sous chaque *Stromatactis*, on observe une concentration élevée de spicules, révélant l'emplacement originel de l'Eponge. La cavité s'est elle, déplacée vers le haut. Son mouvement a pris fin dès que la lithification du sédiment a été suffisante pour maintenir sa cohésion et la stabilité du fond de la cavité a permis dans ce cas précis l'installation d'un tapis cryptalgair qui a subi encore un éboulement de peu d'importance avant la "fixation" définitive de la cavité et sa cimentation par de la calcite fibreuse. La digitation qui affecte le sommet des cavités n'est que le reflet de faibles différences de comportement mécanique de la boue sujette à éboulement (Wallace, 1987 p. 698).

4. Les sédiments internes des *Stromatactis*

Dans le chapitre 5, on a vu que la séquence générale de remplissage des *Stromatactis* était la suivante: microspar à structure vermiforme-microspar et pseudospar à bioclastes-péloïdes et tapis cryptalgaires-ciment.

Il n'est pas étonnant de constater la relative antériorité du microspar à structure vermiforme par rapport à tous les autres sédiments internes, puisqu'il s'agit de reliques du réseau spiculaire de l'Eponge à l'origine de la cavité. Le microspar et pseudospar à bioclastes ensuite, contient des fragments de fossiles identiques à ceux du sédiment encaissant (déjà observé par Bathurst, 1982 p. 174) et provient en partie (après remaniement par des "flux internes") des éboulements du toit des cavités. Il peut être interstratifié avec des planchers de ciment fibreux, indiquant la contemporanéité de la sédimentation interne et de la cimentation fibreuse.

Certaines cavités possèdent un tapis cryptalgair au-dessus du microspar. La figure VI.14 montre un tapis cryptalgair qui s'est développé en encroûtement d'une première génération de ciment fibreux, mais non au fond de la cavité, suite à l'arrivée continue de sédiments (voir également pl. IV.7). La présence, dans de nombreux *Stromatactis*, d'une frange de ciment fibreux nettement plus développée au sommet de la cavité qu'à sa base n'est pas à attribuer à un phénomène de cimentation vadose mais simplement au fait que l'arrivée continue de sédiments internes ne permettait pas la cimentation à la base de la cavité (fig.



Figure X.2: *Stromatactis* régulier hémisphérique à digitation marquée, résultant de l'altération morphologique d'une Eponge. La sparite fibreuse est en noir, la sparite granulaire est représentée par des tiretés, la matrice est en blanc et la dolomite ferrifère est caractérisée par quelques hachures. Noter les nombreux spicules sous l'Eponge. Carrière des Bulants, cote 18 m de la coupe A.

X.3). Des microorganismes ferro-oxydants terminent souvent le remplissage avant la cimentation.

Il est logique d'observer des tapis cryptalgaires dans certains *Stromatactis*, puisque ces cavités n'étaient pas isolées du milieu extérieur (apport de sédiments internes et circulation d'eaux chargées en CaCO₃ responsables de la cimentation; Bathurst, 1982 p. 175) et permettaient un renouvellement périodique du milieu, condition nécessaire à la vie des coelobiontes (Kobluk & James, 1979 p. 212). Certaines *fenestrae* contiennent des ooides à cortex microsparitique et nucleus bioclastique. De tels corpuscules ont été observés par Chafetz (1986) notamment dans des cavités de récifs actuels. Ils sont attribués à une activité microorganique.

Il faut se demander quelle est l'origine de l'augmentation progressive du diamètre des cristaux de microspar et pseudospar du bas vers le haut des cavités. Ce phénomène est illustré par la figure (V.12) où l'on observe un *Stromatactis* surmontant un microspar à structure vermiculaire et à gauche, une *fenestra* stromatactoïde à sparite granulaire, surmontant un microspar passant vers le haut progressivement à du pseudospar. J'interprète ce phénomène de la manière suivante, en supposant que le néomorphisme du sédiment interne est dû à la circulation de fluides dans les cavités: si la cimentation est rapide, le néomorphisme est faible, car la circulation dans la cavité est rapidement freinée; si la cimentation est plus tardive, le néomorphisme est plus accentué et d'autant plus que l'on se rapproche du "conduit" (la cavité) où circulent les fluides. Il est donc logique d'observer une variation progressive du bas vers le haut du remplissage de cavité de l'intensité du néomorphisme. Le sédiment au toit et sur les côtés de la cavité a été protégé du néomorphisme par une couche de ciment fibreux.

5. L'évolution des cavités dans les calcaires à *Stromatactis* et spicules d'Eponges

On a vu que dans ce lithofaciès, l'assemblage ne comprend que les *Stromatactis* et les spicules d'Eponges, auxquels s'ajoutent quelques bioclastes. C'est précisément dans ces calcaires que les *Stromatactis* prennent leur plus grand développement et possèdent la forme la plus caractéristique. Cette forme est donc le résultat de

l'effondrement progressif du sommet des cavités (surface supérieure digitée) et du remplissage géopète par des sédiments internes (base plane) (fig. X.4).

On peut supposer que, rien ne s'opposant à la migration des cavités vers le haut, le déplacement de celles-ci ne s'est interrompu que lorsque la cohésion du sédiment a empêché de nouveaux éboulements. C'est à partir de ce moment que la microsparitisation des sédiments internes, exposés aux fluides, a pu avoir lieu. Concernant la cohésion de la boue, il est permis de s'étonner que dans certaines zones (fig. V.8), un volume important de cavités ait pu être maintenu ouvert dans de relativement faibles volumes de boue. On doit néanmoins tenir compte des faits suivants:

- la densité d'une boue gorgée d'eau est proche de celle de l'eau; même en l'absence de pression hydrostatique (cavités ouvertes), la présence de fluides suffisait peut-être à soutenir le toit des cavités;

- une forte teneur en matière organique dans une boue augmente jusqu'à 2900% sa limite d'écoulement et sa viscosité par rapport à une boue pauvre en matière organique (observations de Sornin, 1982 p. 92);

- l'abondance de colonies microbiennes (carbonatogènes ou/et ferro-oxydantes) développant des mucus pouvait "ficeler" le sédiment.

Le contenu en argiles a également une forte influence sur le comportement des vases (Sornin, 1982 p. 86) et permet d'expliquer certaines "variations morphoécologiques" des *Stromatactis*. On a vu en effet au chapitre 5 que, dans les zones les plus argileuses, les *Stromatactis* ne se développent pas en hauteur et apparaissent sous une forme lamellaire simple. Une boue argileuse ayant une perméabilité plus faible et une cohésion plus forte qu'une boue carbonatée (Sornin, *ibid.*; Bathurst, 1959), on peut supposer que le phénomène de "fonti" a été moins accentué que dans d'autres zones moins argileuses (fig. V.9). A ceci peut s'ajouter évidemment une abondance moindre des Eponges dans les zones plus argileuses.

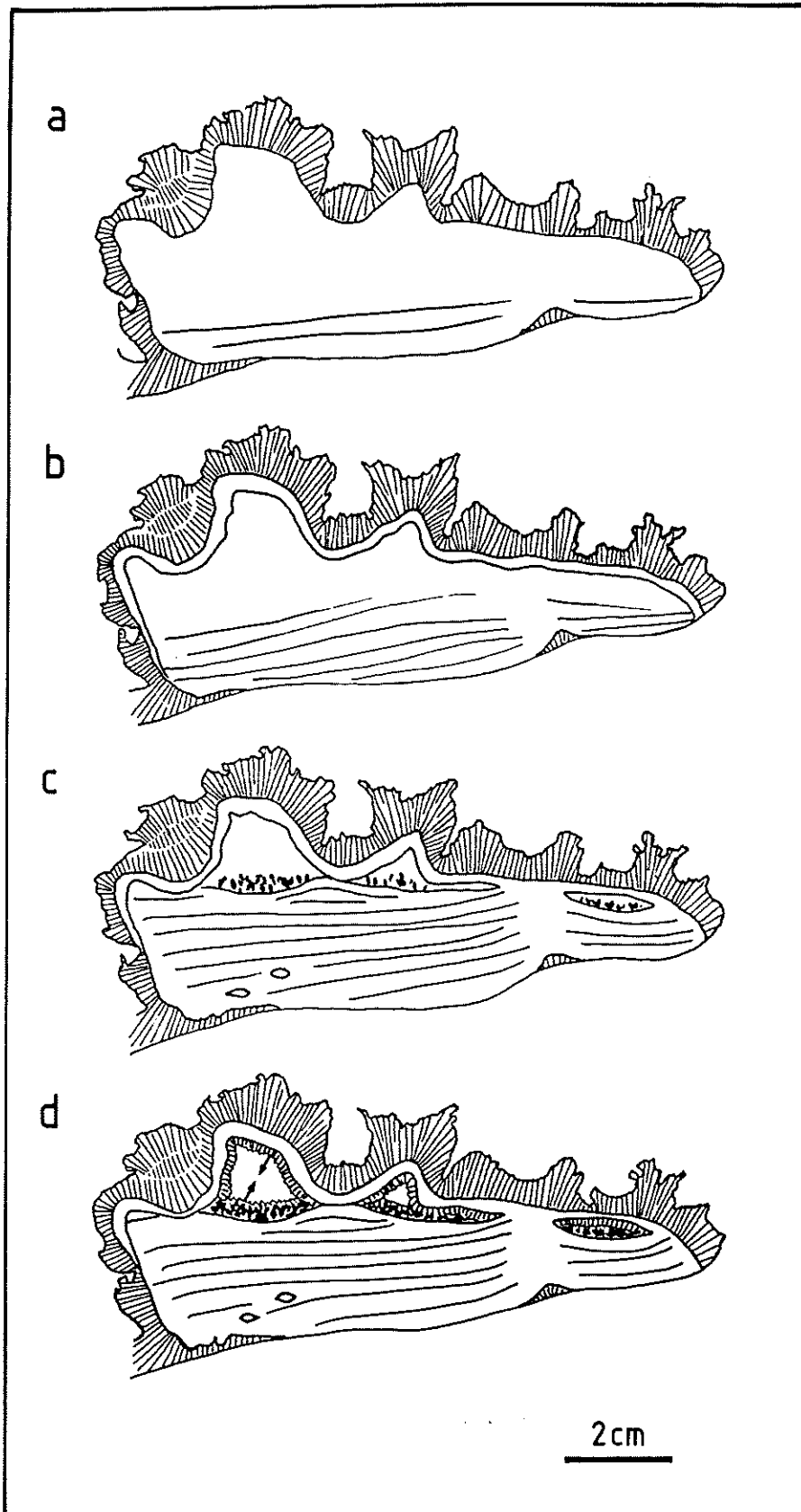


Figure X.3: reconstitution schématique des étapes du remplissage du *Stromatactis* figuré à la fig. V.14. a: cristallisation de ciment fibreux au sommet de la cavité, tandis que se déposent des sédiments internes dans sa partie inférieure; b: encroûtement du ciment fibreux par un tapis cryptalgair; c: croissance de microorganismes ferro-oxydants au sommet des sédiments internes, suite à l'arrêt de la sédimentation; d: cimentation ultime par du ciment fibreux et de la sparite granulaire.

Pas de cavités	existence de cavités temporaires	
<p>Stromatoporoides (Dupont, 1881 - 1885)</p> <p>Algues (Lecompte, 1937, Prentice, 1950; Bellière, 1958; Tsien, 1980)</p> <p>organ. constructeur indéter. (Lowenstam, 1950; Otte et Parks, 1963)</p> <p>recristallisation de la micrite (Black, 1952; Ross et coll., 1975)</p> <p>colonies microorganiques (Tsien, 1984, 1985)</p>	<p>cav. d'origine organ. +- remaniement</p> <p>Org. indét. à "corps mou" (Delhaye, 1908a; de Dorlodot, 1912; Maillieux, 1913; Dumon, 1957; Lecompte, 1959b; Bathurst, 1959; Lees, 1964; Wallace, 1987,...)</p> <p>bioturbation (Shinn, 1968)</p> <p>tapis cryptalgaires (Coron et Textoris, 1974; Pratt, 1982)</p> <p>Eponges (Bourque et Gignac, 1983,...)</p>	<p>cavités d'origine physique</p> <p>compression latérale (Schwarzacker, 1961)</p> <p>collapse de boue thixotropique (Heckel, 1972)</p> <p>dissolution de fossiles (Textoris et Carozzi, 1964; Semeniuk, 1971)</p> <p>pression-dissolution (Logan et Semeniuk, 1976)</p> <p>formation de croûtes cimentées (Neumann et coll., Bathurst, 1980,...)</p> <p>irrégularités de surface (Middleton, 1988)</p>

Tableau X.1: récapitulation des principales hypothèses invoquées dans la formation des *Stromatactis*.

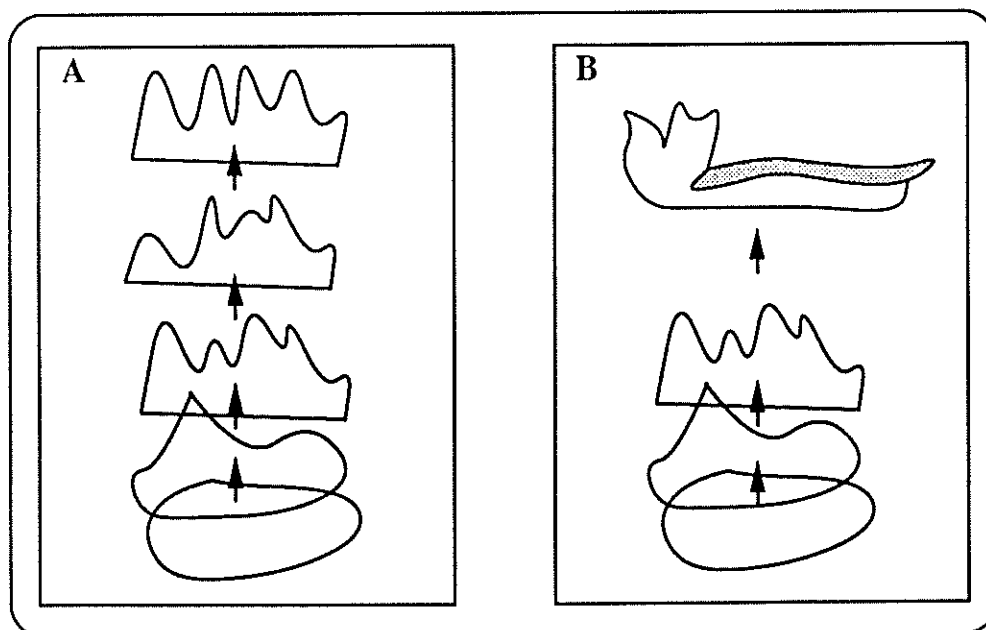


Figure X.4: mécanismes à l'origine de la formation de *Stromatactis* dans un sédiment homogène (A) et de la formation de *fenestrae* allongées sous des organismes lamellaires (en grisé) (B). D'après Wallace, 1987, modifié.

6. L'évolution des cavités dans les calcaires à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes (S4) et à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, Stromatopores (S5)

Dans ces deux lithofaciès, on assiste à une diminution progressive de l'abondance des spicules d'Eponges et des *Stromatactis*. Parallèlement, d'autres éléments figurés augmentent en importance.

Les calcaires à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes (S4) sont notamment caractérisés par la présence de nombreux Coraux lamellaires et tabulaires. **Ceux-ci vont s'opposer au déplacement vertical dans le sédiment des cavités laissées par les Eponges.** La cavité se déplacera vers le haut jusqu'à ce qu'elle vienne "buter" contre un organisme qui formera "voûte" (fig. X.4 B). Ceci est visible à la figure X.5 et à la figure V.17 où l'on voit nettement les spicules situées sous les cavités cimentées. Dans certains cas, la cavité déborde l'organisme lamellaire et poursuit son mouvement ascendant, acquérant alors la morphologie classique du *Stromatactis* avec un sommet digité (fig. X.5, X.6). La figure X.7 présente une coupe détaillée des quelques derniers mètres de "griotte" supérieure du bioherme du Hautmont où l'on voit une passée de *Stromatactis* complexes à digitation marquée surmontés à un peu plus d'un mètre de distance de *Stromatactis* tabulaires à digitation très peu marquée. Il s'agit en fait d'une passée dont chaque cavité cimentée est surmontée d'un *Alveolites* lamellaire d'épaisseur millimétrique.

Je pense le mécanisme proposé nettement plus susceptible d'expliquer les morphologies observées que l'hypothèse d'encroûtement de *Stromatactis* par des Coraux proposée par Tsien (Mouravieff & Tsien, 1983 p. 20 par exemple).

Dans les calcaires à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, Stromatopores (S5), les *Stromatactis* et les spicules sont plus rares. Au cours du déplacement des cavités dans le sédiment, les nombreux éléments figurés vont saillir au toit des quelques *Stromatactis*, déterminant des invaginations de la micrite dans le ciment (Wallace, 1987 p. 698) (fig. V.21). Certains tombent sur le fond de la cavité et sont incorporés dans les sédiments internes, nettement plus riches en éléments figurés que dans les lithofaciès S3 et S4. Cette différence de nature

des sédiments internes prouve encore leur caractère précoce.

7. Synthèse

Les *Stromatactis* sont des structures liées à l'évolution dans le sédiment de cavités laissées par la décomposition d'Eponges. Leur forme typique (base plane, sommet digité) est le résultat d'un mouvement ascendant de la cavité (effet de "fonti"), avec effondrement répété du "toit" et sédimentation interne. Ce phénomène est actif uniquement dans des boues calcaires peu argileuses, riches en matière organique et/ou Bactéries. La morphologie des *Stromatactis* dépend du degré d'homogénéité du sédiment. Le développement de grands *Stromatactis* n'a lieu que dans un sédiment homogène; par contre, dans un sédiment riche en éléments figurés, apparaissent des trains de petits *Stromatactis* en relais. La présence d'organismes lamellaires a pour effet de limiter l'extension verticale des cavités, donnant naissance à des *fenestrae* à base plane, qui paraissent trompeusement "encroûtées" par les organismes qui les surmontent.

IV. LES NIVEAUX INFÉRIEUR ET SOMMITAL ("GRIOTTE")

1. Le lithofaciès à *Stromatactis* et spicules d'Eponge

Le passage entre le soubassement des monticules, colonisé par des Eponges, des Bryozoaires, des Crinoïdes, des Brachiopodes et quelques Coraux (S2), aux calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3) est brutal et s'accompagne d'une nette diminution de la diversité de la communauté biologique: ce dernier lithofaciès ne contient pratiquement que des Eponges. Ce changement ne correspond pas à une variation des conditions du milieu puisque l'on n'observe aucun changement lithologique dans les autres parties du bassin et que les calcaires argileux à Brachiopodes, spicules, Coraux, Crinoïdes (S2) sont présents latéralement à certains monticules (coupe des Bulants, fig. VI.2). Cette diminution de la diversité organique est donc une caractéristique intrinsèque (ou "autogénique", Walker & Alberstadt, 1975 p. 238) du monticule (une transition de type comparable a été observée par Flügel, 1981 p. 148 à la base de biohermes permien à

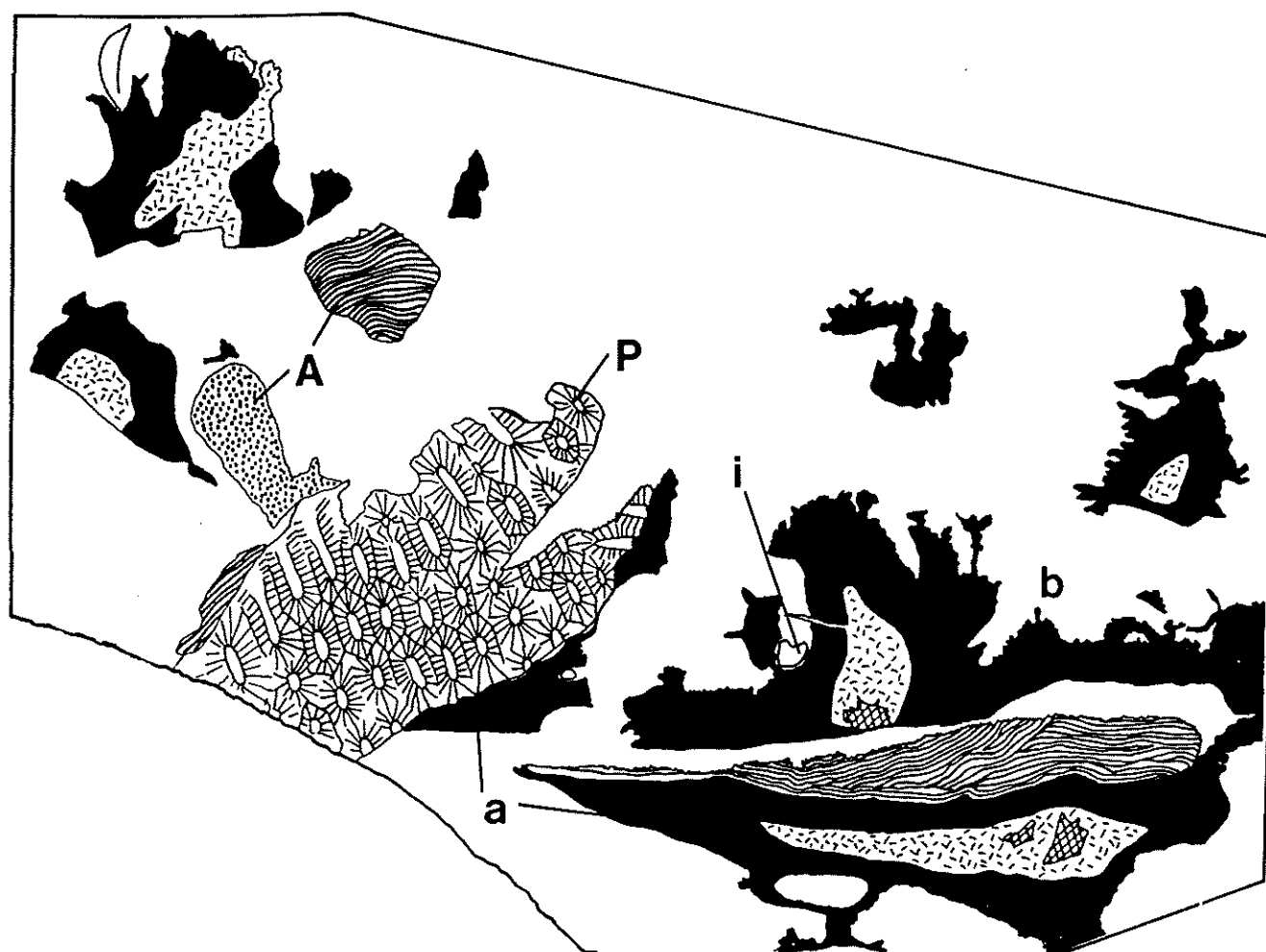


Figure X.5: évolution des cavités du sédiment dans les calcaires à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes (S4). a: cavité "butant" contre un organisme, qui limite son mouvement vertical dans le sédiment; b: *Stromatactis* dont la digitation résulte d'éboulements de la matrice; en i: invagination déterminée par la présence d'un Brachiopode. "A": *Alveolites*, "P": "*Phillipsastraea*"; en noir: la sparite fibreuse; en blanc: la matrice; en tiretés: la sparite granulaire; en hachures croisées: la dolomite ferrifère. Plaque provenant de la carrière des Maquettes.

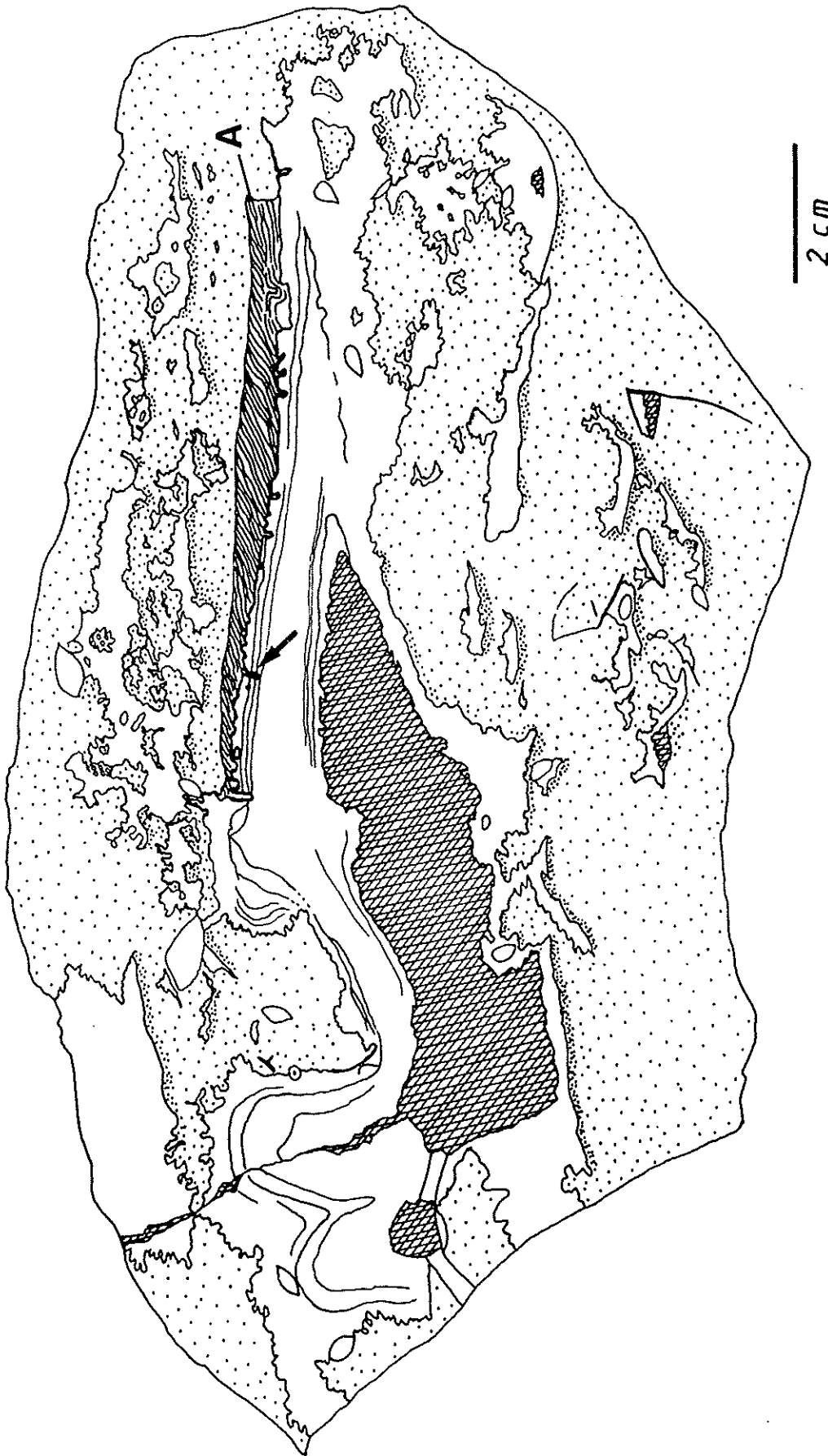


Figure X.6: évolution d'une cavité du sédiment dans les calcaires à *Stromatolites*, Coraux, Crinoïdes (S4). A droite, un *Alveolites* ("A") a limité le déplacement vertical de la cavité; à gauche, la cavité a développé une morphologie de *Stromatolites*, avec un sommet digité résultant des éboulements successifs de la matrice. Remarquer la croissance de microstromatolithes ferrugineux sous l'*Alveolites* (flèche). La sparite est représentée en blanc, la matrice en pointillés (la densité du pointillé étant proportionnelle à l'intensité de la coloration rouge) et la dolomite ferrifère en hachures croisées. Plaque provenant de la carrière de Rochefontaine.

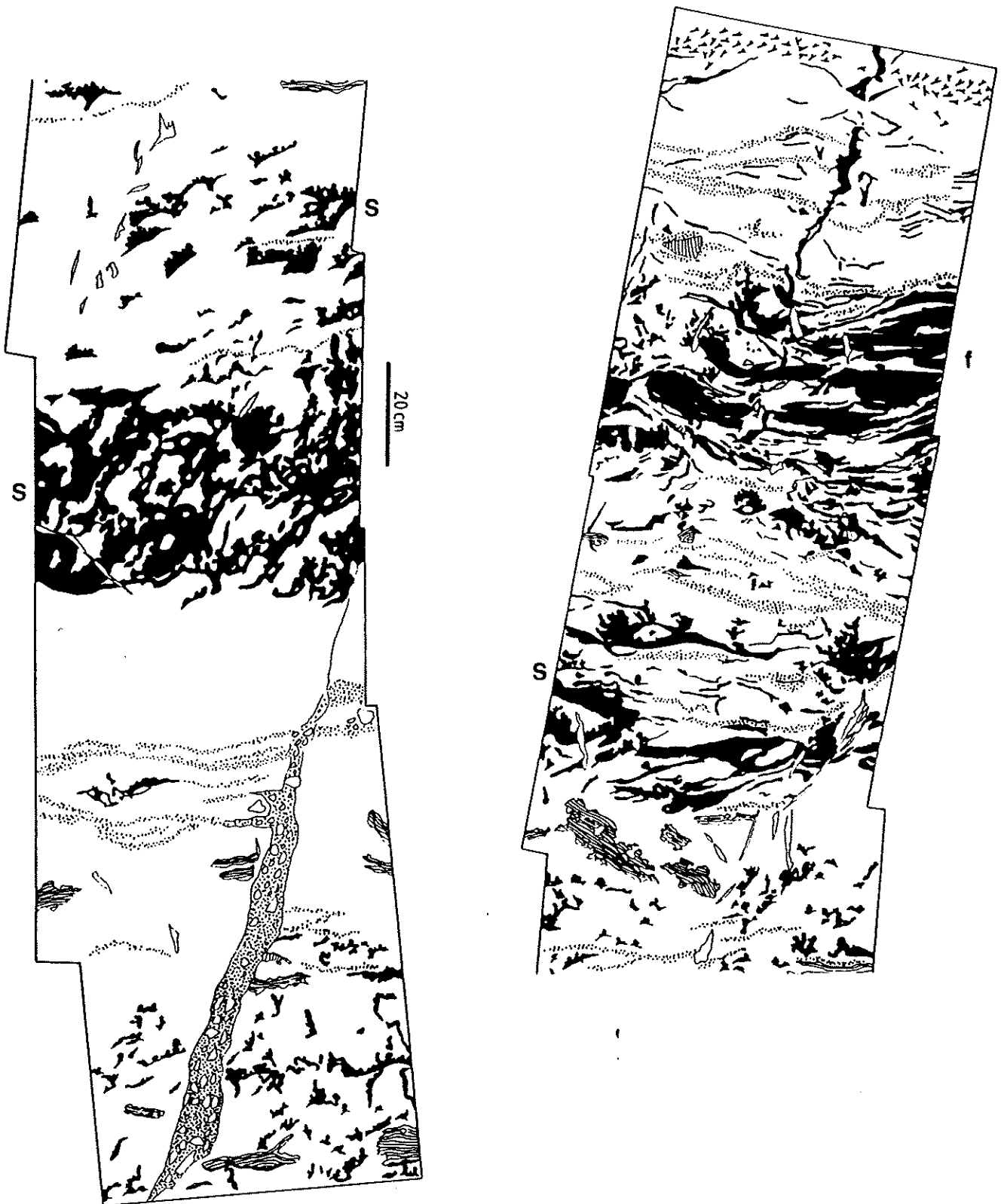


Figure X.7: *Stromatactis* complexes ("S") et *fenestrae* à sparite fibreuse ("I") sous de minces (quelques mm) *Alveolites* lamellaires. Calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes (S4) de la "griotte supérieure" de Hautmont (cotes 40 à 45 m de la coupe C). En noir: sparite fibreuse; en blanc: matrice et sparite granulaire; en pointillé: zones argileuses; hachuré verticalement: "*Phillipsastraea*"; hachuré horizontalement: *Alveolites*.

Tubiphytes des Alpes méridionales) et pourrait correspondre à la colonisation⁽³⁾ d'un substrat par une faune spécialisée, peu diversifiée. A cette faune spécialisée s'oppose, en milieu extra-biohermal, une faune plus diversifiée d'organismes ubiquistes dont certains ont par ailleurs déterminé aux "endroits favorables" la formation du soubassement des monticules (Walker & Alberstadt, *op. cit.* p. 246).

Avant de poursuivre l'analyse, arrêtons-nous à ce qui pourrait paraître un paradoxe: pourquoi n'observe-t-on pas de *Stromatactis* dans les calcaires argileux infra-biohermaux, alors qu'ils sont par endroit riches en spicules d'Eponges? On peut apporter deux éléments de réponse à cette question: d'abord, on a déjà observé que l'augmentation de la teneur en argiles correspondait à une moindre abondance des *Stromatactis*, ensuite, l'étude des ciments a montré qu'en dehors des monticules ne subsiste de la séquence diagénétique complète qu'une des dernières phases, la calcite ferrifère, mise en place après lithification du sédiment (Boulvain, 1989 b). La compaction a donc eu l'occasion de s'exercer sur les cavités non "armées" par du ciment fibreux dans les calcaires argileux infra-biohermaux et a fait disparaître les futurs *Stromatactis*.

Revenons maintenant à l'installation de la communauté à Eponges qui semble associée à une forte augmentation de la production locale de carbonates (et probablement de matière organique) et à la fixation de fer par des microbes ferro-oxydants. La fixation de fer est limitée au monticule et paraît être dans ce cas liée à l'établissement d'un milieu dysaéro-bique local, suite à l'abondance de matière organique dans le sédiment. On remarque d'ailleurs l'arrêt presque total de toute bioturbation dans les calcaires rouges, alors que les calcaires argileux sous-jacents et/ou latéraux du lithofaciès S2 sont abondamment bioturbés⁽⁴⁾. Ceci témoigne du caractère réducteur du sédiment qui a un effet négatif sur l'endofaune (Byers, 1977 p. 8; Morris, 1979, 1980). Les Eponges sont par contre réputées

résister de manière remarquable (probablement mieux que les ubiquistes dont il a été question plus haut) à un milieu dysaéro-bique (Byers, *ibid.*). Voici une explication possible de la chute de diversité organique entre soubassement et niveau inférieur du bioherme.

Remarquons qu'après l'installation de l'assemblage à *Stromatactis* et spicules d'Eponges sur un soubassement de calcaires argileux, l'édification du monticule se poursuit dans un environnement où se forment en milieu extra-biohermal des calcaires argileux (S2) (monticules du type "Les Bulants") ou des schistes fins (S1) (monticules du type "Les Wayons-Hautmont" et "Saint-Rémy"). Le milieu biohermal paraît apte à maintenir une communauté organique même en cas de changement de l'environnement (Shaver, 1974 p. 944).

Le faible enrichissement en bioclastes constaté à certains niveaux (micro-bioclastes), correspond à des faciès de transition aux calcaires argileux péri-biohermaux. Ce type de "passage" est attesté, par exemple dans la coupe des Bulants, également par des variations de teinte avec des "bigarrures" rouges et vertes, marquant la transition à un sédiment moins réducteur.

On ne décèle aucune différenciation horizontale au niveau de ce lithofaciès, hormis une abondance légèrement plus élevée des *Stromatactis* vers le centre des édifices; ceci tend à indiquer une certaine "isotropie" du milieu: pas de courants, pas de gradient vertical sensible, pas d'action des vagues, peu de relief. Cette dernière caractéristique ressort également de l'examen des géopètes: on n'observe la présence d'aucune pente latérale.

Ce lithofaciès est assez fréquemment décrit dans la littérature. Il forme une partie ou l'intégralité de monticules micritiques. Relevons entre autre:

- le coeur de certains édifices récifaux siluriens de la région des Grands Lacs, USA (Lowenstam, 1950; Textoris & Carozzi, 1964; Indiana University Paleontology Seminar, 1976 b). Il s'agit de mudstones gris à *Stromatactis*;

- le sommet de monticules micritiques siluriens de Gaspésie, Canada (Bourque & Gignac, 1983); mudstones gris à *Stromatactis*;

(3): les Eponges sont souvent des "colonisateurs de substrat"; elles ont par contre rarement un rôle de "domination", selon Narbonne & Dixon, 1984 p. 47.

(4): ceci peut être également un argument rendant compte de l'absence de *Stromatactis* dans les calcaires argileux à Eponges du lithofaciès 2: la bioturbation a pu être responsable de la destruction des cavités.

- des "récifs" mississippiens du Lancashire, Royaume-Uni (Bathurst, 1959, 1980): mudstones gris à *Stromatactis*;

- marges récifales d'édifices dévoniens du Canning Basin, Australie (Bathurst, 1980; Playford, 1984): mudstones gris à *Stromatactis*;

- faciès micritiques de complexes récifaux ordoviéciens du Tennessee, USA (Ruppel & Walker, 1982): mudstones rouges à *Stromatactis*.

Ces quelques exemples montrent aussi que la présence de Bactéries ferro-oxydantes n'est qu'un élément parmi d'autres de la communauté organique du lithofaciès.

Même si les *Stromatactis* caractérisent également deux autres lithofaciès, c'est dans les calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges qu'ils sont de loin les plus abondants et les mieux développés. La brève revue ci-dessus montre déjà le bien-fondé de l'interrogation de Bathurst (1982, p. 179) "Why is it that both stromatactis and its parent carbonate mud buildup are apparently missing from post-Paleozoic limestones?" Cette question nécessite évidemment une réponse urgente puisque le modèle de formation des *Stromatactis* défendu dans ce travail implique seulement la présence d'Eponges dans une boue carbonatée, conditions qui ont été réalisées tout au long de l'histoire géologique post-paléozoïque... Mais peut-être, comme le suggère Bathurst, cette absence n'est-elle qu'apparente. En effet, si l'on consulte la littérature consacrée aux monticules mésozoïques, on y trouve quelques références de monticules à *Stromatactis* (Jurassique supérieur de Nouvelle-Ecosse, Canada, par exemple: Jansa & coll., 1989, fig. p. 728).

Il est donc possible que l'apparente rareté des édifices à *Stromatactis* dans les sédiments post-paléozoïques soit liée (au-delà de considérations sur l'évolution générale du milieu ou des conditions de cimentation qui seront évoquées dans les chapitres suivants) à un effet subjectif de "dilatation de l'échelle d'observation": le Paléozoïque est plus de deux fois plus étendu que le Mésozoïque, plus de cinq fois que le Cénozoïque... Et aussi au fait qu'en franchissant la limite Primaire-Secondaire, on change de contexte, de références, d'appellations et aussi de géologues...

2. Le lithofaciès à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes (S4)

Ce lithofaciès apparaît progressivement vers le sommet de la "griotte" dans les monticules du type "Les Wayons-Hautmont", à partir de la base dans les monticules du type "Les Bulants". On le retrouve également au sommet des monticules du type "Les Wayons-Hautmont" dans la "griotte supérieure" et à l'extrême périphérie du niveau supérieur.

L'assemblage, plus diversifié que dans le lithofaciès précédent, est très proche de l'assemblage observé dans les calcaires argileux infra-biohermaux. La nature du sédiment est boueuse et la présence de formes branchues délicates et d'encroûtements asymétriques témoigne toujours de la faible énergie du milieu de sédimentation. La zone photique semble atteinte pour les *Kleinbergella*. Les Eponges sont abondantes, mais l'hétérogénéité du sédiment, riche en éléments figurés dont de nombreux organismes lamellaires, empêche la formation de *Stromatactis* de grande taille. On assiste plutôt à l'apparition, selon le mécanisme décrit plus haut, de "trains" de petits *Stromatactis* ou *fenestras* stromatactoïdes en relais dans les zones les plus riches en éléments figurés et de *fenestras* allongées à ciment fibreux sous les organismes lamellaires.

La présence de carapaces dissociées d'Ostracodes et la bioperforations des fossiles témoigne de la relative lenteur de la sédimentation.

Dans les monticules du type "Les Bulants", ce lithofaciès est nettement indenté avec les calcaires argileux péri-biohermaux. Ces variations de dimension horizontale des édifices correspondent à des périodes plus ou moins favorables à leur croissance ou à un mécanisme autogénique cyclique. On n'observe pas de zonation horizontale. Il n'y a pas d'indices de pentes latérales, sauf dans la "griotte supérieure" où les pentes peuvent atteindre 30°. Il s'agit bien entendu de pentes sédimentaires, puisque mesurées à partir de géopètes à ciment fibreux.

La littérature mentionne quelques faciès comparables:

- des monticules dévoniens inférieurs du Sud-Est marocain (Brachert & coll., 1988);

- le niveau moyen de "récifs" siluriens supérieurs de l'Arctique canadien (Narbonne & Dixon, 1984);

- le niveau moyen de "récifs" siluriens d'Indiana, USA (Textoris & Carozzi, 1964);

- le niveau inférieur de biohermes dévoniens des Monts Cantabriques, Espagne (Méndez-Bedia & Soto, 1984).

Ces faciès sont interprétés comme "profonds", sous la zone d'action des vagues et la zone photique. Je nuancerai cette interprétation pour les calcaires à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes des biohermes "de marbre rouge", en précisant qu'il s'agit de la "zone photique de la majorité des Algues" (présence de *Kleinbergella*).

V. LE NIVEAU MOYEN ("ROYAL")

Les calcaires rouge clair et roses apparaissent principalement au niveau moyen des monticules du type "Les Bulants" et "Les Wayons-Hautmont" et au niveau supérieur, en périphérie de ces derniers monticules. Ils sont absents des monticules du type "Saint-Rémy".

1. Les lithofaciès

Il s'agit essentiellement des calcaires roses à rouge clair à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, *fenestrae* et Stromatopores (S5), auxquels s'ajoutent des nébuloïdes en abondance variable. La diversité de la flore et de la faune augmente nettement par rapport au lithofaciès précédent (S4) et devient supérieure à celle des calcaires argileux infra- et péri-biohermaux (S2) (ces derniers pour les biohermes du type "Les Bulants") (fig. X.8). La zone photique de *Sphaerocodium*, *Renalcis*, Girvanelle est atteinte et la première de ces Algues forme des encroûtements asymétriques sur les bioclastes. Playford (1981 p. 14) mentionne comme limite pour la croissance de *Renalcis* la profondeur de 80 m; *Sphaerocodium* semble pouvoir se développer dans un environnement un peu plus profond (*ibid.*).

Il est frappant de constater la profusion des Algues dans ce lithofaciès par rapport aux précédents; il faut en effet ajouter aux formes facilement identifiables les péloïdes,

issus de la fragmentation d'encroûtements algaires indéterminés.

Le sédiment est toujours à dominante micritique mais, par endroit, vers le centre des édifices du type "Les Wayons-Hautmont", apparaissent des packstones et des rudstones qui témoignent d'augmentations temporaires de la turbulence. Ces substrats "sableux" à "graveleux" sont par endroit stabilisés par des constructeurs tabulaires ou lamellaires parmi lesquels on voit apparaître les Stromatopores, mais ils sont également fixés par plusieurs types de ciments précoces (chapitre 5). Périodiquement, l'agitation du milieu décroît et permet l'infiltration de la micrite. Il faut signaler un cas intéressant de "nodules" à structure vermiculaire enchâssés dans les espaces du gravier bioclastique qui, si ces structures sont bien attribuables à des Eponges, préfigurerait l'habitat cryptique caractéristique des récifs actuels (Vasseur, 1985; Willenz & Hartman, 1985 p. 114).

De nombreuses *fenestrae* stromatactoïdes et *Stromatactis* sont à attribuer à une infiltration irrégulière de la micrite entre éléments figurés. Ceci est particulièrement évident pour les "trains" de *fenestrae* millimétriques qui sont nettement associées à des passées riches en bioclastes. Quelques spicules sont néanmoins encore présents et le processus de formation de *fenestrae* stromatactoïdes et de *Stromatactis* par "effet font" est très certainement encore actif, particulièrement pour les plus grandes des structures.

On a vu au cours du chapitre 5 qu'une différenciation horizontale apparaissait au niveau de ce lithofaciès dans les monticules du type "Les Wayons-Hautmont": ainsi, pour la première fois, les limites entre microfaciès successifs ne sont plus parallèles à la stratification.

De la périphérie vers le centre de ces édifices, on passe de wackestones à petits *Stromatactis*, Crinoïdes, Fénestelles, péloïdes aux coverstones à Crinoïdes, péloïdes, Coraux, Stromatopores. Au sein même de ce microfaciès s'observe une variation latérale du type et de la taille des bioclastes, avec notamment une augmentation de l'abondance des Crinoïdes en direction de la périphérie.

Cette différenciation horizontale semble posséder une symétrie de révolution et ne peut donc être attribuée à la présence de

courants. Il faut envisager une turbulence légèrement plus importante en zone centrale pour expliquer le vannage de la boue carbonatée. Cette turbulence est liée à la proximité de la zone d'action des vagues et le fait qu'elle n'agisse que sur la zone centrale des biohermes implique un certain relief. Ce relief est en effet confirmé dans les monticules du type "Les Wayons-Hautmont" par des pentes sédimentaires de l'ordre d'une dizaine de degrés à ce niveau et par l'apparition de faciès de flanc (traités au titre VII ci-dessous). De tels faciès de flanc n'apparaissent pas dans les biohermes du type "Les Bulants" où aucune pente latérale n'a d'ailleurs été mise en évidence.

Superposés à cette zonation horizontale générale, on observe parfois dans la zone centrale des "sous-environnements" où domine un organisme: des colonies métriques de *Tamnophyllum* (Beauchâteau, Hautmont) ou des "bancs" de *Receptaculites* (Petit-Mont, Beauchâteau,...). Dans les wackestones à petits *Stromatactis*, Crinoïdes, Fénestelles, péloïdes, les Crinoïdes et les Fénestelles semblent exclusifs les uns des autres. L'ensemble de ces observations témoigne d'une imbrication de diverses communautés organiques avec l'apparition probable de spécialisations et de chaînes trophiques élaborées déjà typiques d'un environnement "récifal" (Wallace & Schafersman, 1977; Hottinger, 1984 a, b, 1988; Sheehan, 1985 par exemple).

Remarquons également l'apparition de Fénestelles, ici typiques de la bioconstruction, alors que les Bryozoaires branchus sont ubiquistes et se retrouvent sous les monticules et en dehors de ceux-ci.

2. Le problème des "nébuloïdes"

Ces structures cimentées décrites au chapitre 5 sont abondantes dans la zone centrale des monticules du Massif de Philippeville. Comme pour les "passées bioclastiques" décrites ci-dessus, leur contenu varie latéralement et s'enrichit en Crinoïdes au détriment des Brachiopodes à la périphérie. Le nombre de nébuloïdes diminue également suivant la direction centre-périphérie.

Au contraire des "passées bioclastiques", on constate cependant que:

- il n'y a pas d'organismes stabilisateurs;

- les nébuloïdes peuvent former des "poches irrégulières" et des "bancs";

- l'assemblage est relativement différent de celui du sédiment hôte, puisque les nébuloïdes contiennent d'abondants Brachiopodes ou *Receptaculites*;

- le diamètre moyen des éléments figurés est nettement plus élevé, surtout en zone centrale et le caractère bioclastique moins affirmé. Beaucoup de fossiles sont bien conservés;

- il y a peu de micrite infiltrée et aucun sédiment interne;

- les nébuloïdes sont fortement cimentées par de la calcite fibreuse riche en inclusions. Le rapport ciment/éléments figurés est élevé.

Ce sont ces deux derniers arguments et l'impression que certains fossiles "flottent" dans le ciment qui m'ont permis de supposer l'existence, avant cimentation, de "gels microorganiques" (Boulvain & coll., 1987) soutenant par endroit les fossiles et dans lesquels le ciment fibreux a pu cristalliser en englobant une quantité importante de matière organique. Il est malheureusement très difficile, comme le fait remarquer Bathurst (1959 p. 512), de prouver qu'un objet "flotte" réellement dans un ciment et bien que je n'aie aucune preuve péremptoire de l'existence de tels "gels", j'utiliserai néanmoins cette hypothèse pour expliquer certaines caractéristiques des nébuloïdes.

Comment interpréter ces accumulations cimentées de fossiles? Hormis un exemple "F2j" rapporté par Van Laer (1988), peu de descriptions et d'interprétations de ce type de structure existent dans la littérature consacrée aux édifices récifaux.

Je distinguerai, au sein d'un continuum, trois types extrêmes de nébuloïdes:

- des passées stratiformes d'épaisseur décimétrique (pl.II, photo 5), souvent d'extension latérale plurimétrique, se succédant parfois régulièrement tous les vingt à trente centimètres. Ces passées cimentées contiennent de nombreux Brachiopodes, mais aussi des Crinoïdes et d'autres bioclastes devenant dominants vers la périphérie des monticules. Latéralement (coupe des Bulants), certains nébuloïdes "stratiformes" passent à des "trains" de *Stromatactis* millimétriques en relais (comme

décrits en (1) ci-dessus) qui finissent eux-mêmes par se perdre dans la micrite. Ce passage nébuloïdes-petits *Stromatactis* s'accompagne d'une diminution de la taille des éléments figurés. Cette transition, de même que l'absence de morphologies caractéristiques d'ouverture du sédiment me permettent de rejeter l'hypothèse de Van Laer (1988, p. 377) pour qui ces structures sont des remplissages de cavités horizontales;

- des "poches" cimentées irrégulières, décimétriques à métriques, à Brachiopodes;

Il semble possible de rapprocher ces deux types de nébuloïdes de structures observées par Aigner dans les cordons nummulitiques éocènes d'Égypte (1982, fig. 2 p. 251). Ces structures sont liées à l'action exceptionnelle de tempêtes qui concentrent sélectivement certains fossiles suivant leurs propriétés hydrodynamiques. On y observe effectivement des "bancs" cimentés riches en Nummulites et des "poches" attribuées à des vortex locaux (*op. cit.*, p. 250) dans un sédiment plus boueux. Cette explication permet de rendre compte de certaines caractéristiques de nébuloïdes riches en fossiles, concentrés sélectivement. La présence de gels microorganiques et/ou d'une cimentation précoce aurait par après empêché localement l'infiltration de la micrite.

Latéralement à ces zones, la micrite se serait infiltrée entre les éléments figurés, donnant naissance à des passées de petits *Stromatactis* ou *fenestras* stromatactoïdes. Ce mécanisme peut expliquer la zonation latérale du contenu en fossiles qui reflète approximativement celui du sédiment, hormis un "biais" introduit par la diversité de leurs caractéristiques hydrodynamiques.

On peut se demander pourquoi, contrairement aux "passées bioclastiques" du lithofaciès des calcaires à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, *Stromatactis*, Stromatopores, les nébuloïdes "stratiformes" sont fortement cimentés. La réponse est probablement la suivante: parce qu'ils contenaient peu de micrite... Ce qui nous ramène à notre interrogation de départ: contenaient-ils peu de micrite, parce que l'espace disponible était occupé par un gel, ou parce que la cimentation a été suffisamment rapide pour exclure la boue carbonatée? Le problème de la cimentation sélective de couches de sédiments est malheureusement

encore loin d'être résolu (Bathurst, 1987, 1989 p. 5)...

- certains nébuloïdes très riches en ciment, qui forment des structures irrégulières (*fenestras* irrégulières à ciment fibreux, fig. V.22), localement abondantes dans le niveau moyen des monticules, ne peuvent être interprétées comme des accumulations d'organismes. Ces structures, à la différence de la plupart des *Stromatactis* "classiques", contiennent quelques Brachiopodes et *Receptaculites* inclus dans le ciment fibreux très riche en impuretés. Ces nébuloïdes irréguliers ont également une tendance à former des niveaux plus ou moins horizontaux, mais beaucoup plus "évanescents" que les nébuloïdes "stratiformes". Ces structures sont probablement liées à l'évolution dans un sédiment hétérogène, riche en fossiles, de cavités préexistantes (Wallace, 1987 p. 697).

Pour conclure, recensons brièvement quelques références de lithofaciès proches des calcaires rouges à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, *Stromatactis*, Stromatopores (S5). Remarquons encore qu'en dehors de la littérature consacrée aux monticules de "marbre rouge" frasniens belges, je n'ai trouvé aucune description de structures comparables aux nébuloïdes (sauf peut-être les *fenestras* irrégulières de la "phase D" des monticules waulsortiens, cf. Lees & Miller, 1985, fig. 5 p. 170).

- Riding (1981) décrit des biohermes siluriens du Gotland (Baltique), développés en eaux turbides et peu turbulentes qui contiennent des Tabulés, quelques Stromatopores lamellaires, des Bryozoaires, *Sphaerocodium*, des Wetheredelles, des Brachiopodes, des Gastéropodes, etc...;

- Huh & coll. (1977) observent des faciès à Coraux, quelques Stromatopores tabulaires, Bryozoaires et Crinoïdes dans le niveau moyen de biohermes siluriens du Bassin du Michigan; ces sédiments sont considérés comme proches de la zone d'action des vagues (voir aussi Shaver & Sunderman, 1983, etc...);

- Van Loevezijn (1987) interprète comme "phase de diversification" une communauté à Coraux, Stromatopores, Brachiopodes, Trilobites, Crinoïdes colonisant le niveau moyen de biohermes dévoniens supérieurs des Monts Cantabrique (Espagne);

- enfin, certains points communs avec la "phase D" des monticules waulsortiens (Lees & Miller, 1985) sont à souligner: présence de Gastéropodes, Cyanophytes encroûtantes, Fénestelles, péloïdes; complexité des *fenestrae*; aucune Dasycladacée par contre, observées dans la "phase D" n'apparaît dans le niveau moyen des monticules de "marbre rouge". La "phase D" s'est développée dans la zone photique (Lees & Miller, *op. cit.*, fig. 1 p. 163).

VI. LE NIVEAU SUPERIEUR ("MARBRE GRIS")

Les calcaires gris forment le niveau supérieur des monticules du type "Les Bulants" et le niveau supérieur en zone centrale des monticules du type "Les Wayons-Hautmont". Ces derniers édifices montrent une forte différenciation lithologique horizontale, ainsi que d'importantes pentes latérales atteignant des valeurs de 35°. On observe deux lithofaciès principaux:

1. Les calcaires gris à petites fenestrae, Tabulés branchus, Brachiopodes (S7)

Ces calcaires, formant l'immédiate périphérie et la partie supérieure du coeur des monticules ne contiennent plus de pigment ferrugineux, signe paradoxal d'un environnement plus oxydant. La communauté organique est diversifiée (fig. X.8), avec un nombre maximum de taxa algaires, y compris des Codiacées-Udotéacées, de nombreux péloïdes algaires et des encroûtements complexes. La présence d'encroûtements symétriques témoigne d'une agitation suffisante pour retourner périodiquement les éléments figurés (Lowenstam, 1950 p. 453 par exemple), tandis que leur complexité indique l'existence d'une compétition spatiale dans ce milieu favorable (Méndez-Bedia & Soto, 1984 p. 156). L'apparition de grainstones (uniquement dans les monticules du type "Les Wayons-Hautmont") traduit une agitation suffisamment continue pour vanner la fraction boueuse.

C'est dans ces microfaciès qu'apparaissent assez brutalement des Dasycladacées (Radiosphaeropores) et des Codiacées-Udotéacées (*Trelonella*), ces dernières en assez grande abondance. Cette brusque colonisation de secteurs des monticules par des Algues vertes est certainement

l'indice d'une profondeur relativement peu importante (Les Algues vertes se développent actuellement surtout jusqu'à une trentaine de mètres de profondeur: Flügel, 1982 p. 333; les Codiacées comme *Halimeda* croissent dans des zones peu profondes où l'agitation des eaux n'est pas trop intense: Wray, 1977 p. 90 et les Dasycladacées se développent jusqu'à 30 m de profondeur: *id.* p. 106).

Un autre élément figuré important fait également son apparition dans ce lithofaciès: les intraclastes. Ils indiquent une lithification précoce, non plus au sein du bioherme, mais bien **en surface du monticule**, de manière synsédimentaire.

Peu d'éléments me permettent de préciser la répartition horizontale exacte du lithofaciès. Une différenciation entre une zone exposée et une zone plus abritée de l'action des vagues devait probablement exister (chapitre 6). Par analogie avec la nature actuelle, ce lithofaciès caractériserait plutôt "l'arrière" de la partie supérieure des monticules (*cf.* les faciès d'arrière-récif à Udotéacées et Girvanelles du modèle de Wray, fig. 1, 1979), derrière le lithofaciès des calcaires massifs à Coraux, Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires jouant le rôle de "barrière" à petite échelle.

2. Les calcaires massifs à Coraux, Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires (S8)

Au sein de ce lithofaciès, les bindstones à péloïdes, Coraux, Stromatopores, *Renalcis*, *Sphaerocodium* et leur équivalent bréchiqne forment sur une quarantaine de mètres d'extension horizontale, le coeur des monticules du type "Les Wayons-Hautmont". Ils apparaissent également irrégulièrement au sein du lithofaciès précédent (S7) dans les monticules du type "Les Bulants" avec cependant une plus faible extension horizontale". Les bafflestones thrombolitiques à *Renalcis* et *Palaeomicrocodium* et les bindstones laminaires à péloïdes caractérisent plutôt de petites constructions périphérique au coeur.

L'ensemble du coeur biohermal paraît avoir été lithifié beaucoup plus rapidement que les autres parties des monticules car sa fissuration est nettement plus importante et sa base (coupe Hautmont P, fig. IV.27) est en contact anormal avec les calcaires roses et rouges

sous-jacents. Ce contact est attribué à une désolidarisation mécanique entre cœur lithifié et sédiment encaissant à l'état plastique. Des observations similaires ont été réalisées par Camoin & Maurin (1988 p. 405) sur des monticules turroniens à tapis grumeleux de Tunisie.

Deux autres caractéristiques émergent de la description du lithofaciès: son caractère massif, lié à la disparition des constructeurs lamellaires ou tabulaires et à l'absence de "joints" argileux, et l'omniprésence de "tapis à structure grumeleuse". Quelle peut être l'origine de cette structure?

a. Origine de la structure grumeleuse

Fréquemment mentionnée dans la littérature sous diverses appellations (voir chapitre 5), elle a fait l'objet de nombreuses interprétations, souvent contradictoires; citons entre autre les hypothèses suivantes:

- empilement de pellets (Beales, 1956 p. 864-865 *in* Bathurst, 1971; Lees, 1963 p. 508; Riding & Toomey, 1972 p. 516);
- action d'organismes broûteurs dégradant des tapis algaires (Pratt, 1982 p. 1217);
- précipitation de sphéroïdes de carbonate par des microorganismes (Davies, 1977 p. 199; Bridges & Chapman, 1988 p. 147);
- micritisation de bioclastes (Bathurst, 1966);
- recristallisation de boue carbonatée (Cayeux, 1935 p. 271-272; Leeder, 1982 p. 296);
- action algaire non précisée (Schwarzacher, 1961 p. 1488);
- décomposition de tapis algaires (Tsien, 1985 a p. 292);
- diagenèse de tapis d'"organismes non squelettiques" (Bourque, 1984);
- présence d'Eponges (Bourque & Gignac, 1983 p. 530);
- précipitation inorganique (Taylor & Illing, 1969).

De nombreux auteurs ont remarqué, dans l'Ancien comme dans l'Actuel, une

"liaison" entre structure grumeleuse et présence de tapis algaires ou cryptalgaires (Schwarzacher, 1961 p. 1488; Aitken, 1967 p. 1170; Bathurst, 1971 p. 513; Chafetz, 1973 p. 441; Ross & coll., 1975 p. 43; Playford & Cockbain, 1976 p. 405; Davies, 1977 p. 199; Horodysky & coll., 1977; Cross & Klosterman, 1981 p. 52; Pratt, 1982 p. 1217, 1988; Pratt & James, 1982 p. 551; Bernier & Gaillard, 1983 p. 11; Tsien, 1985a p. 292; Dromart, 1989 p. 30; Jansa & coll., 1989 p. 733, etc...).

C'est cette interprétation qui résulte également de mes observations. La structure grumeleuse encroûte en effet les éléments figurés et "nappe" les irrégularités du substrat: il doit donc vraisemblablement s'agir de tapis organiques et non d'accumulations sédimentaires. Ceci étant accepté, on peut s'interroger sur la nature de tels tapis. Je ne peux apporter ici qu'un argument négatif: l'absence de spicules d'Eponges qui, conjointement aux observations des auteurs repris ci-dessus fait supposer une origine cryptalgair.

Une importante caractéristique des tapis grumeleux est leur lithification synsédimentaire, donnant naissance par fragmentation à des "copeaux" et brèches, abondants à certains niveaux.

b. Les bindstones à Coraux, Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires et leur équivalent bréchiq

Ce microfaciès, outre l'abondance de ce que j'interprète comme des tapis cryptalgaires, est caractérisé par l'habitus bulbeux ou subsphérique des constructeurs, par l'existence d'encroûtements complexes, symétriques et épais et par une nette diminution de la diversité de la faune (fig. X.8). Ce changement morphologique des constructeurs résulterait d'une adaptation à une agitation continue (Hubbard, 1974; Grows & coll., 1977, Hottinger, 1984 b) dont témoignent aussi les forts encroûtements symétriques (Lowenstam, 1950 p. 453) et l'existence de brèches à certains niveaux. La complexité des encroûtements est probablement liée à une compétition spatiale forte (Méndez-Bedia & Soto, 1984 p. 156) dans un environnement dominé par quelques organismes constructeurs spécialisés ("stratégies K", Hottinger, 1988).

la différenciation entre communauté biohermale et extra-biohermale atteint d'ailleurs ici son apogée et pourrait témoigner de l'établissement, au niveau supérieur des monticules, d'un environnement de type "récifal" (Shaver, 1974) qui, dans la nature actuelle est marqué par une faible productivité (Santavy, 1985), un intense recyclage des éléments nutritifs, une forte influence des organismes sur leur propre milieu (Sheehan, 1985 p. 47) et la présence de communautés spécialisées de "stratégues K" (Hottinger, 1984 b). Siegrist & Randall (1985 p. 567) ont montré, dans des récifs actuels, que la diminution de la diversité organique et l'augmentation de l'habitus encroûtant sont liés à une augmentation de la turbulence.

Il faut cependant garder à l'esprit que l'agitation, même continue que subissait la partie supérieure des monticules ne peut se comparer à la forte turbulence des faciès récifaux actuels. On ne retrouve en effet dans les monticules de "marbre rouge" que relativement peu de faciès bioclastiques par rapport aux faciès construits, alors que les récifs actuels d'eau peu profonde sont constitués jusqu'à 70% de faciès détritiques pour 30% de faciès construits (Longman, 1981 p. 27), avec formation d'imposants talus récifaux contenant parfois de gros bioclastes. On doit insister aussi sur le fait que, même dans la partie supérieure des monticules étudiés, la différenciation horizontale n'est probablement qu'ébauchée et n'a rien de comparable à la zonation complexe à polarité marquée, liée à la dissipation de l'énergie des vagues qui caractérise nos récifs actuels (Morelock & coll., 1977 par exemple).

Intéressons-nous maintenant à la nature de la communauté organique dominant le coeur des biohermes du type "les Wayons-Hautmont".

De nombreux exemples dans la littérature montrent que l'évolution "normale" de nombreux biohermes paléozoïques culmine avec la domination d'une communauté à Coraux et Stromatopores (Lecompte, 1956, 1958 a; Textoris & Carozzi, 1964; Alberstadt & coll., 1974 p. 1179; Davies, 1977 p. 166; Huh & coll., 1977; Williams, 1980; Narbonne & Dixon, 1984 p. 38; Hewitt & Cuffey, 1985; Van Loevezijn, 1987). On peut dès lors s'étonner de la présence en abondance dans le coeur des biohermes frasniens de tapis cryptalgaires, qui sont généralement limités à la

zone côtière (Gebelein, 1976 b p. 507 par exemple).

Les études de l'Actuel ont montré que les tapis algaires étaient confinés dans les zones "inhospitalières" de la plate-forme suite à l'action prédatrice des organismes broûteurs (Gebelein, 1976 a p. 382). Ces zones sont inhospitalières aux broûteurs suite à une salinité anormale (Playford & Cockbain, 1976 p. 409), une turbulence très élevée (Gebelein, 1976 b p. 507; Adey & Burke, 1977 p. 72(5)) ou probablement aussi suite à des conditions de pH et d'Eh anormales (voir Brock, 1976 tableau I). Il existe aussi des cas précis (côte au vent de Bonaire, Antilles néerlandaises) où la prédation est inhibée par une cimentation très rapide des structures cryptalgaires (Pratt, 1979 p. 384).

Peut-on transférer ces observations au Paléozoïque? Certainement pour Gebelein (1976 b p. 513), qui pense que la répartition des stromatolithes et tapis cryptalgaires est sous le contrôle des broûteurs depuis le début du Phanézoïque. Mes propres observations confirment d'ailleurs au moins localement cette hypothèse, puisque Boulvain & Prétat (1986) et Prétat & Boulvain (1987) ont montré que la répartition des tapis cryptalgaires du Givétien du Synclinorium de Dinant était très comparable à celle de ces tapis aux Bahamas (Givétien Supérieur) ou dans le Golfe Persique (Givétien Inférieur). Ils soulignent ainsi également une évolution paléoclimatique.

Nous voici donc devant l'interrogation suivante: quelle cause a inhibé l'action prédatrice des broûteurs dans les monticules micritiques? Je pense que l'on peut éliminer rapidement une trop forte turbulence qui ne correspond pas aux caractéristiques sédimentologiques du lithofaciès. Nous pouvons donc soit invoquer une cimentation très rapide (qui est effective, comme nous l'avons vu), soit une salinité ou une "qualité", au sens large, anormale des eaux marines. Ce point sera discuté plus avant dans le chapitre suivant, traitant de l'évolution des paléoenvironnements à l'échelle du bassin. Signalons dès maintenant que pour plusieurs auteurs, l'établissement de tapis cryptalgaires en milieu biohermal en lieu et

(5): ces auteurs signalent (1977 p. 71) des récifs holocènes des Petites Antilles où des tapis algaires remplacent l'habituelle crête à Algues corallines, suite à une forte turbulence et une forte concentration en nutriments.

place d'une communauté à Coraux et/ou Stromatopores traduit la présence d'eaux marines "anormales". Il peut s'agir par exemple d'eaux à salinité trop élevée pour Davies (1977 p. 166, monticules carbonifères de l'Arctique canadien) et Rouchy & coll. (1986, récifs miocènes de Méditerranée) ou d'eaux contenant des métaux dissous en concentration trop élevée, suite à une activité volcanique intense dans le bassin de sédimentation (Bridges, 1988, monticules dinantiens, Royaume-Uni).

Outre les deux premiers exemples cités, le microfaciès peut être comparé avec:

- certains faciès de "récifs" jurassiques à Eponges et stromatolithes de Gulf Coast, USA (Baria & coll., 1982);

- le sommet de "récifs" à *Stromatactis* et Eponges, du silurien de Gaspésie, Québec (Bourque, 1984);

- le coeur de monticules triassiques du Bassin catalan, Espagne (Calvet & Tucker, 1988);

- le coeur de monticules ordoviciens à Eponges, en Oklahoma, USA. Ici aussi on observe une association "stromatolithes"-*Renalcis* (Riding & Toomey, 1972);

- certains biohermes à "thrombolites-*Renalcis*-Coraux" ordoviciens de Terre-Neuve, Canada (Pratt & James, 1982);

- certains faciès à stromatolithes, *Renalcis* et *Sphaerocodium* de "récifs" algaïres dévoniens d'Alaska (Clough & Blodgett, 1985);

- monticules à stromatolithes et *Renalcis* cambriens du Texas, USA (Chafetz, 1973);

- etc...

L'échelle de profondeur reconstituée à partir de ces exemples varie de 10 à 50 mètres.

c. Les bafflestones thrombolitiques à *Renalcis* et *Palaeomicrocodium* et les bafflestones laminaires à péloïdes.

Ces microfaciès sont présents, généralement sous forme de masses irrégulières

grises, dans les calcaires stratifiés rouges du lithofaciès à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, *Stromatactis*, Stromatopores, en bordure du coeur des monticules. Cette architecture particulière des deux lithofaciès résulte pour Cornet (1975 p. 186) de dépôts lagunaires bioclastiques dans un encaissant plus schisteux et pour Van Laer (1988 p. 385) de zones lithifiées apparaissant au sein de sédiments de cavité.

L'hypothèse de Cornet doit être écartée, puisque les zones grises ne sont pas constituées de sédiments bioclastiques mais bien de sédiments construits (*Renalcis* en buissons, "trame" grumeleuse). L'hypothèse de Van Laer entraîne quant à elle plusieurs contradictions:

- les prétendus "sédiments de cavité" sont identiques aux sédiments formés en surface du monticule. Il n'y a en effet pas de différence entre les calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, Stromatopores (S5) à proximité des masses irrégulières de bafflestone à *Renalcis* et partout ailleurs dans les monticules. Or, nous avons vu que cavités, dykes et sills neptuniens sont caractérisés par une sédimentation particulière;

- cette hypothèse implique également la présence dans les cavités de Coraux, Stromatopores lamellaires, etc... en position de vie, ce qui, bien que n'étant pas à écarter a priori, nécessite une plus ample démonstration;

- l'hypothèse implique la présence de cavités pluri-décamétriques précoces (précoce parce que les "sédiments internes" sont identiques à certains sédiments déposés en surface des monticules), ce qui semble mécaniquement impossible;

Je suis par contre entièrement d'accord avec Van Laer en ce qui concerne la lithification précoce des masses grises. Les nombreuses perforations le prouvent à suffisance. Cette différence de rigidité des bafflestones à *Renalcis* par rapport aux calcaires rouges à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, *Stromatactis*, Stromatopores est probablement responsable d'une désolidarisation mécanique des deux lithofaciès; effaçant les relations géométriques originelles.

Au point de vue constitution, les bafflestones à *Renalcis* ressemblent fort aux

bindstones à Coraux, Stromatopores, *Renalcis* dont il a été traité plus haut, mais on remarque l'absence de Coraux et de Stromatopores et la présence (voir chapitre 8) de *Palaeomicrocodium*. La structure grumeleuse ne forme plus ici des tapis encroûtants, mais une "trame" non laminaire, avec des trous ou cavités piégeant de la micrite, des Ostracodes et quelques bioclastes (fig. V.23 et pl. III, photo 3). Le terme "thrombolite" est descriptif (note 17, chapitre 5) et s'applique à des structures cryptalgaires non laminaires. Son utilisation ici dépend évidemment de la pertinence de l'attribution cryptalgair de la structure grumeleuse...

Dans la littérature, les thrombolites sont généralement considérés comme des constructions de type stromatolithique, développées en milieu subtidal. L'absence de lamination est due à l'absence de cycle régulier exondaison-submersion ou à l'absence de périodicité de l'apport sédimentaire (Aitken, 1967 p. 1173; Pratt, 1982). Suivant les auteurs, les thrombolites semblent croître dans des eaux assez turbulentes (*ibid.*; Pratt & James, 1982) ou sous la zone d'action des vagues (Jansa & coll., 1989 p. 729).

Plusieurs auteurs remarquent aussi que, contrairement aux stromatolithes, la croissance des thrombolites détermine des microcavités qui piègent le sédiment en suspension (Aitken, *op. cit.* p. 1172; Baria & coll., 1982; Pratt & James, 1982; Latham & Riding, 1988; Jansa & coll., 1989 p. 731 qui y signalent d'ailleurs d'abondants Ostracodes).

J'interprète donc ce microfaciès comme représentant de petits édifices construits de dimension métrique à plurimétrique en bordure du cœur du monticule. Autour de ces bioconstructions "satellites" à lithification précoce se déposent les calcaires rouges à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, *Stromatactis*, Stromatopores (S5). La figure X.9 donne une image schématique d'une petite portion d'un monticule au niveau d'une de ces petites bioconstructions; elle envisage l'existence de coulées bioclastiques à petite échelle résultant d'une pente sédimentaire.

L'association de *Renalcis* et de thrombolites dans des bioconstructions métriques a récemment été signalée par Latham & Riding, 1988 (Cambrien du Maroc, en milieu péritidal); Jansa & coll., 1989 (Jurassique de Nouvelle-Ecosse, Canada, milieu subtidal pro-

fond, sous la zone d'action des vagues); Pratt & James, 1982 (Ordovicien de Terre-Neuve, Canada, milieu subtidal dans la zone d'action des vagues). Cette dernière étude est très détaillée et propose une zonation écologique des thrombolites sur base de la faune et flore qui leur est associée (fig. 27 p. 567). Les thrombolites à *Renalcis* semblent croître en milieu relativement plus profond que les autres types de bioconstructions. Dans le cas des monticules du type "Les Wayons-Hautmont", la position des thrombolites en périphérie du cœur et l'existence d'une pente sédimentaire (chapitre 6) implique une profondeur de ces petits édifices supérieure à celle du cœur à Coraux, Stromatopores, *Renalcis*, *Sphaerocodium* et tapis grumeleux. Cette observation s'accorde également avec l'absence de bréchification des thrombolites malgré leur induration rapide.

La répartition horizontale de ces petits édifices est difficilement appréciable. Il est possible qu'elle ne soit pas symétrique, comme celle des calcaires gris à petites *fenestrae*, Tabulés branchus, Brachiopodes (S7) qui semblait caractériser un "arrière-récif" embryonnaire. Les quelques observations géométriques dont je dispose semblent indiquer pour les thrombolites une position en "avant-récif". Cette hypothèse est en accord avec les observations de Jansa & coll. (1989).

VII. ROLE SEDIMENTOLOGIQUE DES ORGANISMES

La contribution des différents organismes à la formation des monticules est donnée au tableau X.2, établi à partir des données de la littérature et de mes propres observations. Les organismes y sont classés par "fonction" ("guild", Fagerstrom, 1987 p. 193) et par groupe trophique. Je n'ai repris dans ce tableau que les fossiles identifiables. Il est vraisemblable qu'il faille ajouter dans le rôle de producteur de boue carbonatée les hypothétiques Bactéries carbonatogènes. De même, aux producteurs de débris, il faut certainement ajouter un nombre difficilement appréciable d'organismes à corps mou non fossilisés.

Ce tableau met en évidence l'absence de dépositivores, pourtant fréquents dans les communautés récifales actuelles. On a en effet, tout au long de la description des faciès, remarqué la rareté des processus de bioturbation. Cela est dû à un enchaînement de cir-

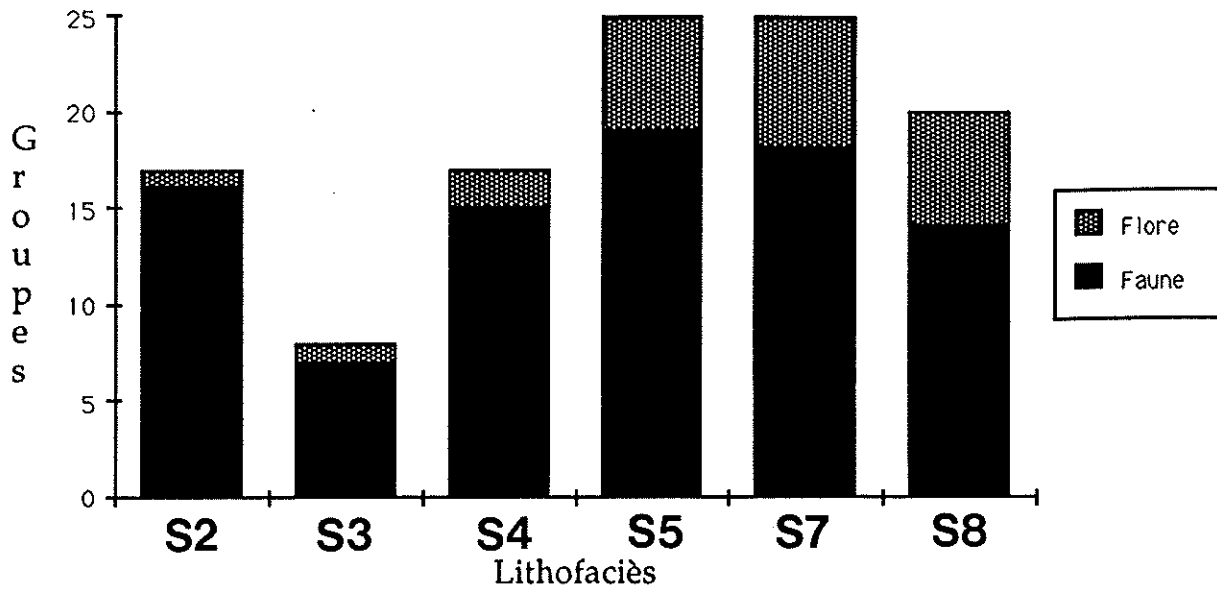


Figure X.8: diversité de la faune et de la flore suivant le lithofaciès. Le terme "groupe" comprend des niveaux taxonomiques différents suivant les organismes considérés: genres pour les Algues, Tabulés, Rugueux; ordres, classes et embranchements pour les fossiles difficilement déterminables au niveau générique en lame mince.

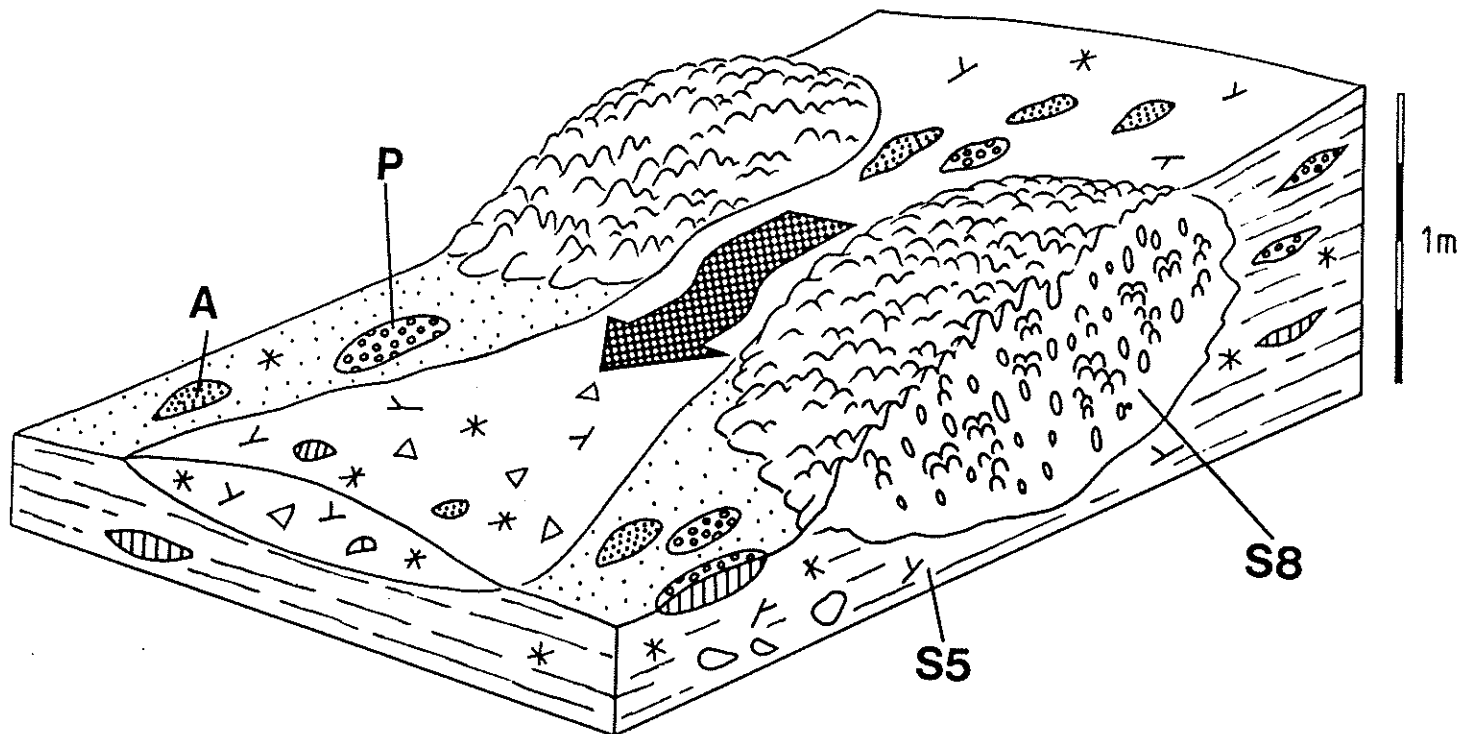


Figure X.9: bloc-diagramme schématique d'une portion de monticule micritique du type "Les Wayons-Hautmont", au niveau de deux constructions thrombolitiques à *Renalcis* et *Palaeomicrocodium* (S8). Ces constructions sont encaissées de calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, Stromatopores (S5). Des coulées à petite échelle peuvent remanier le sédiment (flèche). "A": *Alveolites*; "P": *Phillipsastraera*; les autres symboles sont conformes à la légende fig. IV.6.

STABILISATION du SEDIMENT		PIEGEAGE DE SEDIMENT EN SUSPENSION	PRODUCTION de DEBRIS		PREDATEURS, MICROPREDATEURS, HERBIVORES
encroûtement	mécanique		passive	active	
Stromatopores Alveolites "Phillipsastraea" Thecostegites	Stromatopores Alveolites "Phillipsastraea"	<i>Thamnophyllum?</i> <i>Thamnopora?</i> <i>Sencellaepora?</i> <i>Egostella?</i>	Coraux Gastéropodes Cricocorariés Ostracodes Stromatopores		
Fistuliporidés	Crinoïdes (ancrage)	Crinoïdes Fécésclidés Eponges <i>Receptaculites?</i> Bryozoaires branchus?	Crinoïdes Bryozoaires branchus Lamellibranches Brachiopodes		FILTREURS
Tapis grumeleux Girvanelles Wéthrédelles <i>Sphaerocodium</i> <i>Kleinbergella?</i> <i>Renalcis?</i>		<i>Trelonella</i> <i>Renalcis</i> Thrombolites Tapis grumeleux?	Trilobites		DETRITIVORES
			Tapis grumeleux Rectangulines <i>Trelonella</i> <i>Sphaerocodium</i> Girvanelles		AUTOTROPHES

Tableau X.2: rôle sédimentologique des organismes les plus fréquents dans les monticules micritiques "F2" en fonction de leur groupe trophique. D'après Riding & Toomey (1972), Alberstadt & coll. (1974), Kobluk & James (1979), Mounjoy & Riding (1981), Pratt & James (1982), Narbonne & Dixon (1984), Fagerstrom (1987) et les observations issues de ce travail.

constances défavorables à la vie de l'endofaune: durant le développement des calcaires rouges (S3, S4) et roses (S5) des niveaux inférieur et moyen des monticules, le sédiment était inhospitalier suite à une très faible teneur en oxygène (développement de Bactéries ferro-oxydantes). Par la suite, avec le développement du niveau supérieur des monticules du Massif de Philippeville (et du sondage de Chaudfontaine), la teneur en oxygène du sédiment a augmenté, mais la lithification précoce a inhibé une endofaune diversifiée.

C. INTERPRETATION DES FACIES PERI- ET EXTRA-BIOHERMAUX

I. GENERALITES

En distinguant le milieu "péri-biohermal" du milieu "extra-biohermal", j'ai implicitement supposé qu'une zone de transition entre biohermes et milieu extra-biohermal était présente. Cette zone est bien entendu influencée par les deux milieux qui l'encadrent. L'influence se marque notamment par le développement de talus bioclastiques (Lowenstam, 1950, fig. 8 p. 464) et implique un certain relief des bioconstructions. On peut donc émettre l'hypothèse que seuls les monticules du type "Les Wayons-Hautmont" qui possédaient à partir de leur niveau moyen des pentes périphériques appréciables, ont développé des faciès péri-biohermaux. Les monticules du type "Les Bulants" dont le relief était très faible, ne semblent pas avoir développé de "talus". On observe en effet, grâce aux coupes de Neuville A et B, des Bulants (fig. VI.2) et de Tiène à l'Gatte (fig. VI.1) que non seulement l'épaisseur de l'unité argilo-calcaire ne varie pas fortement lorsqu'on s'éloigne d'un édifice, mais aussi que les assemblages restent à peu près inchangés. On note uniquement une variation au niveau des microfaciès, avec un enrichissement principalement en Eponges en direction des biohermes et une plus grande importance des mudstones bioturbés et des coverstones à Coraux lamellaires lorsqu'on s'en éloigne. D'une manière générale d'ailleurs, on a vu grâce à la coupe B des Bulants (fig. IV.17) que la teneur en insolubles n'augmente pas significativement du bioherme vers le milieu extra-biohermal; seuls les joints argileux augmentent en épaisseur et en fréquence en dehors du bioherme.

La comparaison des monticules du type "Les Wayons-Hautmont" et des monticules du type "Les Bulants" au chapitre 6 nous a montré, qu'outre la différence de relief rappelée ci-dessus, les monticules du type "Les Bulants" sont fortement indentés dans les sédiments encaissants, alors que les monticules du type "Les Wayons-Hautmont", auxquels je rajoute ici ceux du type "Saint-Rémy" ne le sont que fort peu. Il existe en fait une relation simple et évidente, déjà observée par Shaver (1977) pour les "récifs" siluriens d'Indiana (USA) qui lie relief, digitation et vitesse relative de sédimentation en milieu biohermal et extra-biohermal: **un bioherme qui croît dans un environnement où la vitesse de sédimentation en milieu extra-biohermal est du même ordre de grandeur que sa vitesse de croissance est fortement indenté et ne développe pas de relief important** (cas des monticules du type "Les Bulants"), tandis qu'un édifice dont la vitesse de croissance est beaucoup plus élevée que la vitesse de sédimentation extra-biohermale est peu indenté et développe relief, pentes périphériques et faciès péri-biohermaux (cas des monticules du type "Les Wayons-Hautmont").

Je n'envisage ci-dessous que ce dernier cas; les sédiments extra-biohermaux contemporains de l'édification des monticules du type "Les Bulants" sont très semblables aux sédiments infra-biohermaux (titre B.I du présent chapitre) et appellent à la même interprétation des paléoenvironnements.

II. LES SEDIMENTS ENCAISSANT LES MONTICULES DU TYPE "LES WAYONS-HAUTMONT"

Il s'agit principalement de schistes fins à faune pauvre. En milieu extra-biohermal, seuls quelques niveaux à coquilles bien conservées (surtout des Lamellibranches, exhumés lors de vannages périodiques par des courants: Morris, 1980 p. 163-164) représentent la faune indigène. Les rares bioclastes de Crinoïdes, Bryozoaires, Coraux, Gastéropodes témoignent eux d'un net transport. Les quelques terriers sont ouverts et liés à la présence de suspensivores. Ces éléments, de même que l'existence d'une lamination par endroit conservée, indiquent un sédiment restreint à très faible teneur en oxygène (Byers, 1977 p. 8; Morris, 1979; Wetzel, 1982 p. 432; Raiswell & coll., 1987). Ce sédiment est par

endroit riche en pyrite et ne permettait pas le développement de Bactéries ferro-oxydantes qui sont, rappelons-le, microaérophiles et qui semblent dépendantes d'une production locale de carbonates.

A proximité des monticules, à partir de leur niveau moyen, on observe de fréquentes intercalations de bancs riches en Crinoïdes et bioclastes. Les Crinoïdes sont également abondants dans les interbancs schisteux, sous forme de tiges de plusieurs ossicules accolés. Il semble donc, puisque les Crinoïdes ne dominent aucun des faciès biohermaux, qu'il s'agisse de communautés indigènes, peuplant les flancs des monticules du type "Les Wayons-Hautmont". Ce type d'habitat est la règle dans la plupart des biohermes paléozoïques (Wilson, 1975 p. 164; Burchette, 1981 p. 119; Pratt, 1982 p. 1206); citons entre autre:

- le talus récifal du complexe du "Magnesian Limestone", Permien supérieur d'Angleterre (Smith, 1981 p. 175);

- les flancs de monticules dinantiens du Derbyshire, Royaume-Uni (Gutteridge, 1988);

- les flancs de monticules waulsortiens d'Irlande (Lees, 1961 p. 104, 1964 p. 511) ou de Belgique (Lees & Conil, 1980 p. 38; d'abondantes Fénestelles s'ajoutent aux Crinoïdes);

- les flancs des "récifs" siluriens d'Indiana, USA (Lowenstam, 1950 p. 448; Textoris & Carozzi, 1964 p. 405; Shaver, 1974; Shaver & Sunderman, 1983);

- les flancs de "récifs" siluriens à Eponges de l'Arctique canadien (Narbonne & Dixon, 1984 p. 27);

- les flancs de bioconstructions ordoviciennes des Appalaches, USA (Read, 1982 p. 202);

- les flancs de "patch reefs" cambriens du Labrador, Canada (James & Kobluk, 1978);

- le talus d'avant-récif de bioconstructions algaires carbonifères du Texas, USA (Toomey & Winland, 1973);

- les flancs de monticules dévoniens du Maroc (Brachert & coll., 1988);

les flancs de monticules micritiques à *Stromatactis* du Dévonien de l'Est australien (Wallace, 1987);

- etc,...

A ces exemples anciens, on peut ajouter les observations actuelles de Macurda & Meyer (1977) qui constatent que si la majorité des Crinoïdes sont d'eaux profondes, certains vivent dans les récifs et **croissent préférentiellement dans les zones de rupture de pente**. Dans les monticules de "marbre rouge", les Crinoïdes s'installent sur les flancs dès qu'apparaît un certain relief, c'est-à-dire à partir du niveau moyen des monticules du type "Les Wayons-Hautmont". Les bancs de grainstones à Crinoïdes à base ondulée et sommet plan résultent probablement d'un remaniement peu important (car on n'observe pas d'usure des ossicules) avec formation de "coulées" (Burchette, 1981 p. 127; Talent, 1988), peut-être à la suite d'événements turbulents (Hayward, 1982). Localement, les flancs voient le développement de petis édifices métriques à colonies coralliennes.

Les bancs crinoïdiques de flanc passent probablement vers les zones plus centrales des monticules à des niveaux bioclastiques du lithofaciès à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, Stromatopores (S5) ou à des nébuloïdes stratiformes. L'ensemble correspondrait alors à un même événement turbulent. Les nébuloïdes stratiformes et certains niveaux bioclastiques continus présentent d'ailleurs un enrichissement périphérique en Crinoïdes au détriment notamment des Brachiopodes et des *Receptaculites*. Dans ces bancs crinoïdiques de flanc, on observe la présence de bioclastes dérivés de zones centrales des monticules (fragments de *Trelonella*, par exemple).

A distance plus importante des monticules, les bancs de grainstones crinoïdiques disparaissent au profit de bancs moins fréquents de rudstones à Fénestelles, Crinoïdes, Brachiopodes, péloïdes passant parfois verticalement à des grainstones à péloïdes et bioclastes (fig. X.10).

Ces unités possèdent de nombreuses caractéristiques typiques des niveaux de tempête (Aigner 1982, fig. 5 p. 185; Kreisa & Bambach 1982, fig. 1 p. 201, fig. 2 p. 203): érosion basale, présence d'intraclastes, usure très faible à nulle des éléments figurés, sédi-

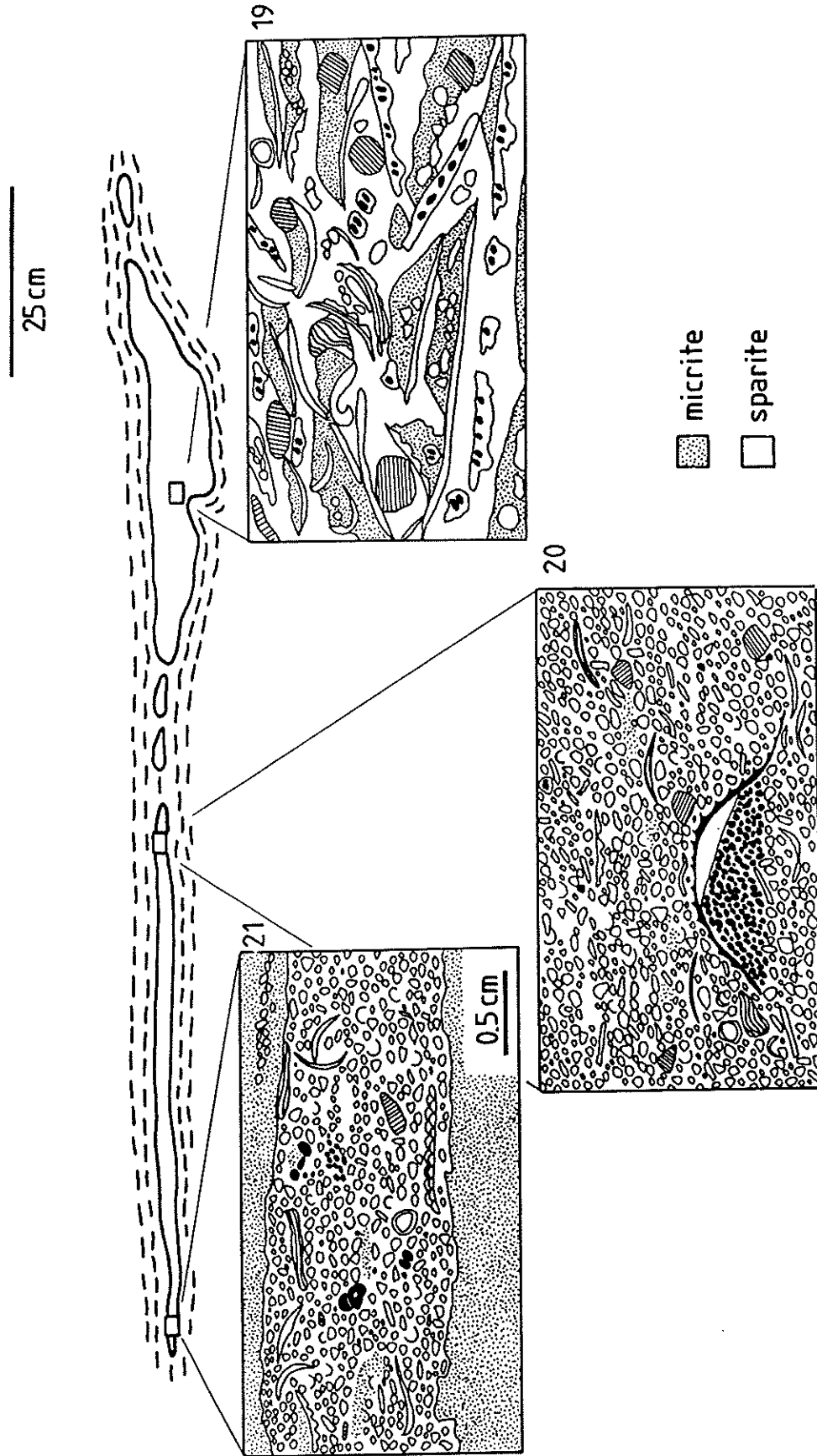


Figure X.3: tempestite calcaire isolée dans des schistes fins (S1) en milieu péri-biohermal. Observer, dans la lame 19, à la base de la tempestite, les Fénestelles, Crinoïdes, Lamellibranches, associés à des "sédiments perchés". Dans les lames 20 & 21, taillées au sommet de la tempestite, les péloïdes dominant, avec un net classement des débris; structure "d'ombrelle" sous une coquille dans la lame 20. Interprétation, voir texte. Coupe de la tranchée d'accès sud à la carrière du Lion, cote 30 m.

ments perchés et structures d'infiltration, effets d'ombrelle, granoclassement vertical, lamination plane des sédiments fins passant vers le haut à des stratifications obliques "en auges et mamelons", caractère indigène des éléments figurés. La séquence idéale est, dans le cas étudié ici:

- niveau basal à intraclastes, nombreuses Fénestelles, quelques Brachiopodes; une phase infiltrée à péloïdes et microbioclastes forme des structures perchées; nombreux effets d'ombrelle; exemple: LI 19, NV 32, etc...;

- niveau laminaire à lamination plane; la taille des éléments figurés (péloïdes et bioclastes) est constante et avoisine 1 mm; exemple: LI 20;

- niveau laminaire à lamination entrecroisée en "auges et mamelons"; mêmes éléments figurés, taille moyenne proche de 100 μm ; exemple LI 50.

Ces bancs sont isolés au milieu de schistes fins. Leur relative rareté témoigne du caractère exceptionnel du phénomène responsable de leur formation. Ces sédiments sont semblables aux tempestites de "type 2" et de "type 3" décrites dans le Dinantien du Synclinorium de Dinant par Van Steenwinkel (1988 p. 66-76) et mises en place à proximité de la base de la zone d'action des vagues de tempêtes majeures.

D. INTERPRETATION DES FACIES DES COUPES DE LUSTIN, CRUPET, AISEMONT ET HUCCORGNE

Il s'agit ici de sédiments argilo-carbonatés et carbonatés stratifiés, abondamment décrits dans la littérature et dont l'interprétation est en quelque sorte devenue "classique". Je me référerai en général aux indications données par Wilson (1975 p. 63-69) ou par Prétat & Mamet (1989 p. 49-74).

I. LES SCHISTES ET SILTITES ARGILEUSES (N1)

Ils sont comparables au "SMF-8" de Wilson, et caractéristiques d'un environnement

calme et ouvert. L'abondance des figures de bioturbation traduit la présence d'une endofaune probablement plus dépositive que suspensive (bioturbation déformative). Le sédiment est donc relativement bien oxygéné, tout au moins dans sa portion superficielle (Byers, 1977; Morris, 1979; Raiswell & coll., 1987). L'influence détritique se marque par le dépôt d'argiles contenant par endroit de petites lentilles silteuses, liées probablement à des augmentations temporaires de la turbulence.

II. LES CALCAIRES ARGILEUX A BRACHIOPODES, CRINOIDES, BIOCLASTES, LAMELLIBRANCHES (N2)

Ces calcaires argileux correspondent au "SMF-9" de Wilson et au "MF1" de Prétat & Mamet. L'environnement est ouvert, comme en témoigne la communauté organique, et situé à proximité de la zone d'action des vagues. Prétat & Mamet (*op. cit.*, p. 49) estiment que ces sédiments se sont déposés à une profondeur d'une vingtaine de mètres. Les concentrations de coquilles pourraient correspondre à des événements turbulents temporaires.

III. LES CALCAIRES A ONCOLITHES, CORAUX, LAMELLIBRANCHES, BRACHIOPODES, STROMATOPORES (N3)

1. Wackestones bioclastiques à péloïdes, Coraux, Brachiopodes

Ce microfaciès, comparable (mais pas identique) au MF2a de Prétat & Mamet (*op. cit.*), contient une faune variée de milieu ouvert. L'agitation du milieu est intermittente, mais suffisante pour que se forment des encroûtements symétriques et des oncolithes de type IV c et plus rarement I de Dahanayake (1978, 1979). Les oncolithes de type IV c sont relativement "gros", possèdent une surface bosselée et témoignent de longues périodes de calme, propices à une croissance algale vigoureuse, entrecoupées de brèves périodes plus turbulentes au cours desquelles l'oncolithe est retourné.

2. Packstones et grainstones à oncolithes et péloïdes

On observe ici une intéressante évolution du type d'oncolithes entre les packstones

et les grainstones. Dans les packstones, ce sont toujours les oncolithes de type IV c qui dominent, ils indiquent un milieu relativement calme. Dans les grainstones par contre, les oncolithes arrondis et granoclassés de type I sont très abondants et témoignent d'un milieu à agitation continuelle, responsable du vannage de la boue carbonatée. La faune variée est de milieu ouvert.

IV. CALCAIRES BIOTURBES (N4)

Ce lithofaciès, qui ressemble au "MF8" de Prétat & Mamet (*op. cit.* p. 62-64), est typique d'un "milieu lagunaire, calme à circulation retreinte, temporairement agité". La faune et la flore sont relativement peu diversifiées, témoignant d'une certaine restriction du milieu. La présence de *Stromatopores* branchus et d'*Umbelles* (Mamet, 1970; Wray, 1977 p. 110) renforce cette interprétation d'un milieu isolé de l'influence de la mer ouverte. De petits "patch-reefs" à *Rugueux* subsphériques sont localement présents.

V. LOFERITES (N5)

Souvent associé au lithofaciès précédent, ce type particulier de sédiment constitue suivant Fischer (1964 p. 124) de petites levées temporairement exondées, en milieu lagunaire. C'est également l'interprétation retenue par Wilson, 1975 p. 67 et celle de ce travail.

VI. CALCAIRES LAMINAIRES (N6)

Ce sédiment est très semblable aux "laminites bioturbées" de "type 4" décrites dans la Formation de Trois-Fontaines (Givétien Inférieur) par Prétat & Boulvain (1987). Il correspond au "MF 12" de Prétat & Mamet (1989). Prétat & Boulvain (*op. cit.*) et Boulvain & Prétat (1986) ont montré que ce type de sédiment se formait dans des "mares" de complexes inter- à supracotidaux du même type que les marais maritimes actuels de l'île d'Andros (Bahamas, voir Hardie & Garrett, 1977). Ils ont également montré que ce sédiment riche en *Issinelles* et *Paléobéréselles* témoignait d'un climat tropical humide, par opposition à des sédiments analogues, pauvres en Algues et riches en péloïdes de la Formation de Fromelennes (Givétien Supérieur) qui traduisent une augmentation de l'aridité du climat.

Je pense que cette interprétation peut être appliquée aux sédiments laminaires de la Formation de Lustin; on doit donc admettre l'existence, au cours du Frasnien moyen du bord nord du bassin de sédimentation, de vastes marais maritimes développés en climat tropical humide.

E. CONCLUSIONS

Ce chapitre nous a permis de préciser, pour chaque niveau et lithofaciès des monticules micritiques, les milieux de genèse:

- le soubassement des monticules est constitué de schistes nodulaires et de calcaires argileux où dominent des Eponges, des Bryozoaires branchus et des Brachiopodes. Cette communauté témoigne d'un milieu très calme, situé sous la zone photique;

- le niveau inférieur et sommital des monticules du type "Les Wayons-Hautmont" et la totalité des monticules du type "Saint-Rémy" se sont développés nettement sous la zone d'action des vagues et sous la zone photique de la majorité des Algues, dans un environnement déficitaire en oxygène, vraisemblablement suite à une forte productivité organique. On ne décèle aucune différenciation horizontale: le milieu est "isotrope" (ni courant, ni gradient vertical).

La communauté biologique, très peu diversifiée, est dominée par les *Stromatactis*. Ces structures énigmatiques sont en fait liées à l'évolution de cavités laissées par des Eponges dans un sédiment à l'état de gel. La morphologie typique des *Stromatactis* est le résultat d'effondrements successifs du toit des cavités et d'une sédimentation interne à leur base (effet "fonti"). Cette morphologie est modulée par l'abondance relative des éléments figurés.

Le sommet du niveau inférieur des monticules du type "Les Wayons-Hautmont" et la totalité du niveau inférieur des biohermes du type "Les Bulants" montrent un enrichissement de la communauté, avec apparition de Coraux, de Crinoïdes et de Kleinbergelles. Dans ce sédiment toujours riche en Eponges, la présence de Coraux toujours riches en Eponges, la présence de Coraux lamellaires empêche la formation de *Stromatactis*: par effondrements répétés, le sommet des cavités bute contre les organismes lamellaires qui forment voûte;

beaucoup de Coraux surmontent ainsi des masses de ciment fibreux.

- le niveau moyen des monticules du type "Les Wayons-Hautmont" et "Les Bulants" était soumis à une turbulence faible et intermittente, à l'origine de niveaux bioclastiques et de "nébuloïdes". Ces dernières structures, au contraire des niveaux bioclastiques, ont subi une cimentation précoce qui a empêché l'infiltration de matrice. Ce niveau s'est développé dans la zone photique des *Sphaerocodium*, *Renalcis* et *Girvanellas* qui, avec la présence constante de Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, etc... enrichissent la communauté organique. La diversité atteint une valeur proche de son maximum.

La morphologie des biohermes du type "Les Wayons-Hautmont" subit une certaine évolution, avec apparition de pentes latérales d'une dizaine de degrés et d'un début de différenciation horizontale;

- le niveau supérieur des monticules du type "Les Wayons-Hautmont" et "Les Bulants" s'est développé dans un milieu soumis à une turbulence continue quoique très modérée, dans la zone photique des Algues vertes (*Dasycladacées*, *Udotéacées*). L'environnement est bien oxygéné et les Bactéries ferro-oxydantes disparaissent de la surface des monticules. On constate à la fois une différenciation horizontale marquée dans les monticules du type "Les Wayons-Hautmont", avec accentuation des pentes latérales, et une lithification synsédimentaire des faciès centraux. Certains faciès centraux montrent une diminution nette de la diversité organique, avec apparition de tapis cryptalgaires.

Les monticules du type "Les Wayons-Hautmont" développent à partir du niveau

moyen un certain relief au-dessus du fond marin, avec apparition de faciès de flanc. Ces faciès, dominés par une communauté indigène à Crinoïdes, sont remaniés par des augmentations temporaires de la turbulence avec naissance de petites coulées "sableuses". Des événements turbulents exceptionnels donnent naissance à des accumulations de type "tempestite" dans les schistes fins extra-biohermaux.

Le maintien de pentes sédimentaires (jusqu'à 35% pour le niveau supérieur des monticules du type "Les Wayons-Hautmont") devait être lié à un état rhéologique particulier du sédiment biohermal, très riche en matière organique. L'essentiel de la production carbonatée était d'origine microorganique, probablement bactérienne pour les niveaux moyen et inférieur des monticules du Massif de Philippeville et pour l'ensemble des monticules de "marbre rouge" du bord sud du Synclinorium de Dinant; pour le niveau supérieur des monticules du Massif de Philippeville, on doit cependant envisager une contribution algale plus importante.

En conclusion, il semble qu'au vu de la reconstitution des paléomilieus effectuée dans ce chapitre, la relative simplicité de l'écosystème biohermal frasnien soit bien le reflet de sa simplicité originelle et non le résultat d'une énorme perte d'information au cours de la fossilisation, comme c'est parfois le cas (Frost, 1977 p. 98, 102; Fagerstrom, 1987 p. 244-246). Une part importante de l'écosystème biohermal frasnien a en effet plus de rapport avec certaines communautés actuelles d'eaux "profondes" à Eponges et Coraux, relativement simples (Land & Moore, 1977 p. 59) qu'avec nos récifs holocènes, extraordinairement complexes.

Chapitre 11: EVOLUTION DES
PALEOENVIRONNEMENTS
PALEOGEOGRAPHIE

"(...) all reefs, first of all were responses to a set of physical-chemical conditions that were both permissive and limiting. Within the limitations, the reef community and the reef body itself demonstrated great versatility, using all survival potentials in whatever combinations were necessary, to exploit each possible niche and opportunity." (Shaver & coll., 1978 p. 29).

A. INTRODUCTION

Le but de ce chapitre est de retracer l'histoire sédimentaire des monticules et de situer cette histoire dans le cadre plus vaste de l'évolution du bassin de sédimentation. L'accent sera mis sur le caractère allogénique ou autogénique de la structuration écologique des biohermes, sur la mise en évidence de mouvements eustatiques et de leur influence sur la sédimentation, sur le type de plate-forme carbonatée et sur les causes de l'extinction des monticules à la fin du Frasnien.

B. RAMPE OU PLATE-FORME?

Le concept de "rampe carbonatée" a été introduit en 1973 par Ahr (1973) comme une alternative au modèle de "plate-forme", inspiré des études de l'Actuel. Avant de résumer brièvement les différences essentielles entre ces deux modèles, relevons un problème de vocabulaire: si en anglais, on distingue "ramp" de "rimmed shelf", regroupés sous le terme général "platform", en français, on est bien obligé d'opposer "rampe" et "plate-forme asymétrique", regroupées au sein des "plate-formes *s.l.*".

I. GENERALITES

La différence essentielle entre une rampe et une plate-forme asymétrique est morphologique: une plate-forme asymétrique possède une rupture de pente marquée formant transition brutale entre des faciès peu profonds et des faciès profonds, tandis qu'une

rampe ne possède pas de rupture de pente (rampe homoclinale) ou bien une rupture de pente profonde ("distally steepened ramp"), sans transition de faciès bien marquée (Read, 1985 p. 3; Sarg, 1988 p. 156).

Dans le cas des plate-formes asymétriques, la rupture de pente est soulignée par des constructions carbonatées formant "barrière". Ces constructions sont des "récifs", résistants à l'action des vagues, constitués de framestones, rudstones et grainstones (Read, 1985 p. 11). Sur les rampes par contre, les bioconstructions sont isolées, à dominante boueuse, à base circulaire, constituées de mudstones, floatstones et wackestones déposés dans des milieux relativement calmes (Read, *op. cit.* p. 5).

La présence sur les plate-formes asymétriques d'une barrière s'opposant à l'action des vagues a une forte influence sur l'hydrodynamisme des zones plus internes. L'énergie, élevée au niveau de la barrière, diminue fortement en arrière de celle-ci, donnant naissance à de vastes lagunes caractérisés par une sédimentation de milieu calme. Sur une rampe par contre, l'énergie augmente régulièrement depuis les zones externes vers les zones internes, avec les milieux les plus agités près du rivage. Dans ces milieux "littoraux" se forment des bancs ("shoals") de sable bioclastique, péloïdique, oolithique, etc..., avec un lagon étroit en arrière de ceux-ci (James & Mountjoy, 1983; Read, *op. cit.* p. 3).

Les sédiments lagunaires et inter- à supracotidaux d'arrière-barrière de plate-forme sont caractérisés par une certaine cyclicité, rare sur une rampe, due à des phénomènes d'ouverture et de fermeture de la barrière, amenant des augmentations d'énergie ou au

contraire, l'établissement temporaire d'environnements restreints (Read, *op. cit.* p. 8-9).

Enfin, les faciès profonds, situés pour les plate-formes asymétriques au-delà de la rupture de pente, sont caractérisés par des turbidites, des blocs exotiques de calcaire construit et des slumps, toutes structures rares dans le cas d'une rampe homoclinale (James & Mountjoy, 1983, *op. cit.* p. 199-200). Une rampe à rupture de pente profonde peut posséder des faciès turbiditiques, mais sans fragments exotiques de calcaires de milieu peu profond.

Ces différences sont présentées de manière synthétique à la figure XI.1.

II. QU'EN EST-IL AU FRASNIEN, DANS L'AIRE DE SEDIMENTATION CONSIDEREE?

Préat & Boulvain (1988 p. 1) et Préat (1989) ont montré qu'au Couvinien, dans le Synclinorium de Dinant, la sédimentation argilo-carbonatée avait lieu dans un contexte de rampe, alors qu'au Givétien une plate-forme carbonatée à sédimentation cyclique avec développement de gigantesques lagunes et "complexes" inter- à supracotidaux en milieu protégé sont la règle (Préat, 1984; Boulvain & Préat, 1986; Préat & Boulvain, 1987). Le début du Frasnien est ensuite marqué par une succession d'approfondissements (Johnson & coll., 1985), responsables de l'ennoiement ("drowning") de la plate-forme givétienne et de l'établissement d'une sédimentation mixte argilo-carbonatée. Au Frasnien moyen, on assiste vraisemblablement à nouveau à l'installation, avec un net décalage vers le nord ("backstepping" *sensu* Playford, 1984, fig. 6 p. 194) d'une plate-forme carbonatée à sédimentation cyclique dans les zones internes.

Au cours de la partie supérieure du Frasnien moyen et au Frasnien supérieur, durant l'intervalle de temps qui voit le développement des monticules de "marbre rouge", les caractéristiques générales de la sédimentation sont les suivantes:

- absence de récif-barrière; les monticules de "marbre rouge" sont des édifices relativement profonds, dont la base est située sous la zone d'action des vagues de tempête (chapitre 10),

avec dominance de faciès micritiques. Il s'agit d'édifices isolés;

- une sédimentation mixte argilo-carbonatée (chapitre 5);

- absence de critères de pente générale de la plate-forme;

- rareté ou absence de slumps ou de turbidites dans les faciès extra-biohermaux du Massif de Philippeville et du bord sud du Synclinorium de Dinant (chapitre 10);

- développement de bancs de packstones et grainstones bioclastiques à oncolithes dans les zones internes ("shoals") au bord sud du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Namur;

- sédiments acycliques dans les zones internes.

Ces observations sont éminemment caractéristiques d'une rampe carbonatée, homoclinale dans l'aire considérée.

La présence hypothétique d'une barrière située vers le large dans une zone actuellement enfouie (dans ce cas, l'aire de sédimentation considérée serait un "lagon profond" au sens de Kendall & Schlager, 1981 p. 198) peut être à mon avis réfutée: l'occurrence de tempestites en milieu situé sous la zone d'action des vagues "normales" ("normal" ou "fair weather wave base") témoigne de fortes augmentations épisodiques de la profondeur de celle-ci et donc de la longueur d'onde des vagues, incompatibles avec la présence d'une barrière à une distance "raisonnablement" proche du Bassin de Dinant.

C. SUBSIDENCE, FLUCTUATIONS EUSTATIQUES ET SEDIMENTATION

Avant d'entamer la reconstitution de l'évolution spatio-temporelle de la rampe carbonatée, il me semble nécessaire d'ouvrir une parenthèse et de présenter brièvement les quelques hypothèses qui sous-tendent la modélisation (on peut également se référer à la

synthèse de M. Van Steenwinkel, 1988 p. 117-124).

Les travaux récents de Vail & coll. (1977 a, b, 1987), de Kendall & Schlager (1981), de Johnson & coll. (1985), de Sarg (1988), de Dolan (1989) notamment permettent de faire la part des phénomènes contrôlant la nature et la géométrie des corps sédimentaires: **la subsidence, les variations eustatiques et le taux de sédimentation**. Reprenons successivement ces trois variables.

1. Les variations eustatiques

Ces phénomènes correspondent aux changements du niveau marin par rapport à un point fixe, résultant d'une modification du volume des eaux ou des bassins océaniques. Cette modification peut être induite par des phénomènes de glaciation-déglaciation (Vail & coll., 1977 b p. 93; Kendall & Schlager, 1981 p. 185; Pitman & Golovchenko, 1983 p. 46), de dessiccation ou de submersion de bassins enclos (Kendall & Schlager, *ibid.*), d'apport d'eau juvénile (Vail & coll., *ibid.*), de mise en place sous-océanique de grandes quantités de produits volcaniques ou de sédiments (Vail & coll., *ibid.*; Kendall & Schlager, *ibid.*; Pitman & Golovchenko, 1983 p. 47), de changement de volume des rides médio-océaniques (Vail & coll., *ibid.*; Pitman & Golovchenko, *ibid.*) ou de collisions et raccourcissements continentaux (Pitman & Golovchenko, *ibid.*).

De ces divers mécanismes, les variations glacio-eustatiques et la modification du volume des dorsales semblent les plus rapides (Vail & coll., *ibid.*; Johnson & coll., 1985).

Vail & coll. (1977 b) constatent que trois cycles de variations eustatiques sont superposés: un cycle de premier ordre de 200 à 300 millions d'années de fréquence, un cycle de deuxième ordre de 10 à 80 millions d'années et un cycle de troisième ordre de 1 à 10 millions d'années. Les cycles de premier et deuxième ordre seraient liés à des causes géotectoniques globales (volume des bassins océaniques), tandis que les cycles de troisième ordre pourraient être liés à des mécanismes glacio-eustatiques ou d'expansion océanique (volume des eaux océaniques) (Vail & coll., 1977 b p. 93; Vail & Eisner, 1989 p. 63).

Le Frasnien fait partie d'un cycle de premier ordre de haut niveau marin s'étendant du Cambrien au Carbonifère (Vail & coll., *op. cit.* p. 92).

A ces cycles de premier, deuxième et troisième ordre s'ajoutent selon Kendall & Schlager (*op. cit.*, p. 185), des cycles plus courts, de 10.000 à 500.000 ans, essentiels dans la structuration des plate-formes carbonatées. Ces cycles sont situés dans la bande de fréquence des cycles de Milankovitch et tradiraient des variations climatiques (Vail & Eisner, 1989 p. 64);

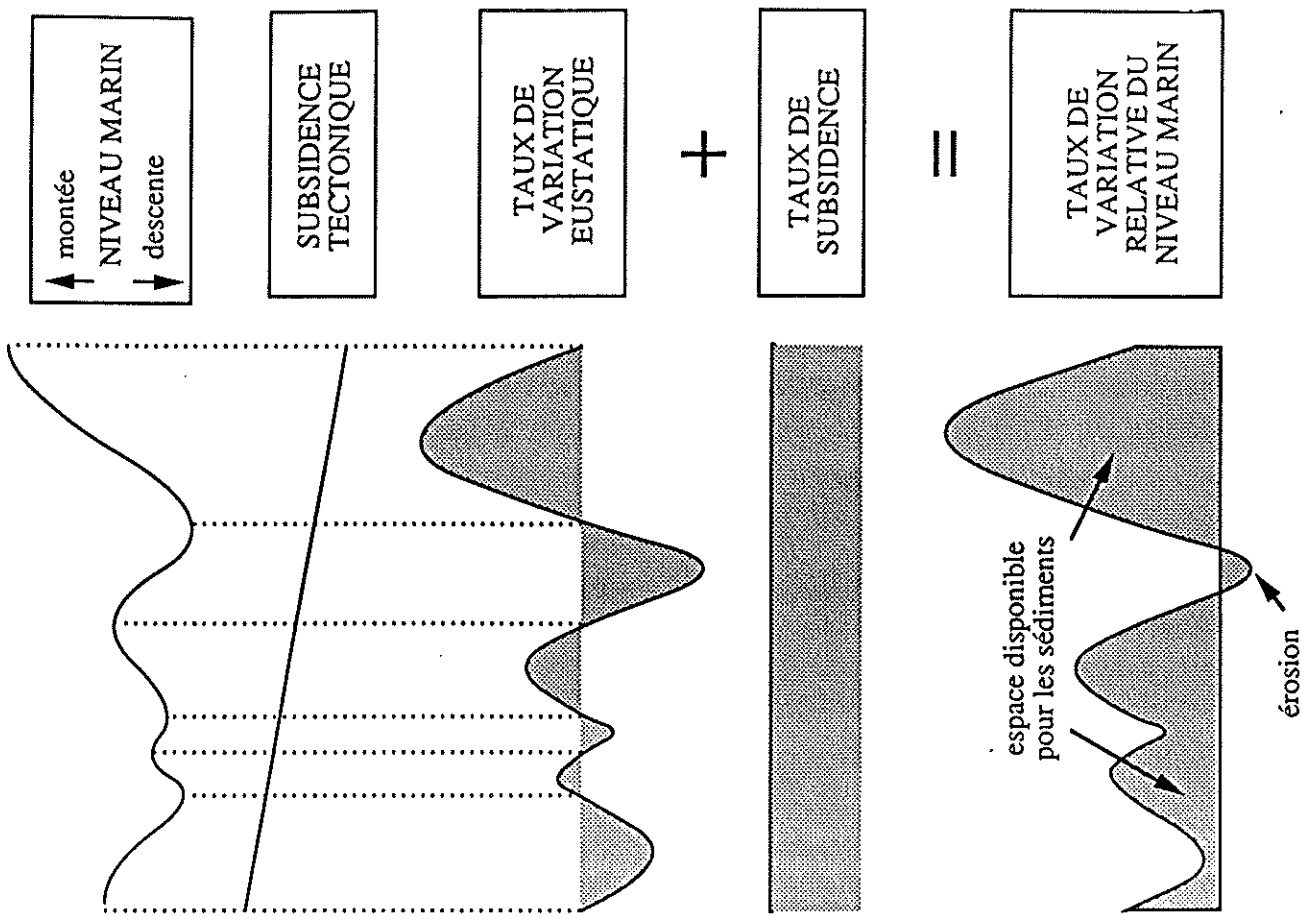
2. Subsidence et soulèvement

Aux fluctuations eustatiques, de type sinusoïdal, se superpose la subsidence ou le soulèvement du substrat. Dans le cas d'un bassin intracratonique (cas des bassins de Namur et Dinant au Dévonien: Burchette, 1981; James & Mountjoy, 1983) ou d'une marge passive, divers auteurs ont montré que les variations du taux de subsidence étaient faibles par rapport au taux de variation eustatique et que ce taux, quoique décroissant au cours du temps, pouvait être assimilé en chaque point à une constante (Kendall & Schlager, 1981 p. 184; Pitman & Golovchenko, 1983 p. 43; Johnson & coll., 1985; Vail & coll., 1987 p. 1303; Dolan, 1989 p. 1241). Le taux de subsidence diminue en général en direction du rivage (Krebs & Mountjoy, 1972 p. 298).

Les variations eustatiques (à l'échelle globale) et la subsidence (à l'échelle locale) se superposent et donnent naissance aux variations relatives du niveau marin (fig. XI.2) qui déterminent la quantité d'espace disponible pour la sédimentation (Vail & coll., 1987 p. 1304).

Le taux de variation relative du niveau marin est une grandeur obtenue (fig. XI.2) en dérivant la courbe de variation relative du niveau marin. Il est déterminé principalement par les fluctuations eustatiques, puisque le taux de subsidence (dérivée première de la subsidence) est représenté par une constante.

Les variations relatives du niveau marin peuvent être mises en évidence par des relations géométriques entre substrat et sédiments nouvellement déposés: une montée relative du niveau marin se marque par un

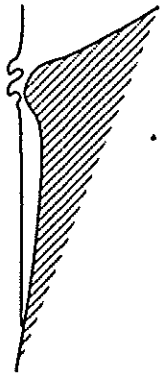


RAMPE



- pas de rupture de pente (rampe homoclinale) ou rupture de pente profonde ("distally steepened ramp")
- pas de barrière continue
- énergie forte près du rivage; formation de "bancs"
- bioconstructions = surtout bafflestones, bindstones
- peu de turbidites, slumps, pas de fragments remaniés de barrière récifale
- tempestites
- sédiments restreints éventuels de peu d'extension horizontale, non cycliques

"RIMMED SHELF"



- rupture de pente
- présence d'une barrière continue
- énergie forte près de la barrière, diminue vers le rivage
- barrière = surtout framesstones
- turbidites, blocs exotiques
- provenant de la barrière dans les sédiments situés plus au large
- sédiments lagunaires cycliques, marais maritimes de grande extension horizontale

Figure XI.1: principales différences morphologiques, dynamiques et sédimentologiques entre "rampe" et "plate-forme asymétrique". D'après Ahr (1973), Wilson (1975), Schlager (1981), James & Mountjoy (1983), Read (1985), Sarg (1988) et Dolan (1989).

Figure XI.2: variations eustatiques, taux de variation eustatique, subsidence, taux de subsidence et taux de variation relative du niveau marin: modèle théorique. Schéma d'après Kendall & Schlager (1981), Vail & coll. (1987), Sarg (1988) et Van Steenwinkel (1988).

déplacement vers le continent du "biseau d'aggradation côtier" ("coastal onlap"), une baisse relative par un déplacement du biseau vers l'océan (Vail & coll., 1977 a p. 67, 71);

3. Le taux de sédimentation

Si l'on ajoute au taux de variation relatif du niveau marin un taux de sédimentation, on obtient un taux de variation de la profondeur relative, qui détermine la nature de la sédimentation. Il faut insister sur le point suivant: si le taux de sédimentation est constant, le taux de variation de la profondeur relative dépend uniquement du taux de variation du niveau marin relatif. Si le taux de sédimentation est variable, le taux de variation de la profondeur relative en un lieu dépend à la fois du taux de sédimentation et du taux de variation relative du niveau marin.

4. Implications pour le Frasnien

De ces relations, on peut déduire les points fondamentaux suivants qui nous seront utiles dans la suite du travail:

- à l'échelle de temps considérée (cycles de 3e et 4e ordre)⁽¹⁾ et dans les conditions tectoniques prévalant au Frasnien, on peut dire que la subsidence est constante et les variations relatives du niveau marin sont sous contrôle eustatique;

- étant confronté à des faciès mixtes argilo-carbonatés, on ne peut supposer un taux de sédimentation constant. Le taux de variation de la profondeur relative dépend du taux de sédimentation et du taux de variation relative du niveau marin;

- une transgression marine n'est absolument pas une preuve d'une augmentation relative du niveau marin: il peut s'agir uniquement d'un phénomène lié à une diminution du taux de sédimentation, jusqu'alors en équilibre avec le taux de variation relative du niveau marin. De même, une diminution de la profondeur relative en un point peut résulter d'une augmentation du taux de sédimentation, dépassant par exemple le taux de montée relative du niveau marin (Vail & coll., 1977 a p. 68). Comme l'échelle d'observation et la nature

de la plate-forme s.l. (une rampe homoclinale) ne permettent pas de mettre en évidence le déplacement de biseaux d'aggradation (Schlager, 1981; Dolan, 1989), la matérialisation des variations relatives du niveau marin s'établira en comparant les variations relatives de la profondeur pour des zones à taux de sédimentation différent. Ces observations ne pourront être que qualitatives (par opposition à la construction de courbes quantitatives de variation relative du niveau marin en milieu côtier à taux de sédimentation relativement constant: Vail & coll., 1987 p. 1304);

- jusqu'à ce jour, aucune glaciation ou déglaciation n'a été reconnue au Frasnien (Copper, 1986 p. 837). Les variations du niveau marin ne peuvent donc être expliquées par le jeu glacio-eustatique.

D. L'EVOLUTION DE LA RAMPE CARBONATEE TARDI-FRASNIENNE

I. ENNOIEMENT DE LA PLATE-FORME MEDIO-FRASNIENNE ET ETABLISSEMENT D'UNE RAMPE CARBONATEE

L'ennoiement de la plate-forme du Frasnien moyen est un événement extrêmement brutal, puisqu'aussi bien les calcaires lagunaires et inter- à supra-cotidaux des Formations de Lustin et de Huccorgne que les biostromes "F2gh" du Massif de Philippeville et les monticules "F2h" du bord sud du Synclinorium de Dinant sont surmontés sans transition par des calcaires argileux contenant une faune de milieu ouvert.

Comment expliquer cet événement qui est, comme le soulignent Kendall & Schlager (1981, p. 201-202), Kendall (1981) et Sarg (1988 p. 161-162), extrêmement paradoxal?

Relevons d'abord le paradoxe: le taux d'accrétion d'une plate-forme carbonatée "en bonne santé" est égal ou supérieur au taux d'élévation du niveau marin relatif le plus rapide que l'on connaisse (1 à 10 mètres par 1000 ans durant la déglaciation holocène: Kendall & Schlager, *op. cit.* p. 186; 15 mètres par 1000 ans, Longman, 1981 p. 18-19). Il faut donc imaginer pour expliquer l'ennoiement d'une plate-forme carbonatée, soit

(1): de l'ordre de 3 à 5 millions d'années (Odin, 1982, fig. 2 p. 492)

des pulsations eustatiques très rapides, provoquées par un phénomène inconnu à ce jour (Kendall & Schlager, *op. cit.* p. 201, Read, 1985 p. 16), soit l'intervention d'un phénomène inhibiteur de la production carbonatée (Kendall & Schlager, *op. cit.* p. 186; Schlager, 1981 p. 202-203; Read, *ibid.*; Sarg, 1988 p. 161), par exemple une péjoration du climat ou de la qualité des eaux (salinité, température, oxygénation, contenu en nutriments, turbidité,... cf. Schlager, 1981 p. 208; Sarg, 1988 p. 161). **Il ne s'agit en tout cas pas dans le cas qui nous occupe d'un brusque apport de terrigènes, puisque les premiers calcaires argileux qui reposent sur les derniers bancs de calcaire purs sont déjà caractéristiques d'un milieu relativement profond et non d'un milieu en voie d'approfondissement.**

J'ai observé à diverses reprises (chapitre 4) la présence d'un fond durci au-dessus des bancs de calcaires purs du "F2gh" et de la Formation de Lustin. Sa présence témoigne d'un arrêt de sédimentation de durée indéterminée avant le dépôt des premiers calcaires argileux. **Cet hiatus représente le maximum du taux de montée relatif du niveau marin** (ou le point d'inflexion de la courbe de variation du niveau marin) et non le niveau marin le plus élevé (Kendall & Schlager, 1981 p. 195; Vail & coll., 1987 p. 1305; Sarg, 1988 p. 163, 173; Van Steenwinkel, 1988 p. 123-124; Mouterde & coll., 1989).

Ce maximum est une période de déséquilibre entre la sédimentation et la "création d'espace pour l'accumulation de sédiments" (Vail & coll., 1987) et précède la sédimentation argilo-calcaire qui constitue en quelque sorte la "réponse" des processus sédimentaires à la situation nouvellement créée (Ferry & Rubino, 1989; Floquet & coll., 1989 p. 35). Il semble bien qu'à une plus grande échelle, l'installation d'une rampe carbonatée sur une plate-forme ennoyée corresponde au même genre de réorganisation (Wilson, 1975 p. 348; Schlager, 1981 p. 201).

Insistons encore sur la nature relativement monotone, en milieu extra-biohermal, de l'unité argilo-calcaire correspondant à la "2e phase" définie lors de l'analyse séquentielle (chapitre 9). Ce caractère monotone témoigne bien du ralentissement du taux de variation du niveau marin et de l'établissement d'un nouvel équilibre

sédimentaire. Divers auteurs ont montré que ce type de sédimentation correspond à la fin de la montée relative du niveau marin et au début de sa baisse (Vail & coll., 1977 a p. 68; Sarg, 1988 p. 163, par exemple). Appelons donc la "2e phase": "première période de calme eustatique".

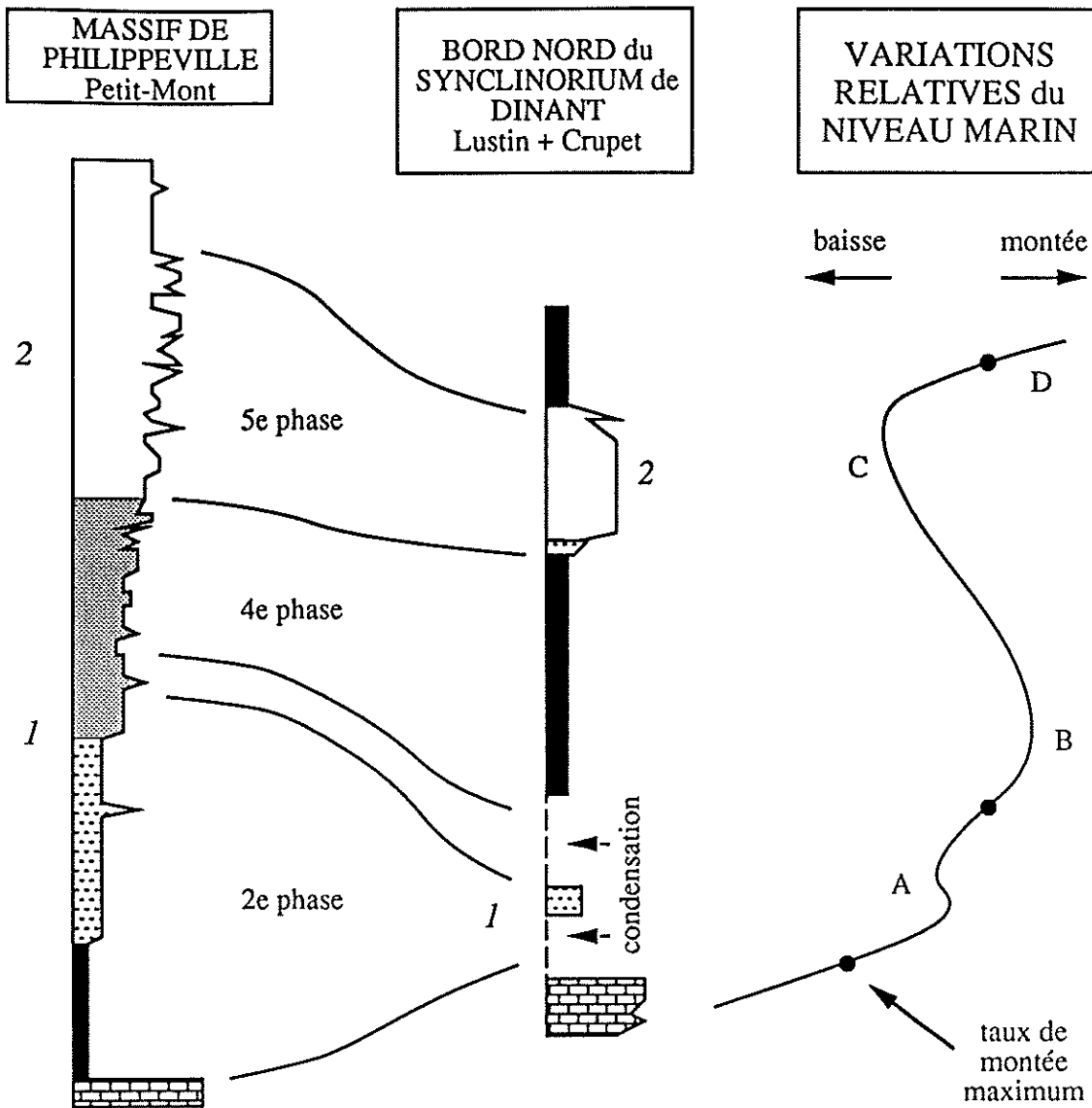
J'ai représenté à la figure XI.3, en regard de la coupe synthétique de Lustin (bord nord du Synclinorium de Dinant), la courbe de variation du niveau marin relatif pour la période de temps considérée. Au cours des paragraphes suivants, chaque segment de cette courbe sera justifié et interprété. Des blocs-diagrammes (fig. XI.4) schématisent la paléogéographie de la rampe à des époques-clés de son évolution.

II. LA SEDIMENTATION DURANT LA PREMIERE PERIODE DE CALME EUSTATIQUE (2e phase séquentielle)

1. Evolution générale de la sédimentation

La sédimentation est relativement uniforme dans l'ensemble de l'aire considérée (fig. XI.4 A), avec le dépôt de quelques dizaines de centimètres à quelques mètres de calcaires argileux à Brachiopodes, Crinoïdes, bioclastes, Lamellibranches (N2) au bord nord du Synclinorium de Dinant et aux bords sud et nord-est du Synclinorium de Namur, d'une vingtaine de mètres de calcaires argileux à Brachiopodes, spicules d'Eponge, Coraux, Crinoïdes (S2) au voisinage des monticules du type "Les Bulants" et de plusieurs dizaines de mètres de schistes fins plus au sud de ces édifices (déjà, dans le Massif de Philippeville, le soubassement du bioherme de Petit-Mont surmonte 10 mètres de schistes fins).

Le passage entre ces différents lithofaciès, suivant un transect perpendiculaire aux lignes isopiques marque un approfondissement progressif: la sédimentation a lieu principalement à proximité de la zone d'action des vagues au nord du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Namur, nettement sous la zone d'action des vagues mais en milieu oxygéné dans la région du Massif de Philippeville où croissent les monticules du type "Les Bulants" et en milieu sous-oxygéné au sud du Massif de Philippeville et au bord sud du Synclinorium de Dinant. La transition entre zone oxygénée et zone sous-oxygénée



1, 2, 3 : "faunes" à "*Phillipsastraea*"






-  schistes
-  calcaires argileux
-  calcaires rouges
-  calcaires "F2h", "F2gh" et des F. de Lustin et Huccorgne
-  calcaires gris monticule et F. Aisemont

Figure XI.3: courbe de variation relative du niveau marin pour la partie supérieure du Frasnien. La courbe est dessinée en fonction des coupes de Lustin et Crupet. Les corrélations séquentielles de ces coupes avec le bioherme de Petit-Mont sont également représentées. Les lettres a, b, c et d situent les blocs-diagrammes de la fig. XI.4 sur la courbe de variation relative du niveau marin.

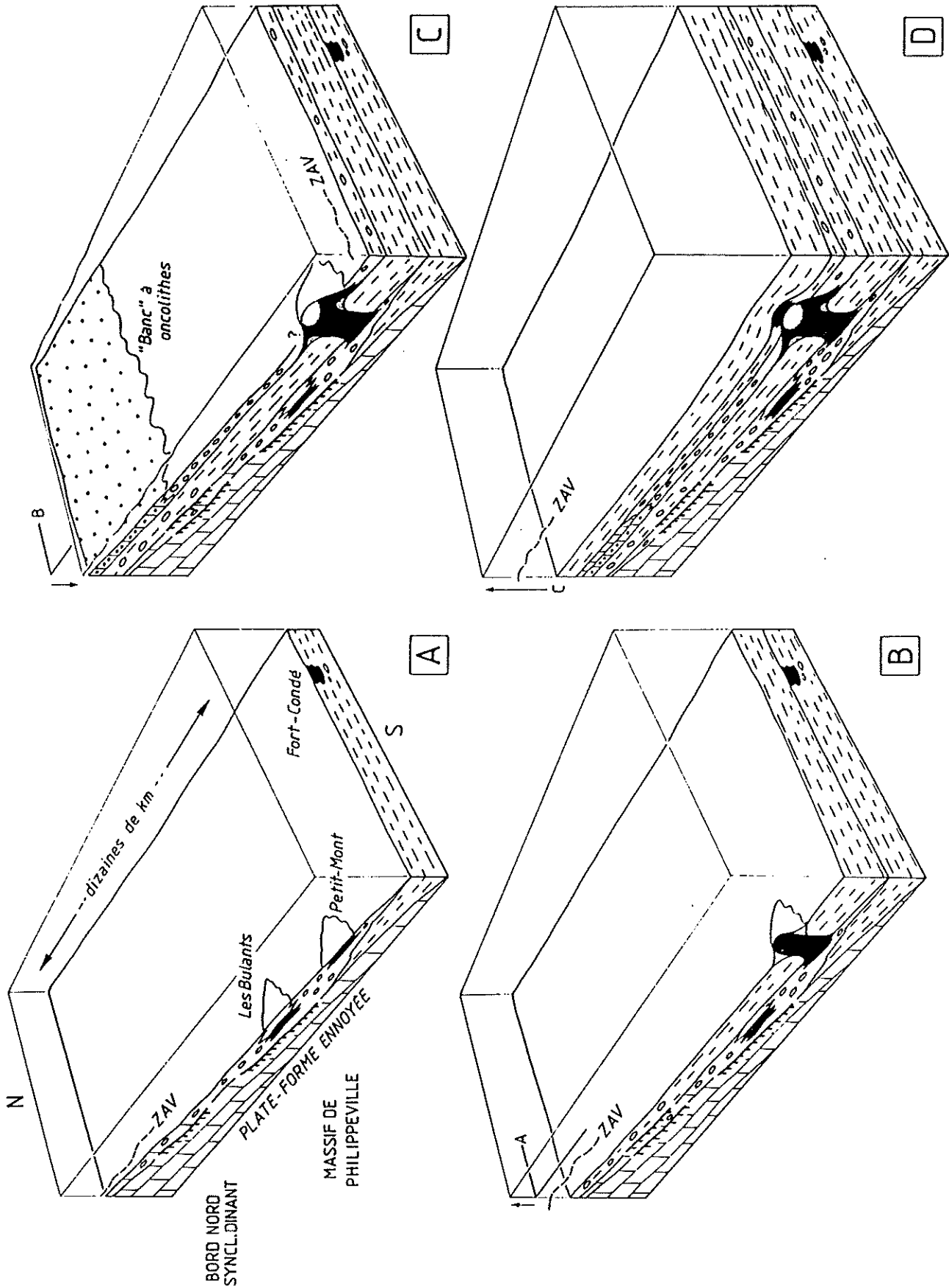


Figure XI.4: reconstitution schématique de la rampe carbonatée de la partie supérieure du Frasnien dans une région couvrant le bord nord du Synclinorium de Dinant, le Massif de Philippeville et le bord sud du Synclinorium de Dinant. Les quatre époques choisies correspondent aux points a, b, c et d de la courbe de variation relative du niveau marin à la fig. XI.3.

apparaît assez brutale, mais ce n'est pas le reflet d'une quelconque rupture de pente, mais bien un effet de dépassement du seuil de tolérance des organismes responsables de la sédimentation carbonatée (Byers, 1977).

C'est durant cette période que se développent les monticules du type "Les Bulants" (fig. XI.4 A), les monticules du bord sud du Synclinorium de Dinant et que commencent à s'édifier les biohermes de Petit-Mont et du sondage de Chaudfontaine. La simultanéité entre les phases post-transgressive de haut niveau marin relatif et la croissance d'un certain nombre de biohermes n'est pas le fruit du hasard: de nombreux monticules micritiques dans l'histoire géologique commencent leur développement après une transgression marine (Shaver & coll., 1978; Mac Govney & coll., 1982; Ruppel & Walker, 1982; Bernier & Gaillard, 1983; Shaver & Sunderman, 1983; Calvet & Tucker, 1988); pour Shaver & Sunderman, *op. cit.*, ce phénomène est à mettre en rapport avec une amélioration de la circulation dans le bassin de sédimentation. Nous verrons ci-dessous que ce même phénomène a à nouveau joué dans l'initiation du développement de certains monticules du type "Les Wayons-Hautmont".

L'édification des monticules du type "Les Bulants" commence, rappelons-le, par des calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes (S4), évolue rapidement vers le stade "royal" avec des calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis* et Stromatopores (S5) et culmine avec un "marbre gris" caractérisé par le lithofaciès à petites *fenestrae* stromatactoïdes, Tabulés branchus et Brachiopodes (S7) (fig. VI.3). Ce niveau présente une forte augmentation de l'extension horizontale des biohermes, témoignant d'une période favorable à leur édification.

Le monticule de Petit-Mont, situé un peu plus au sud (fig. IV.2) que les monticules de Tiène à l'Gatte et des Bulants, commence son édification sur un soubassement d'une quinzaine de mètres de calcaires argileux surmontant des schistes fins. La situation plus méridionale de Petit-Mont et la présence de schistes fins suggère une profondeur de développement plus importante pour ce monticule. La "griotte" de base de ce bioherme est séquentiellement contemporaine du développement des "marbres gris" à Tiène à

l'Gatte et aux Bulants (fig. IX.1) et témoigne de la même "amélioration des conditions du milieu", jouant cette fois sur un édifice plus profond.

Dans le Massif de la Vesdre, on peut considérer que le bioherme de Chaudfontaine s'est développé à partir du "premier biostrome" *sensu* Coen-Aubert (1974), en interdigitation avec celui-ci, de la même manière que les monticules du type "Les Bulants" se sont développés au sein des calcaires argileux qui leurs sont contemporains. On remarque néanmoins que la base du bioherme de Chaudfontaine contient déjà l'assemblage à Crinoïdes, Coraux, péloïdes, *Sphaerocodium* et *Renalcis* qui n'apparaît dans le Massif de Philippeville que dans le niveau moyen des monticules. Cet assemblage, typique déjà d'un milieu à agitation intermittente, témoigne d'un milieu de sédimentation moins profond que celui qui a vu le début du développement des biohermes du Massif de Philippeville.

Au bord sud du Synclinorium de Dinant, la première période de calme eustatique correspond au développement des biohermes de Fort-Condé, Saint-Rémy et Tiers Cocrai. Ces biohermes sont presque exclusivement constitués de calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges et sont entourés par les schistes fins. Leur sommet contient une faune un peu plus diversifiée. Il est difficile d'attribuer de manière sûre cet enrichissement à la même "amélioration des conditions du milieu" que celle qui a joué dans le cas des biohermes du type "Les Bulants" et du bioherme de Petit-Mont, mais c'est vraisemblable. De même pour l'apparition de calcaires noduleux vers le sommet de la coupe de la tranchée d'accès au bioherme du "Lion" à Frasnès. Cette interprétation, correcte dans les limites de la biostratigraphie, n'est donc présentée ici que comme une hypothèse.

Revenons à la paléogéographie de la rampe pendant cette première période de calme eustatique. Nous avons vu que perpendiculairement aux lignes isopiques, la tendance générale était à un approfondissement progressif du nord vers le sud. Qu'en est-il dans une direction transversale, parallèlement aux lignes isopiques?

Rappelons (*cf.* chapitre II) que Lecompte (1959 b, p. 9; 1961, p. B 39-40;

1963 b, p. 5; 1967, p. 22) a défini, sur base de la nature et de l'épaisseur des sédiments, plusieurs "dorsales" et "ennoyages" transversaux, liés à une subsidence différentielle; ces zones sont, d'ouest en est: l'ennoyage de l'Artois; la dorsale de Rocroi-Philippeville-Beaumont; l'ennoyage de la Meuse (Givet-Anhée); la dorsale de Serpont-Rochefort; l'ennoyage de l'Ourthe et la dorsale de Stavelot.

Les biohermes se développent uniquement sur les "dorsales", tandis que dans les zones d'ennoyage, prédomine une sédimentation argileuse monotone.

La discussion de cette théorie ne peut s'appuyer que sur une étude géologique régionale qui sort du cadre de ce travail. Remarquons cependant qu'au bord sud du Synclinorium de Dinant, les édifices augmentent régulièrement de taille depuis la région de Frasnes jusqu'à celle de Rochefort, avec dans la région de la Meuse, le petit édifice de Fort-Condé et vers Beauraing, les biohermes signalés par Moureau (1933). Je pense qu'il faut émettre quelques réserves sur l'opposition d'un "ennoyage de la Meuse" à une "dorsale de Serpont-Rochefort" qui ne se marquent pas dans la constitution sédimentologique des biohermes de "marbre rouge". L'augmentation de taille des édifices d'ouest en est pourrait s'expliquer par un taux de subsidence plus important vers l'est.

2. Evolution écologique des biohermes du type "Les Bulants"

J'ai montré à plusieurs reprises que les biohermes du type "Les Bulants" présentaient une succession écologique verticale, sans différenciation lithologique horizontale et sans apparition d'un relief. A quel phénomène attribuer cette succession?

Deux modèles coexistent dans la littérature pour expliquer l'évolution des communautés biohermales: il s'agit du modèle "autogénique" de Walker & Alberstadt (1975, et Alberstadt & coll., 1974), auquel on oppose en général un modèle "allogénique" inspiré des travaux de Lecompte (1959 b, 1961, 1967).

Très brièvement, rappelons que Lecompte considère que la succession observée dans les biohermes de "marbre

rouge" correspond à une adaptation des communautés à une diminution de la profondeur, marquée principalement par une diminution de la turbidité et une augmentation de la turbulence (1959 b, p. 20). Les calcaires rouges se sont formés en "zone sous-turbulente" caractérisée par des Coraux, tandis que les calcaires roses et gris se sont formés en "zone turbulente" à Stromatopores lamellaires et Coraux (1959 b, p. 22). En périphérie des édifices se déposent des schistes plus ou moins calcaires à Brachiopodes et polypiers, sédimentés en "zone quiescente" (*ibid.*).

A ce modèle de succession déterminé entièrement par des variations du milieu, variations extrinsèques à la communauté biohermale, répond le modèle de Walker & Alberstadt, où intervient une notion de structuration écologique, basée sur le développement de modes de plus en plus complexes de circulation de l'énergie et d'utilisation de l'espace:

"We believe that some of the regularity in reef development results from intrinsic control, in particular the gradual alteration of the substratum by organisms and elaboration of energy-flow pathways as the community develops" (Walker & Alberstadt, 1975 p. 240-241).

Ces auteurs, à la suite de Johnson (1972, cité par Walker & Alberstadt, *op. cit.*), distinguent trois types d'espèces sur base de leur "stratégie vitale" (p. 240): il s'agit des espèces "caractéristiques" qui sont typiques d'une certaine communauté bien déterminée (il s'agit souvent de "stratèges K", Hottinger, 1984 b); des espèces "intergraduelles" qui peuvent apparaître dans une communauté de manière accessoire, mais sont typiques d'une communauté adjacente et des espèces "ubiquistes" qui se retrouvent dans plusieurs communautés mais ne sont caractéristiques d'aucune d'elles en particulier (il s'agit de "stratèges r", Hottinger, 1984 b).

Sur base de cette classification et après avoir étudié un certain nombre d'édifices biohermaux (étagés de l'Ordovicien au Crétacé, dont les biohermes "de marbre rouge", sur base de l'article de Lecompte de 1959), Walker & Alberstadt distinguent les

phases suivantes de l'édification d'une bioconstruction (p. 242-243):

- la stabilisation: cette phase correspond à la fixation du substrat par un certain nombre d'espèces ubiquistes (Crinoïdes, Bryozoaires branchus, Coraux, Eponges,...);

- la colonisation: c'est une phase de courte durée, marquée par l'apparition d'espèces constructrices, certaines déjà caractéristiques;

- la diversification: on observe une nette augmentation du nombre d'espèces et l'apparition de communautés différenciées et spécialisées. Cette phase forme la majeure partie des édifices;

- la domination: cette phase surmonte abruptement la phase de diversification et est caractérisée par une nette diminution du nombre d'espèces. Quelques organismes, généralement encroûtants, dominant.

On observe parallèlement à l'évolution des communautés, une variation de certains paramètres comme la spécialisation, la diversité spécifique, la production organique, etc...

Il faut remarquer que Walker & Alberstadt (*op. cit.*, p. 243) ne rejettent pas une action du milieu sur l'évolution des bioconstructions, mais jugent que pour expliquer cette évolution, de la phase de colonisation à la phase de diversification, il n'est nullement nécessaire de faire intervenir un processus allogénique. La phase de domination par contre, est liée à l'entrée de l'édifice dans une zone bathymétrique où il subit nettement l'action des vagues (*ibid.*).

Qu'observons-nous dans le cas des monticules du type "Les Bulants"?

1°: la colonisation du substrat est le fait d'Eponges et de Coraux tabulaires et lamellaires (assemblage à Coraux, Crinoïdes, *Stromatactis*, *Kleinbergella*);

2°: on observe ensuite effectivement une diversification, qui correspond à l'établissement de l'assemblage à Crinoïdes, Coraux, péloïdes, *Sphaerocodium*, *Renalcis*, avec une nette augmentation du nombre des espèces et de la diversité des micro-environnements (reflétée dans l'augmentation du nombre de microfaciès). Cet assemblage

est typique des calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis* et Stromatopores (S5) qui forment la plus grande partie des monticules du Massif de Philippeville. On doit considérer que l'assemblage à péloïdes, Girvanelles, *Sphaerocodium*, *Trelonella*, fait partie aussi d'une phase de diversification étant donné sa haute diversité spécifique relative;

3°: une certaine domination est marquée par l'apparition des calcaires gris à tapis grumeleux, Coraux, *Renalcis*, *Sphaerocodium*, Stromatopores, avec une nette diminution de la diversité spécifique et une généralisation de l'habitus encroûtant.

On a vu dans les chapitres 7, 8 et 10 que la séquence biohermale calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes (S4) → (S5) → calcaires gris à petites *fenestrae*, Tabulés branchus, Brachiopodes (S7) témoigne d'une augmentation progressive de la turbulence, de l'éclairement et de l'oxygénation du milieu, compatible avec une diminution progressive de la bathymétrie.

En milieu extra-biohermal cependant, on n'observe aucune évolution apparente dans les communautés organiques. Ceci semble a priori exclure l'intervention de processus allogéniques dans l'évolution des communautés biohermales. **Mais il ne faut pas perdre de vue que les communautés extra-biohermales sont principalement constituées d'organismes ubiquistes dont la sensibilité aux variations de l'environnement est nettement moins grande que celle d'espèces plus spécialisées** (Walker & Alberstadt, *op. cit.*, p. 254).

La nette expansion horizontale des biohermes du type "Les Bulants" vers la fin de leur édification (niveau supérieur, avec les calcaires gris à petites *fenestrae*, Tabulés branchus, Brachiopodes, fig. VI.3) renforce également l'idée d'une amélioration sensible des conditions du milieu, suite à une diminution de la profondeur relative. Cette baisse a pu échapper à l'"enregistrement sédimentaire" en milieu extra-biohermal et dans les zones plus internes de la rampe où la faune était aussi constituée d'espèces ubiquistes. Ceci limite néanmoins l'amplitude du phénomène, représenté à la fig. XI.3.

Au terme de cette analyse écologique, je pense que l'essentiel de l'évolution écologique des monticules du type "Les Bulants" provient d'une baisse peu importante du niveau marin relatif, enregistrée en milieu biohermal par des espèces caractéristiques, sensibles à de fines variations des conditions du milieu. Ce phénomène semble avoir surtout joué lors de l'établissement de l'assemblage à péloïdes, Girvanelles, *Sphaerocodium*, *Trelonella*, qui correspond à l'expansion latérale des biohermes. A ce mécanisme allogénique peut évidemment se superposer une évolution écologique des biohermes par complexification croissante des structures trophiques.

Dans le cas des monticules du type "Saint-Rémy" et de la base des biohermes de Petit-Mont et de Chaudfontaine, le manque de contrôle latéral et la faible gamme de variation des lithofaciès ne permettent pas de discerner la part des phénomènes allogéniques et autogéniques. Il est possible que la diminution de la profondeur relative soit à l'origine de la formation des premiers mètres de "griotte" à Petit-Mont et des 10 premiers mètres du bioherme du sondage de Chaudfontaine. Au bord sud du Synclinorium de Dinant, en environnement plus profond, ce phénomène ne semble avoir eu qu'un effet très limité (enrichissement de la communauté au sommet du bioherme de Fort-Condé? Apparition des calcaires à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, Stromatopores (S5) dans une des carrières de Tiers Cocrai?).

III. LA DEUXIEME PERIODE D'ELEVATION DU NIVEAU MARIN (3e phase séquentielle)

Dans le Massif de Philippeville, les biohermes du type "Les Bulants", ainsi que les calcaires argileux qui leur sont latéralement équivalents sont surmontés, après une brève séquence négative (3e phase), par plusieurs dizaines de mètres de schistes fins (4e phase).

Le bioherme de Petit-Mont enregistre la 3e phase par un passage des calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes (S4) et des calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, Stromatopores (S5) à des "griottes" à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3). A partir de ce niveau, Petit-Mont est encaissé par des schistes fins (S1). Au bord sud du

Synclinorium, tous les monticules de "marbre rouge" disparaissent et font place à des schistes fins qui prennent rapidement un "aspect Matagne".

Dans le Massif de la Vesdre, les calcaires à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, Stromatopores (S5) qui forment la base du bioherme de Chaudfontaine passent à des calcaires à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes (S4) et latéralement, le "premier biostrome" est surmonté de schistes.

Au bord nord du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Namur, des schistes bioturbés entrecoupés de quelques passées de calcaires argileux à Brachiopodes font suite, après un fond durci (Lustin), aux calcaires argileux.

La 3e phase correspond donc à un événement de grande ampleur qui a marqué l'ensemble du bassin de sédimentation.

Cet événement est une deuxième élévation du niveau marin relatif, avec à nouveau le développement d'un fond durci durant le maximum du taux d'élévation du niveau marin. Cette élévation se traduit par un déplacement vers le rivage des différentes ceintures de faciès et notamment des schistes fins qui entourent à partir de ce moment tous les monticules "survivants" du Massif de Philippeville. On note également l'apparition, au bord sud du synclinorium, de l'"aspect Matagne", lié à un milieu anoxique. Wetzel (1982, p. 434-435) attribue ce type de sédimentation à une montée rapide du niveau marin, favorisant une augmentation de la productivité organique en zone côtière, à la présence d'upwellings, ou encore à la stratification par densité d'un corps d'eau. Nonobstant le contexte eustatique, je retiendrai provisoirement la première hypothèse.

L'élévation du niveau marin a certainement précédé le dépôt de l'essentiel des sédiments argileux qui correspondent vraisemblablement à une période de ralentissement du taux de montée du niveau marin relatif (la 4e phase est une monoséquence en milieu extra-biohermal).

Revenons à la disparition, dans le Massif de Philippeville, des biohermes du type "Les Bulants" que nous venons d'attribuer à une élévation du niveau marin relatif. Ce

phénomène a également provoqué la mort des biohermes du bord sud du Synclinorium de Dinant, situés déjà en milieu relativement profond, mais pas celle des biohermes de Petit-Mont et du sondage de Chaudfontaine. Pourquoi cette différence?

Les monticules du type "Les Bulants" ont atteint vers leur sommet un stade avancé d'évolution écologique, avec apparition d'espèces très sensibles aux variations des conditions du milieu. Le bioherme de Petit-Mont et celui de Chaudfontaine par contre contiennent encore à la même époque des communautés organiques moins spécialisées, suite dans le cas de Petit-Mont à un développement plus tardif dans un milieu initialement plus profond. Walker & Alberstadt (1975 p. 239) et Sheehan (1985 p. 46) montrent que plus le degré de complexité ou de maturité d'une communauté biohermale est élevé (reflet de périodes de stabilité du milieu), plus sa sensibilité aux variations de l'environnement est forte et sa disparition rapide en cas de conditions défavorables. Par contre, plus une communauté est riche en organismes ubiquistes, signe d'une faible maturité, mieux elle résistera aux variations des conditions du milieu. C'est cette différence de maturité qui a permis aux biohermes de Petit-Mont et de Chaudfontaine de poursuivre leur développement, non sans "régresser" vers une communauté de complexité inférieure ("[...] the first community after a n environmental change [...] should be of a lower "level" than its predecessor [...]": Walker & Alberstadt, 1975 p. 254).

IV. LA SEDIMENTATION DURANT LA DEUXIEME PERIODE DE CALME EUSTATIQUE (4e phase séquentielle)

1. Evolution générale de la sédimentation

Il s'agit en milieu non-biohermal d'une monoséquence, avec dépôt au bord sud du Synclinorium de Dinant et dans le Massif de Philippeville de schistes fins et au bord nord du Synclinorium de Dinant et au bords sud et nord-est du Synclinorium de Namur de schistes bioturbés.

Les schistes fins traduisent des conditions déficitaires en oxygène, ce qui n'est pas le cas des schistes bioturbés qui témoignent simplement d'une sédimentation sous la zone d'action des vagues. Ces

conditions de sédimentation vont perdurer durant un laps de temps assez long, si l'on en juge d'après l'épaisseur de schistes bioturbés (20 m à Lustin, plus d'une dizaine de mètres à Aisemont, 7,5 m à Huccorgne) et de schistes fins déposés (une quarantaine de mètres à Neuville).

Si certains monticules (Petit-Mont, Chaudfontaine) vont poursuivre leur développement durant cette période de calme eustatique (fig. XI.4 B), certains autres vont l'entamer (Les Wayons). Il est par ailleurs impossible, si l'on n'accède pas à la base d'un monticule du type "Les Wayons-Hautmont" (cas de Rochefontaine, Hautmont, Tapoumont, Beauchâteau), de préciser s'il a entamé son développement avant ou après la deuxième période d'élévation du niveau marin relatif. Quoiqu'il en soit, au cours de cette deuxième période de calme eustatique, tous les biohermes du type "Les Wayons-Hautmont" (c'est-à-dire à ce moment tous les biohermes du Massif de Philippeville) présentent des caractères communs (*cf.* chapitre 6), parmi lesquels la diminution de l'amplitude des interdigitations avec les sédiments encaissants et le développement d'un certain relief sont les plus marquants (fig. VI.10). Ces deux caractéristiques proviennent d'une nette différence de vitesse de sédimentation entre bioherme et milieu extra-biohermal (Shaver, 1977) et sont l'une des causes de la différenciation de faciès de flanc à Crinoïdes. L'apparition d'un relief dans les biohermes du type "Les Wayons-Hautmont" permet d'accéder à une variable supplémentaire: la géométrie des surfaces de transition entre lithofaciès.

2. Géométrie des surfaces de transition entre lithofaciès biohermaux et variations du niveau marin relatif

Si dans une bioconstruction de faible relief et sans différenciation latérale, les surfaces de transition entre lithofaciès sont relativement horizontales (*cf.* les monticules du type "Les Bulants"), il n'en est pas forcément de même pour une bioconstruction à relief plus important (Shaver & coll., 1978 p. 17). Comme le montre un modèle théorique (Boulvain, 1989; voir aussi Longman, 1981 p. 19), la géométrie de ces surfaces de transition peut recouper la stratification et est liée à deux variables: le **taux de variation du niveau marin relatif** (et non de la profondeur relative!) et le **taux d'accrétion biohermale**

(fig. XI.5). Il faut évidemment pour que le modèle soit applicable, qu'au moins deux lithofaciès possèdent une zonation bathymétrique, ce qui est le cas ici.

Cinq combinaisons des deux variables sont possibles:

- le niveau marin relatif est constant et le taux d'accrétion biohermal est supérieur à zéro: la limite entre deux lithofaciès correspondant chacun à une bathymétrie définie est horizontale au sein du monticule;

- le taux d'élévation du niveau marin relatif est égal au taux d'accrétion biohermal (cas A, fig. XI.5): la limite entre les deux lithofaciès est verticale, puisque l'extension horizontale du lithofaciès le moins profond, au sommet de l'édifice, ne varie pas au cours du temps. Le lithofaciès le moins profond constitue un cylindre au sein du lithofaciès le plus profond;

- le taux d'élévation du niveau marin relatif est supérieur au taux d'accrétion biohermal (cas B, fig. XI.5): l'extension horizontale du lithofaciès le moins profond diminue au cours du temps et celui-ci constitue un cône au sein du lithofaciès le plus profond;

- le taux d'élévation du niveau marin relatif est inférieur au taux d'accrétion biohermal (cas C, fig. XI.5): l'extension horizontale du lithofaciès le moins profond augmente au cours du temps et celui-ci constitue un cône inversé au sein du lithofaciès le plus profond;

- le niveau marin relatif baisse et le taux d'accrétion biohermal est plus grand que zéro (cas D, fig. XI.5): le lithofaciès le moins profond "prograde" vers le bas sur les pentes de l'édifice au fur et à mesure que le niveau marin descend (Fagerstrom, 1987 p. 71). Ce dernier phénomène a été clairement mis en évidence par Lees & coll. (1985 p. 151, 156) dans le cas de monticules waulsortiens.

3. L'évolution des monticules pendant la deuxième période de calme eustatique

Nous avons pu constater qu'après la deuxième élévation du niveau marin relatif, les biohermes de Petit-Mont et des Wayons (et probablement l'ensemble des monticules survivants ou en début de croissance du Massif de Philippeville) étaient caractérisés par des calcaires rouges à *Stromatactis* et

spicules d'Eponges (S3). A partir de ce lithofaciès, on va assister progressivement à une évolution écologique de même nature que celle mise en évidence dans les biohermes du type "Les Bulants": une diversification progressive avec apparition des "griottes" à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes (S4), puis des calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, Stromatopores (S5), plus ou moins riches en nébuloïdes.

C'est à partir de ce dernier lithofaciès que se marque nettement le relief et que se différencient les faciès de flanc (fig. XI.4 B). L'apparition de packstones et de rudstones vers le centre des biohermes témoigne de l'entrée de la partie sommitale de ces édifices dans la zone d'action des vagues de tempête. Jusqu'à cette phase de développement, les surfaces de transition entre lithofaciès sont pratiquement horizontales, impliquant bien une faible variation du niveau marin relatif.

Dans le Massif de la Vesdre, l'évolution du bioherme de Chaudfontaine est rapide: on observe sur quelques mètres seulement l'installation d'une communauté à Coraux, Stromatopores, tapis laminaires, thrombolites qui va poursuivre son développement au cours de la phase suivante.

V. LA SEDIMENTATION DURANT LA BAISSÉ DU NIVEAU MARIN RELATIF

La cinquième phase est une grande séquence positive en milieu extra-biohermal dans le Massif de Philippeville et dans les zones plus internes de la rampe, au bord nord du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Namur. C'est dans ces zones internes que se développent, après quelques dizaines de centimètres de calcaires argileux, 7 à 13 m de calcaires à oncolithes, Coraux, Lamellibranches, Brachiopodes, Stromatopores (N3) (fig. VI.22, fig. XI.4 C). Cette unité comprend des wackestones et packstones bioclastiques à péloïdes, Coraux, Brachiopodes et des packstones et grainstones à oncolithes et péloïdes. L'interdigitation de ces deux microfaciès est liée à l'alternance de périodes plus ou moins turbulentes, les périodes de plus forte turbulence correspondant à l'édification de complexes de bancs ("shoals") à oncolithes et péloïdes.

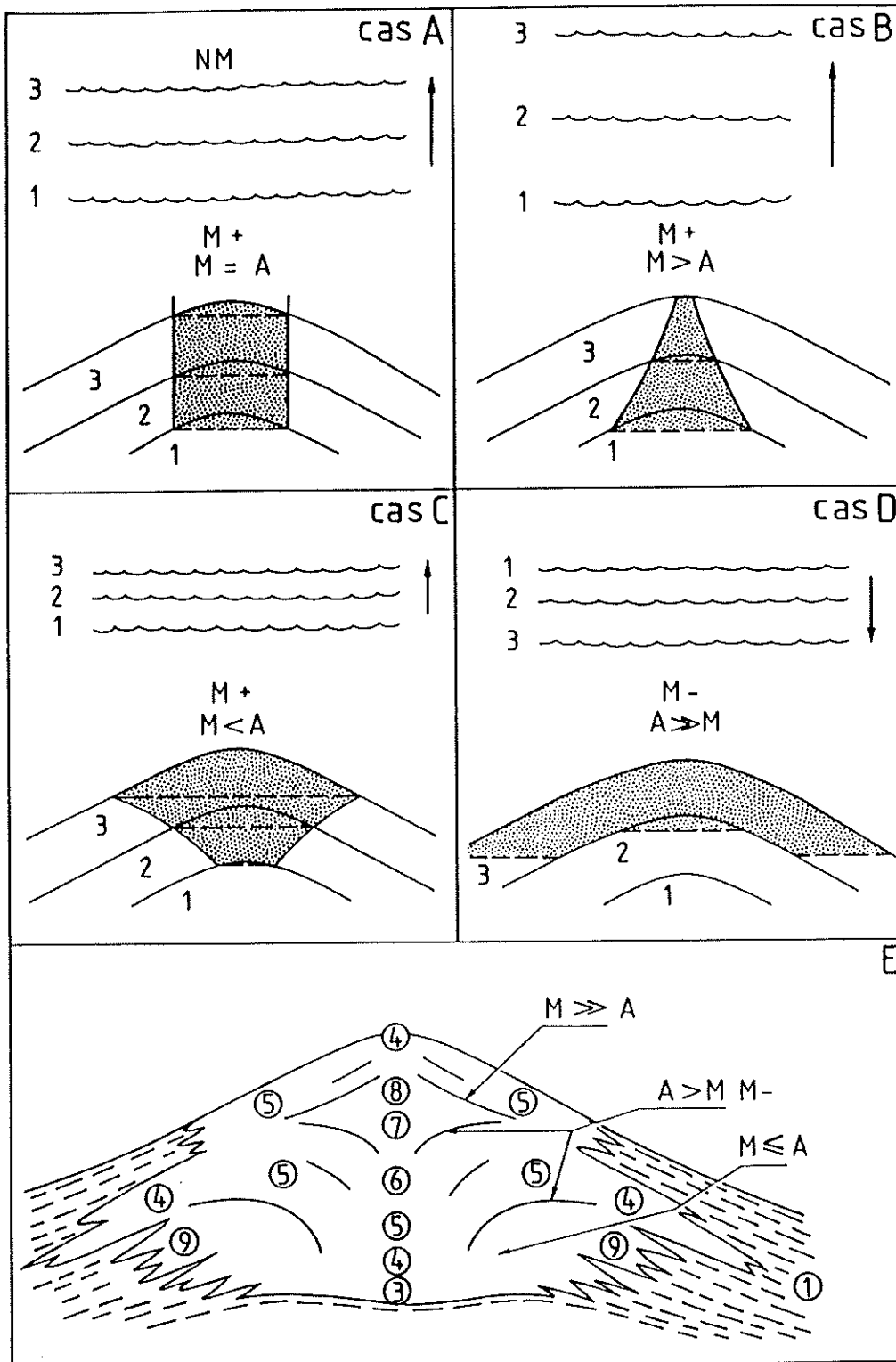


Figure XI.5: modèle théorique de variation de la géométrie des surfaces de transition entre lithofaciès en fonction du taux d'accrétion biohermal et du taux de variation du niveau marin relatif. En blanc: lithofaciès le plus profond; en pointillé, lithofaciès le moins profond; NM: niveau marin; M: taux de variation du niveau marin; A: taux d'accrétion biohermal; 1-2-3: trois époques successives. E: application du modèle à un monticule du type "Les Wayons-Hautmont"; "1": schistes fins; "3": calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges; "4": calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes; "5": calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, *Stromatopores*; "6": zone d'abondance maximale des nébuloïdes; "7": calcaires gris à petites *fenestrae*, Tabulés branchus, Brachiopodes; "8": calcaires gris massifs à Coraux, *Stromatopores*, thrombolites, tapis laminaires; "9": calcaires gris à Crinoïdes.

Remarquons qu'à Lustin et Crupet, c'est en 3 m que l'on passe d'une sédimentation en milieu calme, sous la zone d'action des vagues (schistes et siltites argileuses, N1) à une sédimentation en milieu perpétuellement agité (grainstones et packstones à oncolithes et péloïdes, N3) en environnement très peu profond. Cette diminution importante de la profondeur relative ne peut être expliquée par une simple accumulation de sédiments ou par la migration latérale de bancs oncolithiques. **Il faut envisager une baisse du niveau marin relatif**, dont l'importance sera discutée au titre (VII) ci-dessous.

Cette baisse eustatique a-t-elle eu des conséquences sur l'évolution des monticules du type "Les Wayons-Hautmont" dans le Massif de Philippeville et sur le bioherme de Chaudfontaine dans le Massif de la Vesdre? Il est malheureusement malaisé de fixer la limite entre les 4e et 5e phases en milieu biohermal (et donc de cerner précisément l'amorce de la baisse eustatique) puisque dans le cas d'un niveau marin stationnaire (phase 4) la croissance biohermale tend vers une séquence positive qui est également la signature d'une baisse du niveau marin (Boulvain & Coen-Aubert, 1989). La seule preuve non équivoque d'une baisse du niveau marin relatif serait une "progradation" de certains faciès des monticules le long de leurs flancs vers des zones plus profondes (cas D de la figure XI.5). C'est effectivement ce phénomène que l'on constate dans la coupe A de Beauchâteau (fig. VI.9, fig. IV.8) où l'on observe, au-dessus de quelques mètres de schistes fins à bancs crinoïdiques encaissant le monticule, des bancs de calcaires rouges à Coraux et Crinoïdes. Immédiatement au-dessus de cette unité, un mince banc de calcaire crinoïdique contenant des débris de *Trelonella* témoigne de l'accrétion toujours en cours des zones centrales.

Il faut donc supposer qu'à l'évolution propre des biohermes, s'est surimposé le phénomène de baisse eustatique déjà mis en évidence, reponsable du décalage "vers le bas" de certains lithofaciès et probablement de l'apparition en zone centrale de lithofaciès nouveaux (fig. XI.4 C). On peut également émettre l'hypothèse que cette baisse eustatique est à l'origine de la formation en zone centrale des monticules des calcaires gris massifs à Coraux, Stromatopores, tapis laminaires (S8) et des calcaires gris stratifiés à petites

fenestras, Tabulés branchus, Brachiopodes (S7). Certains microfaciès témoignent (chapitre 10) d'une agitation continue, avec formation d'encroûtements symétriques (grainstones à péloïdes, Girvanelles, *Sphaerocodium*,...) ou de brèches (packstones, grainstones, rudstones bréchiques à Coraux, tapis grumeleux, Stromatopores, *Renalcis*, *Sphaerocodium*).

Il est difficile d'individualiser la 5e phase, associée à la baisse du niveau marin relatif dans le bioherme de Chaudfontaine, suite à la faible gamme de variation des lithofaciès. Il me semble par contre possible d'attribuer, en milieu extra-biohermal, la formation du "deuxième biostrome" à "*Phillipsastrea*" (Coen-Aubert, 1974) à la même baisse eustatique relative que celle qui a amené le dépôt des calcaires à oncolithes, Lamellibranches, Brachiopodes et Stromatopores au bord nord du Synclinorium de Dinant et aux bords sud et nord-est du Synclinorium de Namur. Le "deuxième biostrome" s'est formé au-dessus des schistes qui encaissent le niveau moyen du bioherme de Chaudfontaine (cote -100 à -130 m environ) et correspond latéralement au niveau supérieur de cet édifice. Vers le sommet du bioherme (cote -94 m) apparaissent quelques pseudomorphes d'évaporites.

Dans le Massif de la Vesdre, la diminution de profondeur relative consécutive à la baisse eustatique a été suffisante pour porter le sommet du bioherme de Chaudfontaine et peut-être le sommet du "deuxième biostrome" à l'émersion, au moins temporaire. C'est cette émersion, déjà signalée par Dejonghe (1985 p. 221, 255) qui serait responsable de la formation du gisement Pb-Zn-Ba de Chaudfontaine, au sommet du "deuxième biostrome". Dans le Massif de Philippeville, même s'il n'existe pas de niveau calcaire continu correspondant à la baisse eustatique, c'est à cette époque qu'augmente nettement le diamètre horizontal des monticules du type "Les Wayons-Hautmont", suite à la migration des lithofaciès le long de leurs flancs, vers le milieu péri-biohermal.

Revenons brièvement sur la prolifération de tapis algaires au niveau supérieur des biohermes durant cette période de baisse eustatique. J'ai signalé dans le chapitre précédent que leur présence pouvait être attribuée à une cimentation rapide (effective, nous l'avons vu), ou à la présence

d'eaux "anormales" (au point de vue salinité, oxygénation, température), ces deux phénomènes ayant pour effet d'inhiber la prolifération d'une faune de "broûteurs". Il est intéressant de souligner la simultanéité du développement de ces faciès cryptalgaires avec la présence de "bancs" à oncolithes dans les zones plus internes de la rampe. On peut donc, sans écarter l'influence de la cimentation précoce, émettre l'hypothèse que la baisse eustatique, en réduisant la circulation dans le bassin de sédimentation a provoqué une **augmentation de la salinité des eaux** (Shaver & Sunderman, 1983), responsable de la formation des faciès cryptalgaires des monticules du Massif de Philippeville et du bioherme de Chaudfontaine, de la présence d'évaporites au sommet du "deuxième biostrome" et de la mise en place de "bancs" à oncolithes dans les zones plus internes de la rampe.

VI. LA TROISIEME PERIODE D'ELEVATION DU NIVEAU MARIN ET L'EXTINCTION DES BIOHERMES "DE MARBRE ROUGE"

1. Evolution générale de la sédimentation

Au bord sud du Synclinorium de Dinant et aux bords sud et nord-est du Synclinorium de Namur, les calcaires à oncolithes, Coraux, Lamellibranches, Brachiopodes et Stromatopores sont surmontés de schistes bioturbés (fig. XI.4 C), souvent après un ou deux bancs à caractère plus "ouvert" (diminution de la proportion d'oncolithes, augmentation de celle de Crinoïdes et Brachiopodes).

Dans le Massif de Philippeville, les biohermes du type "Les Wayons-Hautmont" sont surmontés de calcaires argileux et de schistes à nodules calcaires, puis de schistes fins prenant rapidement un "aspect Matagne" (cas de Hautmont, Beauchâteau et Tapoumont), ou directement de schistes fins après un contact tectonique (Les Wayons, Petit-Mont?). Les biohermes de Petit-Mont et Hautmont possèdent, en zone centrale, un "capuchon" sommital de "griottes", passant latéralement vers la périphérie à des schistes noduleux. D'autres biohermes possédaient probablement à l'origine cette "griotte supérieure" (Delhaye, 1908 a, p. B247-250; 1913 a, p. B469-470; 1932, p. 87-88), ôtée au cours de l'exploitation.

Cette "griotte supérieure" surmonte les calcaires gris à Coraux, Stromatopores et tapis laminaires (S8) après un fond durci (Hautmont, Petit-Mont), témoignant cette fois encore d'une rapide élévation du niveau de la mer. Les conséquences de ce phénomène pour la faune et la flore biohermale sont une nouvelle fois l'éradication d'une communauté spécialisée et son remplacement par des organismes plus ubiquistes (Walker & Alberstadt, 1975 p. 239). On assiste en outre à la réapparition de bactéries ferro-oxydantes, témoignant d'un environnement à oxygénation déficiente.

Malgré cette rétrogradation des communautés organiques dans l'échelle de complexité, la production carbonatée ne peut compenser l'élévation du niveau marin relatif: aux calcaires roses à Crinoïdes, Coraux, Brachiopodes, petits *Stromatactis* et Stromatopores (S5) succèdent les calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes (S4), et parfois les calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3), marquant un approfondissement progressif (contrairement à ce qu'affirme Lecompte, 1956 p. 17, on "refait en sens inverse le chemin vertical parcouru au cours de l'évolution antérieure du récif"). Témoin également de ce déséquilibre entre sédimentation carbonatée et élévation relative du niveau marin, la réduction importante du diamètre des monticules à ce niveau, indice d'une croissance à dominante verticale, au sommet de l'édifice (Longman, 1981 p. 19; Neumann & Macintyre, 1985; Gutteridge, 1988). Enfin, les derniers bancs des biohermes, déjà très argileux, sont surmontés par des calcaires argileux et des schistes noduleux à Eponges, Brachiopodes et Crinoïdes (S2), desquels disparaissent progressivement les Bactéries ferro-oxydantes, suite au caractère réducteur de plus en plus affirmé des sédiments. La séquence se termine alors par des schistes fins qui prennent rapidement un "aspect Matagne".

Dans le bioherme de Chaudfontaine, la grande séquence négative qui surmonte les calcaires gris à Coraux, Stromatopores, tapis laminaires (S8), comprend des calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, Stromatopores (S5), suivis de calcaires argileux à Eponges, Brachiopodes, Crinoïdes (S2) et de schistes fins (S1).

2. L'extinction tardi-frasnienne

Arrêtons-nous plus longuement à la disparition des monticules du type "Les Wayons-Hautmont" dans le Massif de Philippeville et du bioherme de Chaudfontaine dans le Massif de la Vesdre et au dépôt des schistes fins qui les surmontent, car ce phénomène s'inscrit dans le cadre de l'extinction globale de la fin du Frasnien (cf. Copper, 1977 p. 194-198; Mac Laren, 1983 p. 319-320; Fagerstrom, 1987 p. 368-369 pour une revue des groupes et espèces touchés par cette extinction). Cet événement est daté suivant les régions et les auteurs de la zone à *Palmatolepis gigas* sup. à la zone à *P. triangularis* moy. (Copper, 1977, 1986 p. 835; Eder & Franke, 1982 p. 242; Playford, 1984 p. 200; Playford & coll., 1984 p. 226; Johnson & coll., 1985; Mac Ghee & coll., 1986 p. 779; Sorauf & Pedder, 1986; Fagerstrom, 1987 p. 370; Mac Ghee, 1989, tab. 7.1 p. 138; Van Loevezijn, 1989 p. 71).

Cette extinction, comme d'autres dans l'histoire géologique, a fait couler beaucoup d'encre. Relevons les principales hypothèses avancées pour l'expliquer:

- une ou plusieurs élévations eustatiques rapides et de grande ampleur (Johnson & coll., 1985; Reijers, 1985; Johnson & coll., 1986). Cette hypothèse est contestée par Sorauf & Pedder (1986) qui estiment qu'un phénomène de cet ordre n'est pas suffisant pour éliminer complètement certains organismes (comme les Rugueux) qui auraient pu se "réfugier" dans les zones les moins profondes des plate-formes;

- une baisse eustatique: Van Loevezijn (1989), après avoir étudié des "récifs" à Coraux et Stromatopores des Monts Cantabriques, rejette l'hypothèse d'élévation eustatique et pense que l'extinction dans la région étudiée et dans le Massif ardenno-rhénan résulte d'un apport accru d'éléments terrigènes suite à une régression marine. Cette régression aurait également réduit la surface disponible pour les communautés organiques d'eau peu profonde. Ce mécanisme ne peut être invoqué à l'échelle globale, puisque le Frasnien correspond à un période de haut niveau marin (Vail & coll., 1977 b p. 92). De plus, bien d'autres régressions ont eut lieu dans l'histoire géologique, sans pour autant provoquer d'extinction (Mac Ghee, 1989 p. 144). Enfin, mes propres observations contredisent ce

mécanisme, tout au moins pour la partie ardennaise de l'aire considérée;

- l'impact d'un corps céleste (Mac Laren, 1983 p. 320), provoquant de gigantesques bouleversements écologiques (cendres et poussières dans la haute atmosphère, diminution de la photosynthèse, chute de température, empoisonnement des eaux, remontée de la ligne de compensation des carbonates (CCD),... cf. Alvarez et coll., 1980; Mac Ghee, 1989 p. 146). Mac Ghee & coll., 1986 contestent cette hypothèse, suite à l'absence d'anomalies négatives en ^{13}C (réduction de la biomasse du phytoplancton), de quartz d'impact et d'autres matériaux typiques de collisions astronomiques. On n'observe pas non plus de niveau enrichi en iridium ayant une extension globale, et le seul niveau de ce type actuellement bien étudié (Canning Basin, Playford & coll., 1984) est stratigraphiquement plus récent que l'extinction en Europe. Ce niveau pourrait d'ailleurs être attribué à un phénomène d'enrichissement organique par le microproblématique *Frutexitis* (Playford & coll., *op. cit.* p. 439) ou par des Bactéries ferro-oxydantes ou autres (Dyer & coll., 1989). Egalement à l'encontre de cette hypothèse, l'absence d'extinction de la faune et de la flore terrestre (Copper, 1986 p. 838);

- un refroidissement des eaux marines suite à une glaciation (Caputo, 1985, cité par Mac Ghee, 1989), ou à la collision entre Laurasia et Gondwana, provoquant une modification dans la répartition des courants océaniques et un refroidissement général du climat (Copper, 1977 p. 194; 1986 p. 838). Stanley (1984) insiste sur le fait que l'extinction fini-frasnienne a eu un effet maximal sur les communautés organiques à prédominance sténothermes des mers tropicales qui n'ont pu migrer vers les mers plus chaudes. Ces communautés ont été par endroit remplacées par des communautés tolérant des eaux plus froides (forte augmentation des populations d'Hyalosponges: Stanley, *op. cit.* p. 207). A l'encontre de cette hypothèse, les analyses de Mac Ghee (1986 p. 779) sur des coupes d'Allemagne fédérale qui ne laissent apparaître aucune variation du $\delta^{18}\text{O}$ à cette époque; le haut niveau marin de la fin du frasnien, incompatible avec une glaciation (Johnson & coll., 1985) et de nouvelles reconstitutions paléogéographiques globales impliquant la présence d'un océan ouvert entre Laurasia et

Gondwana à la fin du Frasnien (Mac Ghee, 1989 p. 144);

- une diminution de l'oxygénation des eaux marines suite à une eutrophisation (par augmentation de la productivité organique après envahissement des plaines côtières: Jenkyns, 1980; Eder & Franke, 1982 p. 243), par fermeture de bassins océaniques (Eder & Franke, *op. cit.*) ou simplement par augmentation de la profondeur relative (Jenkyns, *op. cit.*). Dans le cas précis de nos régions, Casier (1987 p. 200; 1988 a p. 84) attribue le dépôt des schistes à "aspect Matagne" envasant le monticule de Hautmont à la remontée d'eaux peu oxygénées. Sur base d'analyses isotopiques du soufre, Geldsetzer & coll. (1987) montrent qu'une plate-forme peu profonde des Rocheuses d'Alberta s'est vue envahie par des eaux anoxiques issues d'un bassin, suite à un phénomène de mélange à grande échelle des eaux océaniques (impact d'un corps céleste?).

Un des points cruciaux de la discussion est évidemment la question de la simultanéité de l'extinction: se trouve-t-on face à un événement à caractère instantané à l'échelle géologique, à un événement graduel, ou encore à plusieurs événements successifs? La précision du canevas stratigraphique ne permet pas de répondre de manière tout-à-fait satisfaisante à cette question (Sorauf & Pedder, 1986) et en fait, une telle réponse ne permettrait pas d'éliminer totalement l'une ou l'autre hypothèse, comme le fait remarquer Mac Ghee (1989 p. 134): "(...) if a gradual process of global climatic deterioration were rapidly accelerated by an asteroidal impact, the result would be an event of significant temporal duration. To use this duration result to rule out a catastrophic component of causation would of course, be mistaken (...)". Il semble en tout cas que la totalité du Frasnien ait été une période à fort taux d'extinction, avec un pic à la fin de l'étage, étalé sur au moins trois millions d'années (Mac Ghee, *op. cit.* p. 137, 148). Il apparaît aussi que le caractère anoxique des eaux océaniques a joué un rôle important dans l'extinction globale, que ce caractère soit le résultat d'une élévation globale du niveau marin, d'un mélange océanique suite à un refroidissement climatique ou à un impact astronomique, ou encore d'un changement dans la circulation océanique... Faute d'arguments péremptoirs, Mac Ghee (*op. cit.*, p. 148), auteur de la revue la plus récente sur le sujet, hésite à conclure...

Il va sans dire que je n'apporterai ici que quelques observations de niveau local:

1°: l'extinction des monticules du type "Les Wayons-Hautmont" semble être un phénomène simultané dans l'ensemble du Massif de Philippeville, comme auparavant l'extinction des monticules du type "Les Bulants" et "Saint-Rémy"; elle correspond au dépôt de schistes bioturbés sur des "banco" oncolithiques dans les zones plus internes de la rampe;

2°: il n'y a pas d'évidence d'événement de forte énergie dans les zones les plus internes de la rampe (raz-de-marée provoqué par la chute d'un corps céleste dans l'océan par exemple);

3°: les monticules du type "Les Wayons-Hautmont" enregistrent un phénomène progressif, quoique rapide d'approfondissement relatif: la 6e phase est une grande séquence négative;

4°: l'apparition de faciès anoxiques (schistes à "aspect Matagne") est une conséquence de l'approfondissement. Il semble toutefois que la profondeur à laquelle se déposent ces sédiments ait été anormalement faible (voir ci-dessous), mais ceci est vrai pour la totalité de la période considérée.

On doit donc supposer que l'extinction des monticules du type "Les Wayons-Hautmont" et du bioherme de Chaudfontaine, et le dépôt des schistes à "aspect Matagne" a été provoquée par une élévation rapide du niveau marin, dans un bassin où la profondeur de la zone oxygénée était relativement faible.

VII. ESSAI DE PALEOBATHYMETRIE

Je ne prétends donner ici que des valeurs indicatives de profondeur pour certains faciès des monticules micritiques. Il faut en effet garder à l'esprit qu'un fort degré d'incertitude découle de l'imprécision avec laquelle on connaît la profondeur de la zone photique et de la zone d'action des vagues. Il faut également tenir compte dans les calculs de l'épaisseur originelle des sédiments, de la compaction et de la pression-dissolution, autres sources possibles d'imprécision. Il faut enfin tenir compte des mouvements du niveau marin relatif.

Prenons, comme base pour effectuer ces calculs, le bioherme des Wayons, dont on possède une bonne coupe et dont la phase initiale de développement coïncide avec une période de calme eustatique.

1. Paléobathymétrie des "marbres gris" (niveau supérieur)

L'interprétation des paléoenvironnements, au chapitre 11, a montré que les calcaires gris à petites *fenestrae*, Tabulés branchus, Brachiopodes (S7) et les calcaires gris à Coraux, Stromatopores, tapis laminaires (S8) témoignaient du passage des édifices au-dessus de la zone d'action des vagues. L'agitation, bien que continue, n'en demeure pas moins modérée. La profondeur de la base de la zone d'action des vagues dépend bien entendu des caractéristiques géométriques du bassin de sédimentation, des paramètres climatiques, etc... Elle est située en moyenne vers -10 à -20 m (Flügel, 1982 p. 470), -15 m (Fagerstrom, 1987 p. 42). Il s'agit de la zone d'action des vagues de "beau temps" ("normal" ou "fair-weather wave base"), dans laquelle règne une turbulence continue. A titre de comparaison, la zone d'action des vagues de tempête peut atteindre des profondeurs de l'ordre de -100 m (Aigner, 1982 p. 255), -200 m dans le cas d'océans ouverts, -50 m pour des bassins isolés (Flügel, 1982 p. 458), -70 m pour le Golfe Persique (Flügel, *op. cit.* p. 467).

Prenons, comme profondeur indicative pour la formation des "marbres gris", la valeur de -30 m. Une double confirmation provient de la synthèse de Flügel (*op. cit.* p. 464) qui remarque que des faciès riches en Algues, encroûtements complexes et haute diversité écologique ne s'observent que jusqu'à une profondeur de -30 m et des travaux de A. Préat (comm. pers.) qui, dans le Couvinien du bord sud du Synclinorium de Dinant, a observé que des faciès à Udoteaceae très semblables aux calcaires gris à petites *fenestrae*, Tabulés branchus, Brachiopodes (S7) forment la base de cycles régressifs d'une trentaine de mètres d'épaisseur, progradant jusqu'au niveau de la mer.

La paléobathymétrie de ces faciès gris va servir de base de calcul pour estimer la paléobathymétrie d'un autre faciès important:

la "griotte" à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3).

2. Paléobathymétrie des "griottes" à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (niveau inférieur et sommital)

Afin d'estimer correctement la paléobathymétrie des faciès sous-jacents aux "marbres gris", il faut tenir compte de l'ampleur de la baisse du niveau marin relatif responsable de leur formation. Cette estimation est possible dans les zones plus internes de la rampe: durant la deuxième période de calme eustatique, des schistes et siltites argileuses (N1) se mettent en place sous la zone d'action des vagues. Dans l'unité de calcaires à oncolithes, Coraux, Lamellibranches, Brachiopodes, Stromatopores (N3) qui leur succèdent brutalement, les grainstones à oncolithes et péloïdes semblent témoigner d'un milieu très peu profond, de quelques mètres seulement (Wilson, 1975 p. 66). Estimons donc l'amplitude de la baisse eustatique à une vingtaine de mètres. Cette valeur semble corroborée par l'ampleur minimale du décalage vers le bas, le long des flancs des monticules, de certains lithofaciès au cours de la même baisse eustatique (calculée pour une valeur de pente de 30°).

La poursuite des calculs nécessite également de connaître l'épaisseur originelle des sédiments, celle qu'ils possédaient à l'époque de leur formation, avant compaction. A cette fin, il est indispensable de connaître τ , le taux de compaction. Une méthode "directe" de calcul de τ a pu être appliquée à certains monticules du type "Les Wayons-Hautmont". Il s'agit de comparer l'épaisseur (h_0) d'une unité calcaire dans une zone où elle est "armée" par la présence d'un objet non déformable (en général, dans le cas étudié, une fissure verticale) et dans une zone ne comprenant pas d'objets résistants (h); τ est égal dans ce cas à h_0/h (Beaudoin & coll., 1987 p. 237-238).

Sur base d'une dizaine de mesures, τ a été estimé à 2 dans les "griottes supérieures" à Hautmont, à 1 dans le marbre gris et à 1,5 dans le "royal". Trois mesures effectuées sur les "griottes inférieures" des Wayons donnent également $\tau=1,5$. La valeur $\tau=2$ pour les "griottes supérieures" est proche de valeurs

obtenues par Froute-Dubary & Beaudoin (1989 p. 20) pour des mudstones argileux ayant subi un enfouissement de quelques kilomètres. Remarquons que le taux de compaction reflète la teneur en calcite des lithofaciès (Beaudoin & Pinault, 1989 fig. 3 p. 7), puisque les faciès gris, à 100% de CaCO₃ ne sont quasiment pas compactés, tandis que les "griottes supérieures", riches en insolubles (tableau V.1) sont fortement compactées; les lithofaciès de contenu intermédiaire en insolubles possèdent un taux de compaction intermédiaire.

Dans le cas du monticule des Wayons, les premiers calcaires à petites *fenestras*, Tabulés branchus et Brachiopodes surmontent une vingtaine de mètres de "griottes", suivis d'une vingtaine de mètres de "royal". Ces épaisseurs donnent 60 mètres de sédiments décompactés si l'on applique $\tau=1,5$ (il ne sera pas tenu compte, dans ces calculs à but indicatif, de la compaction progressive des premiers sédiments formés sous l'effet de la charge des sédiments accumulés postérieurement; la compaction semble de toute manière très faible, au moins jusqu'à l'époque de la cristallisation du ciment fibreux). A ces 60 mètres, pour obtenir la profondeur à laquelle a commencé l'édification du monticule, il faut ajouter 30 mètres (profondeur de développement du "marbre gris") et 20 mètres (amplitude estimée de la baisse eustatique), ce qui nous donne une profondeur d'un peu plus d'une centaine de mètres pour la base du monticule des Wayons et le développement des calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges. Cette valeur semble correspondre aux données de la littérature concernant des communautés actuelles à Eponges dont les Algues sont absentes (Byers, 1977 p. 8; Hartman, 1977; Land & Moore, 1977 p. 59; Willenz & Hartman, 1985; Dromart, 1989 p. 34).

En utilisant le même type de calcul, on peut estimer la profondeur de la zone photique à environ 70 m (apparition de l'assemblage à Crinoïdes, Coraux, péloïdes, *Sphaerocodium*, *Renalcis* dans la carrière des Wayons).

Ces valeurs de paléobathymétrie permettent également de supposer que le dépôt de schistes fins, en milieu dysaérobique, a eu lieu en environnement extra-biohermal pour des valeurs de profondeur inférieures à une centaine de mètres. Ceci semble indiquer un

certain "isolement" ou "confinement" du bassin de sédimentation qui peut se déduire également, nous l'avons vu, de la présence de faciès cryptalgaires au sommet des monticules et dans les zones plus internes de la rampe.

Cette tendance au confinement, marquée par rapport au Frasnien moyen, est probablement liée à l'évolution paléogéographique générale du bassin de sédimentation à la fin du Frasnien (régime tectonique compressif?, Bard & coll., 1980; Zwart & Dornsiepen, 1980). Il apparaît malheureusement qu'à l'échelle de l'Europe, en termes de tectonique des plaques, cette évolution reste encore largement hypothétique (Babin & coll., 1980 p. 200). La diversité des modèles présentés (provenant d'importantes divergences quant au degré d'océanisation, à la chronologie des événements tectoniques, à la paléogéographie, etc...) ne permet pas une intégration fiable des données régionales issues du présent travail dans un cadre tectonique à l'échelle européenne.

E. CONCLUSIONS

La partie supérieure du Frasnien, dans les Synclinorium de Namur et de Dinant est caractérisée par le développement d'une rampe mixte argilo-carbonatée succédant à une plate-forme asymétrique ennoyée. L'évolution sédimentaire de la rampe est sous la dépendance de mouvements relatifs de 3^e ordre du niveau marin (au sens de Vail & coll., 1977 b).

La synthèse des observations et de l'analyse séquentielle montre que deux périodes de stabilité relative du niveau marin sont séparées par des périodes de montée eustatique. Les monticules de "marbre rouge" commencent leur développement au cours des périodes de stabilité relative.

La première période stable (2^e phase séquentielle) voit le développement des monticules du type "Les Bulants" dans le Massif de Philippeville et de l'ensemble des monticules du bord sud du Synclinorium de Dinant.

Tous disparaissent ensuite au cours de la deuxième période de montée eustatique (3^e phase séquentielle) qui coïncide avec un

déplacement vers le nord des "ceintures de faciès".

Durant la deuxième période de stabilité relative du niveau marin (4e phase séquentielle), les monticules du type "Les Wayons-Hautmont" commencent à se développer dans le Massif de Philippeville. Certains monticules, suite à des circonstances particulières, commencent cependant leur développement dès la première période de calme eustatique, résistent à la montée relative du niveau marin qui clôture cette période favorable et poursuivent leur développement au cours de la deuxième période de stabilité relative du niveau marin.

L'existence d'un certain relief dans les monticules du type "Les Wayons-Hautmont" permet, par l'observation d'un décalage vers le "bas" des lithofaciès à la fin de la 2e période de stabilité relative, de mettre en évidence une baisse eustatique marquée. Dans les zones plus internes de la rampe, la baisse eustatique est responsable du développement de "bancs à

oncolithes" et de la formation d'évaporites au sommet du "deuxième biostrome" à Chaudfontaine. Plusieurs indices permettent de suspecter un certain confinement du bassin de sédimentation.

Une hausse eustatique de grande ampleur succède à cette période relativement favorable au développement des monticules et est responsable de leur extinction, après une courte récurrence de "griottes" sommitales.

Les monticules du type "Les Bulants" et du type "Les Wayons-Hautmont" montrent, du bas vers le haut, une succession écologique où prédominent les facteurs allogéniques, représentés principalement par les variations de la bathymétrie. Le recoupement des diverses observations permet d'estimer la paléobathymétrie: la profondeur minimale atteinte par le sommet des monticules du type "Les Wayons-Hautmont" est d'environ 30 m et la profondeur de développement des "griottes" à *Stromatactis* de la base est de l'ordre de 110 m.

Chapitre 12: DIAGENESE

A. INTRODUCTION

La "diagenèse" se rapporte à l'ensemble des modifications physico-chimiques que subit un sédiment, après dépôt, dans les conditions de pression et température "faibles" qui règnent en environnement de sub-surface. La diagenèse n'englobe pas les modifications du sédiment liées uniquement aux facteurs biologiques (bioturbation, bioérosion; Purser, 1980 p. 159) et s'arrête là où commence le métamorphisme. Pour dissiper l'impression d'incertitude qui se dégage de cette frontière qualitative, disons qu'en pratique, dans l'étude de faciès carbonatés, la diagenèse traite de problèmes de cimentation, dissolution, recristallisation et remplacement (Purser, 1980 p. 160-161) affectant les phases carbonatées, siliceuses ou sulfatées.

Si les descriptions géologiques et les études paléontologiques des biohermes de "marbre rouge" sont relativement nombreuses, il n'en va pas de même en ce qui concerne leur diagenèse. Ces dernières années, pourtant, de nombreuses études de bioconstructions paléozoïques d'Europe, des Etats-Unis, d'Australie et du Canada ont traité de ce sujet, suite à l'intérêt des compagnies pétrolières pour tous les phénomènes intervenant dans la formation et l'évolution des réservoirs. Citons parmi d'autres les travaux de Schmidt (1971), Davies (1977), Walls & coll. (1979), Wong & Oldershow (1981), Mountjoy & Krebs (1983), Walls & Burrowes (1985), Frykman (1986), Miller (1986) qui s'attachent principalement à préciser la nature et l'origine des divers types de ciments qui se succèdent dans les cavités.

Cette approche a été suivie dans ce chapitre et nous amènera à comparer la cimentation de plusieurs biohermes de "marbre rouge" afin d'élaborer une ou plusieurs "séquences diagénétiques" (ou successions-types de ciments: Meyers, 1978; Longman, 1980; Purser, 1980; Harris & coll., 1985; Cercione & Lohmann, 1986; Coudray & Montaggioni, 1986, etc...). Ces séquences

pourront ensuite être interprétées en termes d'évolution du milieu de diagenèse: "Chaque milieu principal (sous-marin, littoral et continental) se caractérise par une diagenèse distincte conditionnée à la fois par la qualité des eaux parentales et par le degré de saturation" (Purser, 1980 p. 342). L'étude diagénétique s'inscrit donc dans un cadre de reconstitution des paléoenvironnements et fait suite au chapitre précédent, puisqu'après avoir considéré l'évolution sédimentaire des monticules micritiques, nous en venons ici à considérer leur évolution au cours de leur enfouissement.

La cimentation des sédiments stratifiés des coupes situées au bord sud du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Namur sera également abordée dans ce chapitre. Enfin, l'évolution de la micrite et certains phénomènes diagénétiques comme la formation de stylolithes et de "joints" argileux seront évoqués en liaison avec la séquence diagénétique.

B. LES CIMENTS

I. OBSERVATIONS MACRO- ET MICROSCOPIQUES EN LUMIERE NATURELLE

Sur le terrain ou sur échantillon macroscopique, on constate que la plupart des "grandes" *fenestras* (plus de 5 mm, chapitre 5) des monticules "de marbre rouge" possèdent la succession de ciments suivante des épontes vers le centre de la cavité: calcite fibreuse grise, calcite granulaire blanchâtre et dolomite brun-orangée.

1. La calcite fibreuse

La calcite fibreuse est limitée aux "grandes" cavités des monticules et à quelques rares fissures d'ouverture centimétrique. On ne l'observe ni en milieu péri-biohermal, ni en milieu extra-biohermal, ni dans les zones plus internes de la rampe carbonatée.

Ce ciment se dispose en franges grossièrement isopaques de cristaux fibreux au long des parois des cavités ou fissures. Dans le cas des cavités, la frange supérieure est toujours plus développée que la frange inférieure. Le ciment semble également croître à partir d'une zone restreinte d'une cavité et envahir progressivement l'ensemble du volume disponible (fig. V.4). Un zonage millimétrique perpendiculaire à la direction de croissance des cristaux est fréquent: il résulte de l'alternance de bandes grises plus ou moins sombres. Ce zonage peut se retrouver identique dans des *fenestras* éloignées de plusieurs mètres dans un sens perpendiculaire à la stratification (6 m dans la "griotte supérieure" de Hautmont). La figure XII.1 montre que l'intensité de la coloration grise semble proportionnelle à l'épaisseur des bandes: plus une bande est mince, plus sa coloration est foncée.

Dans les nébuloïdes, le ciment fibreux est particulièrement foncé, mais la structure zonée disparaît quelque peu, peut-être suite à la présence de nombreux éléments figurés inclus dans le ciment qui perturbent la régularité de la croissance cristalline. Dans ce cas, le ciment se dispose à la fois en franges parallèles aux épontes des *fenestras* et concentriquement aux éléments figurés.

La transition entre ciment fibreux et ciment granulaire n'est généralement pas tranchée: on observe souvent une zone de transition de 1 mm, dans laquelle la couleur du ciment fibreux gris s'éclaircit progressivement.

En lame mince, le ciment fibreux apparaît sous la forme de cristaux allongés, disposés perpendiculairement au substrat sur lequel ils croissent. La transition entre le microspar formant souvent substrat et le ciment fibreux est généralement brutale, sans accroissement progressif de la taille des cristaux.

On peut distinguer, sur base de leur morphologie, deux types de calcite fibreuse:

- **des fibres minces**, d'une longueur de l'ordre de 1 mm pour une largeur de 10 à 100 μm . Ces fibres sont organisées en gerbes, avec des jonctions intercrystallines irrégulières, non planes. Chaque fibre présente en lumière polarisée une extinction onduleuse avec convergence (cas le plus fréquent) ou divergence (rare) des axes optiques en direction du sommet du cristal. Les clivages sont concaves (cas

général) ou convexes (rare) par rapport aux bords de la *fenestra*. Les cristaux à axes optiques divergents sont généralement plus minces que ceux à axes optiques convergents.

La coloration des fibres est nettement jaune, avec de nombreuses impuretés noires de taille micronique (pl. I, photo 7). Certaines de ces impuretés sont de la matière organique (réaction à l' H_2O_2 après dissolution de la calcite), souvent attribuables à des Bactéries (Z. Moureau, comm. pers.). D'autres sont des micro-rhombôédres de dolomite (identifiés au microscope électronique à balayage, après attaque acide ménagée, pl. IV photos 8 et 9). D'autres encore seraient, selon Kendall (1985 p. 73), Saller (1986 p. 747) et Carpenter & Lohmann (1989 p. 799), des inclusions fluides et des microcavités. Les inclusions sont réparties en bandes de densité différente, de 0,5 à 1 mm d'épaisseur, parallèles aux bords des *fenestras* et donnent naissance au zonage macroscopique décrit plus haut.

L'épaisseur de la frange fibreuse dépasse souvent, dans de nombreuses *fenestras*, la longueur d'un cristal élémentaire; on observe dans ce cas un passage "en relais" entre cristaux, de la bordure vers le centre des *fenestras*, avec la base des cristaux "plus internes" commençant à mi-hauteur des cristaux "plus externes". Il n'y a donc pas superposition de franges élémentaires nettement délimitées. Lorsque deux couches de ciment fibreux opposées se rejoignent par croissance centripète, par exemple aux extrémités d'une *fenestra*, on observe une jonction rectiligne (fig. V.12).

Les nébuloïdes contiennent souvent des éléments figurés. Un cas intéressant est celui où un ossicule monocristallin de Crinoïde est entouré d'une frange de cristaux fibreux (TG18). En lumière naturelle, on observe un passage progressif entre ossicule transparent et frange jaunâtre, la transition s'effectuant sur une cinquantaine de microns. Les clivages, droits dans l'ossicule, se courbent progressivement dans la frange fibreuse. En lumière polarisée, l'extinction en bloc aux limites de l'ossicule passe progressivement, en quelques dizaines de microns à une extinction onduleuse;

- **des "lames"** de 2 à 10 mm de long pour 0,5 à 2 mm de large, avec des jonctions intercrystallines irrégulières à planes, des axes optiques toujours convergents et des clivages concaves par rapport aux bords des *fenestras*. Les cris



2 cm



Figure XII.1: zonation des impuretés dans un *Stromatolactis* complexe à digitation peu marquée. En bas: ce *Stromatolactis* est cimenté uniquement par de la sparite fibreuse (en noir; la matrice est en blanc). En haut, détail de la zonation de la calcite fibreuse; la densité du pointillé est proportionnelle à l'intensité de la pigmentation grise.

taux sont transparents et les impuretés nettement moins abondantes que dans le cas des fibres minces décrites ci-dessus. Les inclusions sont distribuées en "rubans" réticulés d'une centaine de microns d'épaisseur, isolant des zones vierges d'inclusions de 300 à 500 μm environ (fig. XII.2).

Lorsque ces deux types de cristaux, fibres et lames sont présents dans la même *fenestra*, on observe que les lames surmontent toujours les fibres. La transition entre les deux types de cristaux est graduelle, "en relais", comme indiqué ci-dessus. Lames et fibres peuvent toutes deux former le premier ciment d'une *fenestra*, précédant une sparite granulaire. Les lames passent graduellement à la sparite granulaire, alors que la transition entre fibres et sparite granulaire est beaucoup plus tranchée (PM101).

Les fibres et lames à axes optiques convergents et clivages courbes concaves correspondent à la "calcite radiaxiale" décrite par Bathurst (1959 p. 512): "fibers [that have] a pattern of subgrains radiating away from the wall allied to optic axes which converge away from the wall as well as curved cleavages and irregular intergranular boundaries" (p. 506). Les fibres à axes optiques divergents et clivage courbes convexes correspondent quant à elles à la calcite "à axes optiques en fascicules" ("fascicular-optic", "F-O"), définie par Kendall (1977 p. 1056-1057): "crystals (...) differ from those in radiaxial fibrous calcite in only one major respect: fast vibration directions in each crystal diverge away from cavity walls (...)".

Les relations entre calcite radiaxiale, calcite F-O(1) et sédiments internes sont intéressantes. Il n'est pas rare d'observer des couches de ciment surmontées de sédiments internes, généralement du microspar. Dans certains cas, on observe même l'apparition d'une alternance rythmique sédiment interne-calcite radiaxiale. La figure X.3 illustre le cas encore plus fréquent d'une frange de ciment radiaxial, développée sur la bordure latérale d'une cavité, augmentant progressivement d'épaisseur en direction du haut. Ce phénomène est lié à la compétition entre croissance de ciment et sédimentation interne qui a

"enfoui" progressivement la frange radiaxiale, en atteignant successivement la partie moyenne, puis le haut de la cavité. La même figure et la planche IV, photo 7 montre une première génération de ciment radiaxial encroûté par un "tapis" cryptalgairé, lui-même surmonté d'une deuxième génération de ciment.

2. Les autres formes de calcite

La calcite granulaire est de loin le ciment le plus abondant des *fenestras* des biohermes, succédant au ciment fibreux dans les "grandes" cavités ou bien remplissant seule les plus petites. Elle est présente également seule ou associée à la dolomite dans la plupart des fractures. Le diamètre de ces cristaux blancs à beiges varie entre 0,5 mm et 0,5 cm.

En lame mince, la calcite granulaire se présente sous forme de mosaïques de cristaux xénomorphes, généralement grossièrement équigranulaires, avec parfois une phase de taille nettement inférieure localisée aux épontes des fractures et cavités (fig. XII.3). Ce ciment est caractérisé par l'absence d'inclusions.

Certaines fractures (fig. XII.3) possèdent une variété de sparite "feuilletée", sous forme de lamelles fortement aplaties, orientées perpendiculairement aux épontes. Il faut probablement voir là l'effet d'une cristallisation sous l'influence de contraintes mécaniques. Cette sparite feuilletée, sans inclusions, peut passer à la sparite granulaire.

La sparite syntaxique cristallisant autour des ossicules et plaques d'Echinodermes est également dépourvue d'inclusions.

3. La dolomite

Une dolomite gris-verdâtre, brun-orangée à l'altération apparaît dans certaines *fenestras* des monticules, généralement en position centrale, entourée de sparite granulaire. On la trouve également dans de nombreuses fractures, associée à la sparite granulaire. La taille des cristaux varie de 0,5 mm à 2 cm.

En lame mince, ces cristaux de dolomite possèdent une teinte variable, avec un pléochroïsme net ocre-incolore. La coloration de Dickson (1965) donne une réaction de do-

(1): dans la suite du chapitre, j'utiliserai le seul terme de "calcite radiaxiale" pour désigner à la fois ce ciment et la calcite F-O, cette dernière étant largement minoritaire.

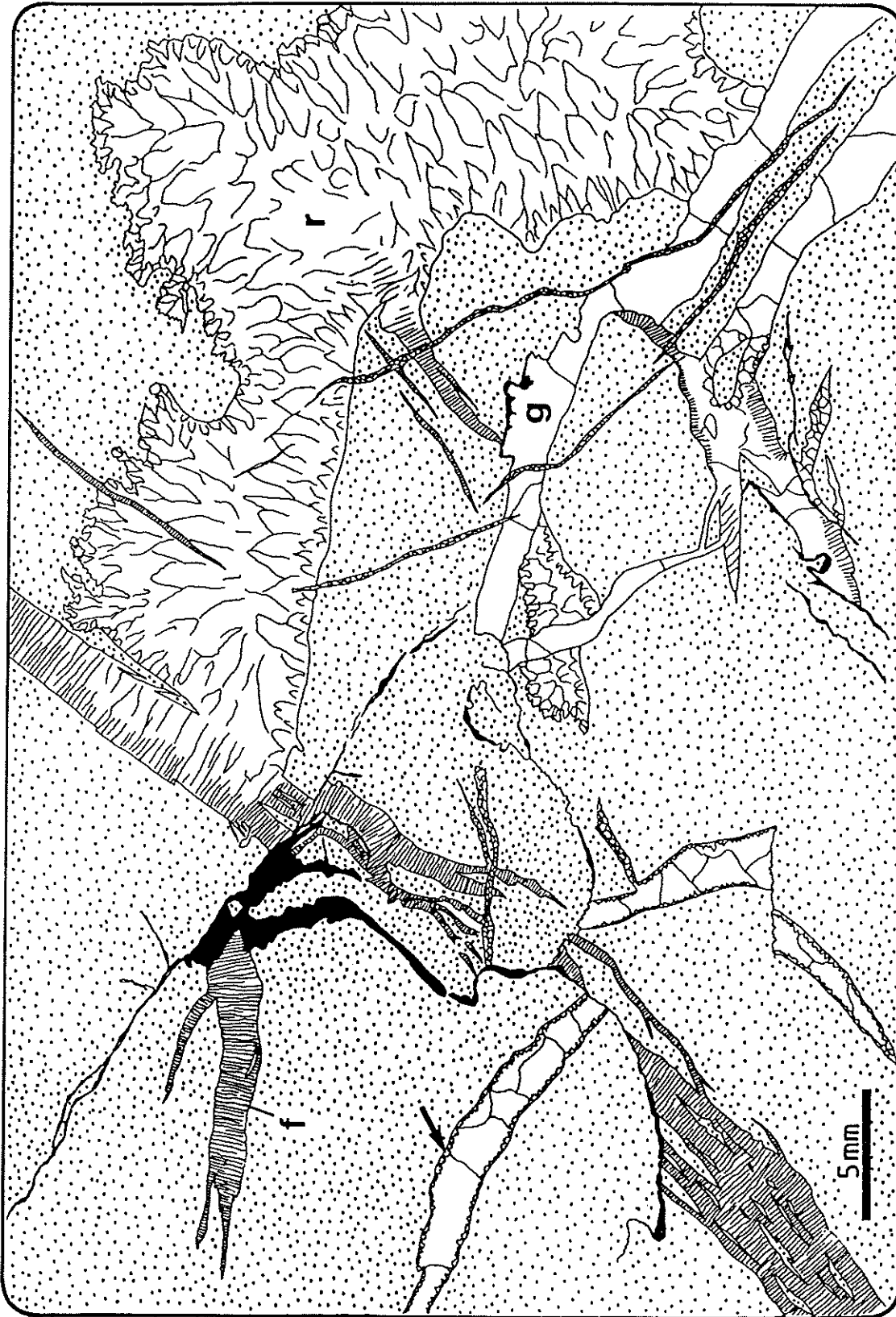


Figure XII.3: *Stromatolites*, réseau de fractures et "joints" argileux, vus en lumière naturelle et montrant les relations géométriques des différentes structures. "g": sparite granulaire; "f": sparite "feuilletée"; "r": sparite radiale; remarquer les deux phases de sparite granulaire de taille différente (flèche); la matrice est représentée par des pointillés, les insolubles sont en noir. Lame SC 53, Les Wayons.

lomite ferrifère. Deux types distincts de dolomite ferrifère sont présents:

- une dolomite ferrifère en cristaux automorphes de 300 à 500 μm environ, à clivages et faces cristallines courbes, contenant d'abondantes inclusions microsparitiques de calcite, généralement situées au centre des cristaux. Ce type de dolomite ferrifère s'observe généralement au sein de remplissages microsparitiques de cavités, microspar que l'on retrouve d'ailleurs dans les espaces polygonaux délimités par les cristaux de dolomite;

- une dolomite ferrifère en grands cristaux xénomorphes de 0,5 à 2 cm, à clivages et faces cristallines courbes. Ce type de dolomite est associé à la sparite granulaire qu'elle remplace (on observe fréquemment des reliques de calcite sparitique au sein de la dolomite).

Ces deux types de cristaux passent l'un à l'autre dans le cas où la dolomite est présente à la fois dans un sédiment interne microsparitique et dans la sparite granulaire qui le surmonte (fig. XII.4). Tous les cristaux de dolomite ferrifère possèdent une extinction onduleuse et sont caractérisés généralement par la présence, le long des plans de clivage, de quantités variables d'oxydes de fer, résultant vraisemblablement de phénomènes de démixion (pl. V, photo 5).

Ces deux types de dolomite ferrifère correspondent à la "dolomite baroque" de Folk & Assereto (1974) ou à la "dolomite en selle de cheval" ("saddle-shaped dolomite") de Radke & Mathis (1980 p. 1166: "it is characterized by curved crystal faces and cleavage, undulose extinction, pearly luster and an abundance of very small fluid inclusions.").

Signalons également l'existence d'une dolomite ferrifère non "baroque", en rhomboédres de 50 à 200 μm , associée à de minces films argileux de pression-dissolution (Wanless, 1979).

II. OBSERVATIONS EN CATHODOLUMINESCENCE

1. Généralités

Si l'observation en lumière naturelle est un reflet des derniers stades d'évolution des ciments, incluant recristallisation, néomor-

phisme et stabilisation par rapport aux fluides diagénétiques les plus récents (Savard & Bourque, 1989 p. 795), l'observation en cathodoluminescence permet de mettre en évidence différents stades de croissance des ciments, pour autant qu'ils soient chacun caractérisés par une teneur spécifique en certains éléments traces (Amieux, 1982 p. 439).

Sans faire ici un exposé de la méthode (que l'on peut trouver dans l'excellent article d'Amieux, *op. cit.*, ainsi que dans les différentes publications de Meyers [1978, par exemple]), faisons brièvement le point sur l'état actuel de nos connaissances concernant la cathodoluminescence de la calcite.

La luminescence est provoquée par l'irradiation électronique d'une lame mince polie(2). La couleur et l'intensité de la luminescence dépendent à la fois de la nature minéralogique des cristaux et de l'abondance des "activateurs" et inhibiteurs(3) présents dans le réseau cristallin. Les couleurs de luminescence, par le biais de la composition en éléments traces des minéraux, peuvent donc renseigner sur leurs conditions de formation. Les principaux activateurs et inhibiteurs de la cathodoluminescence de la calcite sont le manganèse et le fer et dans une moindre mesure le magnésium (Meyers, 1978 p. 375; Amieux, *op. cit.* p. 446):

- Mn^{++} provoque une luminescence jaune orangé de la calcite (Meyers, 1978 p. 375), tandis que Fe^{++} tend à inhiber cette luminescence (Frank & coll., 1982; Grover & Read, 1983 p. 1278);

- en l'absence de fer détectable, des teneurs en manganèse comprises entre 150 et 650 ppm provoquent une luminescence modérée; des teneurs supérieures ou égales à 700 ppm sont responsables d'une luminescence forte. Si la teneur en fer augmente, la teneur en manga-

(2): les conditions expérimentales utilisées avec l'appareil Technosyn 8200 Mk II du Laboratoire de Pétrologie sédimentaire de l'Université de Paris-XI sont les suivantes: tension de la cathode 16 KV, intensité 400 à 500 μA , vide 0,08 Torr.

(3): **activateur**: élément en trace ou défaut cristallin ayant la propriété d'induire une ou plusieurs radiations photoniques de longueur d'onde définie;

inhibiteur: élément en trace dans le réseau cristallin dont les électrons reviennent à l'état stable par transition non radiative. Le phénomène affaiblit ou annule l'émission photonique provoquée par les activateurs." (Amieux, 1982 p. 439).

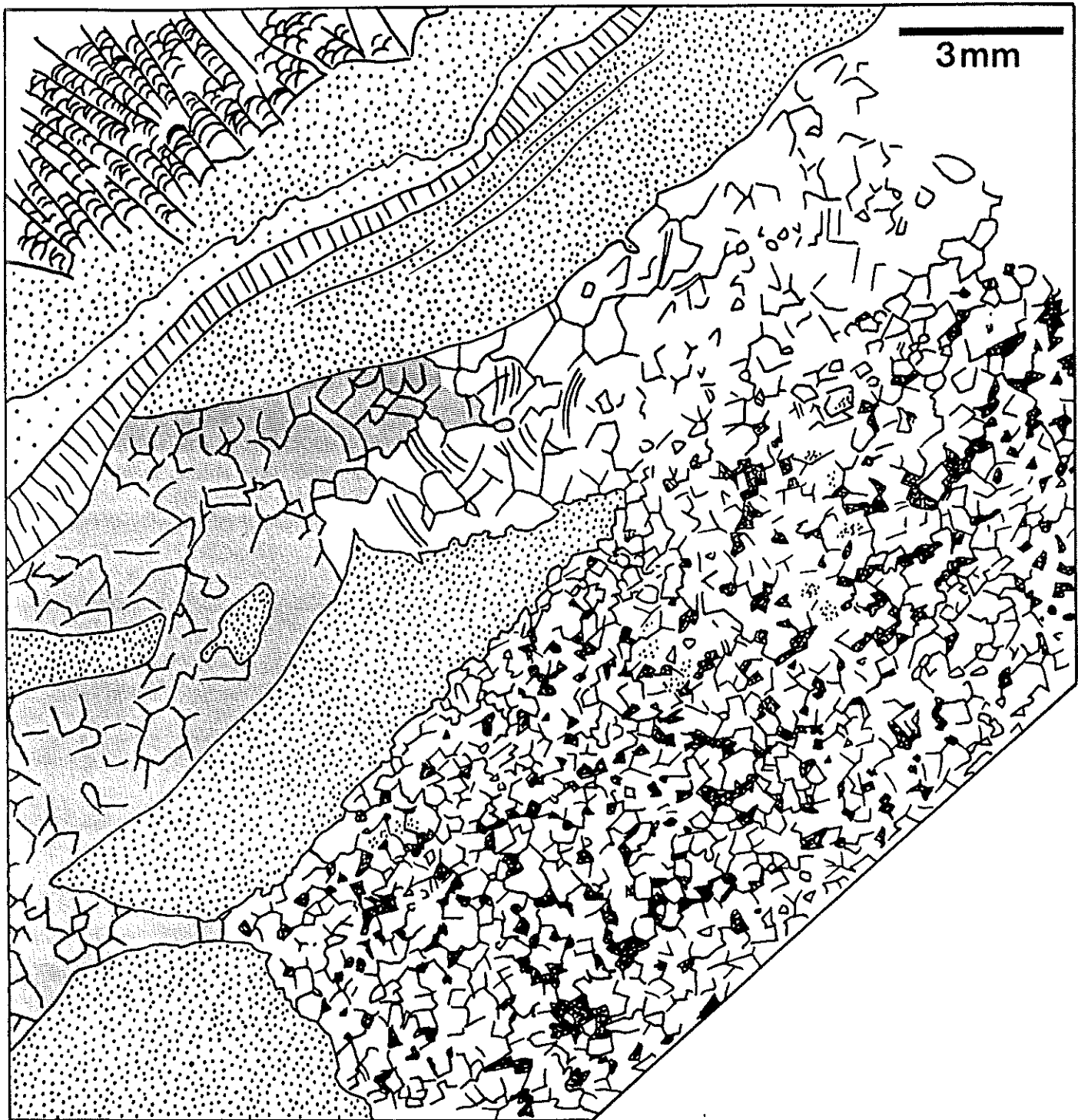


Figure XII.4: dolomitisation d'un sédiment interne microsparitique (en noir) par de petits rhomboédres de dolomite ferrifère (à droite en bas) et dolomitisation d'une sparite granulaire (en grisé, représentant l'alizarine) par de grands cristaux xénomorphes de dolomite baroque (à droite en haut). Remarquer les clivages courbes dans la dolomite baroque et le passage progressif entre rhomboédres et cristaux xénomorphes. En pointillé, la matrice. lame RFX 3, Rochefontaine, niveau moyen du bioherme.

nèse doit augmenter pour obtenir les luminescences correspondantes (Henning & coll., 1989 p. 407); le rapport Fe/Mn contrôle l'intensité maximale de la luminescence (Frank & coll., 1982);

- s'il y a présence de manganèse, des teneurs en fer allant jusqu'à 1% (FeO) ne sont pas suffisantes pour supprimer la luminescence (Frank & coll., 1982; Henning & coll. *op. cit.* p. 411);

- le Mg^{++} pourrait avoir un rôle inhibiteur de la luminescence (Amieux, *op. cit.* p. 446).

Une des hypothèses de base sur laquelle se fonde la méthode est bien entendu l'absence de diffusion des activateurs et inhibiteurs dans le réseau de la calcite (Meyers, 1978 p. 375). Cette condition semble correctement remplie, au vu des limites nettes que l'on peut observer quand une fracture non luminescente recoupe un ciment luminescent par exemple (pl. V, photos 7 & 8).

L'observation des surfaces de contact entre zones de luminescence différente permet aussi de détecter d'éventuelles dissolutions et fournit une indication sur la vitesse d'évolution physico-chimique des fluides diagénétiques: une transition graduelle entre deux zones de luminescence différentes indique une évolution progressive des fluides, tandis qu'une transition nette implique un phénomène plus rapide (Frank & coll., *op. cit.*), ceci, bien entendu, à vitesse constante de croissance cristalline.

Enfin, outre les diverses implications concernant les caractéristiques physico-chimiques du milieu diagénétique qui résultent des observations en cathodoluminescence, de nombreux chercheurs se sont servis de l'outil à grande échelle pour développer une "stratigraphie des ciments" au sein d'un ou de plusieurs corps sédimentaires (Meyers, 1978; Grover & Read, 1983; Niemann & Read, 1988; Hurley & Lohmann, 1989). Cette "stratigraphie" est basée sur la comparaison des séquences diagénétiques en de nombreux points des corps sédimentaires et plus précisément sur la corrélation de ciments possédant des caractéristiques pétrographiques et de cathodoluminescence communes. Ainsi, la reconstitution de l'extension dans le temps et l'espace des aquifères responsables de la précipitation des divers types de ciments devient possible (Meyers, 1978 p. 382).

2. La séquence diagénétique des monticules micritiques

L'observation en cathodoluminescence de plusieurs centaines de lames minces des monticules de Petit-Mont, Hautmont, Beauchâteau, Chaudfontaine, Les Bulants, Tiène à l'Gatte, Fort-Condé, Mariembourg, Saint-Rémy, Tiers Cocrai, Les Croisettes et Les Wayons permet de mettre en évidence **une séquence diagénétique commune à tous les édifices** (Boulvain, 1989 b). Dans les "grandes" *fenestras* des monticules, on observe, des épontes vers le centre, la succession suivante:

- **une frange de calcite radiaxiale qui possède une luminescence très irrégulière**, avec des plages non luminescentes au sein desquelles apparaissent une multitude de petits grains à vive luminescence orangée (pl. V, photo 2). Ce type particulier de luminescence est caractéristique des ciments radiaxiaux (Lohmann & Meyers, 1977 p. 1085; Kerans & coll., 1986 p. 366). Il s'agit de la "1^e phase de cimentation".

Ensuite, la "calcite granulaire" correspond à trois types de ciments en cathodoluminescence:

- surmontant directement la calcite radiaxiale, on observe **de petits cristaux automorphes non luminescents à terminaison scalénoédrique**. Leur dimension varie de 50 μm à 3 mm; il s'agit de la "2^e phase de cimentation" (pl. V, photos 2, 4, 6 et 8);

- en croissance syntaxique avec ces cristaux non luminescents, on observe **une bordure à vive luminescence orangée, souvent zonaire** avec une alternance de bandes luminescentes et de bandes non-luminescentes. Les transitions entre bandes sont nettes; il s'agit de la "3^e phase de cimentation" (pl. V, photos 2, 4, 6, 8);

- enfin, la cavité est comblée par **une calcite xénomorphe à luminescence orangée terne** ("dull"). On y observe quelquefois une zonation mal définie en grandes plages; il s'agit de la "4^e phase de cimentation" (pl. V, photos 2, 4, 6, 8); qui tend parfois à remplacer les 2^e et 3^e phases (pl. V, photo 6);

- la **dolomite baroque** apparaît dans de nombreuses *fenestras*. Dans chaque cristal, les

plages pauvres en oxydes de fer démixés ne luminescent pas, tandis que les zones riches en oxydes de fer sont luminescentes en rouge-orange vif. On y observe parfois un zonage grossier; il s'agit de la "5^e phase de cimentation" (pl. V, photo 6);

- dans certains monticules micritiques, on observe sporadiquement et principalement dans les *fenestras*, des cristaux de quartz bipyramidés non luminescents de quelques centaines de microns. Ces cristaux recoupent tous les ciments carbonatés dont ils contiennent de nombreuses inclusions (pl. V, photo 6). Cette phase accessoire de silicification est comparable au "quartz II" de Mountjoy & Krebs (1983) des bioconstructions du Dévonien de l'Allemagne.

Cette séquence de cimentation est la séquence la plus complète observée dans les monticules micritiques. Dans les "petites" *fenestras*, dans les spicules d'Eponges et dans les coquilles et bioclastes aragonitiques, on observe une séquence réduite aux termes suivants: calcite automorphe non luminescente (1^e phase) - calcite syntaxique luminescente plus ou moins zonée (3^e phase) - calcite sparitique xénomorphe à luminescence terne (4^e phase) - éventuellement dolomite ferrière (5^e phase).

Cette séquence amputée de la 1^e phase est également caractéristique de la calcite syntaxique qui cristallise autour des plaques et ossicules de Crinoïdes dans les grainstones à Crinoïdes des monticules du type "les Wayons-Hautmont". La figure XII.5 présente de manière synthétique la succession des ciments dans un *Stromatactis* et un spicule d'Eponge.

Dès que l'on s'éloigne des monticules, en milieu péri-biohermal et extra-biohermal, les fractures et *fenestras* ne contiennent plus que de la calcite sparitique xénomorphe non luminescente (4^e phase), parfois suivie de dolomite ferrière. Ceci est clairement visible, par exemple dans le cas des échantillons BL 9, 11 et 13 (fig. XII.13) prélevés latéralement à intervalles de 7 m au sein d'un même banc (Boulvain, 1989 b p. 145).

Les relations temporelles entre les ciments, déduites de leurs relations géomé-

triques au sein des *fenestras*, sont confirmées par l'étude des fractures:

- les fractures contenant du ciment radiaxial ("1") sont très rares. Elles sont recoupées par les "joints argileux" et par tous les autres types de fractures décrits ci-dessous;

- les fractures contenant les ciments "2" et "3" sont également rares. Elles recoupent les fractures contenant du ciment radiaxial et sont recoupées par les autres types de fractures décrits ci-dessous;

- les fractures contenant le ciment "4" sont extrêmement fréquentes; elles recoupent les fractures contenant les ciments "1", "2" et "3" et sont recoupées par les "joints argileux" (fig. XII.3) ou recoupent ceux-ci. Dans les *fenestras*, ces fractures recoupent les ciments "1", "2" et "3" (pl. V, photos 7 & 8) et sont en continuité avec le ciment "4" qu'elles semblent nourrir. Le ciment radiaxial (1^e phase) est fréquemment parcouru de fines fractures contenant le ciment "4";

- les fractures contenant de la dolomite ferrière, fréquentes, recoupent tous les types de fractures précédemment décrits et recoupent également les "joints argileux" (fig. XII.6, 7 & 8);

- un dernier type de fractures, rare, recoupant tous les types de fractures précédents, contient une sparite granulaire non luminescente. Cette phase n'a pu être mise en évidence dans les *fenestras*.

Ces observations permettent également de mettre en lumière une propriété très importante des monticules micritiques: la plupart (si pas la totalité) des "joints argileux", postérieurs à plusieurs types de fractures ne sont pas d'origine sédimentaire mais bien diagénétique. Il s'agit de "joints" de pression-dissolution (Wanless, 1979), abondants surtout dans les calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3) et les calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes (S4), c'est-à-dire les faciès les plus riches en argiles.

Si l'on compare maintenant plus en détail les différentes étapes de la cimentation entre les différents biohermes étudiés (figures XII.9, 10, 11, 12 & 13), on constate que l'importance de la 3^e phase varie de bioherme à bioherme, mais semble caractéristique de chaque édifice en particulier (comparer par

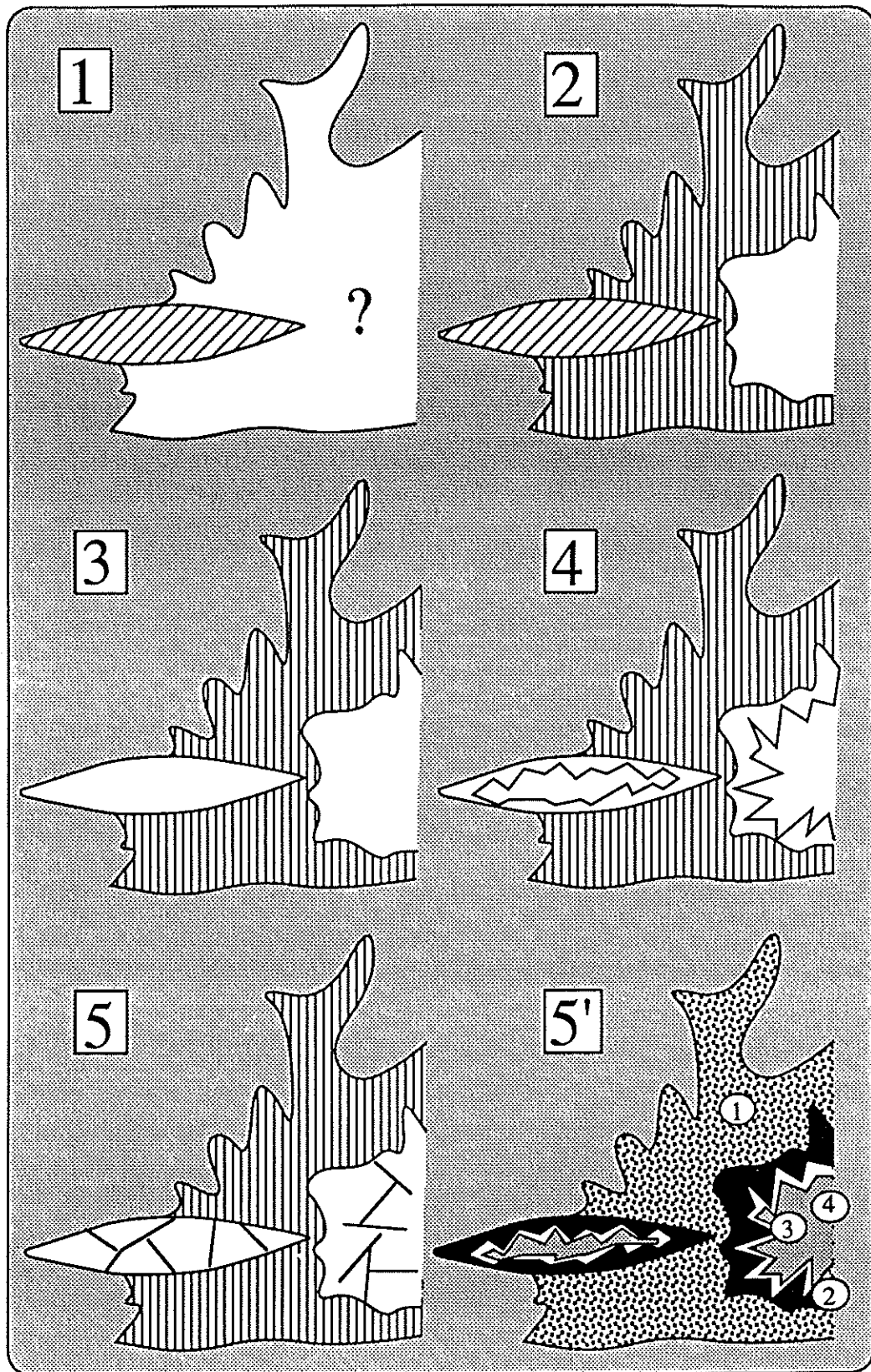


Figure XII.5: séquence diagénétique-type dans un *Stromatolite* et dans un spicule d'Eponge. 1, 2, 3, 4, 5: lumière naturelle; 6: même stade que 5, mais en cathodoluminescence. En pointillé: matrice; hachures verticales: calcite radiale; hachures obliques: silice; 1-2-3-4 cerclés: phases de cimentation.

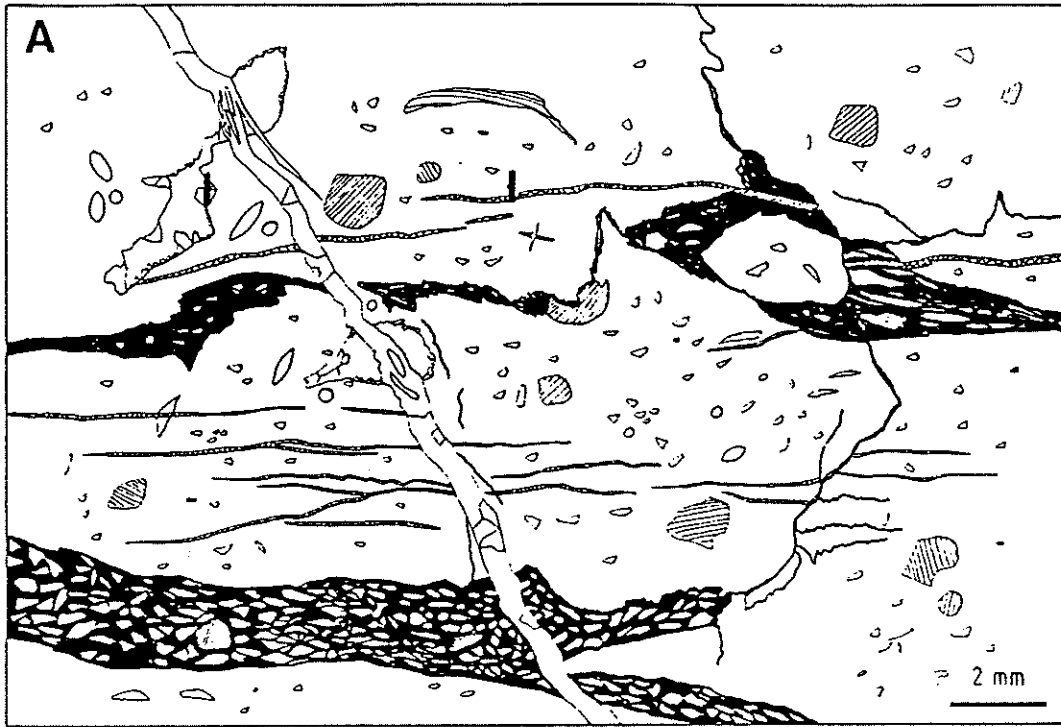
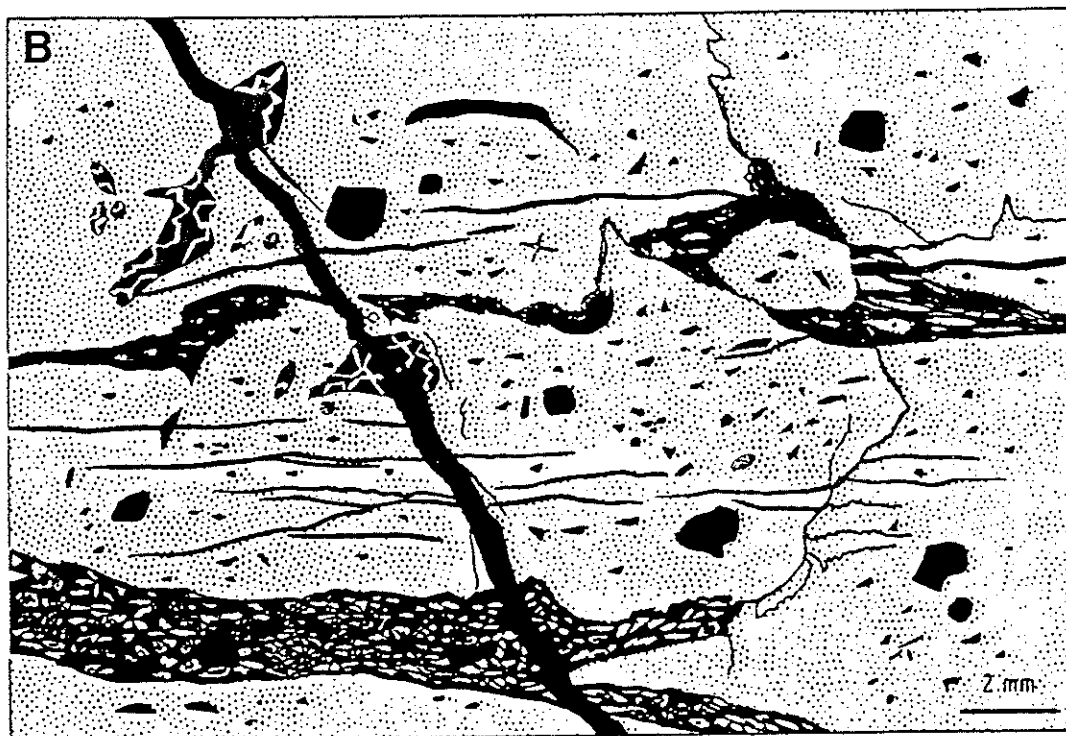


Figure XII.6: relations géométriques entre *fenestras* (montrant les phases 2-3-4 de cimentation), "joints" argileux et fractures contenant de la dolomite ferrifère. A: lumière naturelle; B: cathodoluminescence. Lame PM 22, Petit-Mont.



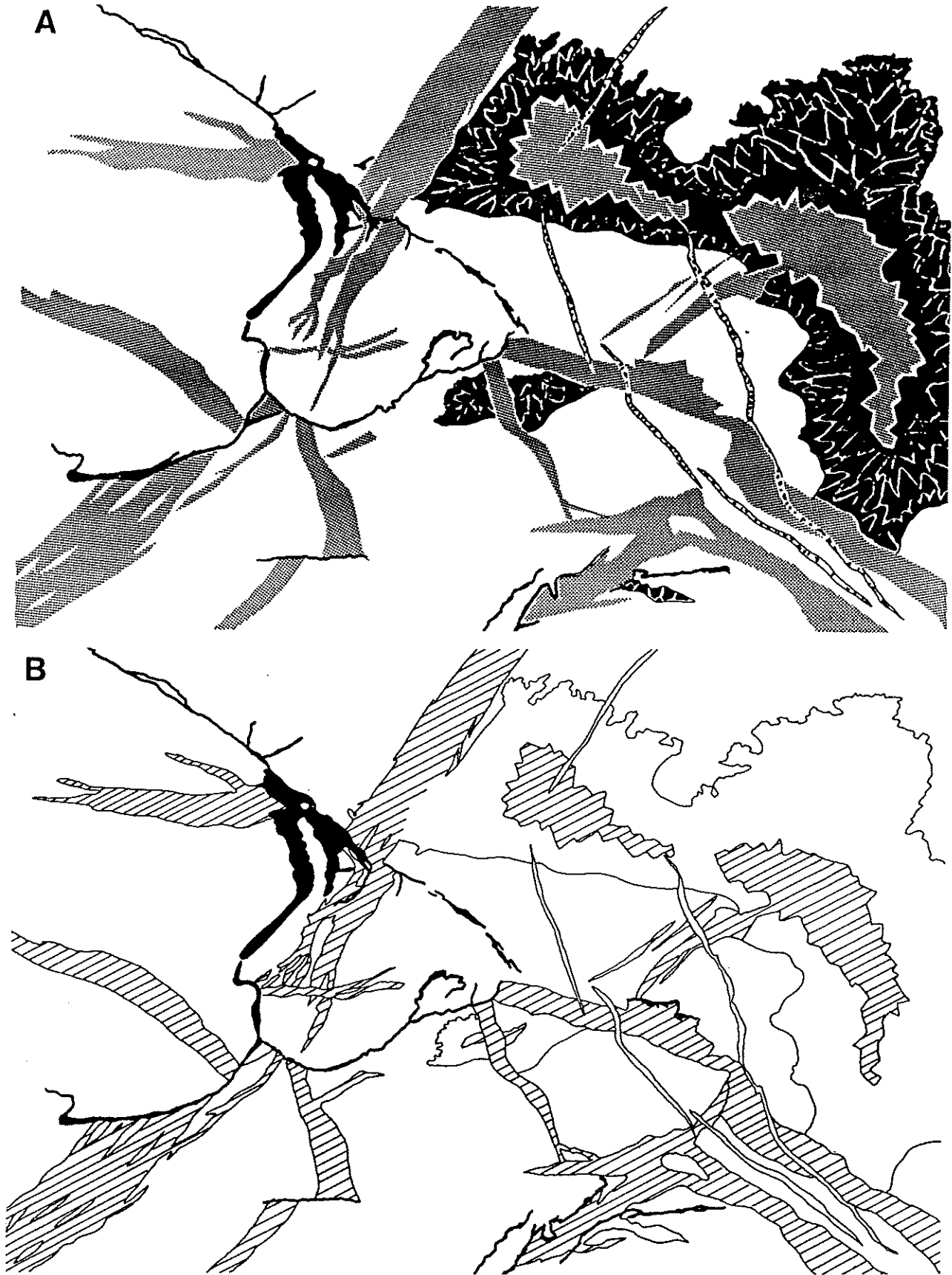


Figure XII.7: relations géométriques entre un *Stromatactis*, des fractures et des "joints" argileux. A: cathodoluminescence: le *Stromatactis* contient les 4 premières phases de cimentation, tandis que les fractures les plus développées ne contiennent que la 4^e phase. Des fractures tardives recoupent le tout; pour les ciments, les teintes de luminescence sont: noir: luminescence nulle; blanc: luminescence orangée forte; pointillé: luminescence orangée terne. B: coloration de Dickson, lumière naturelle: en blanc: micrite et calcite non ferrifère; en hachures obliques: calcite ferrifère. même lame que fig. XII.3.

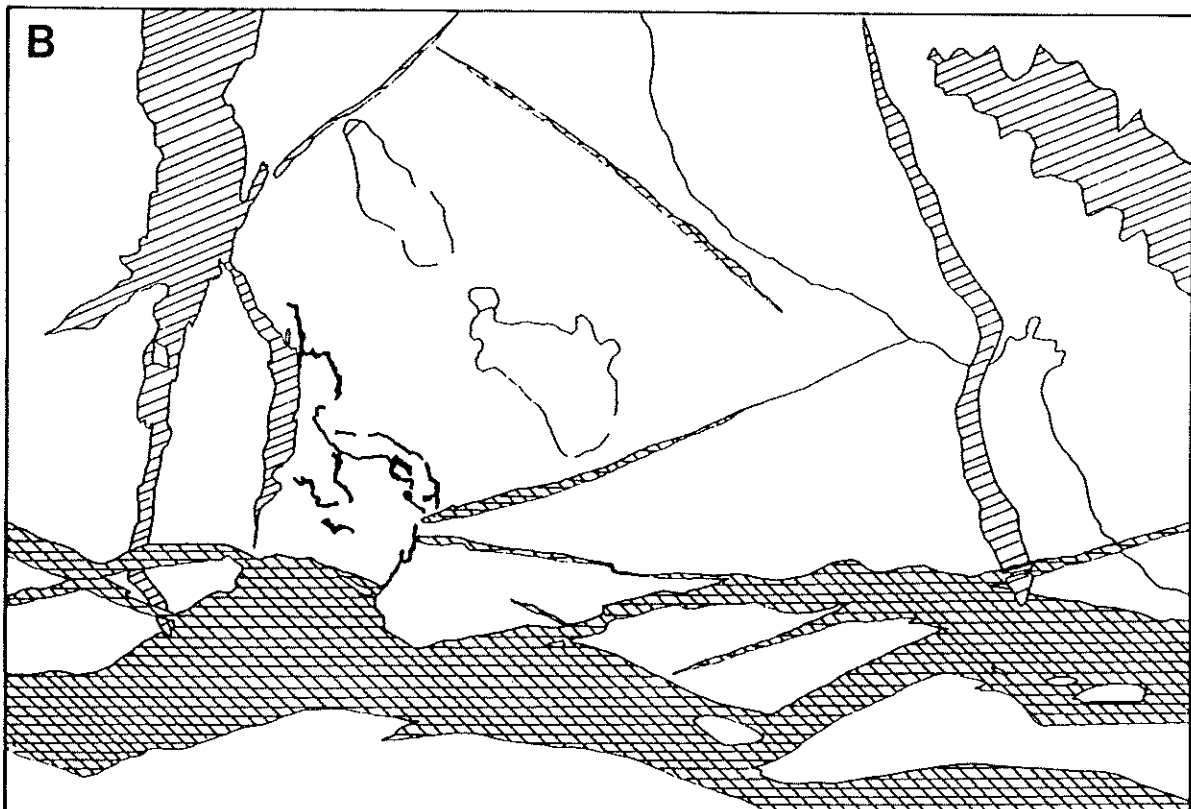
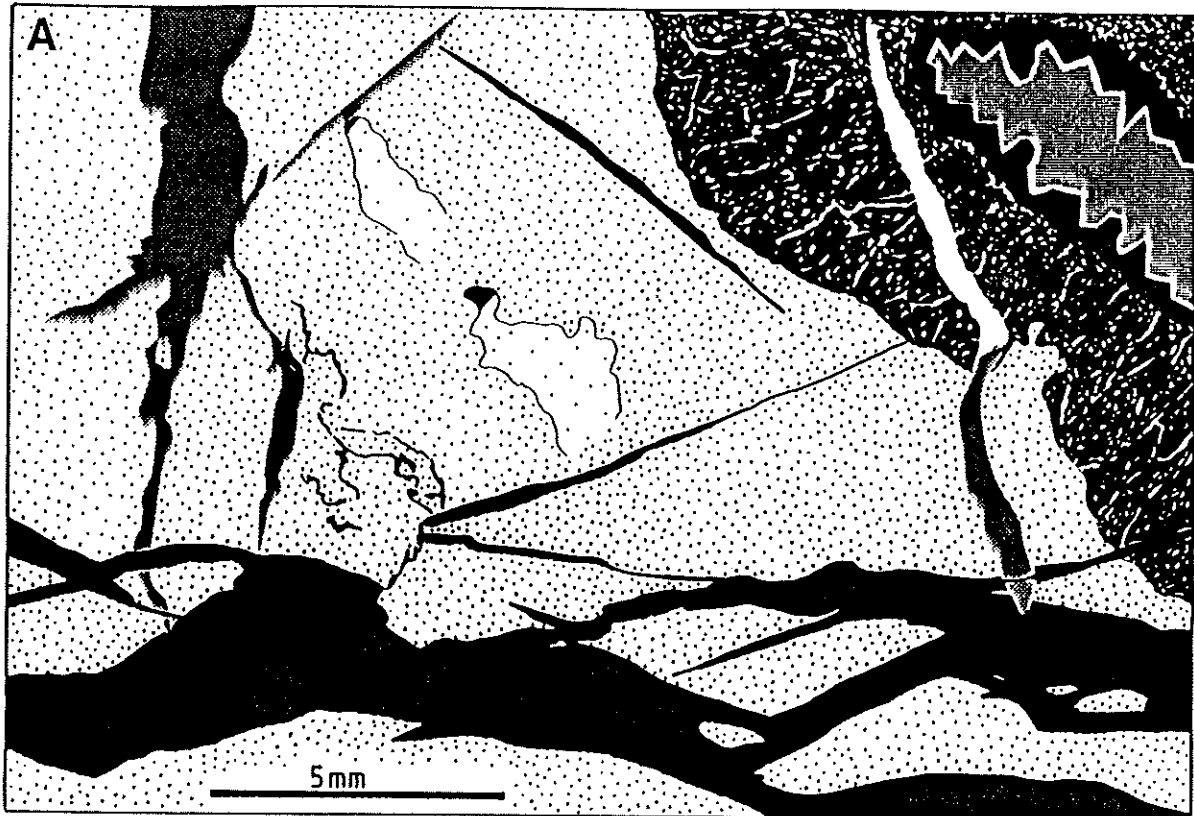


Figure XII.8: relations géométriques entre un *Stromatactis* et deux types de fractures. A: cathodoluminescence: le *Stromatactis* contient les 4 premières phases de cimentation; les fractures les plus anciennes contiennent la 4^e phase et sont recoupées par des fractures contenant de la dolomite ferrifère à luminescence nulle; pour les ciments, les teintes de luminescence sont: noir: luminescence nulle; blanc: luminescence orangée forte; pointillé: luminescence orangée terne. B: coloration de Dickson, lumière naturelle: en blanc: micrite et calcite non ferrifère; en hachures obliques: calcite ferrifère; en hachures croisées: dolomite ferrifère. lame HM7, coupe A de Hautmont.

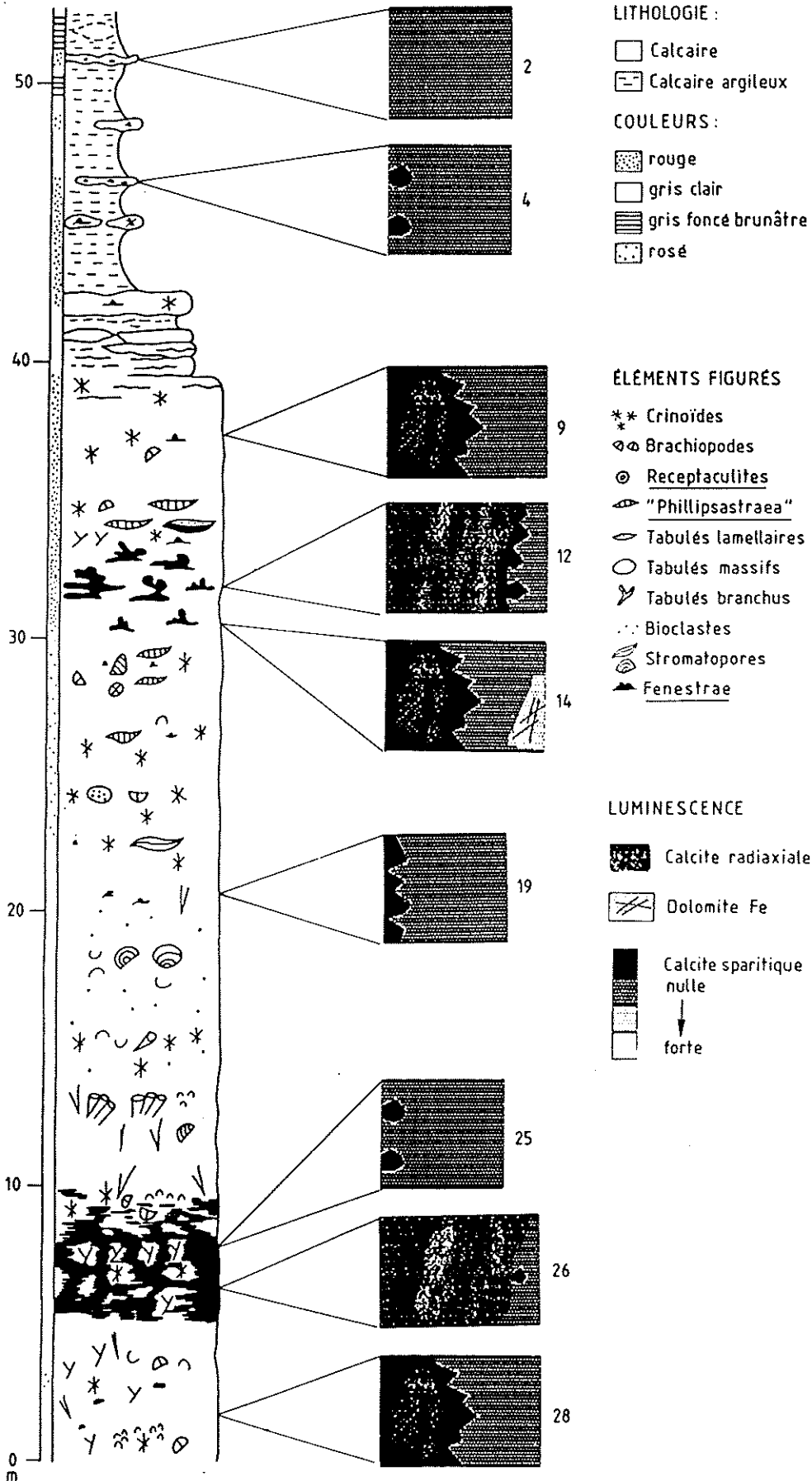


Figure XII.9: colonne lithologique de la coupe D du bioherme de Hautmont et cathodoluminescence des ciments des cavités (cf. légende). Par convention, le centre des cavités est situé vers la droite de chaque rectangle.

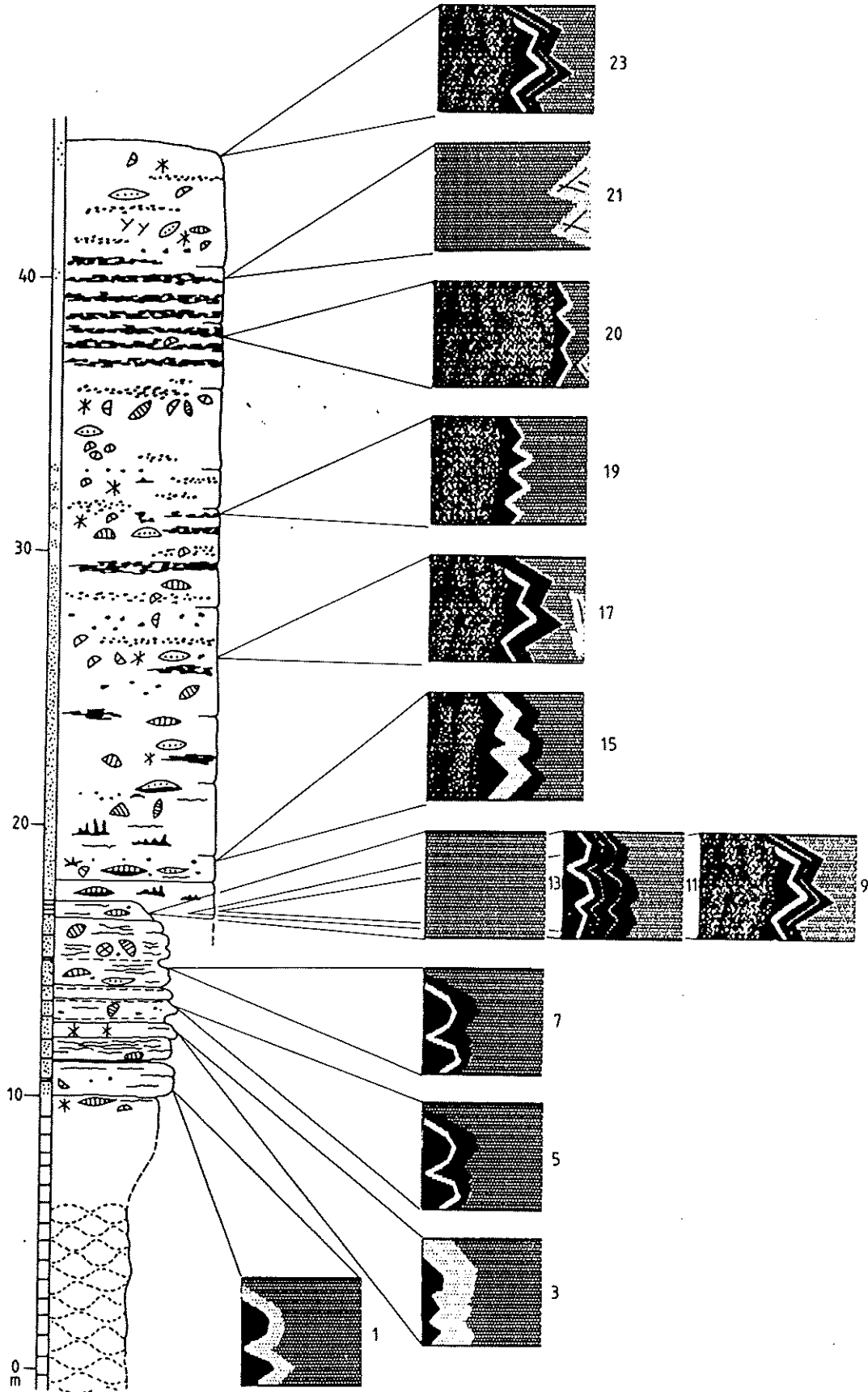


Figure XII.10: colonne lithologique de la coupe A du bioherme des Bulants et cathodoluminescence des ciments des cavités.

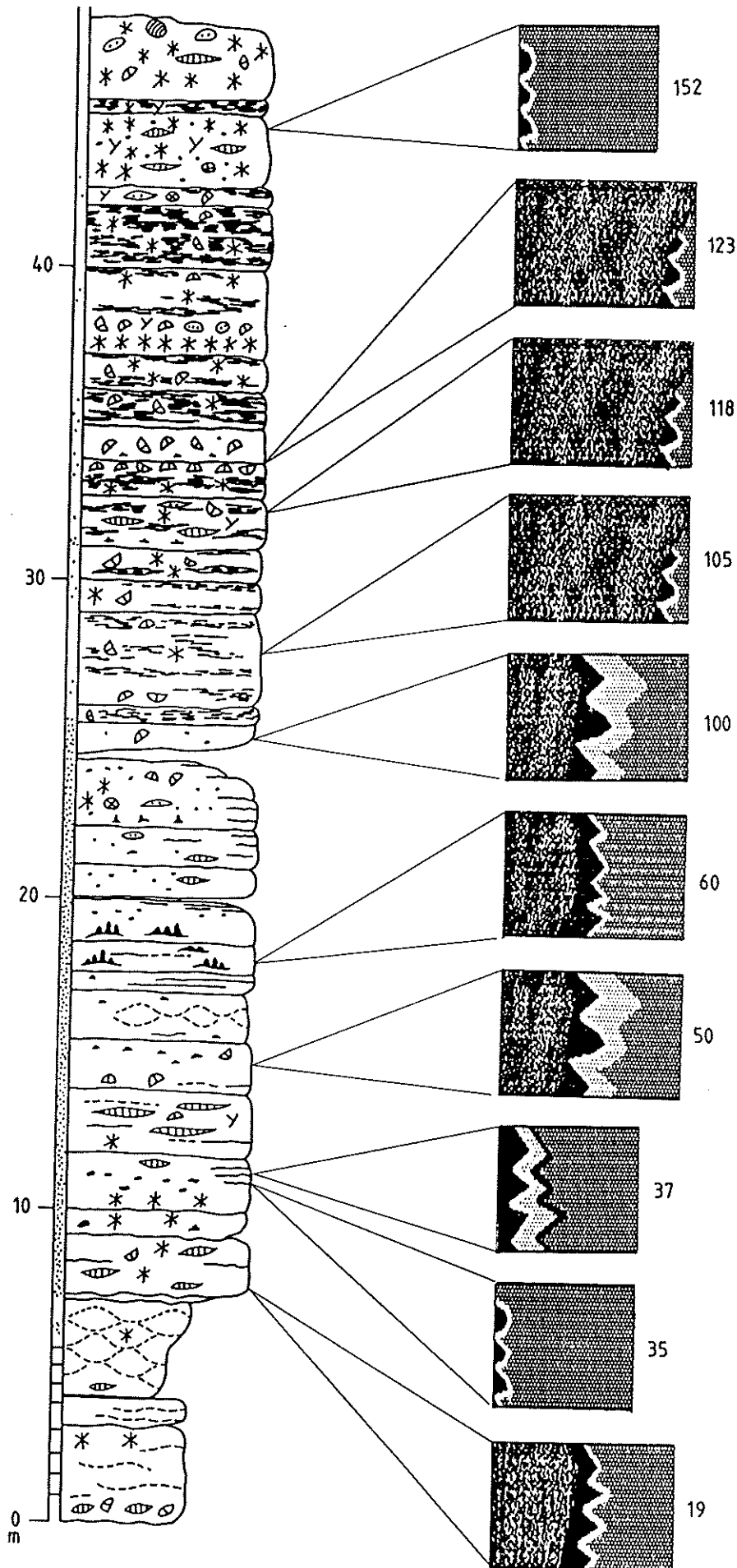


Figure XII.11: colonne lithologique de la coupe A du bioherme de Petit-Mont et cathodoluminescence des ciments des cavités.

↓ Figure XII.12: colonne lithologique du bioherme de Tiène à l'Gatte et cathodoluminescence des ciments des cavités.

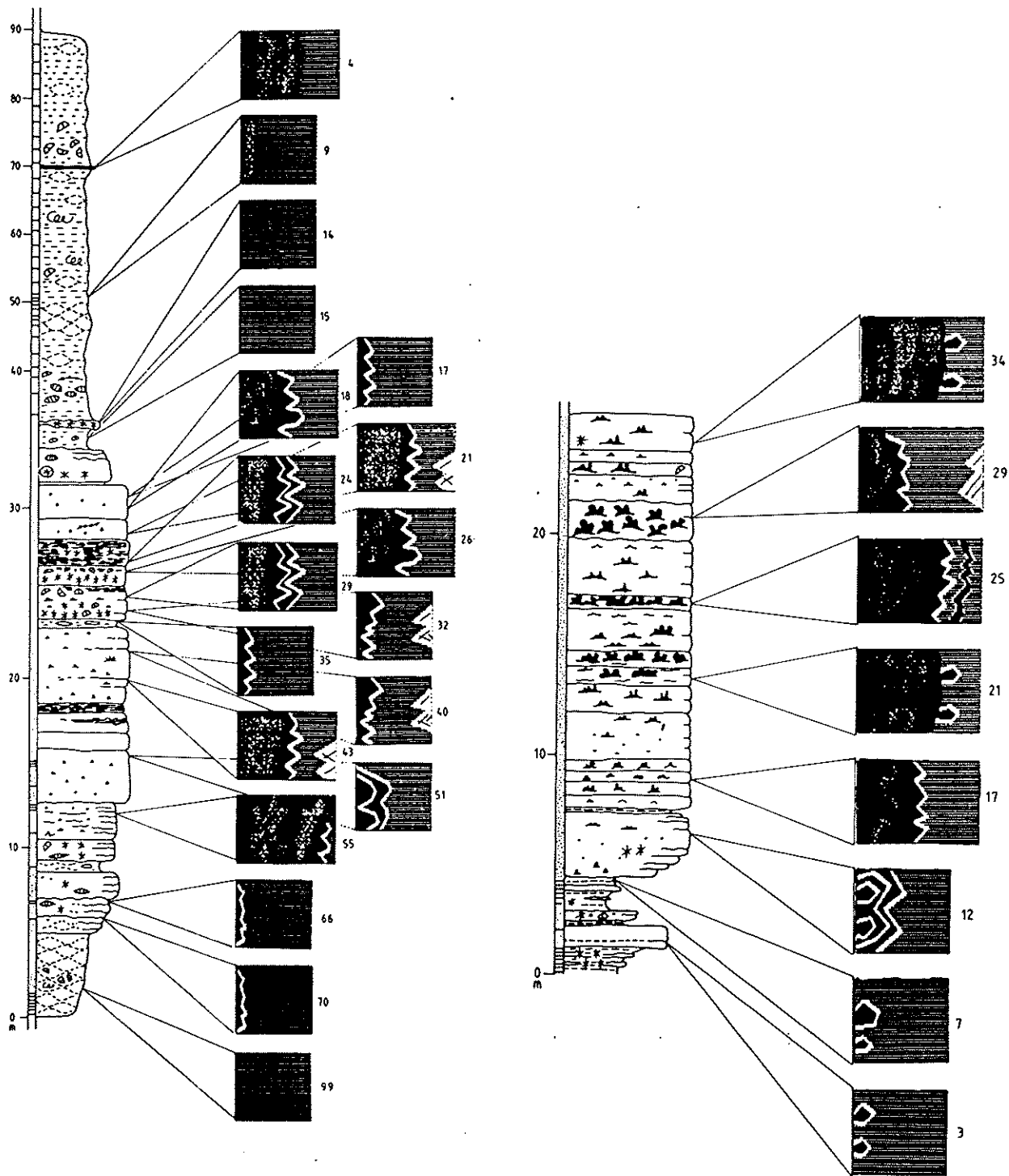


Figure XII.13: colonne lithologique du bioherme de Fort-Condé et cathodoluminescence des ciments des cavités.

exemple Hautmont, où cette phase ne forme qu'une fine bordure autour des cristaux non luminescents avec les Bulants, où la 3^e phase est mieux développée, avec un zonage complexe). Le zonage de la 3^e phase varie par contre de cavité à cavité (voire même au sein d'une même cavité) et ne reflète que des phénomènes ponctuels de décalage entre début ou fin de la croissance des cristaux individuels.

3. La séquence diagénétique dans la coupe du chemin d'accès au "Lion"

Tous les biohermes du bord sud du Synclinorium de Dinant (Saint-Rémy, Tiers Cocrai et Mariembourg) ont une séquence diagénétique identique à celle des biohermes du Massif de Philippeville. Une étude systématique en cathodoluminescence de la coupe du chemin d'accès à la carrière du "Lion" a montré que la séquence caractéristique des ciments "2"- "3"- "4" n'apparaît que dans les échantillons LI 29 et 34 (fig. IV.36), correspondant à l'extension horizontale maximale du petit bioherme de "marbre rouge" qui surmonte le monticule du "Lion". Dans les autres *fenestras*, on ne retrouve que la calcite xénomorphe à luminescence terne ("4"), éventuellement accompagnée de dolomite ferrifère ("5"). Un échantillon (LI 19, fig. XII.14) montre, en lumière naturelle, des reliques? de cristaux en lames, actuellement constitués de dolomite ferrifère.

4. La séquence diagénétique dans les zones internes de la rampe

Les grainstones et les *fenestras* des calcaires de la Formation d'Aisemont montrent un ciment sparitique sans inclusions, grossièrement équi-granulaire et des rhomboédres de quelques dizaines de microns à quelques millimètres de dolomite ferrifère baroque. Cette dolomite est particulièrement abondante dans les calcaires et dolomies à oncolithes, Coraux, Lamellibranches, Brachiopodes, Stromatopores (N3) du sommet de la Formation. Elle affecte sélectivement, lorsqu'elle est moyennement abondante, les oncolithes et péloïdes des grainstones (fig. XII.15).

En cathodoluminescence, on observe la séquence suivante:

- une calcite xénomorphe non luminescente; les premiers cristaux, croissant sur les

épontes des cavités ou en bordure des éléments figurés montrent un habitus de croissance en lames de quelques dizaines à quelques centaines de microns orientées perpendiculairement au substrat. Cette calcite constitue la plus grande partie du ciment non dolomitique;

- quelques fissures emplies d'une calcite xénomorphe à luminescence orangée terne, très semblable à la "4^e phase" des monticules micritiques. Ce ciment se retrouve également dans les grainstones à oncolithes et péloïdes sous la forme d'une fine bordure de quelques dizaines de microns autour des oncolithes. Les fissures recoupent le ciment non luminescent;

- des rhomboédres de dolomite ferrifère baroque recoupant les fissures décrites ci-dessus. Cette dolomite possède une vive luminescence orangée associée à d'importantes démixions d'oxydes de fer. Dans les zones où elle ne présente pas de démixions, sa luminescence est nulle à très faiblement orangée. Ces deux types de luminescence peuvent s'observer dans une même lame mince (fig. XII.16).

La figure XII.17 compare schématiquement les séquences diagénétiques des grandes *fenestras* (séquence "1"- "2"- "3"- "4"- "5") et des petites *fenestras* (séquence "2"- "3"- "4"- "5") des monticules micritiques avec les séquences en milieu extra-biohermal (séquence "4"- "5") et dans les zones plus internes de la rampe.

III. GEOCHIMIE

1. Colorations de surface

Quelques lames minces étudiées en cathodoluminescence ont été colorées au moyen de la solution de Dickson (1966) afin de différencier qualitativement calcite, calcite ferrifère, dolomite et dolomite ferrifère.

Les résultats sont les suivants: la calcite radiaxiale (1^e phase) et les calcites granulaires automorphes (2^e phase et 3^e phase) sont non ferrifères alors que la calcite granulaire xénomorphe à luminescence terne est ferrifère. Pour les échantillons du bord nord du Synclinorium de Dinant et du Synclinorium de Namur, on observe que la calcite xénomorphe non luminescente qui forme l'essentiel du ciment est non ferrifère, tandis que la do

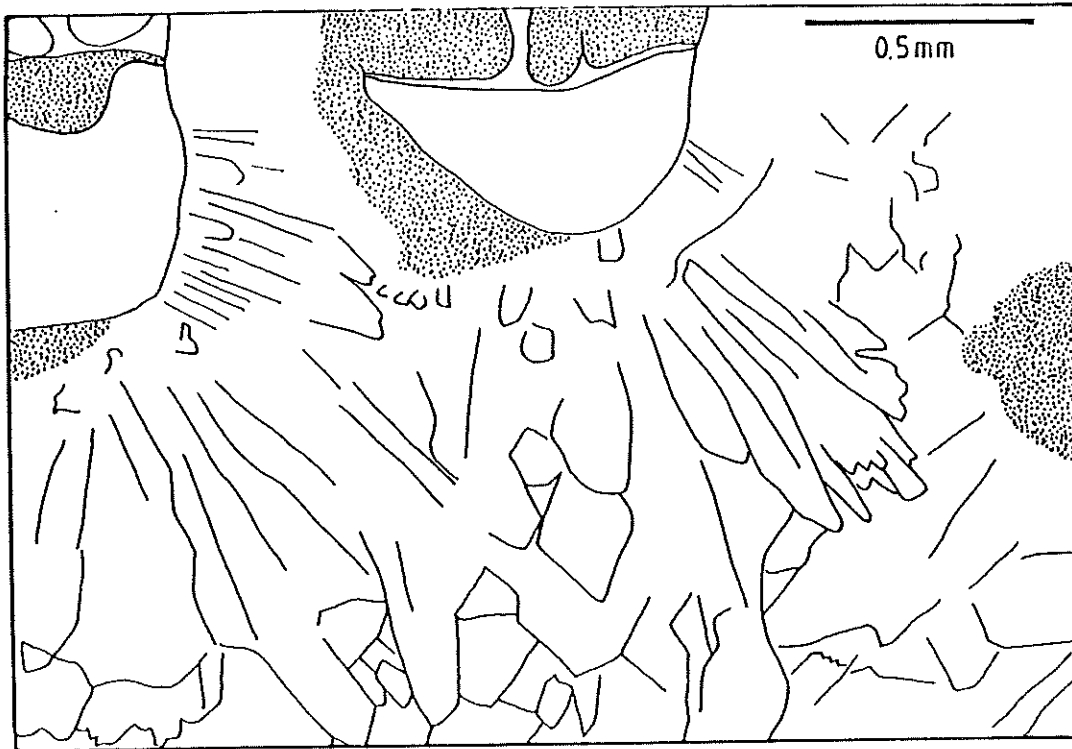


Figure XII.14: reliques de cristaux fibreux et en lames autour de Fénestelles. Actuellement, il s'agit de dolomite ferrifère. Lame LI 19, coupe du chemin d'accès à la carrière du Lion.

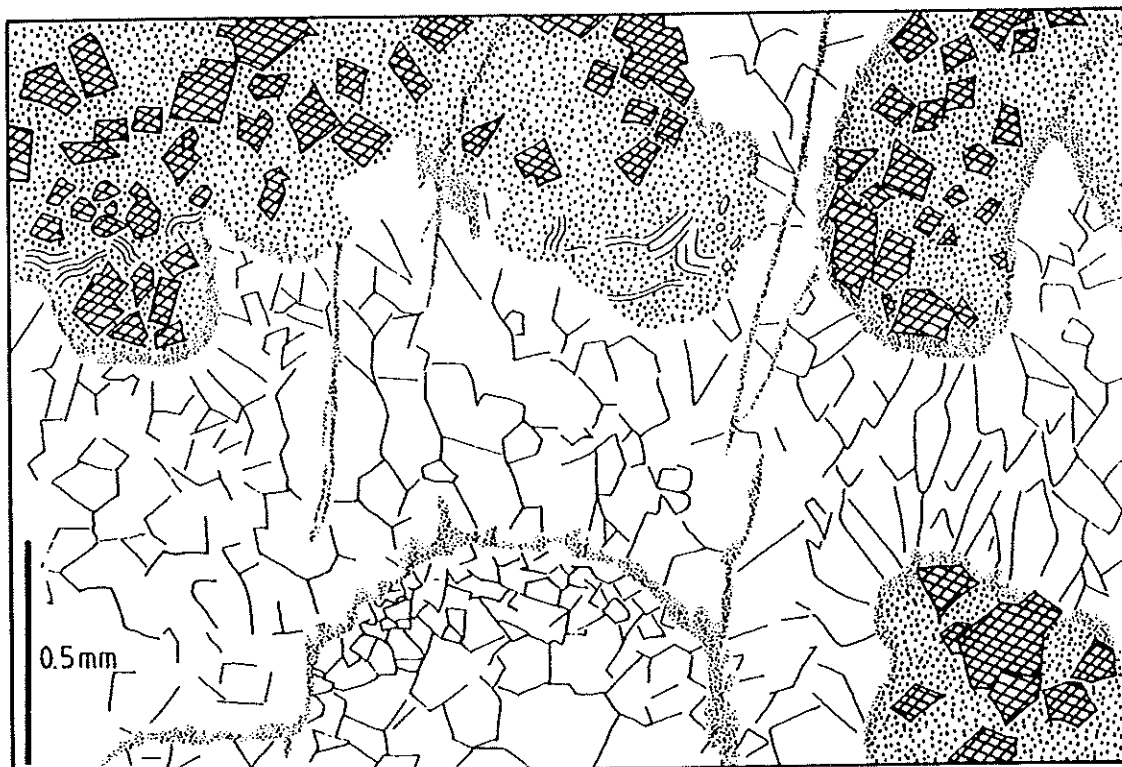


Figure XII.15: Répartition de la dolomite ferrifère dans un grainstone à oncoïdes de la formation d'Aisemont. Lumière naturelle, coloration de Dickson; la dolomite (hachures croisées) est concentrée dans les oncoïdes (pointillé grossier). Autour des oncoïdes, on observe une auréole de calcite ferrifère (pointillé fin), que l'on retrouve aussi dans les fissures au sein de la calcite non ferrifère (en blanc). Lame LU 28, Lustin.

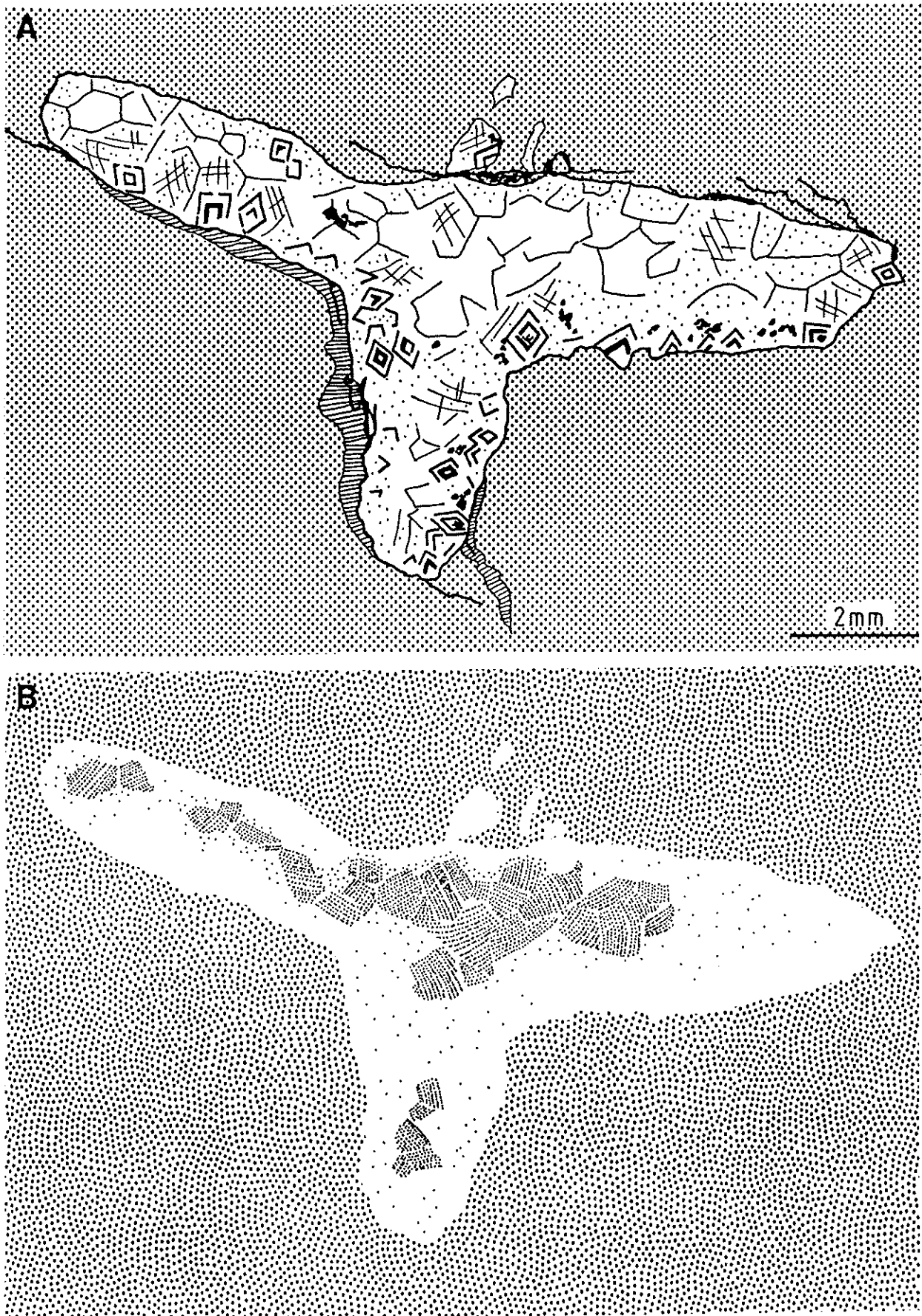


Figure XII.16: *fenestra* à ciment de dolomite ferrifère. A: lumière naturelle; B: cathodoluminescence. Observer la luminescence plus forte des zones riches en oxydes de fer (noir, en A) par rapport à la luminescence plus faible des zones sans démixions. Remarquer également la luminescence identique de la fissure à sparite ferrifère "feuilletée", à gauche de la *fenestra*, et de la matrice (en pointillé). Lame AI 5, Aisemont.

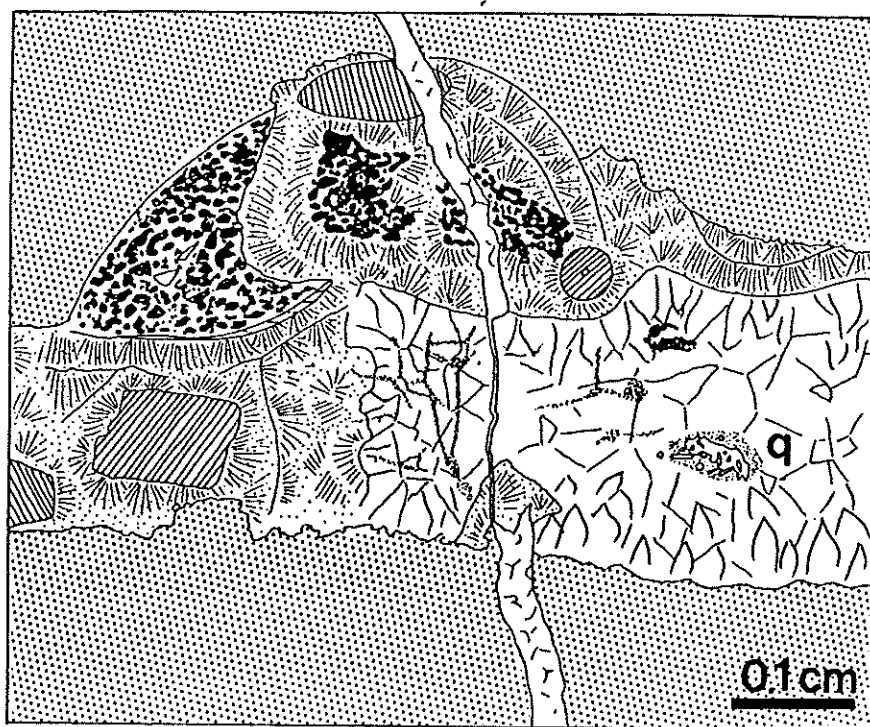


Figure XII.2: répartition des inclusions dans une *fenestra* à ciment fibreux et "en lames". Les nombreuses inclusions dans la sparite fibreuse à gauche et au-dessus de la *fenestra* passent dans la sparite en lames à des "rubans" réticulés d'impuretés. "q": quartz; en hachures obliques: Crinoïdes; en noir: hématite; en pointillés: matrice. Lame TP 97, Tapoumont, coupe A.

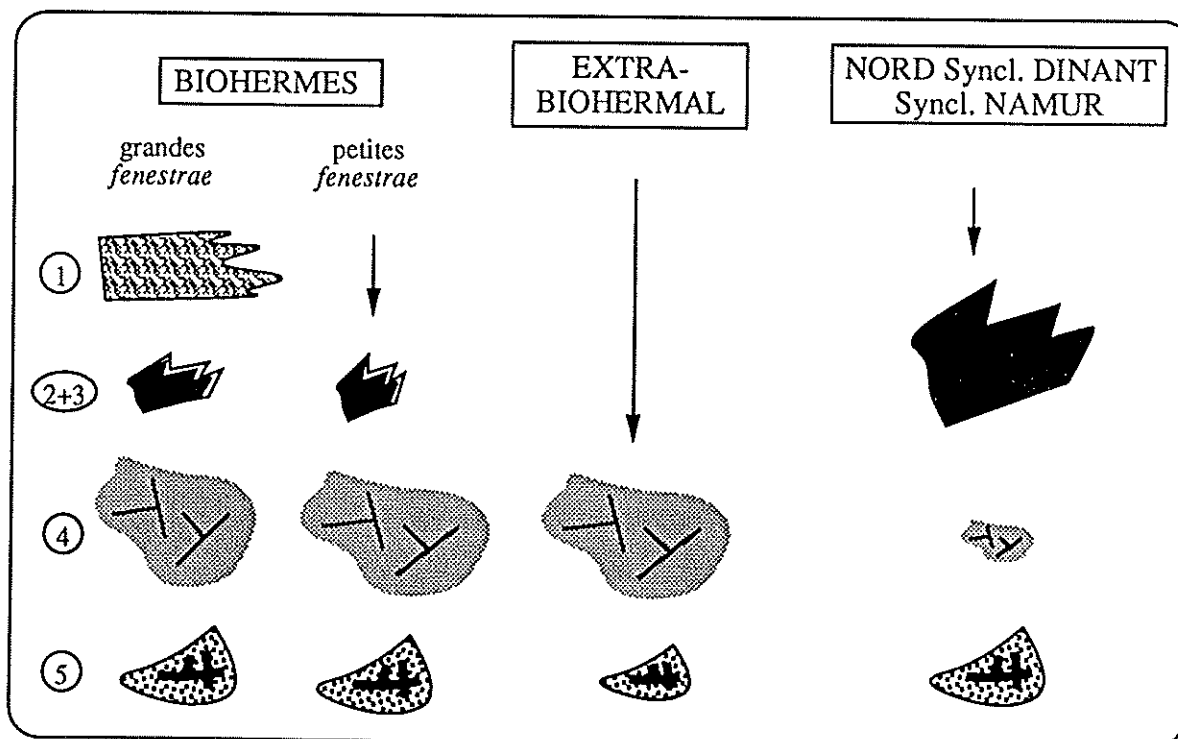


Figure XII.17: schéma synthétique des séquences diagénétiques-types suivant la nature du corps sédimentaire. 1, 2+3, 4 et 5: phases de cimentation. La taille des figurés des ciments est grossièrement proportionnelle à leur importance volumétrique.

lomite et les quelques fissures qui parcourent la roche sont ferrifères (figures XII.7 & 8).

2. Analyses à la microsonde

L'analyse chimique des différents ciments mis en évidence en cathodoluminescence a été effectuée sur lame mince polie à la microsonde Camebax du C.A.M.S.T. Les résultats sont présentés aux tableaux XII.1 et XII.2.

Le tableau XII.2 présente, outre des analyses des ciments des monticules micritiques, quelques analyses effectuées sur la microsparite de calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes et des analyses de la calcite sparitique et de la dolomite ferrifère de l'échantillon LU 28 de Lustin.

J'ai également représenté graphiquement (fig. XII.18) le résultat des analyses des ciments calcitiques granulaires (2^e, 3^e et 4^e phase) en fonction de leur teneur en MnO et FeO, activateur et inhibiteur principaux de la luminescence de la calcite.

On remarque d'emblée que toutes les calcites analysées sont des LMC (Low Magnesian Calcite), avec des teneurs en MgO ne dépassant pas 1,2%. Même les ciments fibreux et en lame sont relativement pauvres en MgO. Comparons avec les valeurs généralement admises: entre 1 et 1,5% MgO pour la LMC et 6 à 8% pour la HMC (High Magnesian Calcite) (Bathurst, 1971 p. 235); 7% MgO pour des HMC de Mururoa (Archipel des Tuamotu, Pacifique Sud; Aissaoui & Purser, 1985 p. 258). Ces valeurs pour la calcite radiaxiale correspondent aux données de la littérature: Saller (1986 p. 747) cite 1,5% MgO pour des calcites radiaxiales miocènes et Carpenter & Lohmann (1989 p. 799) obtiennent 1,4% MgO pour des calcites radiaxiales frasniennes.

On peut également conclure, au vu des faibles variations de teneur en MgO pour des calcites à forte variation de luminescence, que le magnésium ne semble pas avoir de rôle important d'activation ou d'inhibition de la cathodoluminescence.

L'examen des teneurs en manganèse et fer des différents ciments est extrêmement intéressant. On peut constater (fig. XII.18, tableaux XII.1 & 2) combien l'individualité des

2^e, 3^e et 4^e phases est marquée: la calcite automorphe non luminescente (2^e phase) et la calcite radiaxiale (1^e phase) montrent des teneurs en manganèse et fer sous la limite de détection; la bordure luminescente des cristaux automorphes (3^e phase) est riche en manganèse et pauvre en fer (avec une forte dispersion des teneurs en manganèse) et la calcite xénomorphe à luminescence terne (4^e phase) est riche en fer et contient un peu de manganèse. Une corrélation assez nette ($R=0,77$) existe entre les teneurs en manganèse et fer pour la 4^e phase (fig. XII.19). Ces résultats seront interprétés en "D" ci-dessous.

Les teneurs en strontium sont supérieures à la limite de détection pour la calcite automorphe non luminescente (2^e phase) et pour la calcite xénomorphe à luminescence terne (4^e phase). Comparons ces teneurs avec quelques données de la littérature: Grover & Read (1983 p. 282) donnent 0,04% SrO pour des calcites non luminescentes ordoviciennes; Saller (1986 p. 747) obtient 0,03% SrO pour des calcites radiaxiales miocènes. Les aragonites et aragonites anciennes sont en général plus riches en strontium: Bathurst (1971 p. 241) cite un maximum de 2,7% SrO pour l'aragonite; Aissaoui & Purser (1985) indiquent 1% de SrO pour des aragonites de Mururoa; Frisia-Bruni & coll. (1989 p. 692) rapportent des teneurs de 0,1% SrO pour des ciments triassiques interprétés comme d'anciennes aragonites. En conclusion, on peut dire que les teneurs en strontium des ciments "2" et "4" frasniens sont faibles par rapport aux aragonites, mais relativement élevées par rapport aux LMC.

En ce qui concerne la dolomite ferrifère, les échantillons provenant des monticules sont beaucoup plus riches en fer que les échantillons provenant de Lustin. Le contenu en magnésium des dolomites de Lustin est par contre plus élevé que celui des dolomites des monticules, de même que la teneur en manganèse. Ces teneurs sont comparables aux données de la littérature pour des dolomites ferrifères baroques (Radke & Mathis, 1980; Woronick & Land, 1985; Taylor & Sibley, 1986 par exemple).

	FeO (%)		MnO (%)		MgO (%)		CaO (%)		nombre d'analyses
	moy.	var.	moy.	var.	moy.	var.	moy.	var.	
calcite "2"	n.d.		n.d.		0,8	0,1	99,2	0,3	10
calcite "3"	n.d.		1,2	0,3	0,8	0,03	98	0,6	16
calcite "4"	1	0,01	0,2	0,02	0,8	0,1	98	1,1	13
dolomite	16	2	0,2	0,01	31	2,4	52,5	0,2	10

n.d. = non détecté.

Limites de détection (degré de confiance= 2σ): Fe= 0,07%; Mn= 0,05%

Tableau XII.1: analyses à la microsonde (effectuées au C.A.M.S.T.) des ciments des échantillons RFX 1 & 2 (Rochefontaine).

	FeO (%)		MnO (%)		MgO (%)		CaO (%)		SrO (%)		nombre d'analyses
	moy.	var.	moy.	var.	moy.	var.	moy.	var.	moy.	var.	
calcite "1"	n.d.		n.d.		1,2	0,3	98,4	0,8	n.d.		6
calcite "2"	n.d.		n.d.		1,0	0,1	98,8	0,7	0,1	0,04	5
calcite "3"	n.d.		1,5	0,5	0,8	0,1	96,8	0,5	n.d.		6
calcite "4"	1,0	0,1	0,08	0,05	1,1	0,2	97,0	0,6	0,08	0,05	5
micrite	0,8	0,2	n.d.		1,5	0,3	94,7	0,8	n.d.		6
dolomite	14,0	0,8	0,2	0,03	32,4	0,7	54,0	0,1	0,05	0,04	3
calcite LU	0,6	0,1	n.d.		1,3	0,2	98,1	0,5	0,06	0,04	6
dolom. LU	7,5	0,8	1,2	0,2	35,0	1,7	56,2	2,4	n.d.		5

n.d. = non détecté.

Limites de détection (degré de confiance= 2σ): Fe= 0,05%; Mn= 0,06%; Sr= 0,04%.

Tableau XII.2: analyses à la microsonde (effectuées au C.A.M.S.T.) des ciments et de la matrice des échantillons CR 1, CR 5 (Les Croisettes), BL 15 (Les Bulants) et LU 28 (Lustin).

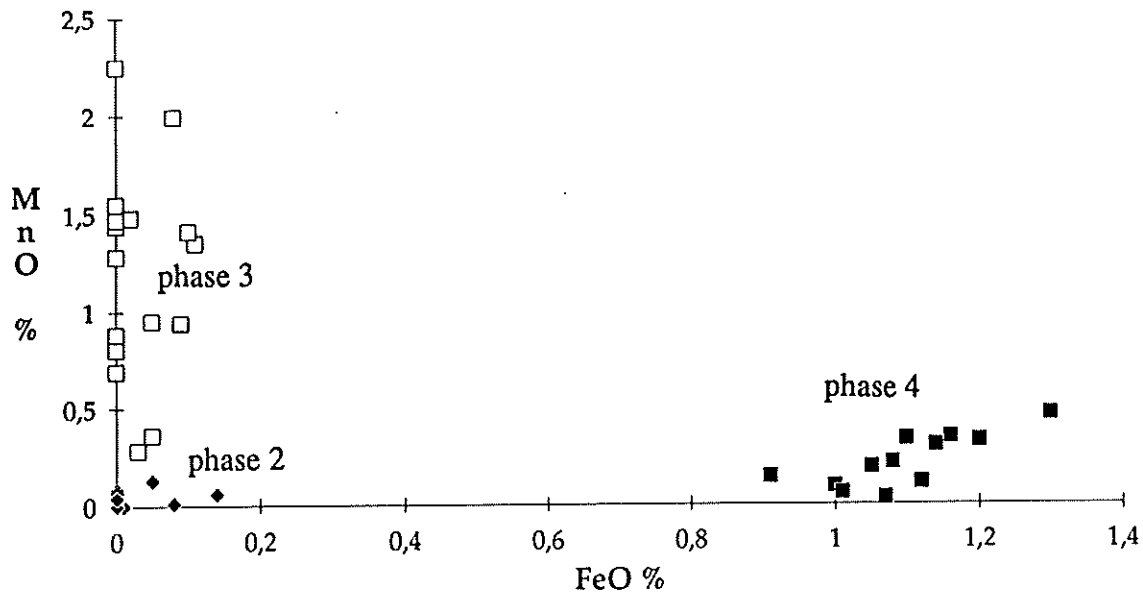


Figure XII.18: représentation graphique des teneurs en FeO et MnO des calcites granulaires de monticules micritiques (analyse microsonde).

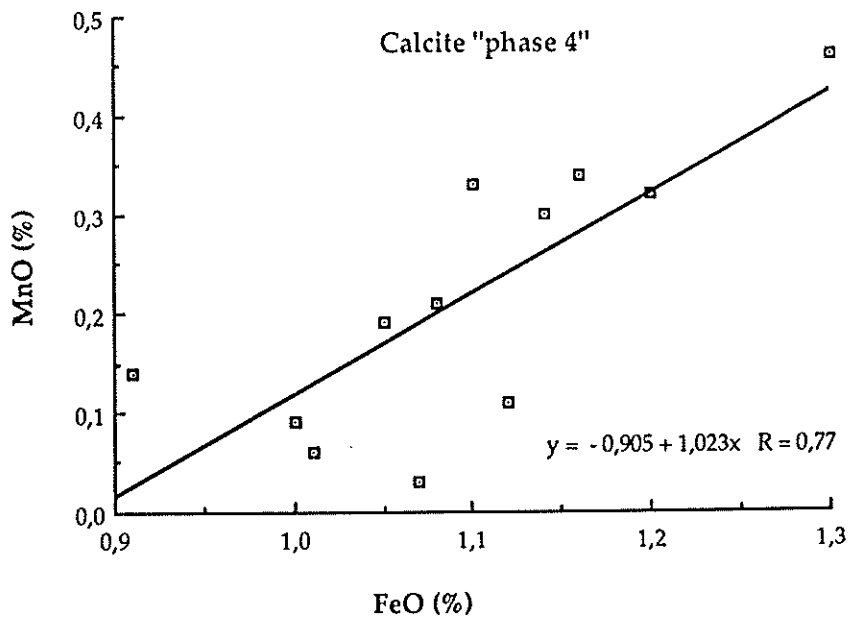


Figure XII.19: corrélation entre teneurs en FeO et MnO pour des sparites ferrifères à luminescence terne (4^e phase) des monticules. Analyses à la microsonde (effectuées au C.A.M.S.T.).

IV. GEOCHIMIE ISOTOPIQUE

1. Généralités

Les quelques éléments présentés ci-dessous ne sont qu'une introduction à la discussion et à l'interprétation des résultats. Je renvoie pour un exposé plus complet à l'article de Junge (1977) et à l'ouvrage de Moore (1989).

La connaissance de la composition en isotopes stables du carbone et de l'oxygène des ciments carbonatés permet d'accéder à deux types d'informations: la température et l'origine des fluides diagénétiques précipitant les ciments Moore, *op. cit.* p. 62-65).

Les compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène, sous forme des rapports isotopiques $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ sont exprimées en pour mille (‰) par rapport à un standard. Pour les ciments carbonatés, on utilise souvent le standard "PDB" (Pee Dee Belemnite, d'âge crétacé):

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{éch}}(\text{‰}) = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{éch}} - ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{st}})}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{st}}} \times 1000$$

La composition isotopique des fluides diagénétiques dépend fortement de leur origine et de leur histoire. Brièvement, on peut dire que:

- une eau marine d'une certaine composition isotopique en oxygène, soumise à l'évaporation, voit augmenter son $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (Moore, *op. cit.* p. 62);

- les eaux météoriques ont des $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ plus faibles que les eaux marines;

- au cours de la diagenèse, l'interaction des eaux météoriques avec des carbonates marins provoque un certain rééquilibrage isotopique de l'oxygène des fluides. Ce rééquilibrage est cependant lent suite à la disproportion entre l'oxygène d'origine météorique (abondant) et l'oxygène provenant de la dissolution des carbonates (Meyers & Lohmann, 1985 p. 233; Hurley & Lohmann, 1989 p. 141; Moore, 1989 p. 165);

- dans le cas du carbone, par contre, le rééquilibrage isotopique des fluides météoriques par rapport aux carbonates marins est relativement rapide, en raison de la faible teneur en carbone

de l'eau comparée au carbone stocké dans les carbonates (Meyers & Lohmann, *ibid.*; Prezbindowski, 1985 p. 255-256; Scherer, 1986 p. 303; Niemann & Read, 1988 p. 700; Carpenter & Lohmann, 1989 p. 803; Hurley & Lohmann, *ibid.*). Outre le carbone provenant des carbonates, à $\delta^{13}\text{C}$ positif, les fluides diagénétiques d'origine météorique peuvent contenir du carbone provenant du CO_2 produit dans les sols, caractérisé par un $\delta^{13}\text{C}$ nettement négatif (Machel, 1986 p. 344; Moore, *op. cit.* p. 164-65; Niemann & Read, *ibid.*).

Lors de l'incorporation du carbone et de l'oxygène des fluides diagénétiques dans les ciments, les deux éléments se comportent différemment. En effet:

- la composition isotopique de l'oxygène d'un ciment est liée à la composition isotopique du fluide diagénétique précipitant le ciment et à la température. Toute augmentation de température se traduit par une diminution du $\delta^{18}\text{O}$. Les deux variables sont mutuellement dépendantes et pour exprimer l'une en fonction de l'autre, des données extérieures sur l'une des deux variables sont nécessaires (Dickson & Coleman, 1980 p. 116; Moore, *op. cit.* p. 64);

- la composition isotopique du carbone d'un ciment est uniquement liée à la composition isotopique du fluide diagénétique précipitant le ciment (Moore, *op. cit.* p. 65).

2. Résultats analytiques

Des analyses isotopiques(4) du carbone et de l'oxygène ont été réalisées par E. Keppens (Vrije Universiteit Brussel) sur des échantillons de quelques dizaines de milligrammes prélevés au moyen d'une fraise dans les ciments "1", "2", "4" et "5" et dans la matrice. La 3^e phase n'a pu être échantillonnée vu la petite taille des bandes luminescentes.

Les résultats analytiques sont présentés au tableau XII.3 (en annexe II, on trouvera les résultats analytiques complets).

(4): analyses effectuées sur un spectromètre de masse Finnigan Mat Delta E. Les échantillons ont été dissous au H_3PO_4 100% sous

vide. Deux séries de dix analyses ont été réalisées pour chacun des échantillons sur le CO_2 récupéré.

Comparons ces résultats aux $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des ciments marins frasniens (valeurs obtenues par analyse de ciments marins non rééquilibrés et de restes d'organismes tels les coquilles de Brachiopodes: Carpenter & Lohmann, 1989 p. 792):

- Kerans & coll. (1986 p. 366) obtiennent $\delta^{18}\text{O} = -4,3\text{‰}$ et $\delta^{13}\text{C} = +1,9\text{‰}$ (PDB) pour des échantillons du Canning Basin (Australie);

- Machel (1986 p. 343) donne $\delta^{18}\text{O} = -4$ à -3‰ (PDB) pour des échantillons d'Alberta (Canada);

- Dunn (1988, cité par Carpenter & Lohmann, 1989) obtient $\delta^{18}\text{O} = -4,0\text{‰}$ et $\delta^{13}\text{C} = +2,5\text{‰}$ (PDB) pour des mesures effectuées sur des échantillons belges;

- Hurley & Lohmann (1989 p. 133) donnent $\delta^{18}\text{O} = -5,0$ à $-7,5\text{‰}$ et $\delta^{13}\text{C} = +1,5$ à $+2,5\text{‰}$ (PDB) pour des échantillons du Canning Basin;

- Carpenter & Lohmann (*op. cit.* p. 799) proposent, après compilation, d'utiliser les valeurs de $\delta^{18}\text{O} = -5,0\text{‰}$ et $\delta^{13}\text{C} = +2,0\text{‰}$ (PDB). Ce sont ces valeurs que j'adopterai dans la suite du travail.

Le tableau XII.3 montre immédiatement qu'aucun des ciments analysés ne possède un $\delta^{18}\text{O}$ comparable à un ciment marin frasnien. Tous les ciments ont donc été précipités, ou se sont rééquilibrés sous l'influence de fluides diagénétiques dont l'origine sera discutée plus loin. L'ensemble des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ reste positive, malgré l'amplitude de la variation.

L'examen de la figure XII.20 montre que les calcites granulaires (2^e et 4^e phases) forment deux ensembles bien distincts, essentiellement par leur $\delta^{18}\text{O}$, car en fait, si l'amplitude de variation de $\delta^{13}\text{C}$ pour les calcites est du même ordre de grandeur que celle du $\delta^{18}\text{O}$, la variabilité de $\delta^{13}\text{C}$ au sein même de chaque type de ciment est presque aussi importante que la variabilité totale, toutes calcites confondues.

La calcite radiaxiale (1^e phase) possède des $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ comparables à la

calcite automorphe non luminescente (2^e phase).

La figure XII.21 montre la position des deux échantillons provenant des grainstones de la coupe de Lustin. Ils sont situés dans la même zone du graphe que la 2^e phase de ciment des monticules micritiques. L'étude en cathodoluminescence avait d'ailleurs révélé que la calcite xénomorphe qui forme l'essentiel du ciment des grainstones de la Formation d'Aisemont possède une luminescence nulle, comme la 2^e phase des monticules. La teneur en FeO de ces deux sparites diffère cependant de manière significative (tableau XII.2), mais la concentration relativement élevée de la sparite de Lustin peut n'être due qu'à la présence, lors de l'analyse à la sonde, de veinules de calcite ferrifère. **Je pose ici comme hypothèse que ces deux calcites non luminescentes correspondent à la même phase de cimentation.**

Relevons quelques valeurs citées dans la littérature pour des calcites dévoniennes:

- Dejonghe & coll. (1989 p. 1356) obtiennent, pour une "sparite blanche" associée à la minéralisation de Chaudfontaine des valeurs de $\delta^{18}\text{O} = -9,77$ à $-7,34\text{‰}$ et $\delta^{13}\text{C} = -1,11$ à $-3,55\text{‰}$ (PDB). Les valeurs qu'ils publient pour les calcaires frasniens sont très proches;

- Machel (1986 p. 344) donne pour des calcites LMC ferrifères provenant de biohermes d'Alberta un $\delta^{18}\text{O}$ de $-8,2\text{‰}$ (PDB). Cette sparite semble météorique ou formée à des températures élevées (au cours de l'enfouissement);

- Carpenter & Lohmann (1989 p. 801) obtiennent, pour une sparite à bandes luminescentes (Alberta également) à 0,5% MgO et 0,06% FeO un $\delta^{18}\text{O}$ de $-5,2$ à $-8,8\text{‰}$ (PDB) et un $\delta^{13}\text{C}$ de $+2,0\text{‰}$ (PDB); pour une sparite à cathodoluminescence orangée non zonaire, plus riche en fer (0,1% FeO) et présente dans des fractures: $\delta^{18}\text{O} = -9$ à $-11,8\text{‰}$ (PDB) et $\delta^{13}\text{C} = +2,0\text{‰}$ (PDB). Le premier ciment est considéré comme météorique, le second serait lié à l'enfouissement;

- Hurley & Lohmann (1989 p. 137-139) publient, pour des ciments dévoniens du Canning Basin les valeurs de $\delta^{18}\text{O} = -7$ à -8‰ (PDB) et $\delta^{13}\text{C} = +1,5$ à -7‰ (PDB) pour une sparite

phase	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)			$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)		
	n éch.	moy.	var.	n éch.	moy.	var.
1	8	1,69	1,4	8	-8,02	1,1
2	8	2,87	1,1	8	-7,70	0,6
4	13	2,24	1,5	13	-10,86	1,0
m	15	1,94	1,5	15	-10,85	1,8
5	4	-0,71	2,0	4	-8,59	2,3

Tableau XII.3: analyses isotopiques du carbone et de l'oxygène d'échantillons provenant des monticules de Petit-Mont, Hautmont, Tiers Cocrai, Saint-Rémy, Beauchâteau, les Maquettes, Les Wayons, Saint-Martin et Maudoux-Mousty. 1, 2, 4, 5: phases de ciment; m: matrice. Résultats complets en annexe II.

MONTICULES MICRITIQUES F2j
Isotopes stables Carbone & Oxygène
calcites et dolomite

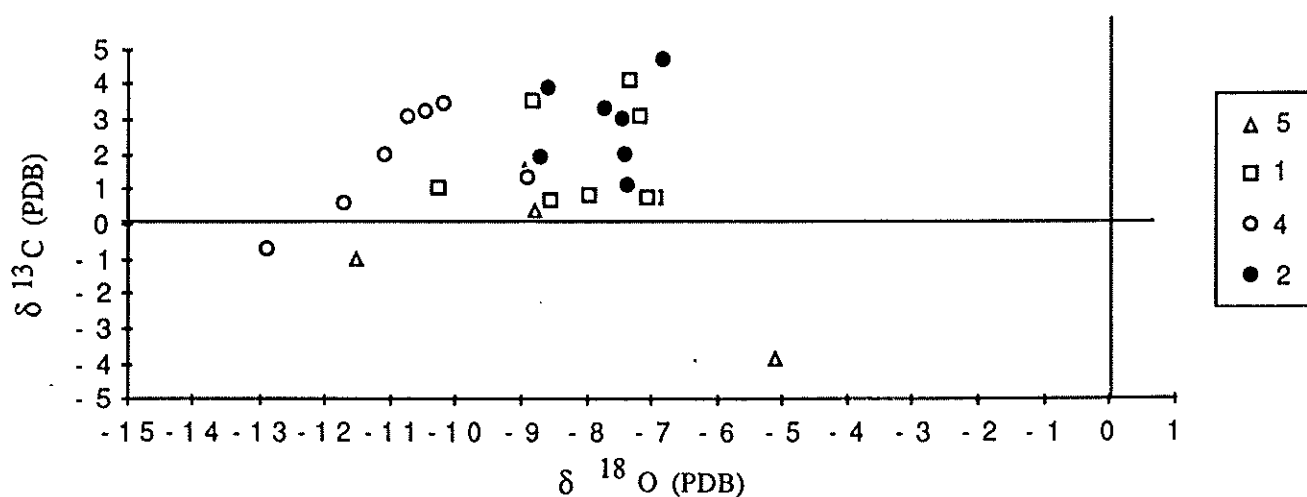


Figure XII.20: représentation graphique des teneurs en isotopes du carbone et de l'oxygène des ciments ("1", "2", "4" et "5") des monticules micritiques.

non ferrifère à luminescence modérée, interprétée comme météorique et $\delta^{18}\text{O} = -6,0$ à $-9,0\text{‰}$ (PDB), $\delta^{13}\text{C} = +2,0\text{‰}$ (PDB) et $\delta^{18}\text{O} = -8$ à -12‰ (PDB), $\delta^{13}\text{C} = +2$ à $+1,5\text{‰}$ (PDB) pour des calcites non ferrifères liées à l'enfouissement.

Les quelques analyses effectuées sur des dolomites ferrifères baroques provenant des monticules micritiques donnent des valeurs extrêmement dispersées, tant en $\delta^{18}\text{O}$ qu'en $\delta^{13}\text{C}$. La moyenne du $\delta^{18}\text{O}$ de ces dolomites est élevée par rapport à la valeur obtenue pour la phase calcitique la plus récente (4^e phase), mais il faut tenir compte du fait que le facteur de fractionnement isotopique de la dolomite est différent de celui de la calcite. D'après Land (1980, 1985, cité par Moore, 1989), les dolomites possèdent un $\delta^{18}\text{O}$ de 3 à 4 ‰ supérieur à des calcites syngénétiques. En appliquant ce facteur de correction, on obtient pour d'hypothétiques calcites syngénétiques des dolomites ferrifères des monticules micritiques des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de -11‰ (PDB) environ, ce qui correspond aux valeurs obtenues pour la calcite ferrifère (4^e phase).

C. LA MATRICE

I. OBSERVATIONS EN LUMIERE NATURELLE ET AU MICROSCOPE ELECTRONIQUE A BALAYAGE

Je traiterai principalement ici de la matrice des monticules micritiques et des calcaires péri-biohermaux. On a vu au chapitre 5 que la micrite des monticules était en général micro- ou pseudosparitique. Le degré de microsparitisation est une donnée caractéristique du lithofaciès. On constate en effet que la microsparitisation est forte dans les calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3) et diminue progressivement dans les calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes (S4), les calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, Stromatopores (S5) et les calcaires gris à *fenestrae*, Tabulés branchus, Brachiopodes (S7), pour augmenter à nouveau fortement dans les calcaires gris à Coraux, Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires (S8). Dans ce dernier lithofaciès, la totalité de la matrice est pseudosparitique.

Les deux termes extrêmes de la séquence virtuelle des monticules micritiques sont donc tous deux caractérisés par un fort néomorphisme de la matrice. Ce néomorphisme conduit cependant à des morphologies différentes de la micro- et pseudosparite. La pseudosparite des calcaires gris à Coraux, Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires est grossièrement granulaire, tandis que les micro- et pseudosparite des calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges et dans une moindre mesure des calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes sont des cristaux nettement allongés, sous forme de petites lames ("glaives romains") de 10 μm à une centaine de microns (pl. VI.1). Les calcaires argileux péri- et extra-biohermaux sont également caractérisés par ce type particulier de microspar/pseudospar.

Très curieusement, les petites lames de pseudosparite, orientées de manière aléatoire dans le sédiment, ont tendance à croître perpendiculairement aux divers bioclastes, particulièrement aux fragments de Brachiopodes (pl. VI, photos 3 & 4). On remarque également que la taille des lames augmente de manière régulière aux abords des joints argileux (pl. VI, photo 1). Cette constatation permet l'interprétation de la diminution progressive du néomorphisme de la matrice depuis les calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges jusqu'aux calcaires gris à *fenestrae*, Tabulés branchus, Brachiopodes: ce phénomène est lié à une diminution progressive du contenu en insolubles des calcaires (cf. tableau V.2).

Un phénomène similaire a d'ailleurs été constaté par Longman (1977) qui observe la formation de pseudosparite en lames dans des zones où les calcaires de la Bromide Formation (Ordovicien, Oklahoma) contiennent des copeaux d'argile. Longman attribue ce phénomène à l'extraction de Mg^{++} par les argiles, permettant une croissance de la calcite (p. 348). Dans les zones où la teneur en argiles est trop faible pour diminuer sensiblement la concentration en Mg^{++} , la croissance de la calcite demeure bloquée ("effet cage").

Le néomorphisme des calcaires gris à Coraux, Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires, très pauvres en argiles doit bien sûr être attribué à un autre phénomène.

II. CATHODOLUMINESCENCE

D'une manière générale, dans les monticules et dans les calcaires argileux péri- et extra-biohermaux, on remarque immédiatement que l'ensemble de la micro- et pseudoparite possède la même luminescence orangée terne que la calcite xénomorphe ferrifère comblant la plupart des *fenestras* (4^e phase). Cette identité entre les deux teintes de luminescence est d'ailleurs telle que les fractures contenant la 4^e phase de ciment ne se détachent visuellement de la matrice que lorsqu'on éclaire la lame mince en lumière naturelle. Cette observation permet d'émettre l'hypothèse que le néomorphisme de la matrice serait contemporain de la précipitation de la calcite xénomorphe ferrifère (4^e phase).

III. GEOCHIMIE ISOTOPIQUE

Les résultats de l'analyse isotopique d'échantillons de micrite des monticules sont présentés au tableau XII.3. La figure XII.22 situe les échantillons par rapport à deux phases de cimentation calcitique représentatives: les 2^e et 4^e phases.

On remarque immédiatement que la micrite possède une composition isotopique située dans le champ de la calcite xénomorphe à luminescence terne (4^e phase), dont elle a par ailleurs la luminescence. La comparaison des moyennes (tableau XII.3) est également instructive à cet égard.

Cette correspondance m'a amené à tenter de corréler les $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ de la micrite et de la calcite xénomorphe pour les échantillons repris sur la fig. XII.22 auxquels ont été ajoutés quelques échantillons supplémentaires (fig. XII.23). Sur le diagramme de corrélation $\delta^{18}\text{O}$ micrite-4^e phase, deux groupes d'échantillons semblent se dégager: les échantillons provenant du Massif de Philippeville (SZ, PM, MQ, HM, SC, MM) et les échantillons du bord sud du Synclinorium de Dinant (TC, SM, SR) qui possèdent les $\delta^{18}\text{O}$ les plus négatifs.

D. INTERPRETATION DES RESULTATS

I. L'ORIGINE DES CIMENTS

La séquence diagénétique la plus complète des monticules comprend les ciments suivants:

- calcite radiaxiale (phase 1);
- calcite automorphe non luminescente (phase 2);
- calcite syntaxique luminescente, riche en manganèse, éventuellement zonée (phase 3);
- calcite xénomorphe à luminescence terne, riche en fer (phase 4);
- dolomite ferrifère baroque (phase 5).

Cette séquence se traduit, d'un point de vue isotopique (fig. XII.20), par une diminution du $\delta^{18}\text{O}$ (2^e et 3^e phases). La calcite radiaxiale (1^e phase) a la même composition isotopique que la 2^e phase et la micrite possède la même luminescence et la même composition isotopique que la 4^e phase.

1. La calcite radiaxiale

L'origine de ce ciment a fait l'objet de nombreuses controverses opposant les partisans d'une origine secondaire, par remplacement d'un ciment fibreux marin primaire (Kendall & Tucker, 1973; Kendall, 1977; Kerans & coll., 1986 p. 366) et les partisans d'une précipitation directe à partir de l'eau de mer (Kendall, 1985; Saller, 1986). Signalons également l'hypothèse d'une origine organique, soutenue par Monty et ses collaborateurs (Monty, 1982; Monty & coll., 1982; Van Laer & Monty, 1984).

Mes résultats me permettent de souligner les points suivants:

- la calcite radiaxiale ne possède pas la signature isotopique d'un ciment marin;
- la calcite radiaxiale est une LMC, mais elle possède la particularité d'inclure de nombreux micro-rhombôdres de dolomite;

M. MICRITIQUES F2j & BORD N SYNCLINORIUM DINANT
Isotopes stables Carbone & Oxygène

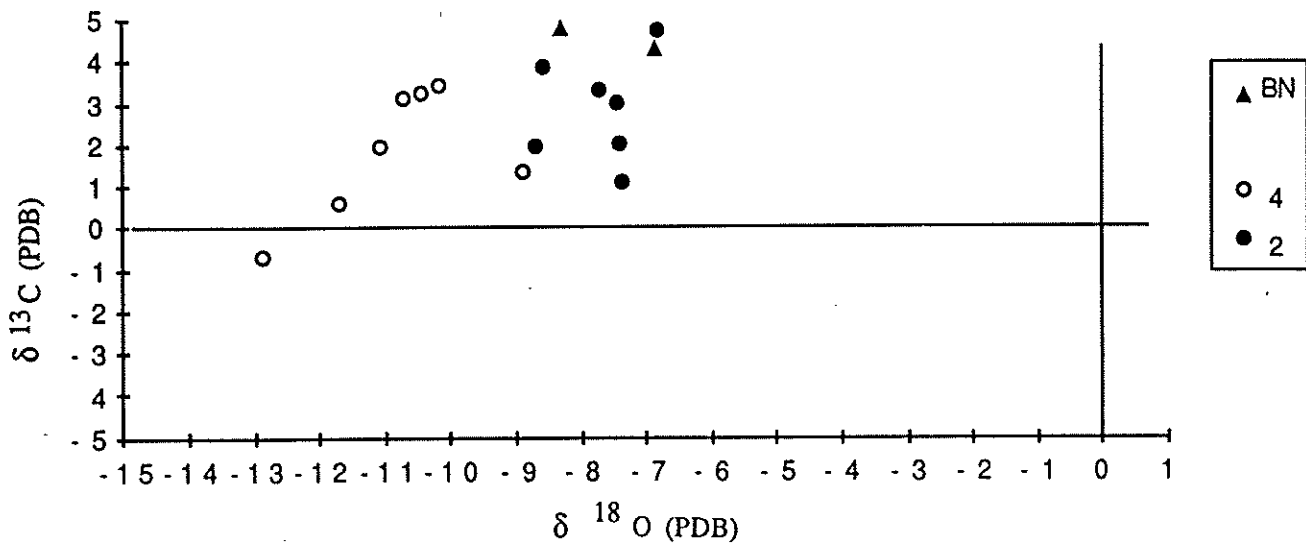


Figure XII.21: composition isotopique en carbone et oxygène de la sparite granulaire de Lustin ("BN"), comparée à la sparite non luminescente ("2") et à la sparite à luminescence terne ("4") des monticules micritiques.

MONTICULES MICRITIQUES F2j
Isotopes stables Carbone & Oxygène
calcites et micrite

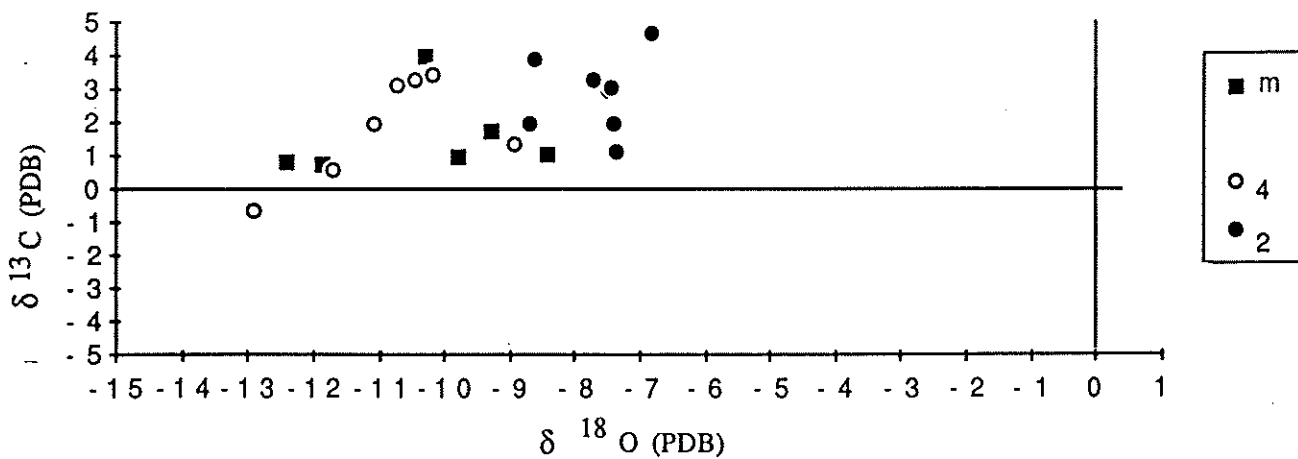


Figure XII.22: composition isotopique en carbone et oxygène de la matrice des monticules micritiques ("m") comparée à celle de la sparite non luminescente ("2") et de la sparite ferrifère à luminescence terne ("4").

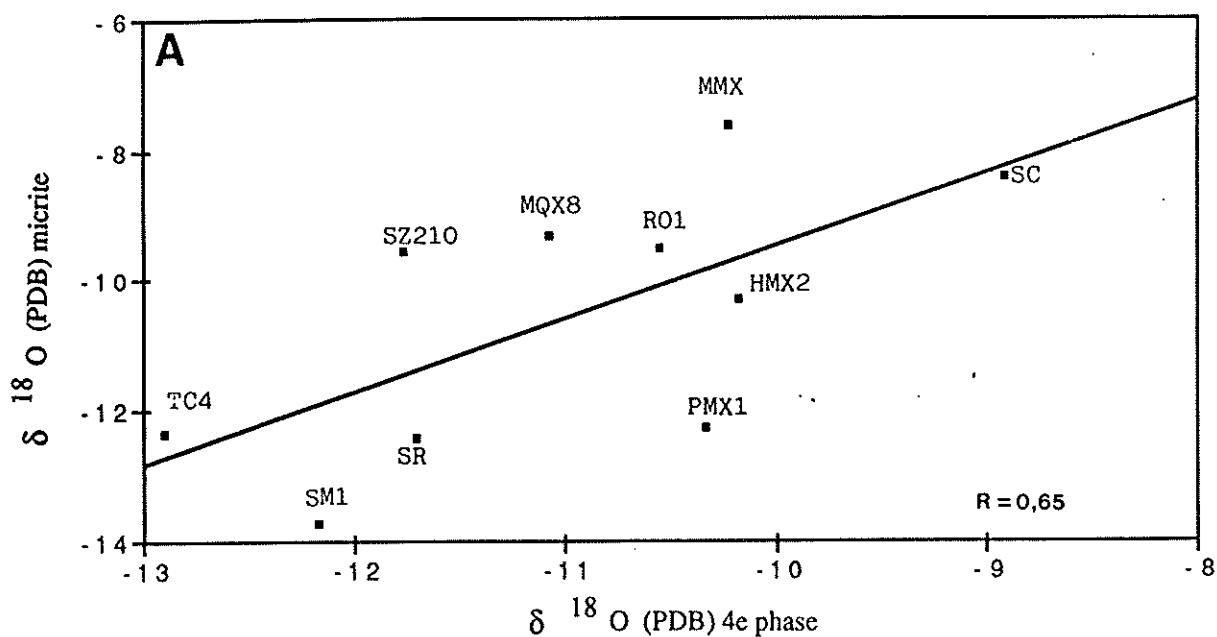
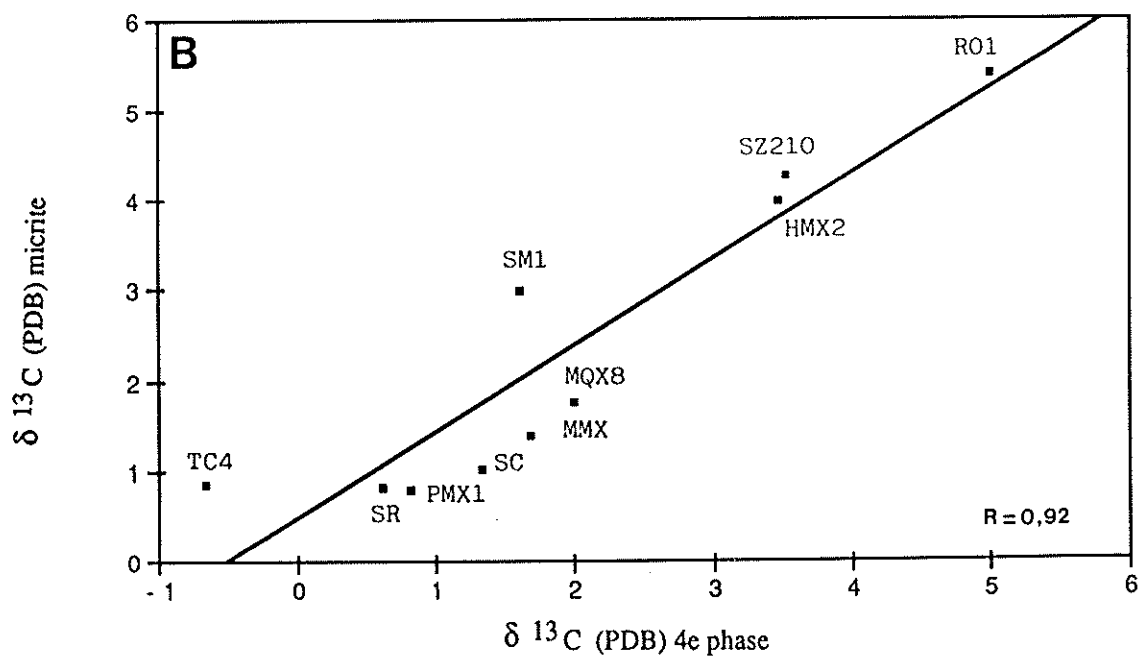


Figure XII.23: diagramme de corrélation binaire entre la composition isotopique en oxygène (A) et en carbone (B) de la matrice et de la sparite ferrifère ("4") des monticules micritiques.

PMX1: Petit-Mont, HMX2: Hautmont, TC4: Tiers
Cocrai, SR: Saint-Rémy, SZ210: Beauchâteau, MQX8: les Maquettes, SC: Les Wayons, SM1: Saint-Martin et MMX: Maudoux-Mousty.



- la calcite radiaxiale est un ciment relativement précoce, puisqu'il peut être interstratifié avec des sédiments internes dont certains sont précoces;

- la calcite radiaxiale est pauvre en strontium, contrairement aux aragonites, et de plus, elle ne présente aucune trace de dissolution, contrairement aux coquilles de Gastéropodes, à l'origine en aragonite;

On peut donc émettre l'hypothèse que la calcite radiaxiale résulte du rééquilibrage d'un ciment fibreux primaire, marin, par des fluides diagénétiques. Ce ciment fibreux primaire n'est pas une aragonite, puisque tous les éléments aragonitiques ont subi une dissolution avant la précipitation des calcites granulaires (2^e, 3^e et 4^e phases). **Il pourrait par contre s'agir de HMC** (pl. IV, photo 10), dont la morphologie est très proche de la morphologie de la calcite radiaxiale et dont le magnésium aurait été démixé lors du rééquilibrage diagénétique et précipité sous la forme d'inclusions de micro-dolomite. Ce rééquilibrage est l'effet des fluides à l'origine de la précipitation de la calcite automorphe non luminescente (2^e phase). Saller (1986 p. 758) signale que contrairement à l'aragonite qui s'altère en se rééquilibrant, la HMC peut perdre son magnésium sans subir de forts changements morphologiques.

2. La calcite automorphe non luminescente et sa bordure luminescente

Il s'agit non pas ici de sparite fibreuse, mais bien de sparite granulaire. Ce type de ciment n'est généralement pas considéré comme un ciment marin étant donné sa morphologie et la taille assez importante de ses cristaux (Purser, 1980 p. 168). Schlager & James (1978 p. 698) ont bien signalé une sparite granulaire LMC en formation sur le fond océanique, au Bahamas, mais les cristaux ne dépassaient pas une dizaine de microns.

Il pourrait donc s'agir ici soit d'un ciment d'origine météorique, soit d'un ciment lié à l'évolution d'eaux connées au cours de l'enfouissement.

Les observations en cathodoluminescence et les analyses chimiques permettent de résoudre l'alternative. Nous avons vu en effet que la calcite automorphe non luminescente était pauvre en fer et en manganèse, au con-

traire de sa bordure luminescente, riche en manganèse et souvent zonée. Ces zonations, liées à des variations répétitives dans la "qualité" des fluides diagénétiques sont **peu probables durant la diagenèse d'enfouissement; elles témoignent plutôt d'influences météoriques** (Mountjoy & Krebs, 1983 p. 29; Walls & Burrowes, 1985 p. 200; Carpenter & Lohmann, 1989 p. 792; Hurley & Lohmann, 1989 p. 142). Le fait d'observer en général deux phases de cristaux de taille nettement différente plaide également pour une influence météorique (Prezbindowski, 1985 p. 252; les ciments liés à l'enfouissement sont caractérisés eux par une augmentation progressive de la taille de leurs cristaux).

La séquence observée, un ciment non luminescent pauvre en fer et manganèse, surmonté d'un ciment luminescent riche en manganèse peut être interprétée comme le **reflet de l'évolution du degré d'oxydo-réduction de fluides diagénétiques d'origine météorique** (Meyers, 1978 p. 376; Grover & Read, 1983 p. 1279; Mountjoy & Krebs, 1983 p. 35; Frykman, 1986 p. 419; Miller, 1986 p. 323).

En effet, dans un aquifère oxydant, l'état d'oxydation du fer (Fe^{+++}) et du manganèse (Mn^{+++} et Mn^{4+}) empêche leur incorporation dans le réseau de la calcite, donnant naissance à des ciments non luminescents. Ensuite, si un certain confinement de l'aquifère a lieu (Champ & coll., 1979 p. 12-13), l'augmentation du caractère réducteur des fluides provoque la réduction du manganèse sous forme Mn^{++} qui est alors incorporé dans le réseau des calcites et est responsable de leur luminescence. La zonation de la phase luminescente, qui a ici un caractère très "local", est probablement liée aux augmentations et diminutions temporaires de la circulation des fluides dans les cavités (Frykman, 1986 p. 420), responsables de variations temporaires du confinement.

La dissolution des organismes aragonitiques et le rééquilibrage en LMC de la calcite radiaxiale, préalable à la précipitation de la 2^e phase, résulte de l'établissement de l'aquifère météorique.

Les données isotopiques peuvent s'interpréter en fonction des résultats de l'observation en cathodoluminescence et des

analyses chimiques. L'analyse de la calcite non luminescente (2^e phase) donne un $\delta^{18}\text{O}$ moyen de $-7,70\text{‰}$ et un $\delta^{13}\text{C}$ moyen de $+2,87\text{‰}$ (PDB). Le $\delta^{18}\text{O}$ nettement plus négatif que la valeur acceptée pour les ciments marins frasniens pourrait traduire une cristallisation à partir d'eaux connées à température relativement élevée ou bien un apport météorique d'eaux enrichies en isotopes légers de l'oxygène (Dickson & Coleman, 1980 p. 116; Moore & Druckman, 1981 p. 615).

Les eaux météoriques sont généralement caractérisées, près de leur aire de recharge par un $\delta^{13}\text{C}$ négatif qui peut évoluer, dans des zones plus distales de l'aquifère, par rééquilibrage avec les carbonates marins, vers des valeurs positives souvent assez constantes (Meyers & Lohmann, 1985 p. 233; Niemann & Read, 1988 p. 700). Les fluides connés possèdent également des $\delta^{13}\text{C}$ constants, en équilibre avec le sédiment.

Le $\delta^{13}\text{C}$ moyen de la calcite non luminescente est très nettement positif, mais la dispersion des valeurs est importante, difficilement compatible avec une situation d'équilibre. On pourrait dans l'hypothèse de l'origine météorique des fluides diagénétiques, attribuer ces valeurs et leur dispersion à des apports de carbone enrichis en ^{13}C , lié à la fermentation de matière organique (Kerans & coll., 1986 p. 372; Machel, 1986 p. 344).

La présence d'un aquifère météorique dans les monticules micritiques (et seulement dans les monticules, puisque nous avons vu qu'en milieu péri- et extra-biohermal, les 2^e et 3^e phases étaient absentes) est évidemment lourde d'implications paléogéographiques: on pourrait en effet postuler sur cette base une émergence des monticules et l'établissement d'une lentille "insulaire" d'eau douce. Cette hypothèse doit cependant être rejetée car aucun indice d'émergence n'a jamais été mis en évidence dans les monticules micritiques (ciments vadoses, karstification,...), même à leur niveau supérieur. Bien plus, des biohermes comme Fort-Condé ou Saint-Rémy, constitués principalement de calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3), se sont entièrement édifiés nettement sous la zone d'action des vagues. Ces monticules possèdent pourtant dans leur séquence diagénétique les 2^e et 3^e phases de cimentation.

Il faut donc envisager l'envahissement des sédiments par un aquifère météorique continental, à partir d'une zone émergée, située assez loin au nord. L'extension vers le large d'un aquifère d'eau douce n'est pas invraisemblable, puisqu'actuellement, on observe des résurgences d'eau douce dans l'eau de mer jusqu'à des distances au rivage de 120 kilomètres (Grover & Read, 1983 p. 1296). Niemann & Read (1988 p. 697, 703) et Hurley & Lohmann (1989 p. 142) ont montré que l'invasion de sédiments par des aquifères météoriques est souvent la conséquence d'importantes régressions marines.

Comparons maintenant la calcite non luminescente des monticules à la calcite non luminescente des calcaires de la Formation d'Aisemont du bord nord du Synclinorium de Dinant et du Synclinorium de Namur. Si pour les monticules cette calcite ne représente qu'une phase mineure de cimentation, elle représente la majorité du ciment calcitique des calcaires de la Formation d'Aisemont. Une seconde différence importante est liée au fait que cette phase est surmontée d'une bordure luminescente dans les monticules micritiques, ce qui n'est jamais le cas des calcaires des zones plus internes.

Ces observations s'accordent bien avec l'établissement d'un aquifère météorique lors d'une régression marine. Dans les zones les plus proches des aires de recharge de l'aquifère, la dissolution des phases carbonatées métastables est intense (Halley & Harris, 1979 p. 979), la circulation des fluides est rapide et par voie de conséquence, la précipitation de ciments calcitiques stables est importante. Ces ciments sont pauvres en manganèse, car précipités en zone oxydante. Dans les parties distales de l'aquifère par contre, les mouvements des fluides sont plus lents et la précipitation de calcite nettement ralentie. Toute diminution de l'apport dans la zone de recharge de l'aquifère météorique implique un confinement dans les zones distales de l'aquifère et une incorporation de manganèse réduit avec précipitation de ciments luminescents (Neumann & Read, 1988 p. 699). La diminution de l'alimentation à partir de la zone de recharge de l'aquifère météorique peut être due à une transgression marine ou à une augmentation de l'aridité du climat (Neumann & Read, *ibid.*).

3. La calcite xénomorphe à luminescence terne

Ce ciment comble les *fenestras* des monticules et des calcaires extra-biohermaux. On l'observe également dans la plupart des fractures, aussi bien dans les monticules qu'en milieu extra-biohermal et que dans la Formation d'Aisemont.

Cette sparite ferrifère possède une composition isotopique très allégée en ^{18}O et un $\delta^{13}\text{C}$ proche de la valeur retenue pour les carbonates marins frasniens, mais avec cependant une dispersion relativement importante des valeurs. Il existe une corrélation entre $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$, avec les valeurs les plus négatives de $\delta^{18}\text{O}$ correspondant aux valeurs légèrement négatives de $\delta^{13}\text{C}$. Les monticules du bord sud du Synclinorium de Dinant possèdent les $\delta^{18}\text{O}$ les plus bas.

Les analyses chimiques et en cathodoluminescence montrent que cette calcite ferrifère à luminescence terne, peu ou pas zonée et abondante dans les fractures, est typique d'un ciment lié à l'enfouissement (Mountjoy & Krebs, 1983 p. 37; Walls & Burrowes, 1985 p. 201; Niemann & Read, 1988 p. 702; Carpenter & Lohmann, 1989 p. 803; Savard & Bourque, 1989 p. 801). L'incorporation de fer dans le réseau de la calcite (sous forme Fe^{++}) résulte en effet d'une nouvelle augmentation du caractère réducteur des fluides diagénétiques (Grover & Read, 1983 p. 1279). Cet élément provient probablement des argiles (Niemann & Read, 1988 p. 703). Le manganèse est toujours disponible et sa concentration dans le réseau de la calcite est proportionnelle à celle du fer (fig. XII.19).

L'importance volumétrique de cette sparite ferrifère (plus de 50% des ciments des monticules) est liée à l'ouverture du réseau de fracture qui permet une bonne circulation des fluides diagénétiques et au développement des phénomènes de pression-dissolution qui libère de grandes quantités de CaCO_3 (Prezbindowski, 1985 p. 258; Walls & Burrowes, 1985 p. 209). L'ouverture du réseau de fracture est certainement responsable de la généralisation de la 4^e phase de cimentation à tous les environnements (biohermal, péri-biohermal, extra-biohermal, calcaires de la Formation d'Aisemont).

On constate parfois un début de remplacement des ciments "2" et "3" par la calcite

ferrifère, ce phénomène semblant augmenter proportionnellement au développement des phénomènes de pression-dissolution, dans les faciès les plus argileux.

La matrice a subi un intense néomorphisme (ou rééquilibrage) au cours de cette phase de cimentation et les cristaux des ciments "2" et "3" ont recristallisé, ne préservant de leur habitus automorphe original que la zonation des activateurs et inhibiteurs, révélée en cathodoluminescence.

Le $\delta^{18}\text{O}$ très négatif des calcites ferrifères ne traduit pas uniquement une influence météorique; Dansgaard (1964, *in* Meyers & Lohmann, 1985) considère en effet qu'en moyenne, en environnement côtier, la composition des eaux météoriques ne peut s'écarter que de -2‰ au maximum par rapport aux eaux marines. Il faut donc invoquer ici un effet de fractionnement dû à la température, augmentant avec le degré d'enfouissement. Cet effet de température pourrait expliquer l'individualisation, en terme de $\delta^{18}\text{O}$, des monticules du Massif de Philippeville de ceux du bord sud du Synclinorium de Dinant (fig. XII.23).

4. La dolomite ferrifère

Ce ciment est probablement contemporain ou légèrement plus tardif que la calcite ferrifère à luminescence terne (valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ corrigées pour le facteur de fractionnement identiques à celles de la sparite ferrifère). Il semble avoir remplacé la calcite ferrifère et certains sédiments internes microsparitiques après l'arrêt des phénomènes de pression-dissolution.

La précipitation de dolomite ferrifère baroque, considérée comme un ciment de température relativement élevée (60-150°C, Radke & Mathis, 1980 p. 1166; 100°C, Mountjoy & Krebs, 1983 p. 37; 50-100°C, Sibley & Gregg, 1987 p. 968, etc...) n'est pas forcément associée à l'augmentation du rapport Mg/Ca des fluides diagénétiques. Hardie (1987 p. 178) rapporte en effet qu'au-dessus d'une certaine température, beaucoup de fluides, même riches en calcium deviennent dolomitisants.

La répartition de la dolomite baroque dans les calcaires de la Formation d'Aisemont est particulière. Elle se concentre surtout dans

les péloïdes et oncoïdes, en épargnant relativement les zones de ciment calcitique non luminescent (fig. XII.15). Cette dolomitisation sélective est probablement liée aux différences de perméabilité de la micrite par rapport au ciment calcitique. La circulation dans les zones micritiques des fluides dolomitisants riches en fer est à l'origine de l'auréole ("de contamination") de calcite ferrifère autour des oncoïdes et péloïdes dolomitisés. Rappelons d'ailleurs que dans les monticules micritiques, la dolomite semble uniquement remplacer la calcite xénomorphe ferrifère et certains sédiments internes micritiques, à l'exclusion de la calcite radiaxiale (1^e phase) et des calcites automorphes non luminescente et luminescente (2^e et 3^e phases de ciment).

5. Les silifications

Un phase accessoire de silicification est présente dans certains monticules (principalement Hautmont). Ce quartz est à rapprocher du "quartz II" signalé par Mountjoy & Krebs (1983 p. 39) dans de nombreuses bioconstructions du Dévonien de l'Allemagne. Pour ces auteurs, cette phase de silicification correspond à un phénomène tardif, associé à des circulations hydrothermales, la position particulière du quartz dans la séquence diagénétique des monticules "de marbre rouge" milite en faveur de cette interprétation.

II. SEQUENCES DIAGENETIQUES ET EVOLUTION POST-SEDIMENTAIRE DE LA RAMPE CARBONATEE

Il s'agit maintenant d'intégrer les grandes étapes de la diagenèse dans l'évolution post-sédimentaire des monticules micritiques et de l'ensemble de la rampe carbonatée.

Après la précipitation de la calcite radiaxiale dans les grandes cavités des monticules micritiques, en zone phréatique marine, toutes les cavités des édifices voient la cristallisation de calcite granulaire automorphe.

Nous avons vu ci-dessus que la calcite automorphe non luminescente et sa bordure luminescente ont été précipitées par des fluides à composante météorique et que l'extension à grande échelle dans les sédiments marins d'un aquifère météorique traduit une régression marine. Cette régression ne peut

correspondre à la phase de baisse eustatique mise en évidence au chapitre précédent, puisque les calcites automorphes (2^e et 3^e phases) surmontent toujours le ciment radiaxial, même dans la "griotte" sommitale des monticules du type "Les Wayons-Hautmont", formée après la phase de baisse eustatique.

On est donc amené à envisager des phases de régression postérieures à la troisième période de hausse eustatique, hausse responsable du dépôt des schistes fins au-dessus des monticules micritiques et de la presque totalité de la rampe carbonatée. L'étude des fractures a montré que les calcites automorphes étaient antérieures au développement des phénomènes de pression-dissolution. Ceci fournit une deuxième indication chronologique relative pour situer la précipitation des ciments "2" et "3": le développement de la pression-dissolution s'effectue en effet dès des profondeurs d'enfouissement de l'ordre de 600 à 900 m (Mountjoy & Krebs, 1983 p. 34; Walls & Burrowes, 1985 p. 209), voire 300 m (Sellier, 1979). La seule régression marine importante à la fois post-frasnienne et antérieure à l'accumulation de plusieurs centaines de mètres de sédiments au-dessus des monticules est la régression famennienne.

Ainsi, au cours de la régression marine famennienne, un aquifère météorique continental aurait envahi les sédiments frasniens, mis sous pression sous une couche de sédiments imperméables: les schistes fins du Frasnien Supérieur. Cet aquifère, saturé en carbonates dans ses zones supérieures, est responsable de la précipitation en abondance de la calcite non luminescente dans les grainstones et les *fenestras* des calcaires de la Formation d'Aisemont. Dans les monticules, en position distale par rapport à l'aquifère, ne précipite qu'une frange de calcite automorphe non luminescente, volumétriquement mineure par rapport aux autres types de ciments. Par la suite, une transgression marine (peut-être la transgression carbonifère?) aurait, en diminuant l'aire de recharge de l'aquifère météorique, provoqué un confinement (apparition de la calcite luminescente manganifère), puis l'arrêt de la précipitation de ciment dans les monticules.

Revenons à l'extension de l'aquifère météorique au sein des sédiments marins et en particulier des monticules micritiques. L'existence, dans tout le bassin de sédimenta-

tion, d'un "drain" capable d'amener jusqu'aux monticules les fluides diagénétiques est nécessaire. Ce drain ne peut être que les calcaires argileux latéraux aux monticules du type "Les Bulants" et, éventuellement, le soubassement des monticules du type "les Wayons-Hautmont". Mais un problème se pose: nous avons vu plus haut que les 2^e et 3^e phases semblaient disparaître latéralement aux monticules. Nous avons cependant constaté aussi que par endroit, dans les zones les plus argileuses des monticules, la 4^e phase tendait à remplacer les 2^e et 3^e phases. Ces zones les plus argileuses sont aussi celles où les phénomènes de pression-dissolution sont les plus intenses. On peut donc émettre l'hypothèse que certains bancs de calcaires argileux extra-biohermaux ont pu contenir dans leurs *fenestres* du ciment "2" et "3", mais que ces ciments ont été complètement détruits par l'ampleur des phénomènes de pression-dissolution à l'origine de la précipitation de la calcite ferrifère.

Par la suite, au cours du Carbonifère, l'enfouissement de la rampe frasnienne s'est poursuivi, atteignant un maximum de 3 à 3,5 kilomètres au Stéphanien (Molenaar & de Jong, 1987 p. 625). C'est probablement durant cette période que la lithification complète des sédiments étant accomplie, s'est ouvert le réseau de fractures par lequel ont transité les fluides diagénétiques chauds et réducteurs à l'origine de la précipitation de la calcite ferrifère, et plus tard de la dolomite baroque. La calcite ferrifère, si elle est mineure dans les zones les plus internes de la rampe, étant donnée la cimentation presque complète par de la calcite non luminescente (2^e phase), représente la majorité du ciment des monticules micritiques et des sédiments péri- et extra-biohermaux. Le néomorphisme de la micrite (ou son rééquilibrage final) est la conséquence de cette phase de cimentation. Il est fort probable qu'une part importante des carbonates impliqués dans cette phase de cimentation ait été libérée par les phénomènes de pression-dissolution (Boulvain, 1989 b p. 146). C'est cette calcite ferrifère qui a alors colmaté la presque totalité de la porosité résiduelle, demeurée importante (sauf dans les zones les plus internes de la rampe) au cours des trois premières phases de cimentation.

E. CONCLUSIONS

L'identité des séquences diagénétiques dans tous les monticules micritiques étudiés permet d'élaborer un modèle de cimentation applicable à l'ensemble des biohermes de "marbre rouge" du Frasnien belge.

La séquence diagénétique type d'un monticule est donc la succession plus ou moins complète calcite radiale (1^e phase) - calcite sparitique automorphe d'abord non luminescente (2^e phase), ensuite à forte luminescence zonaire (3^e phase) - calcite sparitique xénomorphe ferrifère à luminescence terne (4^e phase) - dolomite ferrifère (5^e phase). Cette séquence témoigne de l'augmentation du caractère réducteur des fluides interstitiels au cours de la diagenèse qui a débuté en zone marine phréatique (1^e phase) et s'est poursuivie au cours de l'enfouissement d'abord sous l'influence d'un aquifère météorique (2^e et 3^e phases), ensuite de fluides connés relativement chauds (4^e et 5^e phases). L'essentiel de la cimentation des monticules micritiques et des calcaires extra-biohermaux est due à la 4^e phase.

Cette séquence, complète dans les *fenestres* les plus grandes des monticules micritiques s'oppose à la "cimentation extra-biohermale" des calcaires argileux latéraux, réduite à la calcite et à la dolomite ferrifère.

Au bord nord du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Namur, l'influence météorique est beaucoup plus importante que dans les parties distales de la rampe. L'essentiel de la cimentation calcitique est non-ferrifère et témoigne de conditions oxydantes.

Les deux dernières phases de cimentation sont contemporaines ou légèrement postérieures au développement d'un système de fractures et de phénomènes de pression-dissolution, à l'origine d'une part importante des carbonates précipités.

Si l'on replace les différentes phases de la séquence diagénétique dans un cadre général d'évolution post-sédimentaire de la rampe carbonatée (fig. XII.24), on situera la 2^e phase de cimentation, au cours de laquelle apparaît une influence météorique, durant la ré-

gression famennienne et la 3^e phase, témoignant d'un confinement des portions distales de l'aquifère dès le début du Carbonifère.

La diagenèse d'enfouissement, responsable de la précipitation de la calcite ferrifère (4^e phase) est probablement à dater de la fin du Carbonifère.

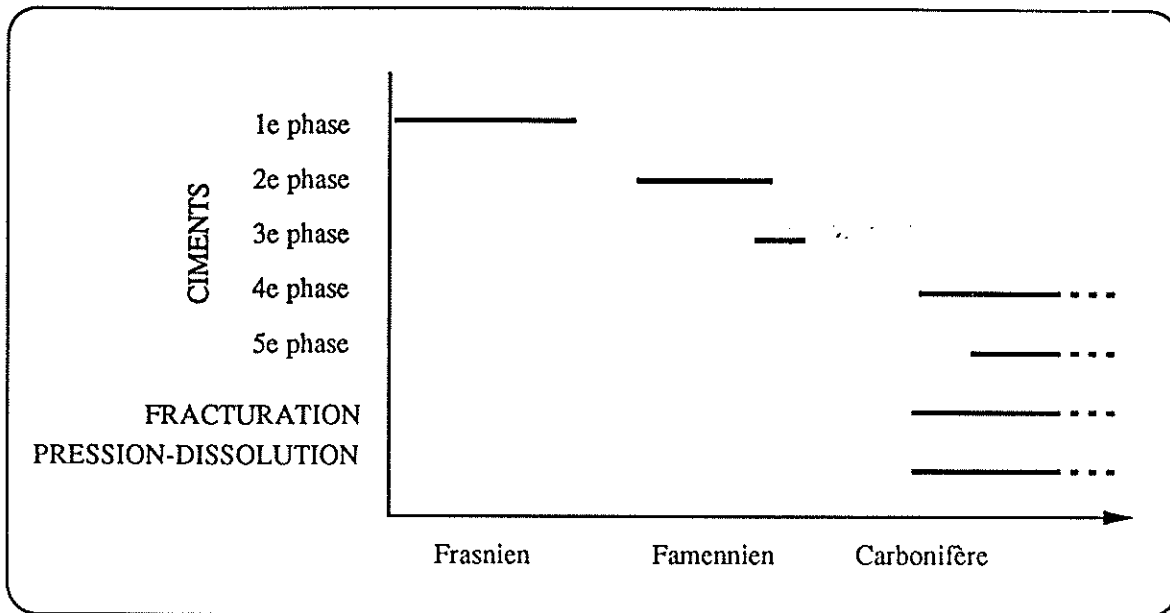


Figure XII.24: chronologie relative des "événements" diagenétiques

CONCLUSIONS GENERALES

"The Silurian seascape mural still begs for old and new painters alike, (...). These geoartists should march down to the Silurian Sea and carefully study the seascape backdrop already prepared. Only then should they set their easels in the time-worn clinothem sands of the magnificent reefs, and, with palettes on arms and brushes poised, paint with drift strokes and in vivid tones the many details so far unobserved." (Shaver & Sunderman, 1989 p. 950).

Nous pouvons maintenant brosser un tableau des biohermes "de marbre rouge" et du "paysage" changeant dans lequel ils ont pris naissance, se sont édifiés et se sont éteints. Ce tableau s'attachera à dégager les principaux apports de ce travail à une étude entamée déjà depuis plus d'un siècle.

A. MODELES DE MONTICULES

Un recensement exhaustif des biohermes "de marbre rouge F2j" affleurant actuellement a permis de sélectionner une dizaine d'édifices bien exposés, répartis dans le Massif de Philippeville et au bord sud du Synclinorium de Dinant. Chaque édifice a fait l'objet d'un échantillonnage pétrographique et d'une étude sédimentologique détaillée. A la vingtaine de coupes levées dans ces monticules s'ajoutent trois coupes levées en milieu extra-biohermal.

Je me suis également écarté des deux régions précédentes afin d'étudier les équivalents stratigraphiques des monticules, dans d'autres zones du bassin de sédimentation. J'ai ainsi levé quatre coupes, au bord nord du Synclinorium de Dinant, au bord sud du Synclinorium de Namur et à sa bordure nord-est. Dans le Massif de la Vesdre, le bioherme recoupé par le sondage de Chaudfontaine a également fait l'objet d'une étude détaillée, complétant les précédentes.

L'étude sédimentologique a permis de définir dans le Massif de Philippeville et au bord sud du Synclinorium de Dinant neuf lithofaciès, auxquels correspondent vingt-neuf

microfaciès. Au bord nord du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Namur, douze microfaciès se répartissent entre six lithofaciès (N1 à N6).

Grâce au nombre élevé de coupes et à la qualité des affleurements, la répartition des faciès dans les monticules a pu être reconstituée de manière détaillée. Cette reconstitution permet de mettre en évidence quatre types de biohermes "de marbre rouge" qui diffèrent par leur géométrie, leur contenu paléontologique et l'architecture de leurs faciès. Trois modèles sont développés dans ce travail: les monticules du type "Les Bulants" et "Les Wayons-Hautmont" dans le Massif de Philippeville et Saint-Rémy au bord sud du Synclinorium de Dinant (fig. XIII.1).

I. LES MONTICULES DU TYPE "LES BULANTS"

Ces monticules se sont édifiés au sein de schistes nodulaires et de calcaires argileux à Brachiopodes, Eponges, Coraux, Crinoïdes (S2) qui s'enrichissent en Eponges à leur proximité. Ils ne possèdent ni relief, ni pentes périphériques et s'indentent fortement dans les sédiments péri-biohermaux. La différenciation des lithofaciès est uniquement verticale, et de leur base vers leur sommet, on observe en gros la séquence suivante (fig. XIII.1):

- calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes (S4);

- calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, Stromatopores (S5) auxquels s'ajoutent, en zone centrale de l'édifice, des "nébuloïdes". Au niveau des

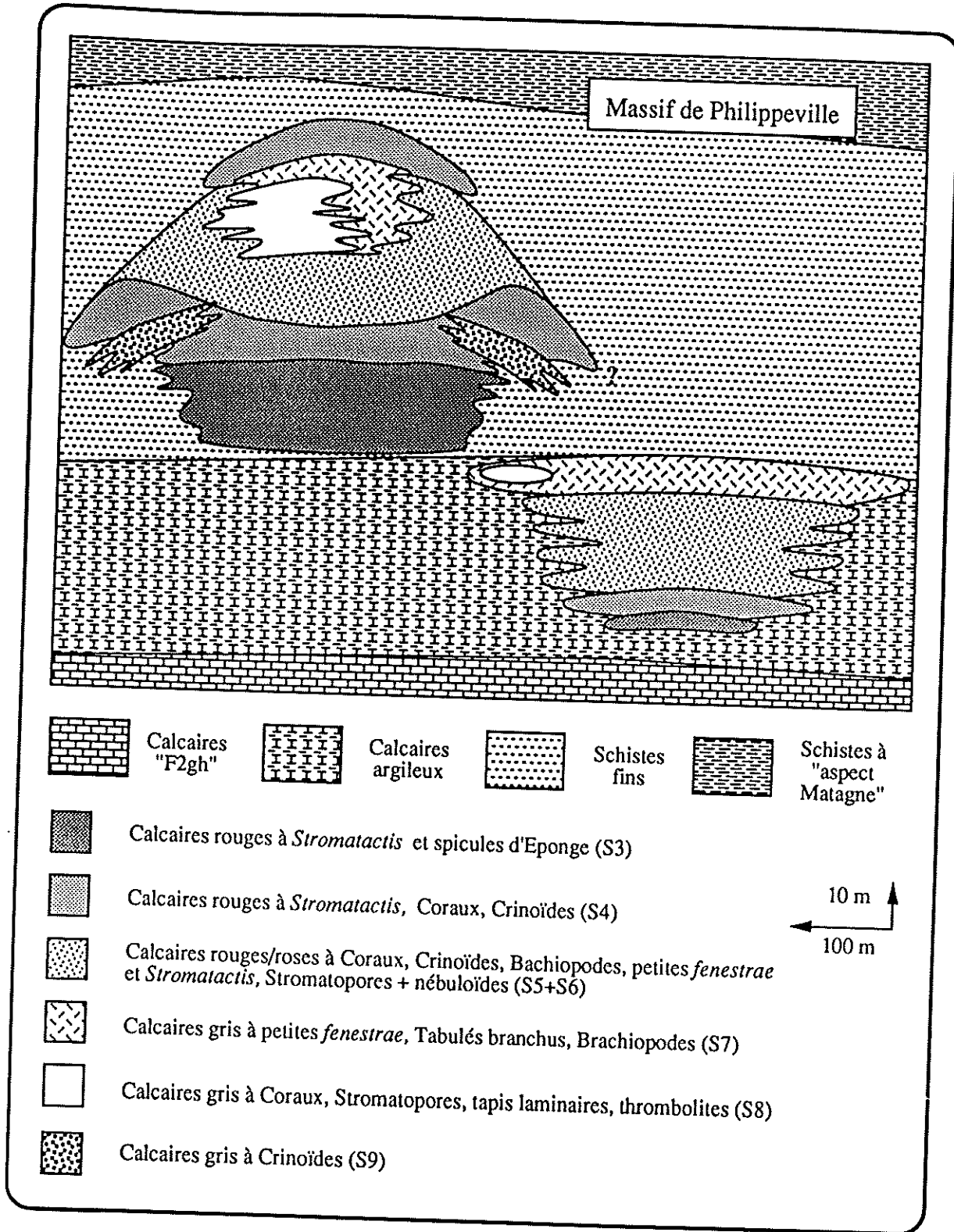


Figure XIII.1: modèles de monticules du type "Les Bulants (en bas à droite) et "les Wayons-Hautmont" (en haut à gauche) dans le Massif de Philippeville

microfaciès, il s'agit surtout de wackestones à petits *Stromatactis*, péloïdes, spicules, Crinoïdes, Fénestelles;

- calcaires gris à *fenestrae* stromatactoïdes, Tabulés branchus, Brachiopodes (S7). L'établissement de ce lithofaciès correspond à une forte augmentation de l'extension horizontale des édifices.

Les monticules du type "Les Bulants" sont surmontés de schistes fins, dans lesquels se développent, plus au sud, les monticules du type "Les Wayons-Hautmont".

II. LES MONTICULES DU TYPE "LES WAYONS-HAUTMONT"

Ces monticules sont principalement environnés de schistes fins (S1) et sont peu indentés avec leur encaissant. Dès leur niveau moyen, ces édifices développent un relief et des pentes périphériques. C'est ce relief qui est responsable d'une différenciation sédimentologique horizontale qui se superpose à la différenciation verticale et du développement de "talus bioclastiques" embryonnaires (calcaires crinoïdiques S9). De la base vers le sommet des monticules, on observe la séquence suivante (fig. XIII.1):

- calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3). Au centre des édifices dominent les mudstones à *Stromatactis*;

- calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes (S4);

- calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, Stromatopores (S5) avec, en zone centrale des édifices, des "nébuloïdes". Les microfaciès sont représentés par des wackestones à petits *Stromatactis*, péloïdes, spicules, Crinoïdes, Fénestelles auxquels s'ajoutent, en zone centrale des monticules, des coverstones à Crinoïdes, péloïdes, Coraux, Stromatopores et des rudstones bioclastiques. En milieu péri-biohermal apparaissent des calcaires crinoïdiques (S9) interstratifiés avec les schistes fins;

- au coeur des biohermes, des calcaires gris massifs à Coraux, Stromatopores et tapis laminaires (S8) auxquels s'ajoutent en situation plus abritée, des calcaires gris à *fenestrae* stromatactoïdes, Tabulés branchus, Brachiopodes (S7). En périphérie, des calcaires roses

à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, Stromatopores (S5), contenant en bordure du coeur de petits édifices thrombolitiques, et passant vers le milieu péri-biohermal à des calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes (S4). Ce lithofaciès prograde au-dessus des schistes fins à bancs crinoïdiques péri-biohermaux et marque une nette augmentation du diamètre des édifices;

- des calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes (S4) et des calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3) formant un capuchon en zone centrale des monticules.

Ces monticules sont toujours surmontés de schistes fins.

III. LES MONTICULES DU TYPE "SAINT-REMY"

Ces monticules se développent au bord sud du Synclinorium de Dinant et sont entourés de schistes fins. Ils ne montrent pratiquement pas de différenciation sédimentologique verticale et aucune différenciation horizontale. Ils sont constitués principalement des calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes (S4) et des calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3). La médiocrité des coupes dans ce type d'édifice ne permet pas une reconstitution géométrique précise des relations avec l'encaissant.

B. CORRELATIONS STRATIGRAPHIQUES

Après définition d'une séquence virtuelle locale, basée sur la succession des neuf lithofaciès, des corrélations séquostratigraphiques et biostratigraphiques ont été réalisées entre les différents monticules du Massif de Philippeville, du bord sud du Synclinorium de Dinant et du Massif de la Vesdre. L'établissement d'une deuxième série virtuelle locale, pour les sédiments stratifiés du bord nord du Synclinorium de Dinant et du Synclinorium de Namur a permis d'étendre les corrélations séquostratigraphiques à l'ensemble du bassin de sédimentation. Ces corrélations tiennent compte du caractère dynamique de la

réponse des monticules aux variations de leur environnement.

A l'échelle du Massif de Philippeville, les corrélations montrent que les monticules du type "Les Wayons-Hautmont" se sont développés après que les monticules du type "Les Bulants" et "Saint-Rémy" aient été enfouis sous des sédiments argileux.

L'analyse séquentielle sert également, dans ce travail, de base objective à une interprétation en terme de stratigraphie séquentielle (au sens de Vail & coll., 1977 a).

C. INTERPRETATION DES PALEOENVIRONNEMENTS

I. ORIGINE DE LA PIGMENTATION ROUGE DE CERTAINS FACIES BIOHERMAUX

L'hématite responsable de cette coloration s'observe essentiellement sous forme d'un pigment dispersé dans la matrice des calcaires à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3), des calcaires à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes (S4) et dans une moindre mesure des calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, Stromatopores (S5). Elle se présente aussi dans les cavités sous l'aspect de microstromatolithes et formes associées et de filaments et coccoïdes. Les filaments ont pu être formellement attribués aux Ferrobactéries du groupe *Sphaerotilus-Leptothrix*. Les coccoïdes pourraient quant à eux se rapprocher des Siderocapsaceae.

Des reliques de gaines bactériennes ont également été mise en évidence dans des zones peu néomorphiques de la matrice. La coloration rouge caractéristique de certains faciès biohermaux peut donc être attribuée à des communautés ferrobactériennes colonisant un environnement dysaérobie suite à une forte production locale de matière organique. La destruction des gaines bactériennes lors de la lithification est liée au néomorphisme de la micrite; dans les cavités, la précipitation de sparite a fossilisé les microbes.

L'absence des Ferrobactéries dans les faciès gris du niveau supérieur des monticules

est liée à une augmentation de la turbulence, à l'origine d'une bonne oxygénation.

II. L'ANALYSE DE LA MICROFLORE

L'étude systématique en lame mince a permis de décrire quatre taxa nouveaux: les genres *Trelonella*, *Radiosphaeroporella* et *Kleinbergella*, ainsi qu'une nouvelle espèce de *Litanaia*. L'analyse de la microflore montre qu'à chaque lithofaciès des monticules correspond une Algue ou une association d'Algues dominantes: les calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes (S4) sont riches en *Kleinbergella*; *Sphaerocodium* domine dans les calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, Stromatopores (S5); les calcaires gris à Coraux, Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires (S8) du coeur des édifices sont caractérisés par d'abondantes *Renalcis* et enfin, les calcaires gris à *fenestrae*, Tabulés branchus et Brachiopodes (S7) sont riches en *Girvanella* et *Trelonella*. Cette séquence témoigne d'une diminution de la profondeur, reponsible d'une augmentation de l'éclairement.

III. INTERPRETATION DES FACIES BIOHERMAUX ET EXTRA-BIOHERMAUX

La synthèse des données relatives aux faciès (proportion de la matrice, litage, nature des organismes, diversité biologique,...), à leur répartition, à celle des Algues et des Bactéries ferro-oxydantes, auxquelles s'ajoutent la comparaison de coupes corrélées situées dans des contextes paléogéographiques différents permet de proposer une interprétation des faciès des monticules en termes de paléoenvironnements.

Ainsi, les calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3) et les calcaires roses à *Stromatactis*, Coraux et Crinoïdes (S4) se sont formés sous la zone d'action des vagues de tempête et sous la zone photique de la majorité des Algues, dans un environnement déficitaire en oxygène. Les *Stromatactis* y dominent une faune de faible diversité. Ces structures énigmatiques sont en fait liées à l'évolution dans un sédiment à l'état de gel (présence de Bactéries et de grandes quantités de matière organique) de cavités résultant de la décomposition d'Eponges. Suivant la teneur du sédiment en argiles et sa

richesse en éléments figurés, on obtient des *fenestras* de morphologie variée:

- petites et de faible extension verticale dans les faciès les plus riches en argiles;

- à sommet digité, base plane (*Stromatactis* typique) et importante extension verticale et horizontale dans les sédiments pauvres en argiles et en éléments figurés;

- à base plane et sommet limité par la base d'organismes lamellaires dans les sédiments où abondent les Coraux lamellaires;

- sous forme de "trains" de petits *Stromatactis* et *fenestras* stromatactoïdes dans les sédiments riches en éléments figurés.

Les calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, Stromatopores (S5) témoignent de la pénétration des monticules dans la zone d'action des vagues de tempête et dans la zone photique de la majorité des Algues. La diversité de la communauté organique atteint une valeur proche de son maximum. Les "nébuloïdes" traduisent des augmentations temporaires de la turbulence du milieu et la concentration sélective de certains organismes par vannage, suivie d'une cimentation précoce. Pour les édifices possédant un certain relief (type "les Wayons-Hautmont"), l'apparition d'une zonation "énergétique" du milieu est à la base d'une différenciation sédimentologique horizontale, avec notamment la formation de faciès crinoïdiques de flanc.

Les calcaires gris à *fenestras* stromatactoïdes, Tabulés branchus, Brachiopodes (S7) et les calcaires gris massifs à Coraux, Stromatopores et tapis laminaires (S8) se sont formés dans un milieu soumis à une agitation continue quoique faible (base de la zone d'action des vagues "normales"). L'environnement était parfaitement oxygéné. On observe une lithification synsédimentaire des calcaires gris massifs à Coraux, Stromatopores et tapis laminaires et une nette diminution de la diversité organique, avec l'apparition de tapis cryptalgaires.

En dehors des monticules, les schistes noduleux et calcaires argileux à Brachiopodes, Eponges, Coraux, Crinoïdes (S2) qui encaissent les monticules du type "Les Bulants" témoignent d'un milieu sous la zone d'action des vagues de tempête et sous la zone photique,

tandis que les schistes fins qui entourent les monticules du type "Les Wayons-Hautmont" et "Saint-Rémy" traduisent un milieu anoxique, plus profond que le précédent.

IV. LES FACIES AU BORD NORD DU SYNCLINORIUM DE DINANT ET DANS LE SYNCLINORIUM DE NAMUR

Une grande ressemblance de faciès et un parallélisme d'évolution caractérisent ces trois régions. On y observe dans la Formation d'Aisemont, au-dessus d'une unité argilo-calcaire formée sous la zone d'action des vagues "normales" (N1, N2), une unité calcaire riche en oncolithes, Coraux, Lamellibranches, Brachiopodes, Stromatopores (N3), mise en place sous forme de "bancs" dans la zone d'action des vagues "normales". Cette unité calcaire est elle-même surmontée de schistes.

L'intégration à l'échelle supérieure des données concernant les paléoenvironnements et leur évolution dans différentes zones du bassin de sédimentation permet de préciser l'évolution paléogéographique de l'ensemble de la plate-forme à l'époque considérée.

C. PALEOGEOGRAPHIE ET ETABLISSEMENT D'UNE COURBE DE VARIATION EUSTATIQUE POUR LA PARTIE SUPERIEURE DU FRASNIEN

L'histoire sédimentaire des monticules micritiques commence avec l'ennoyage de la plate-forme carbonatée du Frasnien Moyen à l'occasion de la "1^e période de montée relative du niveau marin".

Le régime stable, "1^e période de stabilité du niveau marin", qui succède à cette période voit l'installation d'une rampe mixte à sédimentation argilo-carbonatée et le développement des biohermes du type "Les Bulants" environnés de calcaires argileux dans le Massif de Philippeville et du type "Saint-Rémy", entourés de sédiments argileux au bord sud du Synclinorium de Dinant.

Ces monticules disparaissent ensuite au cours de la "2^e période d'élévation du niveau marin" qui coïncide avec un déplacement vers le nord des ceintures de faciès et

l'apparition des schistes fins dans le Massif de Philippeville.

Durant la "2^e période de stabilité relative du niveau marin", les biohermes du type "Les Wayons-Hautmont" se développent dans le Massif de Philippeville; ils sont entourés de sédiments argileux. La nette différence de taux de sédimentation entre calcaires biohermaux et sédiments argileux extra-biohermaux est à l'origine du relief et des pentes périphériques des monticules. L'existence de ce relief permet de mettre en évidence une baisse eustatique marquée, responsable d'un déplacement en direction du milieu extra-biohermal de certains faciès des monticules et également de l'apparition de faciès à tapis cryptalgaires dans leur zone centrale. Au cours de cette baisse eustatique, des bancs oncolithiques se mettent en place dans les zones plus internes de la rampe. Un certain confinement semble se manifester dans l'ensemble du bassin de sédimentation.

Une hausse eustatique de grande ampleur, "3^e période d'élévation du niveau marin relatif", fait suite à la baisse eustatique précédente et est à l'origine de la récurrence des faciès rouges au sommet des monticules du type "Les Wayons-Hautmont", puis de leur disparition et enfin, de la généralisation de la sédimentation argileuse.

D'une manière générale, que ce soit dans le cas des monticules du type "Les Bulants" ou "Les Wayons-Hautmont", la succession écologique observée est liée à une diminution de la bathymétrie, à laquelle s'ajoute une structuration écologique correspondant à un degré croissant de maturité des communautés.

D. EVOLUTION POST-SEDIMENTAIRE

L'évolution diagénétique des monticules micritiques et des sédiments des zones plus internes de la rampe a fait l'objet d'une analyse détaillée, couplant études pétrographiques en lumière naturelle et en cathodoluminescence et analyses chimiques et isotopiques.

Une séquence diagénétique unique pour tous les biohermes "de marbre rouge" a été mise en évidence. Cette séquence débute

par une calcite radiaxiale (1^e phase), suivie de calcite sparitique automorphe d'abord non luminescente, ensuite luminescente et riche en manganèse (2^e et 3^e phases, volumétriquement mineures), suivie elle-même de calcite xénomorphe ferrifère à luminescence terne (4^e phase); la séquence se termine par de la dolomite ferrifère baroque (5^e phase).

La première phase, une calcite magnésienne d'origine marine a été rééquilibrée sous l'influence de fluides à composante météorique, d'abord oxydants et responsables de la précipitation de la 2^e phase, ensuite plus réducteurs (précipitation de la 3^e phase). La calcite ferrifère (4^e phase) et la dolomite baroque (5^e phase) ont été précipitées par des fluides connés relativement chauds et nettement réducteurs.

Cette séquence n'est complète que dans les grandes *fenestras* des monticules. Dans les *fenestras* plus petites, la calcite radiaxiale disparaît et en milieu extra-biohermal, ne subsiste plus que la calcite ferrifère et la dolomite baroque. Dans les zones plus internes de la rampe, l'influence météorique plus forte est à l'origine d'une précipitation beaucoup plus importante de la 2^e phase oxydante, qui colmate la totalité de la porosité. La calcite ferrifère, volumétriquement importante dans les monticules n'apparaît plus dans les zones plus internes que dans les fractures.

Les 4^e et 5^e phases sont partout contemporaines du développement de réseaux de fractures et de phénomènes de pression-dissolution, à l'origine d'une part importante des carbonates précipités. Le néomorphisme et le rééquilibrage isotopique de la micrite est contemporain de la précipitation de la 4^e phase ferrifère.

Les phases successives des séquences diagénétiques observées peuvent être replacées dans le cadre général de l'évolution post-sédimentaire de la rampe carbonatée. La 2^e phase, au cours de laquelle s'établit un aquifère météorique, peut être datée de la régression famennienne. La 3^e phase, qui témoigne d'un confinement de l'aquifère dans ses parties distales est liée à la transgression carbonifère. Enfin, la 4^e phase, typique d'une diagenèse d'enfouissement, est probablement précipitée dès le Carbonifère moyen.

E. EPILOGUE

Au terme de ce travail, voici brossé un tableau assez complet et cohérent des "classiques" biohermes de "marbre rouge" du Frasnien de l'Ardenne. Gardons en effet l'appellation "bioherme" ou, mieux, la dénomination "monticule micritique" pour ces édifices dont la lithification synsédimentaire était faible (sauf dans le cœur des monticules du type "Les Wayons-Hautmont") et qui n'ont pas dû résister au choc des vagues frasnienne. Edifices qui ont par contre su s'adapter à des environnements changeants, parfois hostiles et qui n'ont été éliminés qu'à la faveur d'une hausse eustatique d'importance globale, non sans avoir une dernière fois tenté une adaptation à la bathymétrie croissante.

Les monticules micritiques "de marbre rouge" ne sont pas des gisements de pétrole, alors que toutes les conditions semblaient réunies pour qu'ils le deviennent: une roche-réservoir: les calcaires biohermaux; une couverture: les schistes du Frasnien Supérieur. Mais l'enfouissement et la cimentation semblent avoir été trop rapides pour que les processus de migration et de stockage puissent avoir lieu dans des conditions favorables. Les monticules "de marbres rouge", s'ils ne sont pas productifs, ne sont néanmoins pas inutiles à l'industrie pétrolière. Ils représentent, par leur situation, leur état d'affleurement, les nombreuses études qui s'y rattachent, un "cas d'étude" idéal, dont les enseignements peuvent être transposés aux monticules potentiellement productifs de par le monde.

BIBLIOGRAPHIE

B.M. Abbott (1973):

Terminology of Stromatoporoid shapes.- *Journal of Paleontol.*, 47 (4), 805-806.

W.H. Adey & R. Burke (1976):

Holocene bioherms (algal ridges and bank-barrier reefs) of the Eastern Caribbean.- *Geol. Soc. of America Bull.*, 87, 95-109.

W.H. Adey & R. Burke (1977):

Holocene bioherms of Lesser Antilles - Geologic control of development.- *In* S.H. Frost, M.P. Weiss et J.B. Saunders (éds.): *Reefs and related carbonates - Ecology and Sedimentology*, Am. Assoc. Petrol. Geol., *Studies in Geology* n°4, 67-81.

N.M. Ahr (1973):

The carbonate ramp: an alternative to the shelf model.- *Trans. Gulf Coast Ass. Geol. Soc.*, 23, 221-225.

T. Aigner (1982):

Event-stratification in Nummulite accumulations and in shell beds from the Eocene of Egypt.- *In* Einsele et Seilacher (éds.): *Cyclic and Event Stratification*, Springer, 249-262.

D.M. Aissaoui & B.H. Purser (1985):

Reef diagenesis: cementation at Mururoa Atoll (French Polynesia).- *Proc. 5th Int. Coral Reef Congr.*, Tahiti, (3), 257-262.

J.D. Aitken (1967):

Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of Southwestern Alberta.- *J. Sedim. Petrol.*, 37 (4), 1163-1178.

L.P. Alberstadt, J.R. Walker & R.P. Zurawski (1974):

Patch reefs in the Carters Limestone (Middle Ordovician) in Tennessee and vertical zonation in Ordovician reefs.- *Geol. Soc. of America Bull.*, 85, 1171-1182.

L.W. Alvarez, W. Alvarez, F. Asaro & M.V. Michel (1980):

Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction.- *Science*, 208, 1095-1108.

P. Amieux (1982):

La cathodoluminescence: méthode d'étude sédimentologique des carbonates.- *Bull. Centres Rech. Explor., Prod. Elf-Aquitaine*, 6 (2), 437-483.

C. Babin, L.R.M. Cocks & O.H. Walliser (1980):

Faciès, faunes et paléogéographie antécarbonifère de l'Europe.- *In* *Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens*, *Ann. Soc. Géol. Nord*, XCIX (1), 191-202.

- J.P. Bard, J.P. Burg, P. Matte & A. Ribeiro (1980):
La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques.- *In* Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens, Ann. Soc. Géol. Nord, XCIX (1), 233-246.
- L.R. Baria, D.L. Stoudt, P.M. Harris & P.D. Crevello (1982):
Upper Jurassic reefs of Smackover Formation, United States Gulf Coast.- *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66 (10), 1449-1482.
- R.G.C. Bathurst (1959):
The cavernous structure of some Mississippian *Stromatactis* reefs in Lancashire, England.- *J. of Geology*, 67, 506-521.
- R.G.C. Bathurst (1966):
Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites.- *Geol. Jour.*, 5, 13-32.
- R.G.C. Bathurst (1971):
Carbonate sediments and their diagenesis.- *Developments in Sedimentology*, 12, Elsevier Sc. Publ. comp., 620 pp.
- R.G.C. Bathurst (1980):
Stromatactis - Origin related to submarine-cemented crusts in Paleozoic mud mounds.- *Geology*, 8, 131-134.
- R.G.C. Bathurst (1982):
Genesis of stromatactis cavities between submarine crusts in Palaeozoic carbonate mud buildups.- *J. Geol. Soc. London*, 139, 165-181.
- R.G.C. Bathurst (1987):
Diagenetically enhanced bedding in argillaceous platform limestones: stratified cementation and selective compaction.- *Sedimentology*, 34 (5), 749-778.
- R.G.C. Bathurst (1989):
The influence of early cementation on the distribution of compactional features in limestones.- IAS Meeting "compaction-decompaction of sediments", Paris, 4-5.
- Bayet (1899):
Notes Archives Service Géologique de Belgique, planchette 182 E (Senzeille).
- B. Beaudoin, I. Cojan, G. Fries, J. Maillart, O. Parize, M. Pinault, B. Pinoteau, V. Truyol (1987):
Mesure directe de la compaction dans les sédiments.- *In* D.M. Aissaoui & coll. (éd.): Genèse et Evolution des Bassins sédimentaires, Notes et Mémoires Total CFP, 21, 235-247.
- B. Beaudoin & M. Pinault (1989):
Carbonate transfer during compaction.- IAS Meeting "compaction-decompaction of sediments", Paris, 6-7.
- L. Beauvais, M.C. Bernet-Rollande & A. Maurin (1985):
Reinterpretation of pretertiary classical reefs from Indo-Pacific Jurassic examples.- *Proc. 5th Int. Coral Reef Congr.* (6), 581-586.
- J. Bellière (1953):
Note sur le calcaire famennien de Baelen et ses *Stromatactis*.- *Ann. Soc. Géol. Belgique*, LXXXI, B115-128.
- P. Bernier & C. Gaillard (1983):
Biohermes à Spongiaires et récifs coralliens dans le Jurassique Supérieur du Jura (France).- excursion 4A, 1er Congrès Intern. Paléoécologie, Lyon, 45 pp.

- T. Beveridge (1984):
Mechanisms of the binding of metallic ions to bacterial walls and the possible impact on microbial ecology.- *In* Current perspectives in microbial ecology (Proc. of the 3rd Int. Symp. on Microbial Ecology, Michigan St. Univ.), éd. par M.J. Klug et C.A. Reddy, Am. S. for Microbiol., 601-607.
- T.J. Beveridge & W.S. Fyfe (1985):
Metal fixation by bacterial cell walls.- *Can. J. of Earth Sc.*, 22, 1893-1898.
- J.P. Biron, M. Coen-Aubert, R. Dreesen, B. Ducarme, E. Groessens & F. Tourneur (1983):
Le Trou de Versailles ou carrière à Roc de Rance.- *Bull. Soc. belge Géol.*, 92 (4), 317-336.
- W.W. Black (1952):
The origin of the supposed tufa bands in Carboniferous Reef Limestones.- *Geol. Mag.*, 89, 195-200.
- J. Bouckaert, N. Mouravieff & E. Blyskowska (1970):
Déviation de la ligne 132. Description géologique du raccord de Neuville.- *Serv. Géol. Belgique Prof. Paper*, 8, 11 pp.
- F. Boulvain (1987):
Origines des *fenestras* des biohermes frasniens (Belgique, France). (Résumé).- *1e Congrès français de Sédimentologie*, Paris, 76-77.
- F. Boulvain (1989 a):
Monticules micritiques frasniens (Belgique, France) et variations du niveau marin (résumé).- *2e Congrès Français de Sédimentologie*, Paris, 41-42.
- F. Boulvain (1989 b):
Observations sur la cimentation des biohermes de "marbre rouge" du Frasnien franco-belge.- *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 112 (1), 137-149.
- F. Boulvain (1989 c):
Origine microbienne du pigment ferrugineux des monticules micritiques du Frasnien de l'Ardenne.- *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 112 (1), 79-86.
- F. Boulvain & M. Coen-Aubert (1989):
Modèle sédimentologique des monticules micritiques de la partie supérieure du Frasnien du Massif de Philippeville et corrélations séquentielles avec le bord nord du Synclinorium de Dinant (Belgique).- *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, II, 81-87.
- F. Boulvain, M. Coen-Aubert & F. Tourneur (1987):
Sédimentologie et Coraux du bioherme de marbre rouge frasnien ("F2j") de Tapoumont (Massif de Philippeville, Belgique).- *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 110, 225-240.
- F. Boulvain & A. Prétat (1986):
Les calcaires laminaires du Givétien supérieur du bord sud du Bassin de Dinant (Belgique, France): témoins d'une évolution paléoclimatique.- *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 109, 609-619.
- P.A. Bourque (1984):
Upper Silurian "pelletoidal reefs", Gaspé Peninsula, Québec.- *5th Eur. Reg. Meet. of Sedimentology*, Marseille (IAS), 72-73.
- P.A. Bourque & H. Gignac (1983):
Sponge-constructed stromatactis mud mounds, Silurian of Gaspé, Québec.- *J. Sedim. Petrol.*, 53 (2), 521-532.
- C.J.R. Braithwaite (1973):
Reefs: just a problem of semantics?- *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 57 (6), 1100-1116.

Th. Brachert, W. Buggish, E. Flügel & M. Joachimski (1988):

Lower Devonian carbonate mud mounds of S.E. Marocco (abstr.).- 9th IAS Reg. Meet. of Sediment., Leuven, p. 32.

P.H. Bridges (1988):

Controls on the growth of Dinantian mud-mounds (abstr.).- 9th IAS Reg. Meet. of Sediment., Leuven, p. 33.

P.H. Bridges & A. Chapman (1988):

The anatomy of a deep-water mud-mound complex to the Southwest of the Dinantian platform in Derbyshire, UK.- *Sedimentology*, 35, 139-162.

T.D. Brock (1976):

Environmental microbiology of living stromatolites.- *In* M.R. Walter (éd.): *Stromatolites. Developments in Sedimentology*, Elsevier Sc. Publ.Comp., 20, 141-148.

P. Brunel (1985):

Microbes versus corals as micritic mounds builders (Cenomanian from SE France): a comparison.- 6th. IAS Europ. Reg. Meeting on Sedimentol., LLeida, 523-526.

P. Bultinck, R. Dreesen, E. Groessens, W. Struve, K. Weddige; R. Werner & W. Ziegler (1988):

Guide to field trip.- *In* W. Ziegler (éd.) 1st International Senckenberg conference and 5th European Conodont Symposium: Contribution I. Part 1: - Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 102, 9-155.

T.P. Burchette (1981):

European Devonian reefs: a review of current concepts and models.- *In* D.F. Toomey (éd.): *European fossil reef models*, S.E.P.M. Sp. Publ., 30, 85-142.

C.W. Byers (1977):

Biofacies patterns in euxinic basins: a general model.- *In* H.E. Cook et P. Enos (éds.): *Deep-water carbonate environments*, S.E.P.M. Sp. Publ., n° 25, 5-17.

P. Cailleau, D. Dragone, J. Esclanadon, A. Girou, L. Humbert, H. Roques & E. Sellier (1980):

Cristallisation en milieu libre et en milieu poreux, dissolution et pression-dissolution: principaux résultats expérimentaux.- *In* *Cristallisation-Déformation-Dissolution des Carbonates*, réunion du Groupe d'Etude des systèmes carbonatés, Bordeaux, 81-98.

F. Calvet & M. Tucker (1988):

Triassic (Upper Muschelkalk) mud mounds and reefal complexes, Catalan Basin, Spain (abstr.).- 9th IAS Reg. Meet. of Sediment., Leuven, 88, 36-37.

G. Camoin, F. Debrenne & A. Gandin (1989):

Premières images des communautés microbiennes dans les écosystèmes cambriens.- *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308 (II), 1451-1458.

G. Camoin et A.F. Maurin (1988):

Rôle des micro-organismes (bactéries, cyanobactéries) dans la genèse des "Mud Mounds". Exemples du Turonien des Jebels Biréno et Mrhila (Tunisie).- *C. R. Acad. Sc. Paris*, 307, série II, 401-407.

S.J. Carpenter & K.C. Lohmann (1989):

$\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ variations in late Devonian marine cements from the Golden Spike and Nevis Reefs, Alberta, Canada.- *J. Sedim. Petrol.*, 59 (5), 792-814.

Carte Géologique de Belgique au 1/40 000:

Feuilles Froidchapelle-Senzeille (Bayet, 1902), Philippeville- Rozée (Bayet, 1899), Sautour-Surice (Forir, 1899) et Agimont-Beauraing (Forir, 1897).

J.-G. Casier (1987):

Etude biostratigraphique et paléocéologique des Ostracodes du récif de marbre rouge du Hautmont à Vodelée (partie supérieure du Frasnien, Bassin de Dinant, Belgique).- *Revue de Paléobiologie*, 6 (2), 193-204.

J.-G. Casier (1988):

Les Ostracodes des sédiments envasants du récif de la Carrière Beauchâteau, à Senzeilles (partie supérieure du Frasnien, Bassin de Dinant).- *Bull. Inst. r. Sci. nat. Belgique, Sc. de la terre*, 58, 79-87.

J.-G. Casier (1988 b):

Présence de Cypridinacea (Ostracodes) dans la partie supérieure du Frasnien du Bassin de Dinant.- *Bull. Inst. r. Sci. nat. Belgique, Sc. de la Terre*, 58, 89-94.

S. Castanier, A. Maurin & J.-P. Perthuisot (1989):

Production bactérienne expérimentale de corpuscules carbonatés, sphéroïdaux à structure fibro-radiale. Réflexions sur la définition des ooides.- *Bull. Soc. Géol. France*, 8, V (3), 589-595.

P.F. Cauchy (1825):

Mémoire sur la constitution géologique de la Province de Namur.- Mémoire couronné par l'Acad. Sc. et Belles-Lettres de Bruxelles, 148 pp.

L. Cayeux (1935):

Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées (calcium et dolomies).- Masson, 436 pp.

K.R. Cercone & K.C. Lohmann (1986):

Diagenetic history of the Union 8 pinnacle reef (Middle Silurian), Northern Michigan, USA.- In J.H. Schroeder et B.H. Purser (éds.): *Reef Diagenesis*, Springer Verlag, 381-397.

H.S. Chafetz (1973):

Morphological evolution of Cambrian algal mounds in response to a change in depositional environment.- *J. Sedim. Petrol.*, 43 (2), 435-446.

H.S. Chafetz (1986):

Marine peloids: a product of bacterially induced precipitation of calcite.- *J. of Sed. Petrol.*, 56 (6), 812-817.

D.R. Champ, J. Gulens & R.E. Jackson (1979): Oxidation-reduction sequences in ground water flow systems.- *Can. J. Earth Sc.*, 16, 12-23.

B.I. Chuvashov, O.V. Yuferev & V.A. Luchinina (1985):

Algues du Dévonien Moyen et Supérieur de la Sibérie occidentale et de l'Oural (en russe).- *Akad. Nauk S.S.S.R., Sibirskoe Otdelenie, Trudy Institut Geologii i Geofisiki*, vypusk 619, Novosibirsk, 72-98.

J.G. Clough & R.B. Blodgett (1985):

Comparative study of the sedimentology and paleoecology of Middle Paleozoic algal and coral - Stromatoporoid reefs in Alaska.- *Proc. 5th Int. Coral Reef Congr., Tahiti*, (6), 593-598.

M. Coen (1973):

Faciès, Conodontes et stratigraphie du Frasnien de l'Est de la Belgique pour servir à une révision de l'étage.- *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 95, 239-253.

M. Coen (1974):

Le Frasnien de la bordure orientale du Bassin de Dinant.- *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 97 (1), 67-103.

M. Coen (1977):

Le Givétien et le Frasnien dans le contournement routier de Philippeville. Comparaison avec la coupe de Neuville.- *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 100, 23-30.

- M. Coen & M. Coen-Aubert (1976):
Conodontes et Coraux de la partie supérieure du Frasnien dans la tranchée du chemin de fer de Neuville (Massif de Philippeville, Belgique).- Bull. Inst. r. Sci. nat. Belgique, 50 (8), 8 pp.
- M. Coen, M. Coen-Aubert & P. Cornet (1977):
Distribution et extension stratigraphique des récifs à "*Phillipsastrea*" dans le Frasnien de l'Ardenne.- Ann. Soc. Géol. Nord, XCVI (4), 325-331.
- M. Coen-Aubert (1971):
Stratigraphie du Frasnien du Massif de la Vesdre (Belgique). C.R. Acad. Sc. Paris, 273, 1549-1552.
- M. Coen-Aubert (1974):
Le Givétien et le Frasnien du Massif de la Vesdre - Stratigraphie et Paléogéographie.- Acad. r. de Belgique, Mém. de la Classe des Sc., in-4°, 2° série, XVIII (2), 146 pp.
- M. Coen-Aubert (1974 b):
Représentants des genres *Phillipsastraea* D'ORBIGNY, A., 1849, *Billingsastraea* GRABAU, A.W., 1917 et *Iowaphyllum* STUMM, E.C., 1949 du Frasnien du Massif de la Vesdre et de la bordure orientale du Bassin de Dinant.- Bull. Inst. r. Sci. nat. Belgique, Sc. de la Terre, 49 (8), 38 pp.
- M. Coen-Aubert (1977):
Distribution stratigraphique des Rugueux massifs du Givétien et du Frasnien de la Belgique.- Ann. Soc. Géol. Nord, XCVII, 49-56.
- M. Coen-Aubert (1980):
Les Coraux des récifs de marbre rouge "F2j".- Bull. Soc. belge Géol., 89 (2), 67-69.
- M. Coen-Aubert (1982):
Rugueux solitaires du Frasnien de la Belgique.- Bull. Inst. r. Sc. Nat. Belgique, 54 (6) Sc. de la Terre, 65 pp.
- M. Coen-Aubert & M. Coen (1974):
Le Givétien et le Frasnien dans la vallée de la Meuse, de Tailfer à Yvoir (Bord Nord du Bassin de Dinant).- Ann. Soc. Géol. Belgique, 97, 499-524.
- M. Coen-Aubert & D. Lacroix (1979):
Le Frasnien dans la partie orientale du bord sud du Synclinorium de Namur.- Ann. Soc. Géol. Belgique, 101, 269-279.
- M. Coen-Aubert & D. Lacroix (1985):
Le Frasnien dans la partie orientale du bord nord du Synclinorium de Namur.- Bull. Soc. belge Géol., 94 (2), 117-128.
- P. Copper (1977):
Paleolatitudes in the Devonian of Brazil and the Frasnian-Famennian mass extinction.- Paleogeog., Paleoclimat., Paleoecol., 21, 165-207.
- P. Copper (1986):
Frasnian/Famennian mass extinction and cold-water oceans.- Geology, 14, 835-839.
- P. Cornet (1975):
Morphogenèse, caractères écologiques et distribution des Stromatoporoïdes dévoniens au bord sud du Bassin de Dinant (Belgique).- Thèse Doctorat Sciences, Université Catholique de Louvain, 195 pp., non publié.
- C.R. Coron & D.A. Textoris (1974):
Non-calcareous algae in Silurian carbonate mud mound, Indiana.- J. Sedim. Petrol., 44 (4), 1248-1250.

- J. Coudray & L. Montaggioni (1986):
The diagenetic products of marine carbonates as sea-level indicators.- *In* O. van de Plassche (éd.): Sea-level research: a manual for the collection and evaluation of data, Free-University, Great Yarmouth, UK, 311-361.
- J.P. Cowen & M. Silver (1984):
The association of iron and manganese with Bacteria on marine macroparticulate material.- *Science*, 224, 1340-1342.
- T.A. Cross & M.J. Klosterman (1981):
Autecology and development of a Stromatolitic-bound phylloid algal bioherm, Laborcita Formation (Lower Permian), Sacramento Mountains, New Mexico, USA.- *In* C. Monty (éd.): Phanerozoic Stromatolites, case histories, Springer-Verlag, 45-59.
- T.A. Cross & M.J. Klosterman (1981 b):
Primary Submarine cements and neomorphic spar in a Stromatolitic-bound phylloid algal bioherm, Laborcita Formation (Wolfcampian), Sacramento Mountains, New Mexico, USA.- *In* C. Monty (éd.): Phanerozoic Stromatolites, case histories, Springer-Verlag, 60-73.
- R.J. Cuffey (1977):
Bryozoan contributions to reefs and bioherms through geologic time.- *In* S.H. Frost, M.P. Weiss et J.B. Saunders (éds.): Reefs and related carbonates - Ecology and Sedimentology, Am. Assoc. Petrol. Geol., Studies in Geology n°4, 181-194.
- E.R. Cumings (1932):
Reefs or bioherms?- *Geol. Soc. of America Bull.*, 43 (1), 331-352.
- K. Dahanayake (1977):
Classification of oncoids from the Upper Jurassic carbonates of the French Jura.- *Sedim. Geol.*, 18, 337-353.
- K. Dahanayake (1978):
Sequential position and environmental significance of different types of oncoids.- *Sedim. Geol.*, 20, 301-316.
- K. Dahanayake & W.E. Krumbein (1986):
Microbial structures in oolitic iron formations.- *Mineral. Deposita* 21, 85-94.
- C. Darwin (1874):
The structure and distribution of coral reef.- 2d ed., Smith, Elder & Co., London.
- G.R. Davies (1970):
Algal-laminated sediments, Gladstone Embayment, Shark Bay, Western Australia.- *In* B.W. Logan, G.R. Davies, J.F. Read & D.E. Cebolski (éd.): Carbonate sedimentation and environments, Shark Bay, Western Australia, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 13, 169-205.
- G.R. Davies (1977):
Carbonate-Anhydrite facies relationships, Otto Fiord Formation (Mississippian-Pennsylvanian), Canadian Arctic Archipelago.- *In* J.H. Fisher (éd.): Reefs and Evaporites - concepts and depositional models, Am. Assoc. Petrol. Geol., Studies in Geology, 5, 145-167.
- G.R. Davies (1977 b):
Former magnesian calcite and aragonite submarine cements in Upper Paleozoic reefs of the Canadian Arctic: a summary.- *Geology*, 5, 11-15.
- H. de Dorlodot (1912):
Véritable nature des prétendus Stromatoporoïdes du Waulsortien.- *Bull. Soc. belge Géol., Paléont., Hydrol.*, XXV, 119-133.
- J.C. Deelman (1972):
On mechanisms causing birdseyes structures.- *N. Jb. Geol. Palaont. M.*, 10, 582-595.

L. Dejonghe (1985):
Contribution à l'étude métallogénique du synclinorium de Verviers (Belgique).- Thèse d'Etat présentée à l'Université de Paris VI, 389 pp. (non publié).

L. Dejonghe (1987):
Contribution à l'étude des dolomies mésodévonienues et frasniennes dans les Synclinoria de Verviers et de Namur: répartition, pétrographie et géochimie.- Bull. Soc. belge Géol. 96, 107-119.

J.-H. Delance (1984):
Les successions paléocéologiques: signification biologique et caractérisation dans les environnements de plates-formes carbonatées.- Geobios, Mém. Sp. 8, 419-424.

M.W. de Laubenfels (1955):
Porifera.- In Moore (éd.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Pt. E, Archaeocyatha and Porifera, Geol. Soc. America and Univ. Kansas Press., E 21-112.

J. Delfaud (1972):
Application de l'analyse séquentielle à l'exploration litho-stratigraphique d'un bassin sédimentaire. L'exemple du Jurassique et du Crétacé inférieur de l'Aquitaine.- Mém. B.R.G.M., 77 (2), 593-611.

F. Delhay (1908):
Etude de la formation des récifs de calcaire rouge à *Rhynchonella cuboïdes* (note préliminaire).- Ann. Soc. Géol. Belgique, XXXV, B243-253.

F. Delhay (1908 b):
La stratification et la schistosité des schistes argileux au voisinage des récifs de calcaire rouge à *Acervularia* et *Rhynchonella cuboïdes*.- Ann. Soc. Géol. Belgique, XXXV, B342-346.

F. Delhay (1913):
Etude de la formation des récifs de calcaire rouge à *Acervularia* et *Hypothyris cuboïdes*.- Ann. Soc. Géol. Belgique, XL, B469-481.

F. Delhay (1913 b):
Sur les relations des schistes de Matagne avec les récifs de calcaire rouge du bord sud du bassin de Dinant.- Ann. Soc. Géol. Belgique, XL, B481-491.

F. Delhay (1932):
Les différences de faciès des récifs à *Acervularia* de la bande Fromelenne-Trélon et du massif de Philippeville.- Bull. Soc. belge Géol., XLII, 86-94.

I. de Magnée (1934):
Compte-rendu de la session extraordinaire de 1932, organisée à Barvaux du 16 au 19 septembre par la SGB.- Ann. Soc. Géol. Belgique, LV, 67 pp.

T. De Putter & F. Boulvain (sous presse):
Découverte de microstromatolithes ferro-oxydants dans le sondage n°3 de Yves-Gomezée (Bassin de Dinant, Belgique). Ann. Soc. Géol. Belgique.

G. Dewalque (1863):
Sur la constitution du système eifelien dans le Bassin de Namur.- Bull. Acad. r. Belgique, XIII, 83.

G. Dewalque (1868):
Prodrome d'une description géologique de la Belgique.- Liège, imp. Carmanne, 442 pp.

G. Dewalque (1880):
Présentation de marbres rouges provenant de Baelen.- Ann. Soc. Géol. Belgique, VIII, 122-129.

- G. Dewalque (1882):
Sur l'origine corallienne des calcaires dévoniens de la Belgique. Réplique à M.E. Dupont.- Bull. Acad. r. Belgique, 3^e série, III (6), 5-9.
- G. Dewalque (1882 b):
Sur l'origine des calcaires dévoniens de la Belgique.- Bull. Acad. r. Belgique, 3^e série, III (1), 3-7.
- J.A.D. Dickson (1965):
A modified staining technique for carbonates in thin section.- Nature, 4971, p. 587.
- J.A.D. Dickson & M.L. Coleman (1980):
Changes in carbon and oxygen isotope composition during limestone diagenesis.- Sedimentology, 27, 107-118.
- G.R. Dix & N.P. James (1987):
Late Mississippian bryozoan / microbial build-ups on a drowned karst terrain: Port-au-Port Peninsula, Western Newfoundland.- Sedimentology 34, 779-793.
- J.F. Dolan (1989):
Eustatic and tectonic controls on deposition of hybrid siliciclastic/carbonate basinal cycles: discussion with examples.- Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 73 (10), 1233-1246.
- R. Dreesen, M. J. M. Bless, R. Conil, G. Flajs & C. Laschet (1985):
Depositional environment, paleoecology and diagenetic history of the "Marbre rouge à Crinoïdes de Baelen" (Late Upper Devonian, Verviers Synclinorium, Eastern Belgium).- Ann. Soc. Géol. Belgique, 108, 311-359.
- E.M. Dricot (1965):
Observations sur les Acritarches du Frasnien belge.- Ann. Soc. Géol. Belgique, 88 (3), 93-104.
- G. Dromart (1989):
Deposition of Upper Jurassic fine-grained limestones in the Western Subalpine Basin, France.- Paleog., Paleoclimat., Paleoecol., 69, Elsevier Sc. Publ. 23-43.
- L. Dubrul (1939):
La stratigraphie et les variations de faciès du Frasnien en Belgique.- Ann. Soc. Géol. Belgique, LXIII, B299-323.
- B. Ducarme (1980):
Géologie de la voûte anticlinale de Rance.- Bull. Soc. belge Géol., 89 (2), 115-119.
- P. Dumon (1929):
Etude du Frasnien en Belgique.- Publ. de l'Ass. Ing. Ecole Mines Mons, 30 (2), 119-230.
- P. Dumon (1932):
Compte rendu de l'excursion du 11 juin 1932 aux carrières de marbre rouge de Vodelée et de Souleme.- Bull. Soc. belge Géol., XLII, 118-128.
- P. Dumon (1936):
Note sur un sondage à la carrière du Petit-Mont à Vodelée.- Bull. Soc. belge Géol., XLVI, 377-379.
- P. Dumon (1957):
Note sur les marbres rouges en Belgique.- Publ. Ass. Ing. Fac. polyt. Mons, 3, 1-41.
- P. Dumon (1964):
La géologie des carrières, 2^e partie: la carrière du Petit-Mont à Vodelée.- Le Mausolée, n° 336, 337 et 340, 90 pp.
- P. Dumon (1979):
Essai de nomenclature alphabétique des marbres de Belgique.- Non Publié, 50 pp.

- P. Dumon (1982):
Aperçu historique de l'activité marbrière en Wallonie.- Ann. Mines Belg., 11/1982, 945-1008.
- P. Dumon, L. Dubrul & P. Fourmarier (1954):
Le Frasnien.- In P. Fourmarier (éd.): Prodrôme d'une description géologique de la Belgique, Société géologique de Belgique, 145-205.
- R.J. Dunham (1962):
Classification of carbonate rocks according to depositional texture.- Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1, 108-121.
- R.J. Dunham (1970):
Stratigraphic reefs versus ecologic reefs.- Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 54 (10), 1931-1932.
- E. Dupont (1881):
Sur l'origine des calcaires dévoniens de la Belgique.- Bull. Acad. r. Belgique, 3^e série, II, 264-280.
- E. Dupont (1882):
Les îles coralliennes de Roly et de Philippeville.- Bull. du Musée r. d'Histoire nat. de Belgique, I, 89-160.
- E. Dupont (1882 b):
Sur la nouvelle note de M.G. DEWALQUE concernant sa revendication de priorité.- Bull. Acad. r. Belgique, 3^e série, III (6), 11-12.
- E. Dupont (1885):
Sur les calcaires frasnien d'origine corallienne et sur leur distribution dans le massif paléozoïque de la Belgique.- Bull. Acad. r. Belgique, 3^e série, X, 21-38.
- E. Dupont (1891):
La chronologie géologique dans ses rapports avec les origines des terrains.- Bull. Soc. belge Géol. Pal. Hydrol., (V), 97-105.
- E. Dupont (1891 b):
Résumé des excursions de Mariembourg et de Bomal.- Bull. Soc. belge Géol. Pal. Hydrol., (V), 131-135.
- E. Dupont (1892):
Les calcaires et schistes frasnien dans la région de Frasne.- Mém. Soc. belge Géol. Pal. Hydrol., VI, 171-218.
- B. D. Dyer, N. N. Lyalikova, D. Murray, M. Doyle, G. M. Kolesov & W. E. Krumbein (1989):
Role for microorganisms in the formation of iridium anomalies.- Geology, 17, 1036-1039.
- W. Eder & W. Franke (1982):
Death of Devonian reefs.- N. Jb. Geol. Paläont. Ath., 163 (2), 241-243.
- G. Elliott (1971):
The nature of *Aciculella* Pia (Calcareous algae).- Paleontology, 14 (4), 629-636.
- A.F. Embry & J.E. Klovan (1971):
A late Devonian reef tract on north eastern Banks Island, NWT.- Bull. Can. Petrol. Geol., 19, 730-781.
- M. Errera (1976):
La séquostratigraphie: développement théorique et application au Givétien franco-belge.- Thèse de doctorat, F. Sc., Université Libre de Bruxelles, 401 pp.
- J.A. Fagerstrom (1983):
Diversity, speciation, endemism and extinction in Devonian Reef and level-bottom communities, Eastern North America.- Coral Reefs, 2 (2), 65-70.

- J.A. Fagerstrom (1987):
The evolution of reef communities.- J. Wiley & Sons, 600 pp.
- F.G. Ferris, W.S. Fyfe et T.J. Beveridge (1988):
Metallic ion binding by *Bacillus subtilis*: implications for the fossilization of microorganisms.- *Geology*, 16, 149-152.
- A.G. Fischer (1964):
The Lofer cyclothem on the Alpine Triassic.- *Kansas Geol. Survey Bull.*, 169, 107-149.
- E. Flügel (1981):
Lower Permian *Tubiphytes/Archaeolithoporella* buildups in the southern Alps (Austria and Italy).- *In* D.F. Toomey (éd.): *European fossil reef models*, S.E.P.M. Sp. Publ., 30, 143-160.
- E. Flügel (1982):
Microfacies analysis of limestones.- Springer Verlag, 633 pp.
- R.L. Folk (1965):
Some aspects of recrystallization in ancient limestones.- *In* L.C. Pray et R.C. Murray (éds.): *Dolomitization and limestone Diagenesis*, SEPM Sp. Publ., 13, 14-48.
- R.L. Folk & R. Assereto (1974):
Giant aragonite rays and baroque white dolomite in tepee-fillings, Triassic of Lombardy, Italy (abstr.).- *Am. Ass. Petrol. Geol. Abstr. with progr., Ann. Meet.*, 34-35.
- J. R. Frank, A. B. Carpenter & T.J.R. Frank, A.B. Carpenter & W. Oglesby (1982):
Cathodoluminescence and composition of calcite cement in the Taum Sauk Limestone (Upper Cambrian), southeast Missouri.- *J. Sedimentary Petrol.*, 52, 631-638.
- G.M. Friedman, A.J. Amiel, M. Braun & O.S. Miller (1973):
Generation of carbonate particles and laminites in algal mat - Example from sea-marginal hypersaline pool, Gulf of Aqaba, Red Sea.- *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 57 (3), 541-557.
- S. Frisia-Bruni, F. Jadoul & H. Weissert (1989):
Evinosponges in the Triassic Esino limestone (Southern Alps): documentation of early lithification and late diagenetic overprint.- *Sedimentology*, 36, 685-699.
- R. Froute-Dubarry & B. Beaudoin (1989):
Evaluation of compaction and decompaction: Paleocene and Eocene, Pau-Tarbes Basin (SW France).- *IAS Meet. "Compaction-Decompaction of sediments"*, Paris, 19-20.
- P. Frykman (1986):
Diagenesis of Silurian bioherms in the Klinteberg Formation, Gotland, Sweden.- *In* J. H. Schroeder et B. H. Purser (éds.): *Reef diagenesis*. Springer-Verlag, 399-423.
- A. Gandin & F. Debrenne (1984):
Lower Cambrian bioconstructions in Southwestern Sardinia (Italy).- *Geobios, Mém. spécial* 8, 231-240.
- C.D. Gebelein (1976):
Open marine subtidal and intertidal stromatolites (Florida, The Bahamas and Bermuda).- *In* M.R. Walter (éd.): *Stromatolites. Developments in Sedimentology*, Elsevier Sc. Publ. Comp., 20, 381- 388.
- C.D. Gebelein (1976 b):
The effects of the physical, chemical and biological evolution of the earth.- *In* M.R. Walter (éd.): *Stromatolites. Developments in Sedimentology*, Elsevier Sc. Publ. Comp., 20, 499- 515.

- H.H.J. Geldsetzer, W.D. Goodfellow, D.J. Mac Laren & M.J. Orchard (1987):
Sulfur-isotope anomaly associated with the Frasnian-Famennian extinction, Medicine Lake, Alberta, Canada.-
Geology, 15, 393-396.
- W.C. Ghiorse (1984):
Bacterial transformations of manganese in wetland environments.- *In* M. J. Kug & C. A. Reddy (éds.): Current perspectives in microbial ecology, Am. Soc. for Microbiology, 615-622.
- W.C. Ghiorse (1984):
Biology of iron- and manganese-depositing bacteria.- *Ann. Rev. Microbiol.*, 38, 515-550.
- W.C. Ghiorse (1989):
Manganese and iron as physiological electron donors and acceptors in aerobic-anaerobic transition zones.- *In* Y. Cohen & E. Rosenberg (éds.): Microbial mats, Am. Soc. for Microbiology, 163-169.
- G. Goheau (1987):
Histoire de la Géologie.- Ed. La découverte, Paris, 259 pp.
- S. Golubic (1976):
Organisms that build stromatolites.- *In* M.R. Walter (éd.): Stromatolites. Developments in Sedimentology, Elsevier Sc. Publ. Comp., 20, 113-126.
- S. Golubic (1976 b):
Taxonomy of extant stromatolites-building cyanophytes.- *In* M.R. Walter (éd.): Stromatolites. Developments in Sedimentology, Elsevier Sc. Publ. Comp., 20, 127-140.
- J. Gosselet (1881):
Les schistes des environs de Philippeville et des bords de l'Ourthe.- *Ann. Soc. géol. Nord*, VIII, 176-205.
- J. Gosselet (1888):
L'Ardenne. Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France.- Baudry et Cie, Paris, 881 pp.
- J.M. Graulich (1967):
Sondages pour l'étude hydrologique des eaux chaudes à Chaudfontaine.- *Serv. géol. Belg. Prof. Pap.*, 1967 n° 11, 20 pp.
- E. Groessens (1984):
Ornamental and building stones from Belgium.- *Stone industries*, 29-35.
- E. Groessens (1989):
La pierre belge : un passé prestigieux, un avenir prometteur.- *In* Expositions : la pierre, dialogues et métamorphoses, Grand-Hornu, Images, Serv. géol. de Belgique, 22 pp.
- G. Grover, Jr. & J. E. Read (1983):
Paleoaquifer and deep burial related cements defined by regional cathodoluminescent patterns, Middle Ordovician carbonates, Virginia.- *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 67 (8), 1275-1303.
- P. Gutteridge (1988):
Controls on the growth of Late Dinantian carbonate mud mounds, Derbyshire carbonate platform (Abstr.).- 9th IAS Reg. Meeting of Sedimentol., Leuven, 89-90.
- R.B. Halley & P.M. Harris (1979):
Fresh-water cementation of a 1,000 year-old oolithe.- *J. Sedim. Petrol.*, 49 (3), 969-988.
- E.C. Harder (1919):
Iron-depositing bacteria and their geologic relations.- U.S. Geological Survey Prof. Paper 113, 89 pp.

- L.A. Hardie & P. Garrett (1977):
General environmental setting.- *In* L.A. Hardie (éd.): Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of northwest Andros Island, Bahamas, The John Hopkins University Press., 12-49.
- L.A. Hardie & R.N. Ginsburg (1977):
Layering: the origin and environmental significance of lamination and thin bedding.- *In* L.A. Hardie (éd.): Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of northwest Andros Island, Bahamas, The John Hopkins University Press., 50-124.
- P.M. Harris, C.G.St.C. Kendall & I. Lerche (1985):
Carbonate cementation.- *In* N. Schneidermann et P.M. Harris (éd.): Carbonate cements, S.E.P.M. Sp. Publ., 36, 79-95.
- J. Harroy (1910):
Les masses de calcaire construit et leurs relations avec les schistes qui les environnent. Contribution à l'étude du Frasnien.- *Ann. Soc. Géol. Belgique*, XXXVII, M315-M333.
- W.D. Hartman (1977):
Sponges as reef builders and shapers.- *In* S.H. Frost, M.P. Weiss & J.B. Saunders (éd.): Reefs and related carbonates - Ecology and Sedimentology, Studies in Geology n°4, Am. Assoc. Petrol. Geol., 127-134.
- A.B. Hayward (1982):
Coral reefs in a clastic sedimentary environment: Fossil (Miocene, SW Turkey) and Modern (Recent, Red Sea) Analogues.- *Coral Reefs (J. of the Int. S. for Reef Studies)*, 1, 109-114.
- P.H. Heckel (1972):
Possible inorganic origin for Stromatactis in calcilitite mounds in the Tully Limestone, Devonian of New York.- *J. of Sedimentary Petrol.*, 42 (1), 7-18.
- N.G. Hemming, W.J. Meyers & J.C. Grams (1989):
Cathodoluminescence in diagenetic calcites: the roles of Fe and Mn as deduced from electron probe and spectrophotometric measurements.- *J. Sedim. Petrol.*, 59 (3), 404-411.
- M.C. Hewitt & R.J. Cuffey (1985):
Lichenaliid-Fistuliporoid crust-mounds (Silurian, New York-Ontario), Typical early Paleozoic Bryozoan reefs.- *Proc. 5th. Int. Coral Reef Congr., Tahiti*, (6), 599-604.
- R.J. Horodyski, B. Bloeser & S. Vonder Haar (1977):
Laminated algal mats from a coastal lagoon, laguna Mormona, Baja California, Mexico.- *J. Sedim. Petrol.*, n°2, 680- 696.
- A.S. Horowitz & P.E. Potter (1971):
Introductory petrography of fossils.- *Spinger Verlag*, 302 pp.
- L. Hottinger (1984):
Les organismes constructeurs sur la plate-forme du Golfe d'Aqaba (Mer Rouge) et les mécanismes régissant leur répartition.- *Géobios, Mém. sp. n°8*, 241-249.
- L. Hottinger (1984 b):
Stratégies vitales et processus écologiques sélectionnés régissant la constitution de corps bioconstruits.- *In* 3^e cycle en Sc. de la Terre: géologie et paléocologie des récifs, Institut géol. Univ. de Berne, 2.1-2.21.
- L. Hottinger (1988):
Sels nutritifs et biosédimentation (Abstr.).- *Colloque de Biosédimentologie, réunion spécialisée A.D.F.-A.S.F.-S.G.F.*, Marseille, 10-11 oct.88, 45-46.
- J.A.E. Hubbard (1974):
Coral colonies as micro-environmental indicators.- *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 97, 143-152.

J.M. Huh, L.I. Briggs & D. Gill (1977):
Depositional environments of Pinnacle Reefs, Niagara and Salina Groups, Northern Shelf, Michigan Basin.- *In* J.H. Fisher (éd.): Reefs and Evaporites - concepts and depositional models, Am. Assoc. Petrol. Geol. studies in Geology, 5, 1-21.

N.F. Hurley & K.C. Lohmann (1989):
Diagenesis of Devonian reefal carbonates in the Oscar Range, Canning Basin, Western Australia.- *J. Sedim. Petrol.*, 59 (1), 127-146.

Indiana University Paleontology Seminar (1976):
Search for Silurian Reef Model - Great Lakes area (Abstr.).- *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 60 (4), 684 pp.

Indiana University Paleontology Seminar (1976 b):
Silurian reef complex, Rockford, Ohio: constitution, growth and significance.- *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 60 (3), 428-451.

Indiana University Paleontology Seminar (1980):
Stratigraphy, structure and zonation of large Silurian reef at Delphi, Indiana.- *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 64 (1), 115-131.

N.P. James & D.R. Kobluk (1978):
Lower Cambrian patch reefs and associated sediments: southern Labrador, Canada.- *Sedimentology*, 25, 1-35.

N.P. James & E.W. Mountjoy (1983):
Shelf-slope break in fossil carbonate platforms: an overview.- *In* D.J. Stanley et G.T. Moore (éd.): The shelfbreak: critical interface on continental margins, S.E.P.M. Sp. Publ., 33, 189-206.

N.P. James & I.G. Macintyre (1985):
Carbonate depositional environments, Modern and Ancient - Part 1: reefs; zonation, depositional facies and diagenesis.- *Colorado School of Mines Quarterly*, 80 (3), 70 pp.

H.W. Jannasch & D.C. Nelson (1984):
Recent progress in the microbiology of hydrothermal vents.- *In* Current perspectives in microbial ecology (Proc. of the 3rd Int. Symp. on Microbial Ecology, Michigan St. Univ.), éd. par M.J. Klug et C.A. Reddy, Am. S. for Microbiol., 171-176.

L.F. Jansa, B.R. Pratt & G. Dromart (1989):
Deep water thrombolite mounds from the Upper Jurassic of offshore Nova Scotia.- *In* H.H.J. Geldsetzer, N.P. James et G.E. Tebbutt (éd.): Reefs, Canada and adjacent area, Can. Soc. of Petrol. Geol., Mem. 13, 725-735.

H.C. Jenkyns (1980):
Cretaceous anoxic events: from continents to oceans.- *J. Geol. Soc. London*, 137, 171-188.

J.G. Johnson, G. Klapper & C.A. Sandberg (1985):
Devonian eustatic fluctuations in Euramerica.- *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 96, 567-587.

J.G. Johnson, G. Klapper & C.A. Sandberg (1986):
Late Devonian eustatic cycles around margin of old red continent.- *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 109, 141-147.

C. Junge (1977):
Stable isotope fractionation in geochemical and environmental cycles.- *In* W. Stumm (éd.): Global Chemical cycles and their alteration by Man. Berlin, Dahlem Conf., 33-44.

D.M. Karl, G.M. Mc Murtry, A. Malahoff & M.O. Garcia (1988):
Loihi Seamount, Hawaii: a mid-plate volcano with a distinctive hydrothermal system.- *Nature*, 335, 532-535.

- A. C. Kendall (1977):
Fascicular-optic calcite: a replacement of bundled acicular carbonate cements.- *J. of Sedimentary Petrol.*, 47 (3), 1056-1062.
- A. C. Kendall (1985):
Radiaxial fibrous calcite: a reappraisal.- *In* N. Schneidermann et P. M. Harris (éds): Carbonate cements. SEPM Sp. Publ., 59-77.
- A. C. Kendall & M. E. Tucker (1973):
Radiaxial fibrous calcite: a replacement after acicular carbonate.- *Sedimentology*, 20, 365-389.
- C. Kerans, N.F. Hurley & P.E. Playford (1986):
Marine diagenesis in Devonian reef complexes of the Canning Basin, Western Australia.- *In* J.H. Schroeder et B.H. Purser (éd.): Reef Diagenesis, Springer Verlag, 357-380.
- A. H. Knoll (1986):
Geological evidence for early evolution.- *Treb. Soc. Cat. Biol.*, 39, 113-141.
- A. H. Knoll & S. M. Awramik (1983):
Ancient microbial ecosystems. *In* W. E. Krumbein (éd.): Microbial geochemistry, Blackwell Sc. Publ., 287-317.
- D.R. Kobluk (1981):
Cavity-dwelling biota in middle Ordovician (Chazy) bryozoan mounds from Quebec.- *Can. J. Earth Sc.*, 18, 42-54.
- D.R. Kobluk (1981 b):
Earliest cavity-dwelling organisms (coelobionts), Lower Cambrian Poleta Formation, Nevada.- *Can. J. Earth Sc.*, 18, 669-679.
- D.R. Kobluk & N.P. James (1979):
Cavity-dwelling organisms in Lower Cambrian patch reefs from southern Labrador.- *Lethaia*, 12, 193-218.
- K.B. Krauskopf (1957):
Separation of manganese from iron in sedimentary process.- *Geoch. Cosmoch. Acta*, 12, 61-84.
- R.D. Kreisa & R.K. Bambach (1982):
The role of storm processes in generating shell beds in Paleozoic shelf environments.- *In* Einsele et Seilacher (éds.): Cyclic and Event Stratification, Springer Verlag, 200-207.
- W.C. Krumbein (1948):
Lithofacies map and regional sedimentary - stratigraphic analysis.- *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 32, 1909-1923.
- W.E. Krumbein et K. Jens (1981):
Biogenic rock varnishes of the Negev Desert (Israël) an ecological study of iron and manganese transformation by *Cyanobacteria* and *Fungi*.- *Oecologia*, 50, 25-38.
- D. Lacroix (1972):
Contribution à l'étude stratigraphique et paléocéologique du Mésodévonien et du Frasnien du Synclinorium de Namur.- Thèse de Doctorat U.C.L., 228 pp., non publiée.
- D. Lacroix (1974 a):
Le Mésodévonien et le Frasnien à Dave (bord sud du Synclinorium de Namur). Lithostratigraphie et comparaison avec les coupes d'Aisemont et de Tailfer.- *Serv. Géol. Belgique prof. Pap.*, 5, 11 pp.

- D. Lacroix (1974 b):
Sur la stratigraphie du Mésodévien et du Frasnien au bord sud du Synclinorium de Namur.- Ann. Soc. Géol. Belgique, 97, 11-21.
- J. Lafuste & F. Tourneur (1988):
Dendropora Michelin, 1846 et le nouveau genre dendroporimorphe *Senceliaepora* du Givétien et du Frasnien de la Belgique et du Boulonnais (France).- Bull. Mus. n. Hist. nat., Paris, 4^o sér., 10, C (4): 307-341.
- C. Lalou (1957):
Studies on bacterial precipitation of carbonates in sea water.- J. Sedim. Petrol., 27 (2), 190-195.
- A. Latham et R. Riding (1988):
Thrombolites formed by calcified cyanobacteria in the Lie de Vin Series, Marocco (abstr.).- 9th. IAS Europ. Reg. Meeting on Sedimentol., Leuven, p. 127.
- M. Lecompte (1936):
Contribution à la connaissance des "récifs" du Frasnien de l'Ardenne.- Mém. Inst. géol. UCL, X, 30-113.
- M. Lecompte (1937):
Contribution à la connaissance des récifs du Dévonien de l'Ardenne. Sur la présence de structures conservées dans des efflorescences cristallines du type "*Stromatactis*".- Bull. Mus. r. Hist. nat. Belg., XIII (15), 13 pp.
- M. Lecompte (1938):
Quelques types de "récifs" siluriens et dévoniens de l'Amérique du Nord. Essai de comparaison avec les récifs coralliens actuels.- Bull. Mus. r. Hist. nat. Belg., XIV (39), 1-51.
- M. Lecompte (1954):
Quelques données relatives à la genèse et aux caractères écologiques des "récifs" du Frasnien de l'Ardenne.- Volume jubilaire Victor van Straelen, I, 153-181.
- M. Lecompte (1956):
Quelques précisions sur le phénomène récifal dans le Dévonien de l'Ardenne et sur le rythme sédimentaire dans lequel il s'intègre.- Bull. Inst. r. Sci. nat. Belgique, XXXII (21), 39 pp.
- M. Lecompte (1958):
Les récifs dévoniens de la Belgique.- Bull. Soc. géol. France (6), VII, 1045-1068.
- M. Lecompte (1958 b):
Les récifs paléozoïques en Belgique.- Geol. Rdsch, 47, 384-401.
- M. Lecompte (1959):
Certain data on the genesis and ecologic character of Frasnian reefs of the Ardennes (transl. by P.F. Moore).- Int. Geol. Rev., 1 (7), 1-23.
- M. Lecompte (1959 b):
Compte rendu de la session extraordinaire de la Soc. géol. de Belgique et de la Soc. belge de Géol. consacrée à l'étude du phénomène récifal dévonien dans la partie occidentale du Bassin de Dinant et du Bassin de Namur.- Ann. Soc. Géol. Belgique, LXXXIII, 134-153.
- M. Lecompte (1961):
Faciès marins et stratigraphie dans le Dévonien de l'Ardenne.- Ann. Soc. Géol. Belgique, 85 (1), B17-57.
- M. Lecompte (1963):
Livret-guide des excursions C-D.- VI^o Congrès International de Sédimentologie, 49 pp.
- M. Lecompte (1963 b):
Note préliminaire introductive aux excursions C-D.- VI^o Congrès International de Sédimentologie, 27 pp.

- M. Lecompte (1967):
Le Dévonien de la Belgique et du Nord de la France.- *In* D.H. OSWALD (éd.): International Symp. on the Devonian System, Calgary, vol. I, Alberta Soc. of Petrol. Geologists, 15-52.
- M.R. Leeder (1982):
Sedimentology, process and product.- George Allen & Unwin, London, 344 pp.
- A. Lees (1961):
The Waulsortian "reefs" of Eire: a carbonate mudbank complex of lower Carboniferous age.- *The Journal of Geol.*, 69 (1), 101-109.
- A. Lees (1964):
The structure and origin of the Waulsortian (Lower Carboniferous) "reefs" of West-Central Eire.- *Phil. Trans. roy. Soc. London, ser. B*, 247, 483-531.
- A. Lees (1982):
The paleoenvironmental setting and distribution of the Waulsortian facies of Belgium and Southern Britain.- *In* K. Bolton, H.R. Lane & D.V. Lemone (éds.): Symposium on the environmental setting and distribution of the Waulsortian facies. El Paso Geol. Soc. and Univ. of Texas at El Paso, 1-16.
- A. Lees, V. Hallet & D. Hibo (1985):
Facies variation in Waulsortian buildups, Part 1; a model from Belgium.- *Geological J.*, 20, 133-158.
- A. Lees & J. Miller (1985):
Facies variation in Waulsortian buildups, Part 2; Mid-Dinantian buildups from Europe and North America.- *Geological J.*, 20, 159-180.
- B.W. Logan, R. Rezak & R.N. Ginsburg (1964):
Classification and environmental significance of algal stromatolites.- *The Journal of Geology*, 72 n° 1, 68-83.
- B.W. Logan & V. Semeniuk (1976):
Dynamic metamorphism: processes and products in Devonian carbonate rocks, Canning Basin, Western Australia.- *Sp. Publ. Geol. Soc. Australia*, 6, 1-138.
- K.C. Lohmann & W.J. Meyers (1977):
Microdolomite inclusions in cloudy prismatic calcites: a proposed criterion for former high-magnesium calcites.- *J. Sedim. Petrol.*, 47 (3), 1078-1088.
- A. Lombard (1953):
Directives pour le levé de coupes lithologiques et stratigraphiques d'origine subaquatique.- *Revue C.D.Sc., Université Libre de Bruxelles*, 18 pp.
- A. Lombard (1972):
Séries sédimentaires -genèse -évolution.- *Masson & Cie*, 425 pp.
- M.W. Longman (1977):
Factors controlling the formation of microspar in the Bromide Formation.- *J. Sedim. Petrol.*, 47 (1), 347-350.
- M.W. Longman (1980):
carbonate diagenetic textures from nearshore diagenetic environments.- *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 64, 461-487.
- M.W. Longman (1981):
A process approach to recognizing facies of reef complexes.- *In* D.F. Toomey (éd.): European fossil reef models, S.E.P.M. Sp. Publ., 30, 9-40.
- H.A. Lowenstam (1950):
Niagaran reefs of the Great Lakes area.- *J. Geol.*, 58, 430-487.

- G.R. Mac Ghee, Jr. (1989):
The Frasnian-Fanennian extinction event.- *In* S.K. Donovan (éd.): Mass extinctions: processes and evidence. Belhaven Press, 132-151.
- G.R. Mac Ghee, Jr., C.J. Orth, L.R. Quintana, J.S. Gilmore & E.J. Olsen (1986):
Late Devonian "Kellwasser Event" mass-extinction horizon in Germany: no geochemical evidence for a large-body impact.- *Geology*, 14, 776-786.
- J.E.E. Mac Govney, P.J. Lehmann & J.F. Sarg (1982):
Eustatic sea-level control of Silurian (Niagaran) reefs, Michigan Basin (abstr.).- *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66, p 604.
- H. G. Machel (1986):
Early lithification, dolomitization and anhydritization of Upper Devonian Nisku buildups, subsurface of Alberta, Canada.- *In* J.H. Schroeder et B.H. Purser (éd.): Reef Diagenesis, Springer Verlag, 336-355.
- D.J. Mac Laren (1983):
Bolides and biostratigraphy.- *Geol. Soc. America Bull.*, 94, 313-324.
- D.B. Macurda, Jr. & D.L. Meyer (1977):
Crinoids of West Indian Coral reefs.- *In* S.H. Frost, M.P. Weiss & J.B. Saunders (éds.): Reefs and related carbonates - Ecology and Sedimentology, Studies in Geology, Am. Assoc. Petrol. Geol., 195-207.
- E. Maillieux (1908):
Quelques mots sur le récif de marbre rouge de l'Arche, à Frasnes.- *Bull. Soc. belge Géol.*, XII, 346-349.
- E. Maillieux (1913):
Nouvelles observations sur le Frasnien et en particulier sur les paléorécifs de la plaine des Fagnes.- *Bull. Soc. belge Géol.*, XXVII, 67-104.
- E. Maillieux (1913 b):
Quelques mots sur les récifs frasnien de la plaine des Fagnes, entre Nismes et Chimay.- *Bull. Soc. belge Géol.*, XXVII, 114-124.
- E. Maillieux (1914):
Nouvelle contribution à l'étude des récifs coralligènes du Frasnien.- *Bull. Soc. belge Géol., Pal., Hydrol.*, XXVIII, 82-93.
- E. Maillieux (1926):
Contribution à l'étude du "Massif" de Philippeville.- *Bull. Soc. belge Géol., Pal., Hydrol.*, 36, 86-112.
- E. Maillieux & F. Demanet (1928):
L'échelle stratigraphique des terrains primaires de la Belgique.- *Bull. Soc. belge Géol., Pal., Hydrol.*, 38, 124-131.
- P.G. Malone & K.M. Towe (1970):
Microbial carbonate and phosphate precipitates from sea water cultures.- *Marine geology*, 9, 301-309.
- B. Mamet (1972):
Quelques aspects de l'analyse séquentielle.- *Mém. B.R.G.M.*, 77, 664-677.
- B. Mamet & F. Boulvain (1988):
Remplissages bactériens de cavités biohermales frasnien.- *Bull. Soc. belge Géol.*, 97 (1), 63-76.
- B. Mamet & F. Boulvain (1990):
Microorganismes ferro-oxydants de Griottes carbonifères espagnoles.- *Bull. Soc. belge Géol.*, 99 (2), 229-239.

- B. Mamet & A. Préat (1985):
 Sur la présence de *Palaeomicrocodium* (Algue? *incertae sedis*) dans la Givétien Inférieur de Belgique.- *Geobios*, 18 (3), 389-392.
- B. Mamet & A. Préat (1987):
 Algues giv  tiennes du bord sud du Bassin de Dinant et des régions limitrophes.- *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 109, 431-454.
- A.F. Maurin, M.C. Bernet-Rollande, C.L.V. Monty & S. Nazhat (1985):
 The microbial nature of bacinellid textures - Sedimentological bearings.- 6th Eur. IAS Meeting of Sedimentology, Lleida, 285-287.
- A.F. Maurin, G. Camoin & O. Bernet-Rollande (1984):
 Interface mats and endostromatolites from a Barremian-Aptian (Urgonian) mud-mound. Cefal   (Sicily). (Abstr.).- 5th Eur. reg. Meet. of Sedimentology, Marseille, p. 274.
- A.F. Maurin, J. Philip & P. Brunel (1981):
 Possible microbial accretions in Cenomanian mounds, S.E. France.- *In* C. Monty (  d.): *Phanerozoic Stromatolites*, Springer-Verlag, 121-133.
- I. Méndez-Bedia & F. Soto (1984):
 Paleoecological succession in a Devonian organic buildup (Moniello Fm., Cantabrian Mountains, NW Spain).- *Geobios*, M  m. Sp. 8, 151-157.
- W.J. Meyers (1978):
 Carbonate cements: their regional distribution and interpretation in Mississippian limestones of south western New Mexico.- *Sedimentology*, 25, 371-400.
- W.J. Meyers & K.C. Lohmann (1985):
 Isotope geochemistry of regionally extensive calcite cement zones and marine components in Mississippian limestones, New Mexico.- *In* N. Schneidermann et P.M. Harris (  d.): *Carbonate Cements*, S.E.P.M. Sp. Publ., n  36, 223- 239.
- P. Middleton (1988):
 Stromatactis fabrics: clues from the Ordovician of Sweden (Abstr.).- 9th IAS Reg. Meet. of Sedimentol., Leuven, 155 pp.
- J. M  ller (1986):
 Facies relationships and diagenesis in Waulsortian mudmounds from the Lower Carboniferous of Ireland and N. England.- *In* J.H. Schroeder et B.H. Purser (  d.): *Reef Diagenesis*, Springer Verlag, 311-335.
- M. Moniez (1961):
 Contribution à l'étude du Frasnien de la région de Tr  fon.- *Ann. Soc. Géol. Nord*, LXXXI (2), 105-112.
- C.L.V. Monty (1976):
 The origin and development of cryptalgal fabrics.- *In* M.R. Walter (  d.): *Stromatolites. Developments in Sedimentology*, Elsevier Sc. Publ. Comp., 20, 193-250.
- C.L.V. Monty (1982):
 Cavity or fissure dwelling stromatolites (endo-stromatolites) from belgian Devonian mud mounds (extended abstr.).- *Ann. Soc. géol. Belgique*, 105, 343-344.
- C.L.V. Monty (1982 b):
 Microbial accretions and cavity dwelling stromatolites in reefs and mounds (abstr.).- 11th IAS Intern. Congress on Sedimentol., Hamilton.
- C.L.V. Monty (1982 c):
 Microbial spars. (Abstract).- 11th Int. Congress on Sedimentology, IAS, Hamilton (Canada), p. 26.

C.L.V. Monty (1984):
Mud-mounds: geology and palaeoecology.- *In* Géologie et Paléoécologie des Récifs, éd. par Geister & Herb, 3e Cycle Romand en Sc. de la Terre, 23.1-23.8.

C.L.V. Monty (1985):
Life and sediments: an approach to biosedimentology.- *Rapp. Comm. Int. Mer médit.*, 29 (6), 85-87.

C.L.V. Monty (1986):
Microbial dolomites (abstr.).- 12th IAS Intern. Congress on Sedimentol., Canberra.

C.L.V. Monty (1986 b):
Range and significance of cavity-dwelling or endostromatolites (abstr.).- 12th IAS Intern. Congress on Sedimentol., Canberra.

C. L. V. Monty, M. C. Bernet-Rollande & A. F. Maurin (1982):
Re-interpretation of the Frasnian classical "reefs" of the southern Ardennes, Belgium. (Extended abstract).- *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 105, 339-341.

C.L.V. Monty & A. Maurin (1982):
Microbial accretions and cavity dwelling stromatolites in reefs and mounds (abstr.).- 11th IAS Intern. Congress on Sedimentol., Hamilton, p. 28.

C.L.V. Monty & P. Van Laer (1986):
Mud mounds des Ardennes belges.- Livret d'excursion (non publié). Excursion organisée par le C.A.P.S. pour l'Ass. des Sedimentologues français. 30 p.

C.L.V. Monty & P. Van Laer (1988):
The Upper Devonian mud mounds from the south western Dinant Synclinorium.- *In* 9th IAS Eur. Reg. Meeting on Sedimentology excursion guidebook (A. Herbosch éd.), 157-176.

C.H. Moore (1989):
Carbonate diagenesis and porosity.- *Developments in Sedimentology*, 46, Elsevier, 338 pp.

C.H. Moore & Y. Druckman (1981):
Burial diagenesis and porosity evolution, Upper Jurassic Smackover, Arkansas and Louisiana.-

F.J. Moretti, R.M. Hagerty & J.C. Mitchell (1984):
Reservoir geology for engineers, vol. 1.- Exxon prod. Research comp.

D.J.W. Moriarty, P.C. Pollard, D.M. Alongi, C.R. Wilkinson & J.S. Gray (1985):
Bacterial productivity and trophic relationships with consumers on a coral reef (Mecor I).- *Proc. 5th Int. Coral Reef Congr.*, Tahiti, 3, 457-462.

K.A. Morris (1979):
A classification of Jurassic marine shale sequences: an example from the Toarcian (Lower Jurassic) of Great Britain.- *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecolog.*, 26, 117-126.

K.A. Morris (1980):
Comparison of major sequences of organic-rich mud deposition in the British Jurassic.- *J. Geol. Soc. London*, 137, 157-170.

E.W. Mountjoy & W. Krebs (1983):
Diagenesis of Devonian reefs and buildups, Western Canada and Europe - a comparison.- *Z. deutsch. geol. Ges.*, 134, 5-60.

E.W. Mountjoy & R. Riding (1981):
Foreslope stromatoporoid-renalid bioherm with evidence of early cementation, Devonian Ancient Wall reef complex, Rocky Mountains.- *Sedimentology*, 28 (3), 299- 320.

A.N. Mouravieff (1982):

Conodont stratigraphic scheme of the Frasnian of the Ardennes.- *In* Papers on the Frasnian, Givetian boundary, Serv. Géol. Belgique, Comm. nat. belge Stratigr., Com. nat. belge des Sc. Géol., Com. français de Stratigr., Subcomm. on Devonian Stratigr., 101-118.

A.N. Mouravieff & H.H. Tsien (1983):

Paleoecology of Devonian reefs and reef builders of Ardennes (Belgium).- 1st Int. Cong. on Paleocology, exc. 8B, 31 pp.

A.L. Moureau (1933):

La stratigraphie du Givétien et du Frasnien dans la région Givet-Beauraing.- *Ann. Soc. Géol. Belgique*, LVI (5), B172-194.

H.T. Mullins, C.R. Newton, K. Heath & M.H. Vanburen (1981): Modern deep-water coral mounds North of little Bahama Bank: criteria for recognition of deep-water coral bioherms in the rock record.- *J. Sedim. Petrol.*, 51 (3), 999-1013.

G.M. Narbonne & O.A. Dixon (1984):

Upper Silurian lithistid sponge reefs on Somerset Island, Arctic Canada.- *Sedimentology*, 31, 25-50.

K. H. Nealson (1983):

The microbial iron cycle.- *In* W. E. Krumbein (éd.): *Microbial geochemistry*, Blackwell Sc. Publ., 159-191.

J.C. Niemann & J.F. Read (1988):

Regional cementation from unconformity-recharged aquifer and burial fluids, Mississippian Newman limestone, Kentucky.- *J. Sedim. Petrol.*, 58 (4), 688-705.

A.C. Neumann, J.W. Kofoed & G.H. Keller (1977):

Lithoherms in the Straits of Florida.- *Geology*, 5, 4-10.

A.C. Neumann & I. Macintyre (1985):

Reef response to sea level rise: keep-up, catch-up or give-up.- *Proc. 5th Int. Coral Reef Congr.*, Tahiti, (3), 105-110.

N.D. Newell (1955):

Depositional fabric in Permian reef limestones.- *The Journal of Geology*, 63 (4), 301-309.

G.S. Odin (1982):

Numerical dating in stratigraphy, T1.- Wiley, 630 pp.

C. H. Oppenheimer (1961):

Note on the formation of spherical aragonite bodies in the presence of bacteria from the Bahama Bank.- *Geoch. Cosmoch. Acta*, 23, 295-299.

C. Otte, Jr. & J.M. Parks Jr. (1963):

Fabric studies of Virgil and Wolfcamp bioherms, New Mexico.- *Journal of Geology*, 71, 380-396.

R. Park (1976):

A note on the significance of lamination in stromatolites.- *Sedimentology*, 23, n°3, 379-393.

N. Pedrosa da Silva Lopes (1987):

Etude sédimentologique du bioherme frasnien ("F2j") des Wayons (région de Philippeville).- *Mém. Licence Sc. Géol. Minéral.*, Université Libre de Bruxelles, 94 pp. (non publié).

J. Pel & A. Montjoie (1964):

Sédimentologie du Frasnien de la région de Huccorgne (Bord NE du synclorium de Namur).- *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 87, 175-200.

W.C. Pitman III & X. Golovchenko (1983):

The effect of sea level change on the shelfedge and slope of passive margins.- *In* D.J. Stanley et G.T. Moore (éds.): *The shelfbreak: critical interface on continental margins*, S.E.P.M. Sp. Publ., 33, 41-58.

P.E. Playford (1981):

Devonian Reef Complexes of the Canning Basin Western Australia.- *Field Excursion Guidebook*, 5th. Austr. Geol. Conv., Geol. Soc. Austr., 64 pp.

P.E. Playford (1984):

Platform-margin and marginal-slope relationships in Devonian Reef complexes of the Canning Basin.- *The Canning Basin*, W.A. Proc. of Geol. Soc. Aust. & Petr. Expl. Soc. Aust. Symp., Perth, Australia, 190-214.

P.E. Playford & A.E. Cockbain (1976):

Modern algal stromatolites at Hamelin Pool, a hypersaline barred basin in Shark Bay, Western Australia.- *In* M.R. Walter (éd.): *Stromatolites. Developments in Sedimentology*, Elsevier Sc. Publ. Comp., 20, 389-411.

P.E. Playford, A.E. Cockbain, E.C. Druce & J.L. Wray (1976):

Devonian stromatolites from the Canning Basin, Western Australia.- *In* M.R. Walter (éd.): *Stromatolites. Developments in Sedimentology*, Elsevier Sc. Publ. Comp., 20, 543-563.

P.E. Playford, D.J. Mc Laren, C.J. Orth, J.S. Gilmore & W.D. Goodfellow (1984):

Iridium anomaly in the Upper Devonian of the Canning Basin, Western Australia.- *Science*, 226, 437-439.

B.R. Pratt (1979):

Early cementation and lithification in intertidal cryptalgal structures, Boca Jewfish, Bonaire, Netherlands Antilles.- *J. Sedim. Petrol.*, 49, n°2, 379-386.

B.R. Pratt (1982):

Stromatolitic framework of carbonate mud-mounds.- *J. of Sedimentary Petrol.*, 52 (4), 1203-1227.

B.R. Pratt (1984):

Epiphyton and *Renalcis* - Diagenetic microfossils from calcification of coccoïd blue-green algae.- *J. Sedim. Petrol.*, 54 (3), 948-971.

B.R. Pratt (1988):

Microbial origin of carbonate mud mounds (abstr.).- 9th IAS Eur. Reg. Meet. of Sedimentology, Leuven, p. 176.

B.R. Pratt & N.R. James (1982):

Cryptalgal-metazoan bioherms of Early Ordovician age in the St George Group, Western Newfoundland.- *Sedimentology*, 29 (4), 543-571.

A. Pr at (1984):

Etude lithostratigraphique et sédimentologique du Givétien belge (Bassin de Dinant).- Thèse de Doctorat, Université Libre de Bruxelles, 466 pp. (non publié).

A. Préat (1989):

Sedimentology, facies and depositional environment of the Hanonet (Upper Eifelian) and Trois-Fontaines (Lower Givetian) Formations in Couvin area (Dinant Basin, Belgium).- *Bull. Soc. belge Géol.*, 98 (2), 149-154.

A. Préat & F. Boulvain (1982):

Etude sédimentologique des calcaires givétiens   Vaucelles (Bord sud du Synclinorium de Dinant).- *Ann. Soc. Géol. Belgique*, T.105, 273-282.

A. Préat & F. Boulvain (1987):

Les calcaires laminaires du Givétien inférieur du Bassin de Dinant: témoins paléogéographiques et paléoclimatiques.- *Ann. Soc. Géol. Nord*, CVI, 49-64.

- A. Préat & F. Boulvain (1988):
Middle and Upper Devonian carbonate platform evolution in Dinant and Namur Basins (Belgium, France).- 9th IAS Europ. Reg. Meeting on Sedimentol. Exc. Guidebook, exc. A1, 1-25.
- A. Préat & B. Mamet (1989):
Sédimentation de la plate-forme carbonatée givétienne franco-belge.- Bull. Centres Rech. Explo.-Prod. Elf Aquitaine, 13 (1), 47-86.
- J.E. Prentice (1950):
The carboniferous limestone of the Manifold Valley region, North Staffordshire.- Q. J. Geol. Soc. London, 106, 171-209.
- D.R. Prezbindowski (1985):
Burial cementation - is it important? A case study, Stuart City Trend, South central Texas.- In N. Schneidermann et P.M. Harris (éds.): Carbonate cements, SEPM Sp. Public., n°36, 241-264.
- E. G. Pringsheim (1952):
Organismes ferrugineux.- Endeavour, XI, 44, 208-214.
- B.H. Purser (1980):
Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents: T.I: les éléments de la sédimentation et de la diagenèse.- Ed. Technip, 367 pp.
- B.M. Radke & R.L. Mathis (1980):
On the formation and occurrence of saddle dolomite.- J. Sedim. Petrol., 50 (4), 1149-1168.
- R. Raiswell, F. Buckley, R.A. Berner & T.F. Anderson (1987):
Degree of pyritization of iron as a paleoenvironmental indicator of bottom-water oxygenation.- J. Sedim. Petrol., 58 (5), 812-819.
- A. Ramos-Cormenzana (1975):
Formation of calcite crystals by bacteria of the genus *Bacillus*.- Microbios, 13, 61-70.
- A. Ramos-Cormenzana, M.A. Rivadeneyra & A. Carcia-Cervignon (1980):
influence de la relation Mg:Ca dans la formation de carbonates par des bactéries.- In Cristallisation-Déformation-Dissolution des Carbonates, réunion du Groupe d'Etude des Systèmes carbonatés, Bordeaux, 381-388.
- J.F. Read (1982):
Geometry, facies and development of Middle Ordovician carbonate buildups, Virginia Appalachians.- Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 66 (2), 189-209.
- J.F. Read (1985):
Carbonate platform facies models.- Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 69 (1), 1-21.
- J.K. Reed (1985):
Deepest distribution of atlantic hermatypic corals discovered in the Bahamas.- Proc. 5th. Int. Coral Reef Congr., Tahiti (6), 249-254.
- T.J.A. Reijers (1984):
Devonian carbonate facies patterns in the Dinant synclinorium, Belgium.- Geologie en Mynbouw, 0016, 19-29.
- T.J.A. Reijers (1985):
Devonian basin-fill histories of the Spanish Cantabrian Mountains and the Belgian Ardennes; a comparison.- Geologie en Mynbouw, 64, 41-62.
- T.J.A. Reijers (1988):
Neptunian dykes and related synsedimentary features in Frasnian biohermal mudmounds in the Southern Dinant synclinorium, Belgium (Abstr.).- 9th IAS Reg. Meet. of Sedimentol., Leuven, 180.

H.E. Reineck & I.B. Singh (1975):

Depositional sedimentary environments.- Springer Verlag, 439 pp.

R. Riding (1981):

Composition, structure and environmental setting of Silurian bioherms and biostromes in northern Europe.- *In* D.F. Toomey (éd.): European fossil reef models, S.E.P.M. Sp. Publ., 30, 41-84.

R. Riding & D.F. Toomey (1972):

The sedimentological role of *Epiphyton* and *Renalcis* in Lower Ordovician mounds, Southern Oklahoma.- *J. of Paleontol.*, 46 (4), 509-519.

B.R. Rosen (1977):

The depth distribution of recent hermatypic corals and its palaeontological significance.- 2nd Sympos. Int. sur les coraux et récifs coralliens fossiles, Paris, 1975, Mém. BRGM 89, 507-517.

R.J. Ross, Jr., V. Jaanusson & I. Friedman (1975):

Lithology and origin of Middle Ordovician calcareous mudmound at Meiklejohn Peak, Southern Nevada.- *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 871, 48 pp.

J.M. Rouchy, J.P. Saint-Martin, A. Maurin & M.C. Bérnet-Rollande (1986):

Evolution et antagonisme des communautés bioconstructrices animales et végétales à la fin du Miocène en Méditerranée occidentale; biologie et sédimentologie.- *Bull. Centres Rech. Explor., Prod. Elf-Aquitaine*, 10 (2), 333-348.

S.C. Ruppel & K.R. Walker (1982):

Sedimentology and distinction of carbonate buildups: Middle Ordovician, East Tennessee.- *J. Sedim. Petrol.*, 52 (4), 1055-1071.

M.G. Rutten (1956):

Devonian reefs from Belgium: relation between geosynclinal subsidence and hinterland erosion.- *Am. J. of Sc.*, 254 (11), 685-692.

A. H. Saller (1986):

Radiaxial calcite in Lower Miocene strata, subsurface Enewetak Atoll.- *J. Sedimentary Petrol.*, 56 (6), 743-762.

D.L. Santavy (1985):

The symbiotic relationship between a blue-pigmented bacterium and the coral reef sponge, *Terpios granulosa*.- *Proc. 5th Int. Coral Reef Congr., Tahiti*, 5, 135-140.

J.F. Sarg (1988):

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

P. Sartenaer (1970):

Le contact Frasnien-Famennien dans la région de Houyet-Han-sur-Lesse.- *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 92 (III), 345-357.

P. Sartenaer (1974):

Adieu F2a, F2b, etc...- *Bull. Inst. r. Sci. nat. Belgique*, 50 (3), 18 pp.

P. Sartenaer (1974 b):

Que sont les schistes de Matagne?- *Bull. Inst. r. Sci. nat. Belgique*, 50 (4).

M. Savard & P.-A. Bourque (1989):

Diagenetic evolution of a late Silurian reef platform, Gaspé Basin, Quebec, based on cathodoluminescence petrography.- *Can. J. Earth Sc.*, 26 (4), 791-806.

- M. Scherer (1986):
Diagenesis of aragonitic Sponges from Permian patch reefs of Tunisia.- *In* J.H. Schroeder et B.H. Purser (éds.): Reef Diagenesis, Springer-Verlag, 291-310.
- W. Schlager (1981):
The paradox of drowned reefs and carbonate platforms.- *Geolog. Soc. of Am. Bull.*, 92 (1), 197-211.
- W. Schlager & N.P. James (1978):
Low-magnesian calcite limestones forming at the deep-sea floor, Tangué of the Ocean, Bahamas.- *Sedimentology*, 25, 675-702.
- V. Schmidt (1971):
Early carbonate cementation in Middle Devonian bioherms Rainbow Lake, Alberta.- *In* O. P. Bricker (éd.): Carbonate cements. John Hopkins Univ. Geol. Studies, 19, 209-215.
- P.A. Scholle (1978):
A color illustrated guide to carbonate rock constituents, textures, cements and porosities.- *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 27, 241 pp.
- M. Schorr (1984):
Distribution of microfacies and chemofacies in Lower Tithonian algal-sponge mudmounds of the Swabian Alb, South Germany.- *IAS 5th Eur. Reg. Meet. of Sedimentology*.- Marseille, 401 pp.
- W. Schwarzacher (1961):
Petrology and structure of some Lower Carboniferous reefs in Northwestern Ireland.- *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 45, 1481-1503.
- V. Semeniuk (1971):
Subaerial leaching in the Bowan Park Group (Ordovician) of Central Western New South Wales.- *J. Sedim. Petrol.*, 41 (4), 939-950.
- J.J. Sepkoski, Jr. (1982):
Flat-pebble conglomerates, storm deposits, and the Cambrian bottom fauna.- *In* Einsele & Seilacher (éd.): Cyclic and Event Stratification. Springer Verlag, 371-385.
- S.N. Serebryakov (1976):
Biotic and abiotic factors controlling the morphology of Riphean stromatolites.- *In* M.R. Walter (éd.): Stromatolites. Developments in Sedimentology, Elsevier Sc. Publ. Comp., 20, 321-336.
- W. Seyfried & J. L. Bischoff (1977):
Hydrothermal transport of heavy metals by seawater: the role of seawater/basalt ratio.- *Earth & Planet. Sc. Lett.*, 34, 71-77.
- R.H. Shaver (1974):
Silurian reefs of Northern Indiana: Reef and Interreef macrofaunas.- *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 58 (6), 934-956.
- R.H. Shaver (1977):
Silurian reef geometry - New dimensions to explore (S.E.P.M. Presidential Address, Washington, D.C., June 13, 1977).- *J. Sedim. Petrol.*, 47 (4), 1409-1424.
- R.H. Shaver, C.H. Ault, W.I. Ausich, J.B. Droste, A.S. Horowitz, W. Calvin James, S.M. Okla, C.B. Rexroad, D.M. Suchomei & J.R. Welch (1978):
The search for a Silurian reef model Great Lakes Area.- *Indiana Geol. Survey Sp. Report*, 15, 36 pp.
- R.H. Shaver & J.A. Sunderman (1983):
Silurian reef and interreef strata as responses to a cyclical succession of environments, Southern Great Lakes area.- *Field trip Guidebook for Louisiana Land and Explor. Comp. and Shell Oil Comp.*, 56 pp. (non publié).

- R.H. Shaver & J.A. Sunderman (1989):
Silurian seascapes: water depth, clinothem, reef geometry and other motifs- A critical review of the Silurian reef model.- *Geol. S. of America Bull.*, 101, 939-951.
- P.M. Sheehan (1985):
Reefs are not so different - they follow the evolutionary pattern of level-bottom communities.- *Geology*, 13, 46-49.
- E.A. Shinn (1968):
Burrowing in recent lime sediments of Florida and the Bahamas.- *J. of Paleont.*, 42 (4), 879-894.
- R.R. Shrock (1948):
Sequence in layered rocks.- *Mc Graw-Hill*, 507 pp.
- D.F. Sibley, R.E. Dedoes & T.R. Bartlett (1987):
Kinetics of dolomitization.- *Geology*, 15, 1112-1114.
- J.G. Siegrist & R.H. Randall (1985):
Community structure and petrography of an emergent Holocene reef limestone on Guam.- *Proc. 5th Int. Coral Reef Congr., Tahiti*, (6), 563-568.
- G.W. Skyring (1985):
Anaerobic microbial process in coral reef sediments.- *Proc. 5th Int. Coral Reef Congr., Tahiti*, 3, 421-425.
- D.B. Smith (1981):
The Magnesian Limestone (Upper Permian) reef complex of Northeastern England.- *In* D.F. Toomey (éd.): *European fossil reef models*, S.E.P.M. Sp. Publ., 30, 161-186.
- J.E. Sorauf & A.E.H. Pedder (1986):
Late Devonian rugose corals and the Frasnian-Famennian crisis.- *Can. J. Earth Sc.*, 23, 1265-1287.
- J.M. Sornin (1982):
Influence de la biodéposition sur les propriétés rhéologiques des vases.- *Ass. Géologues du S.O., Soc. Géol. de France, Union des Océanographes de France: Relations entre Organismes et sédiments, Perpignan*, 85-93.
- X. Stainier (1893):
Marbre rouge à crinoïdes dans le Famennien de la Lesse.- *Bull. Soc. belge Géol.*, VII, 177-178.
- S.M. Stanley (1984):
Temperature and biotic crises in the marine realm.- *Geology*, 12, 205-208.
- M. Streel (1973):
Corrélations palynologiques dans le Tournaisien du Synclinorium de Namur.- *Bull. Soc. belge Géol.*, 82, 397-415.
- M. Streel, M. Bless, J. Bouckaert, M. Coen, M. Coen-Aubert, R. Conil, R. Dreesen, M. Duser, N. Mouravieff & J. Thorez (1974):
Chief micropaleontological limits in the Belgian Upper-Devonian.- *Int. Symp. on Belgian micropal. limits.*, Publ. 19, 29 pp.
- J.A. Talent (1988):
Organic reef-building: episodes of extinction and symbiosis.- *Senckenbergiana lethaea*, 69, 3/4, 315-368.
- J.C.M. Taylor & L.V. Illing (1969):
Holocene intertidal calcium carbonate cementation, Qatar, Persian Gulf.- *Sedimentology*, 12, 69-107.

- T.R. Taylor & D.F. Sibley (1986):
Petrographic and geochemical characteristics of dolomite types and the origin of ferroan dolomite in the Trenton Formation, Ordovician, Michigan Basin, USA.- *Sedimentology*, 33, 61-86.
- C. Teichert (1958):
Cold -and deep- water coral banks.- *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 42 (5), 1064-1082.
- H. Termier, G. Termier & H.H. Tsien (1981):
Spongiaires des calcaires récifaux du Frasnien de l'Ardenne.- *Bull. Soc. belge Géol.*, 90 (4), 287-298.
- D.A. Textoris & A.V. Carozzi (1964):
Petrography and evolution of Niagaran (Silurian) reefs, Indiana.- *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 48 (4), 397-426.
- E. Thomsen (1976):
Depositional environment and development of Danian bryozoan biomicrite mounds (Karlby Klint, Denmark).- *Sedimentology*, 23, 485-509.
- R. Thonnard (1964):
Etude photogéologique et géologique classique de la région comprise dans le quadrilatère Villers-le-Gambon-Franchimont-Sautour-Merlemont.- *Mém. fin d'Etudes Ing. géologue, Université Libre de Bruxelles*, 301 pp. (non publié).
- D.F. Toomey & D.H. Winland (1973):
Rock and biotic facies associated with Middle Pennsylvanian (Desmoinesian) algal buildup, Nena Lucia Field, Nolan County, Texas.- *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 57 (6), 1053-1074.
- J. Torrent & V. Schwertmann (1987):
Influence of hematite on the color of red beds.- *J. Sedim. Petrol.*, 57 (4), 682-686.
- F. Tourneur (1981):
Etude comparative de trois biohermes frasnien ("F2j") du bord Sud du synclinorium de Dinant (Givet, Senzeille, Trelon).- *Mém. Lic. Sc. Géol. Minéral., Université Catholique de Louvain*, 140 pp. (non publié).
- F. Tourneur (1981 b):
L'Etude des "récifs rouges F2j" en Belgique (jusqu'en 1970).- *Bull. Soc. belge Géol.* 90 (3), 157-173.
- F. Tourneur (1982):
Conodontes de trois "récifs de marbre rouge F2j". Stratigraphie et écologie.- *Bull. Soc. belge Géol.* 91 (2), 91-102.
- H.H. Tsien (1967):
Distribution of rugose corals in the Middle and Upper Devonian (Frasnian) reef complex of Belgium.- *Int. Symp. on the Devonian Syst., Alberta Soc. Petrol. Geol.*, 2, 273-293.
- H.H. Tsien (1968):
Contribution à l'étude des *Disphyllidae* (Rugosa) du Dévonien moyen et du Frasnien de la Belgique.- *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 91, 445-474.
- H.H. Tsien (1972):
Middle Devonian and Frasnian stratigraphy of Belgium.- *Serv. Géol. Belgique, Doc. n°7, Comm. nat. Stratigr.*, 25 pp.
- H.H. Tsien (1974):
Excursion J, International Symposium on Belgian Micropaleontological Limits, Guidebook, Namur, 34 pp.

H.H. Tsien (1975):
Introduction to the Devonian reef development in Belgium.- 2nd Symp. Int. Coraux et récifs coralliens fossiles, Paris, livret-guide exc. C, 3-43.

H.H. Tsien (1977 a):
L'activité récifale au cours du Dévonien moyen et du Frasnien en Europe occidentale et ses particularités en Belgique.- Ann. Soc. Géol. Nord, XCVII (1), 57-66.

H.H. Tsien (1977 b):
Morphology and development of Devonian reef complexes in Belgium.- Proc. 3 int. Coral Reef Symp., Miami, 191-220.

H.H. Tsien (1977 c):
The sequence and distribution of Frasnian Rugose coral faunas in Belgium.- Mém. B.R.G.M., 89, 203-220.

H.H. Tsien (1979):
Paleoecology of algal-bearing facies in the Devonian (Couvinian to Frasnian) reef complexes of Belgium.- In E. Flügel (éd.): Fossil algae. Springer Verlag, 344-350.

H.H. Tsien (1980):
Les régimes récifaux dévoniens en Ardenne.- Bull. Soc. belge Géol., 89 (2), 71-102.

H.H. Tsien (1981):
Ancient reefs and reef carbonates.- Proc. 4th Int. Coral Reef Symp., Manila, 1, 601-609.

H.H. Tsien (1984):
Récifs du Dévonien des Ardennes- Paléoécologie et structure.- In Geister & R. Herb (éd.): Géologie et Paléoécologie des Récifs. Inst. Géol. Univ. Berne, 7.1-7.30.

H.H. Tsien (1985):
Algal-bacterial origin of micrites in mud mounds.- In Paleoalgology: contemporary research and applications, éd. par D.F. Toomey & M.H. Nitecki, Springer Verlag, 291-296.

H.H. Tsien (1985 b):
Origin of Stromatactis - a replacement of colonial microbial accretions.- In Paleoalgology: contemporary research and applications, éd. par D.F. Toomey & M.H. Nitecki, Springer Verlag, 274-289.

H.H. Tsien & E. Dricot (1977):
Devonian Calcareous Algae from the Dinant and Namur Basins, Belgium.- In E. Flügel (éd.): Fossil Algae, Springer Verlag, 344-350.

H.H. Tsien, A.N. Mouravieff & E.W. Mountjoy (1980):
Devonian reefs in Belgium.- Exc. 140E du 26e Congrès Géol. Int., Paris, Geobios, Mém. sp. 4, 17-33.

M.E. Tucker (1981):
Sedimentary petrology, an introduction.- Geoscience Texts, 3, Blackwell Sc. Publ., 252 pp.

A.W. Tudhope & M.J. Risk (1985):
Rate of dissolution of carbonate sediments by microboring organisms, Davies Reef, Australia.- J. Sedim. Petrol., 55 (3), 0440-0447.

P.R. Vail, J.-P. Colin, R.J. du Chêne, J. Kuchly, F. Mediavilla & V. Trifilieff (1987):
La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris.- Bull. Soc. Géol. France (8), 7, 1301-1321.

P.R. Vail & P.N. Eisner (1989):
Stratigraphic signatures separating tectonic, eustatic and sedimentologic effects on sedimentary sections (Abstr.).- In Mesozoic eustacy record on western Tethyan margins, 2e Congrès français de Sédimentol., Lyon, 62-64.

- P.R. Vail, R.M. Mitchum, Jr. & S. Thompson, III (1977):
Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap.- *In* C.E. Payton (éd.): Seismic stratigraphy, application to hydrocarbon exploration, Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 26, 63-81.
- P.R. Vail, R.M. Mitchum, Jr & S. Thompson, III (1977 b):
Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: global cycles of relative changes of sea level.- *In* C.E. Payton (éd.): Seismic stratigraphy, application to hydrocarbon exploration, Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 26, 83-97.
- G. Valet & G. Segonzac (1969):
Les genres *Chalmasia* et *Halicoryne* (Algues Acetabulariacées).- Bull. Soc. Géol. France, 7, II, 124-127.
- P. Van Laer (1988):
Nature et origine des mud mounds pré-cénozoïques, avec exemples du Frasnien belge et canadien, du Waulsortien d'Irlande, du Jurassique d'Espagne et du Crétacé du SE de la France.- Thèse Doct. Sc., Université de Liège, 547 p., non publié.
- P. Van Laer & C. L. V. Monty (1984):
The cementation of mud mound cavities by microbial spars. (Abstract).- 5th IAS Eur. Reg. Meeting of Sedimentology, Marseille, 446-447.
- G.B.S. Van Loevezyn (1987):
Development and termination of the carbonate sedimentation on intracratonic Late Devonian platforms in the Cantabrian Mountains (Spain).- Z. dt. geol. Ges., 138, 197-209.
- G.B.S. Van Loevezyn (1989):
Extinction pattern for the Middle-Upper Devonian stromatoporoid coral reefs; a case study from the Cantabrian Mountains.- Proc. of the Kon. Nederlandse Akad. van Wetensch., serie B, 92 (1), 61-74.
- M. Van Steenwinkel (1988):
The sedimentation history of the Dinant platform during the Devonian-Carboniferous transition.- Thèse de Doctorat en Sc. K.U.L., 173 pp., non publié.
- W. L. Van Veen, E. G. Mulder & M. H. Deinema (1978):
The *Sphaerotilus-Leptothrix* group of Bacteria.- Microbiol. Rev., 329-356.
- E. Van Winkel (1964):
Contribution à l'étude écologique du Frasnien Moyen dans le Bassin de Dinant et au bord Sud du Bassin de Namur.- Thèse de doctorat en Sc., Univ. Catholique de Louvain, 147 pp. (non publiée).
- P. Vasseur (1985):
Etude des peuplements sciaphiles sessiles des récifs coralliens de Polynésie française.- Proc. 5th Int. Coral Reef Congr., Tahiti, (5), 147-152.
- R. A. Walls & G. Burrowes (1985):
The role of cementation in the diagenetic history of Devonian reefs, Western Canada.- *In* N. Schneidermann et P.M. Harris (éd.): Carbonate Cements, S.E.P.M. Sp. Publ. n°36, 185-220.
- R. A. Walls, E. W. Mountjoy & P. Fritz (1979):
Isotopic composition and diagenetic history of carbonate cements in Devonian Golden Spike reef, Alberta, Canada.- Geol. Soc. America Bull. 90, 963-982.
- J. Walther (1894):
Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. *In* G. Fischer (éd.) Beobachtungen über die Bildung der Gesteine und ihrer organischen Einschlüsse. Jena, 1055 pp.

H.R. Wanless (1979):

Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization.- *J. Sedim. Petrol.*, 49, 437-462.

K.R. Walker & L. Alberstadt (1975):

Ecological succession as an aspect of structure in fossil communities.- *Paleobiology*, 1, 238-257.

M.W. Wallace (1987):

The role of internal erosion and sedimentation in the formation of Stromatolite mudstones and associated lithologies.- *J. Sedim. Petrol.*, 57 (4), 695-700.

J.E. Warme (1977):

Carbonate borers - Their role in reef ecology and preservation.- *In* S.H. Frost, M.P. Weiss et J.B. Saunders (éds.): *Reefs and related carbonates - ecology and sedimentology*, Studies in Geology n°4, Am. Assoc. Petrol. Geol., 261-279.

A. Wetzel (1982):

Cyclic and dyscyclic black shale formation.- *In* Einsele & Seilacher (éd.), *Cyclic and Event Stratification*. Springer Verlag, 431-455.

P. Willenz & W.D. Hartman (1985):

Calcification rate of *Ceratoporella Nicholsoni* (Porifera: Sclerospongiae): an *in situ* study with calcein.- *Proc. 5th Int. Coral Reef Congr.*, Tahiti, (5), 113-118.

L.A. Williams (1980):

Community succession in a Devonian patch reef (Onondaga Formation, New York) - Physical and biotic controls.- *J. Sedim. Petrol.*, 50 (4), 1169-1186.

J. L. Wilson (1975):

Carbonate facies in geologic history.- Springer Verlag, 471 pp.

S. Winogradsky (1888):

Über Eisenbakterien.- *Bot. Ztg.*, 46, 262-270.

P. K. Wong & A. Oldershow (1981):

Burial cementation in the Devonian Kaybob reef complex, Alberta, Canada.- *J. Sedim. Petrol.*, 51 (2), 507-520.

R.E. Woronick & L.S. Land (1985):

Late burial diagenesis, Lower Cretaceous Pearsall and Lower Glen Rose Formations, South Texas.- *In* N. Schneidermann et P.M. Harris (éd.): *Carbonate Cements*, SEPM Sp. Publ., n°36, 265-275.

J.L. Wray (1979):

Paleoenvironmental reconstructions using benthic calcareous algae.- *Bull. Cent. Rech. Explor., Prod. Elf-Aquitaine*, 3 (2), 873-879.

H.J. Zwart & F. Dornsiepen (1980):

The variscan and pre-Variscan tectonic evolution of central and western Europe; a tentative model. *In* *Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens*, Ann. Soc. géol. Nord, XCIX (1), 191-202.

PLANCHES

PLANCHE I

Photo 1: carrière de Beauchâteau, Senzeille, vue générale. On remarque, dans le coin supérieur gauche, le contact tectonique entre le bioherme "F2j" et les schistes encaissants; la répartition, au centre, des sédiments stratifiés et massifs de la face centrale supérieure est détaillée à la fig. IV.13.

Photo 2: digitation des mudstones verdâtres à spicules d'Eponges (S2) au sein des calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes (S4). Carrière des Bulants, Neuville, niveau inférieur du bioherme. La photo correspond à la coupe B, fig. IV.17.

Photo 3: interdigitations de calcaires argileux verdâtres à Brachiopodes, spicules d'Eponges, Coraux, Crinoïdes (S2) et de calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes (S4). Carrière de Tiène à l'Gatte, Philippeville, soubassement et niveau inférieur du bioherme. La photo correspond à la base de la coupe, fig. IV.18.

Photo 4: nodule à spicules d'Eponges: lithofaciès des calcaires argileux péri-biohermaux à Brachiopodes, spicules d'Eponges, Coraux, Crinoïdes (S2). Lame TP 13, lumière analysée; Tapoumont, coupe A, fig. IV.15.

Photo 5: *Stromatactis* régulier - Eponge lamellaire dans des calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes (S4). La calcite fibreuse est grise, la calcite granulaire blanche et la dolomite ferrifère orangée. Carrière des Bulants, niveau inférieur du bioherme, cote 18 m de la coupe A, fig. IV.16.

Photo 6: *Stromatactis* irrégulier complexe dans des calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3). Bloc, carrière des Croisettes, Vodecée.

Photo 7: partie d'un *Stromatactis* montrant la répartition de la sparite fibreuse riche en impuretés et de la sparite granulaire, blanche; la présence de microspar à bioclastes, au centre de la photo, n'est due qu'à une invagination de la paroi du *Stromatactis*. Remarquer les quelques péloïdes dans la sparite fibreuse, à la base du *Stromatactis*. Lame BL 15, lumière analysée; Les Bulants, coupe A, fig. IV.16.

Photo 8: *fenestra* stromatactoïde à sparite granulaire associée à un réseau spiculaire. Le sédiment interne, à la base de la *fenestra* à gauche, est légèrement plus clair que le sédiment primaire et caractérisé par un néomorphisme plus accentué. Lame HMC 17, lumière analysée; Hautmont, coupe C, fig. IV.22.

Photos 9 & 10: sédiment interne pseudosparitique d'un *Stromatactis*. L'observation en cathodoluminescence (9) permet de mettre en évidence des spicules qui échappent à l'observation en lumière naturelle (10). Lame BL 15'; Les Bulants, coupe A, fig. IV.16.

Planche I

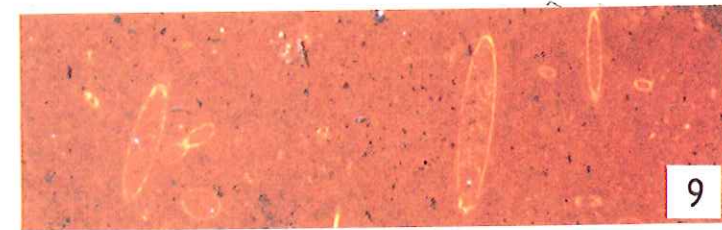
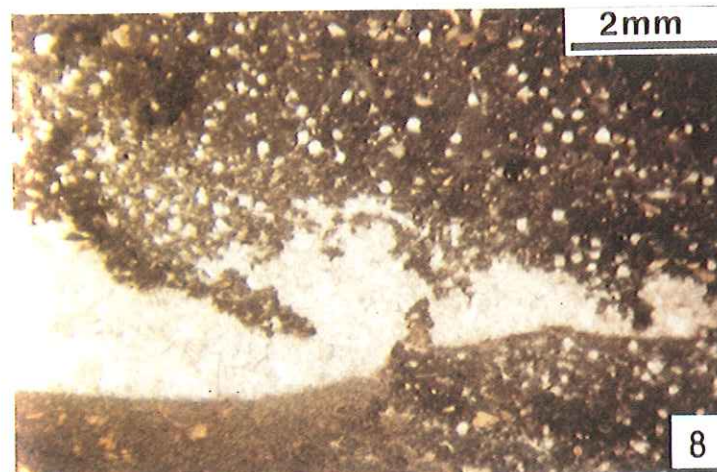
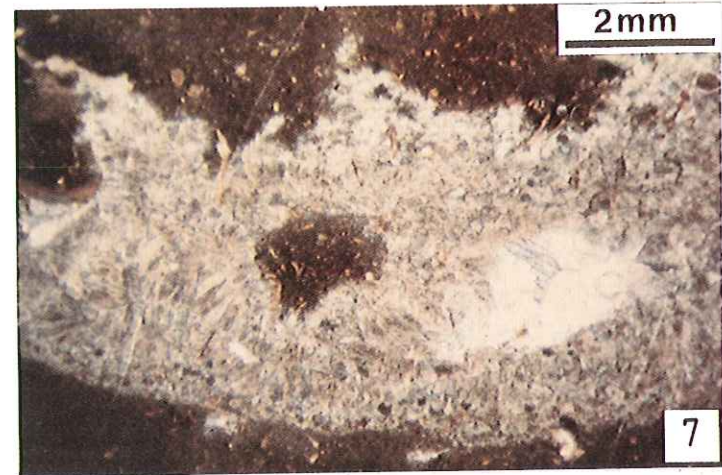
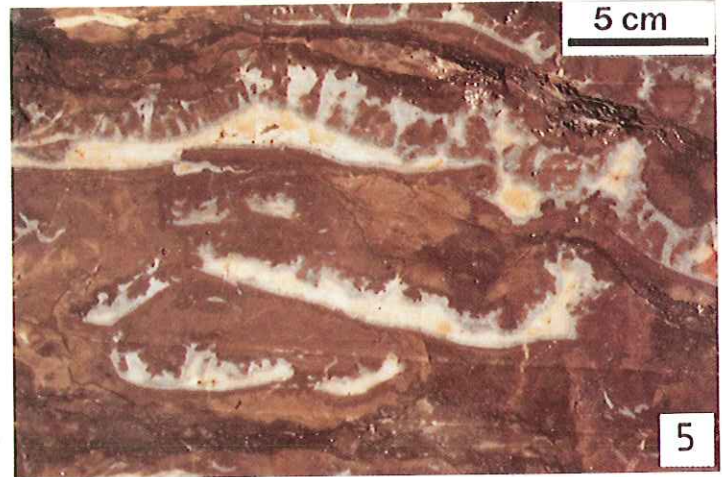
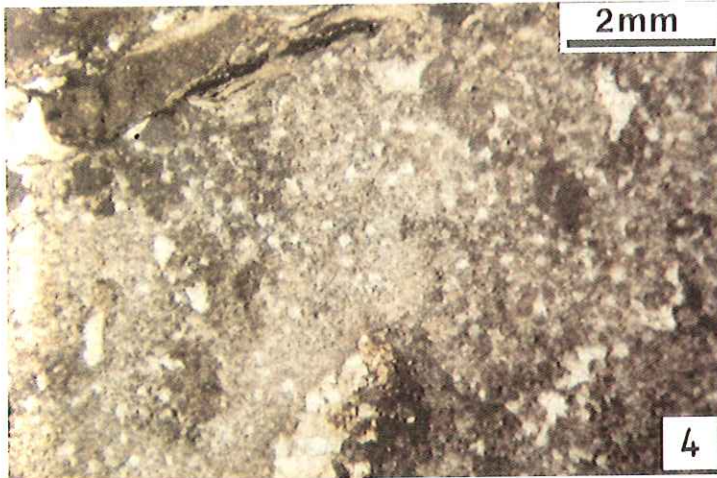
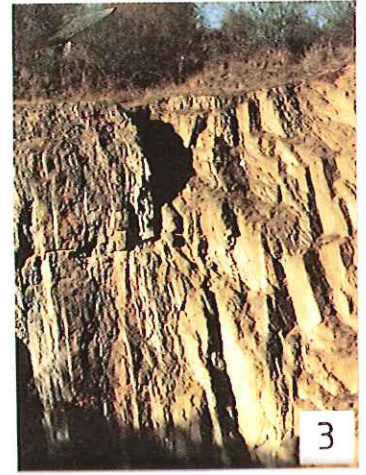


PLANCHE II

Photo 1: wackestone à *fenestrae*, Crinoïdes, péloïdes, bioclastes (S5). Remarquer la forme irrégulière de la *fenestra*, liée à l'hétérogénéité du sédiment. Lame TP 44, lumière analysée; Tapoumont, coupe A, fig. IV.15.

Photo 2: microspar laminaire infiltré entre des zones à ciment précoce dans un packstone à bioclastes, Crinoïdes, Fénestelles, péloïdes (S5). Lame SZ 25, lumière analysée; Beauchâteau, coupe B, fig. IV.11. Echelle, comme photo 1.

Photo 3: encroûtements multiples d'*Alveolites* et de Stromatopores dans des calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis* et Stromatopores (S5). Beauchâteau, niveau moyen du bioherme.

Photo 4: encroûtements multiples (Stromatopore, *Alveolites*, *Sphaerocodium*) dans des calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis* et Stromatopores (S5). Lame SZ 35', lumière analysée; Beauchâteau, coupe B, fig. IV.11. Echelle, comme photo 1.

Photo 5: passée "nébuloïde" grise riche en petits Brachiopodes (centre de la photo) dans des calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis* et Stromatopores (S5). Sous le "nébuloïde", on remarque des trains de petits *Stromatactis* en relais. Carrière des Bulants, niveau moyen, cote 29 m de la coupe A, fig. IV.16.

Photo 6: grainstone à sparite fibreuse: "nébuloïde". En haut à droite, un ossicule et en bas à gauche, un fragment de plaque de Crinoïde. Remarquer la forte densité d'impuretés noires en bandes perpendiculaires à la direction des fibres de la sparite. Lame TP 96, lumière polarisée; Tapoumont, coupe A, fig. IV.15. Echelle, comme photo 1.

Photo 7: packstone à bioclastes de *Trelonella* et petites *fenestrae* irrégulières (S7). Lame SZ 22', lumière analysée; Beauchâteau, coupe B, fig. IV.11. Echelle, comme photo 1.

Photo 8: packstone à *Trelonella* dissoutes, bioclastes et péloïdes (S7). Lame TP G 2A, lumière analysée; Tapoumont, sommet du bioherme. Echelle, comme photo 1.

Planche II

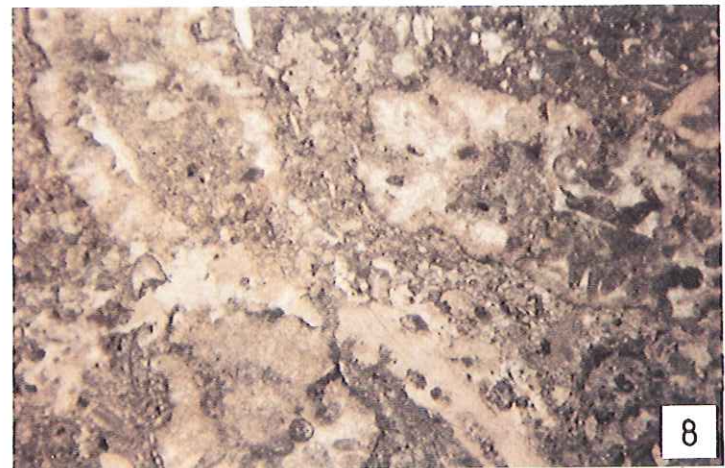
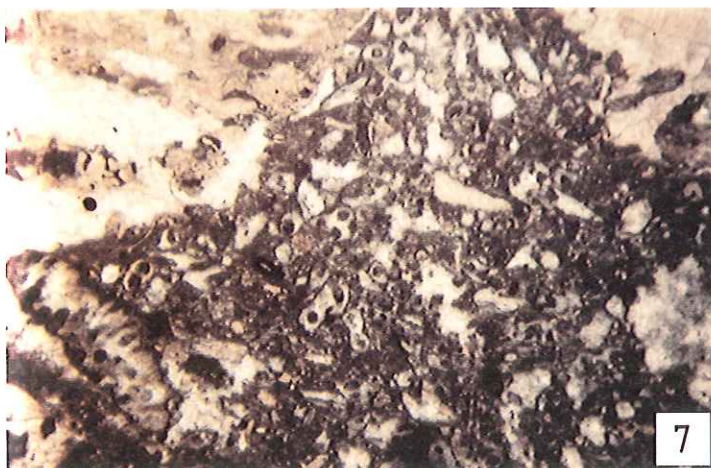
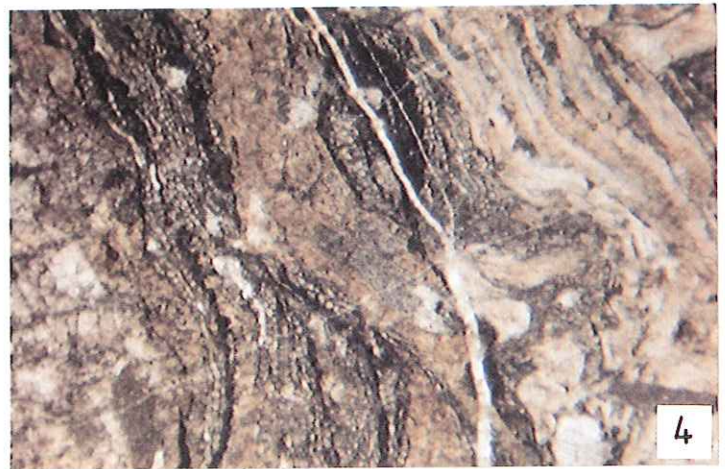
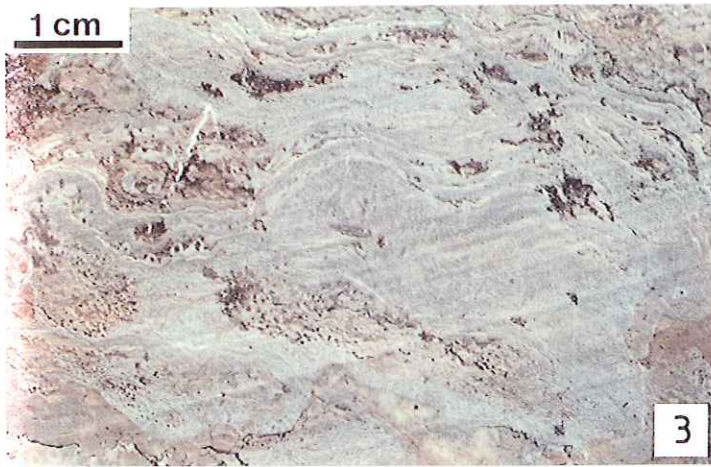
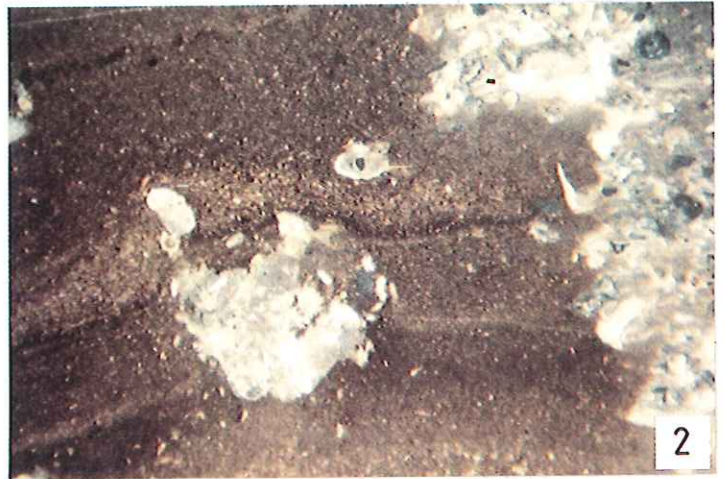
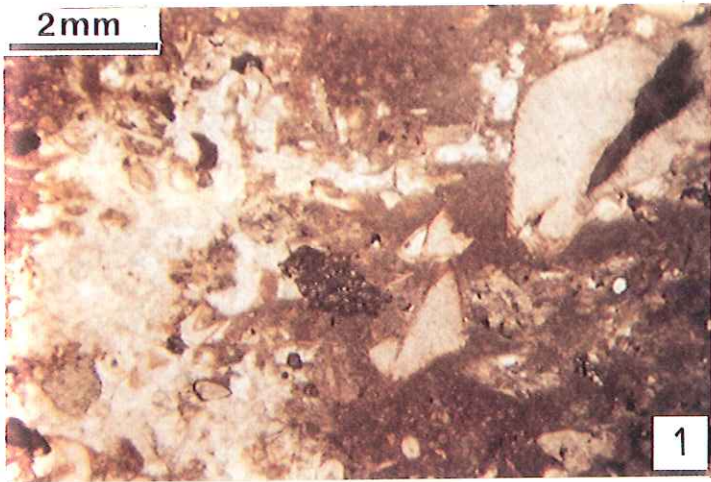


PLANCHE III

Photo 1: fond durci irrégulier (souligné par le tireté) au sommet des boundstones gris massifs à Coraux, Stromatopores, thrombolites, tapis laminaires (S8) qui constituent le coeur du bioherme de Petit-Mont. Le sédiment qui surmonte le fond durci est un floatstone/rudstone rose à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petites *fenestrae*, Stromatopores (S5), contenant des fragments remaniés de calcaire gris. Petit-Mont, cote 55 m sur la coupe B de la fig. VI.11.

Photo 2: bindstone à tapis grumeleux, bioclastes de Coraux, *Sphaerocodium* (S8). Remarquer le fort néomorphisme de la micrite, caractéristique du lithofaciès. Lamé HML 1, lumière analysée; Hautmont, coupe L, fig. IV.26.

Photo 3: bafflestone à *Renalcis* (noir), thrombolite ("t"), *Palaeomicrocodium* ("P"), Ostracodes ("O") (S8). Lamé SZ 38, lumière analysée; Beauchâteau, coupe B, fig. IV.11. Le bas de la lame est exceptionnellement à droite; échelle, comme photo 2.

Photo 4: Tapoumont: passage du bioherme "F2j" (à gauche) aux calcaires argileux péri-biohermaux (au centre) et aux schistes fins supra-biohermaux (à droite, sous le muret de pierre). La photo correspond aux cotes 34 à 45 m de la coupe A de la fig. IV.15.

Photo 5: coulée bioclastique (grainstone à Crinoïdes) (S9) sur la flanc du bioherme de Beauchâteau. Remarquer le sommet plan et la base ondulante de l'unité, qui ravine les schistes à Crinoïdes. Cote 2 m de la coupe A, fig. IV.8.

Photo 6: packstone bioclastique mal classé à Crinoïdes (rares Fénestelles, péloïdes, spicules, Cricoconaride) (S9). Lamé HMD 7', lumière analysée; Hautmont, coupe D, fig. IV.23. Echelle, comme photo 2.

Photo 7: grainstone bioclastique à Crinoïdes, Fénestelle (à gauche en bas) (à l'extrême droite un *Senceliaepora*) (S9). Lamé SZ 515, lumière analysée; Beauchâteau, coupe A, fig. IV.8. Echelle, comme photo 2.

Photo 8: perforations (flèches) affectant un wackestone-packstone argileux à Brachiopodes et bioclastes. Sommet de la Formation de Lustin. Lamé LU 9, lumière analysée; Lustin, fig. IV.39. Echelle, comme photo 2.

Planche III

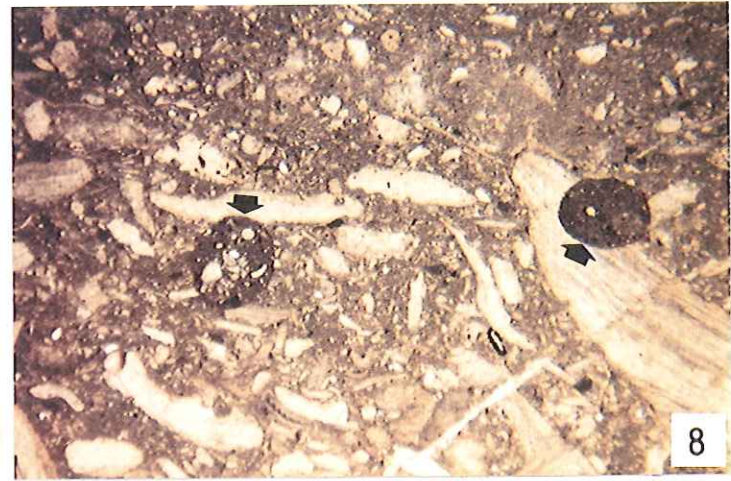
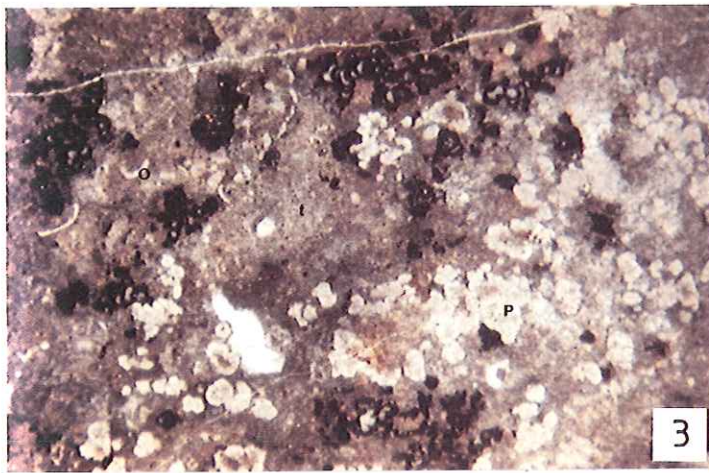
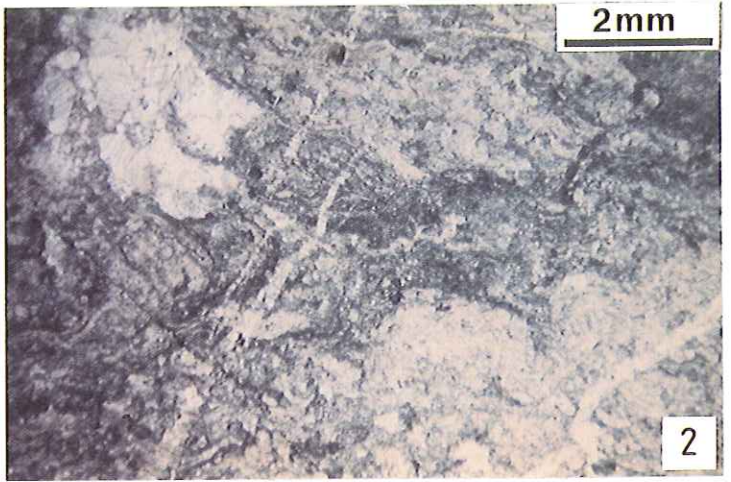


PLANCHE IV

Photo 1: Bactéries ferro-oxydantes frasniennes: gaines hématitisées de Bactéries du groupe *Sphaerotilus-Leptothrix* et coccoïdes, fossilisés dans une sparite granulaire. Lamelle mince polie, immersion d'huile, lumière analysée; échantillon RFX, Rochefontaine, niveau moyen du bioherme. La figure VII.6 situe l'échantillon au sein du sédiment interne.

Photo 2: reliques de Bactéries ferro-oxydantes dans la matrice pseudosparitique de "griottes". Lamelle mince polie, immersion d'huile, lumière analysée; échantillon BL 15, Les Bulants, coupe A, fig. IV.16. Même échelle que photo 1.

Photo 3: Bactéries ferro-oxydantes actuelles du groupe *Sphaerotilus-Leptothrix* (ruisseau de la Woluwe, Bruxelles). Coloration au rouge de ruthénium, contraste interférenciel.

Photos 4 & 5: cloques et microstromatolithes hématitiques dans une sparite granulaire ("phase 2") d'un remplissage de fissure. Ph. 4: lumière analysée; ph. 5: cathodoluminescence. Remarquer la forte luminescence des lamines les plus claires en lumière naturelle et la luminescence faible des lamines opaques en lumière naturelle. La flèche situe des filaments de *Sphaerotilus-Leptothrix* passant d'un microstromatolithe à l'autre. Bloc de la carrière des Croisettes.

Photo 6: sédiments internes microsparitiques dans un *Stromatactis* (flèche). Le ciment est de la calcite radiaxiale. Lamelle CD 20 B, lumière analysée; Fort-Condé, coupe fig. IV.31.

Photo 7: encroûtement cryptalgair (bande sombre) d'une première génération de calcite radiaxiale dans un *Stromatactis*. L'encroûtement est surmonté d'une deuxième génération de calcite radiaxiale, à gauche en bas. Lamelle SC 12, lumière analysée; Les Wayons, coupe de la fig. IV.20.

Photo 8: microrhombôédres de dolomite dans une calcite radiaxiale. Remarquer l'alignement des rhombôédres le long des clivages. Echantillon RFX (Rochefontaine, niveau moyen du bioherme), microscope électronique à balayage, échantillon poli et attaque ménagée à l'HCl. Echelle: 10 μm .

Photo 9: microrhombôédres de dolomite dans une calcite radiaxiale. Echantillon CD 11 (Fort-Condé, coupe de la fig. IV.31), microscope électronique à balayage, échantillon poli et attaque ménagée à l'HCl. Echelle: 10 μm .

Photo 10: calcite HMC récente (Plio-Pléistocène) provenant de l'atoll de Mururoa (Polynésie française). Comparer la morphologie de ce ciment avec la calcite radiaxiale de la photo 6. Lamelle mince, lumière polarisée.

Planche IV

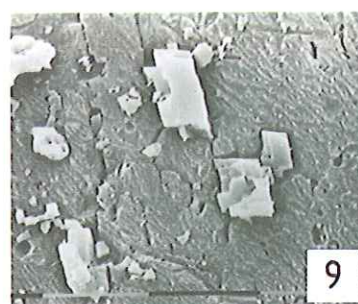
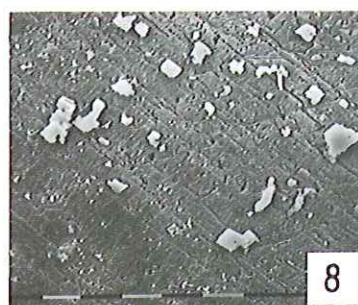
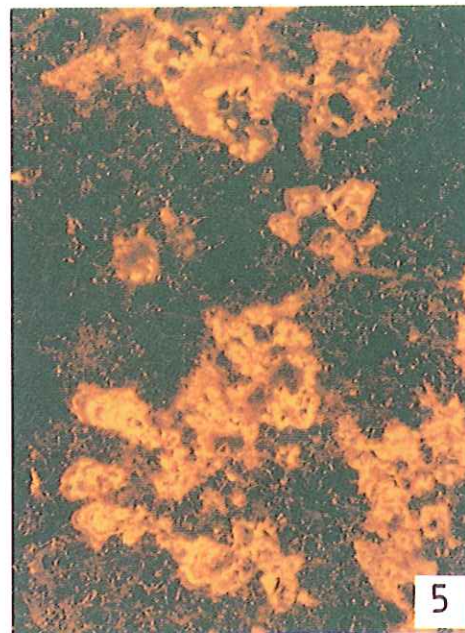
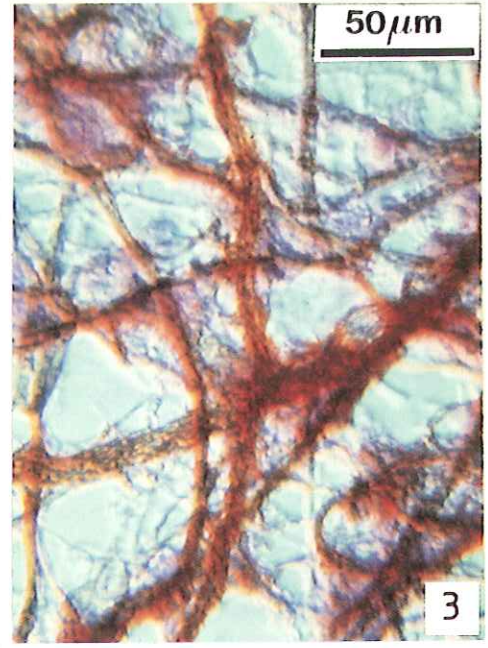
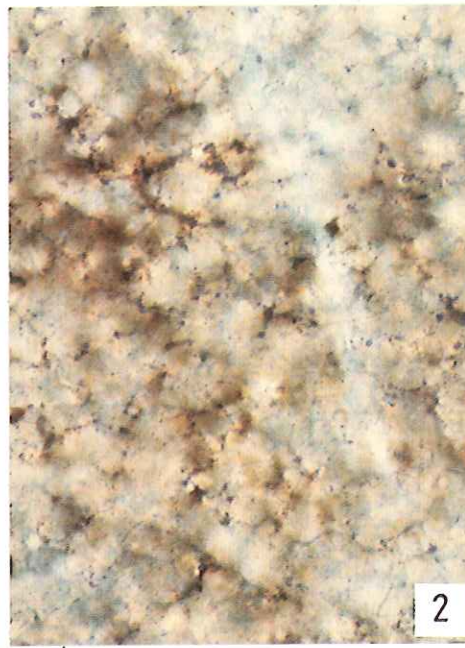
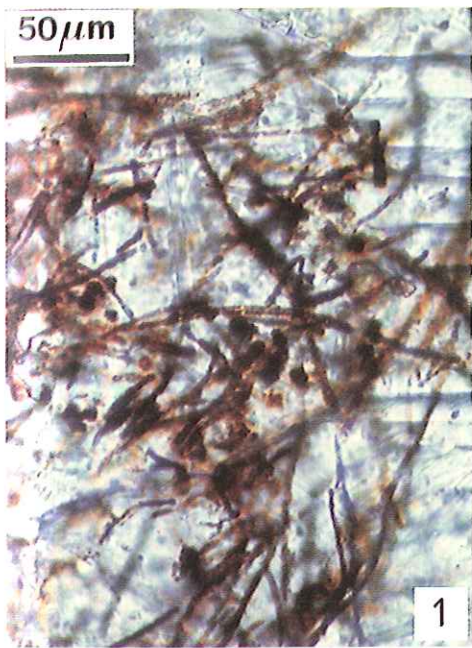


PLANCHE V

Photos 1 & 2: séquence diagénétique type dans un *Stromatactis* (bioherme). 1: lumière naturelle; 2: cathodoluminescence; "1": calcite radiaxiale (phase 1), "2": calcite automorphe non luminescente (phase 2), "3": bordure luminescente de la calcite automorphe (phase 3), "4": calcite xénomorphe à luminescence plus terne (phase 4). Lame BL 15, Les Bulants, Photo XII.9.

Photos 3 & 4: séquence diagénétique dans un spicule d'Eponge (bioherme). 3: lumière naturelle; 4: cathodoluminescence. La séquence ne comprend pas de calcite radiaxiale, mais on retrouve les phases "2", "3", et "4". Lame CR 2, bloc de la carrière des Croisettes.

Photos 5 & 6: séquence diagénétique type dans un *Stromatactis* (bioherme). 5: lumière naturelle; 6: cathodoluminescence; "2": calcite automorphe non luminescente (phase 2), "3": bordure luminescente orange zonée de la calcite automorphe (phase 3), "4": calcite xénomorphe à luminescence rouge (phase 4), "5": dolomite baroque (phase 5), "s": quartz "II". Remarquer la forte luminescence de la dolomite baroque, liée à la présence d'oxydes de fer démixés. La calcite "2", en haut à droite de la photo a été fortement "digérée" par la calcite "4", qui apparaît également dans le réseau de fissures parcourant les cristaux de calcite automorphe non luminescente ("2"), à gauche de la photo. Lame SC 23, Les Wayons, coupe de la fig. IV.20.

Photos 7 & 8: séquence diagénétique dans un spicule d'Eponge (bioherme). 7: lumière naturelle; 8: cathodoluminescence. Même séquence que photo 4. Remarquer (flèche) la fissure qui nourrit la phase "4" à luminescence terne. Lame TG 32, Tiène à l'Gatte, fig. XII. 12.

Planche V

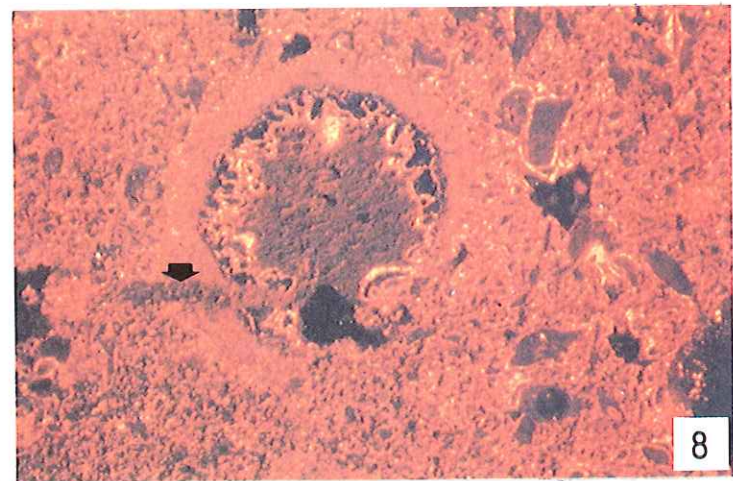
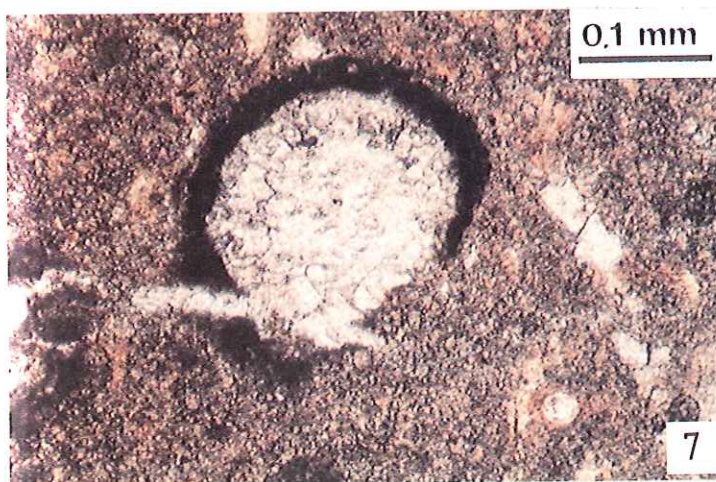
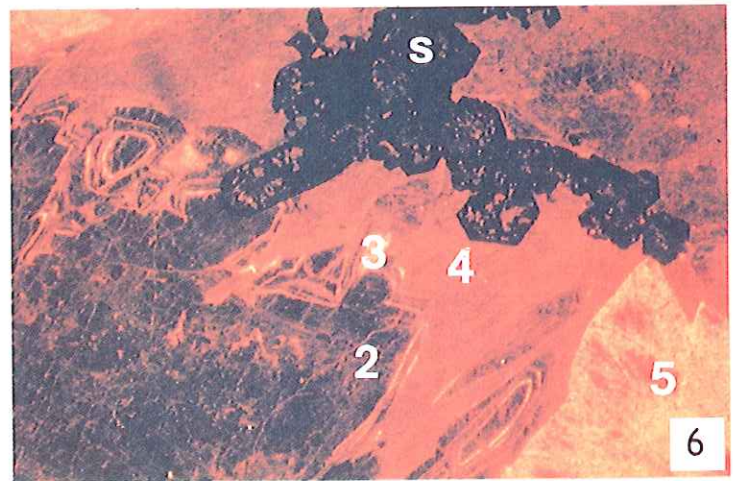
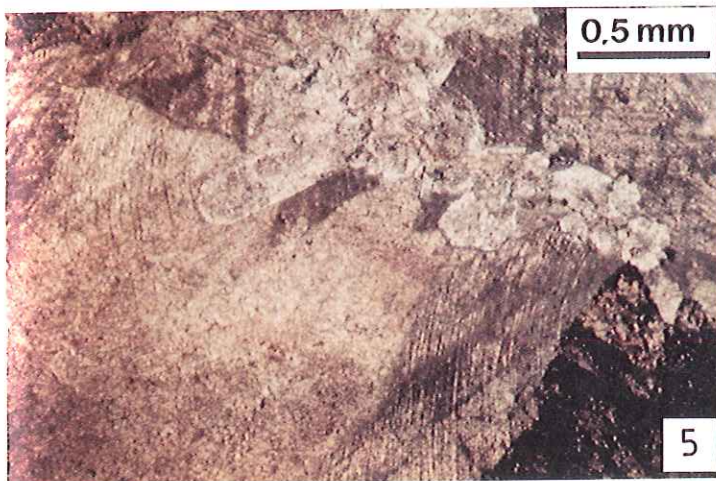
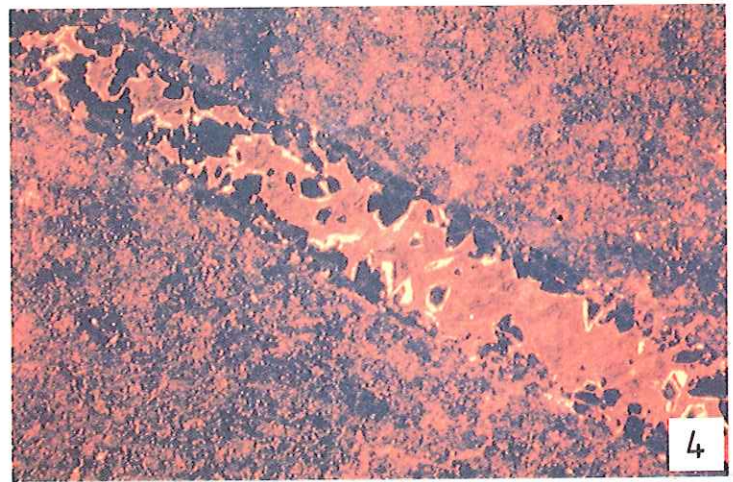
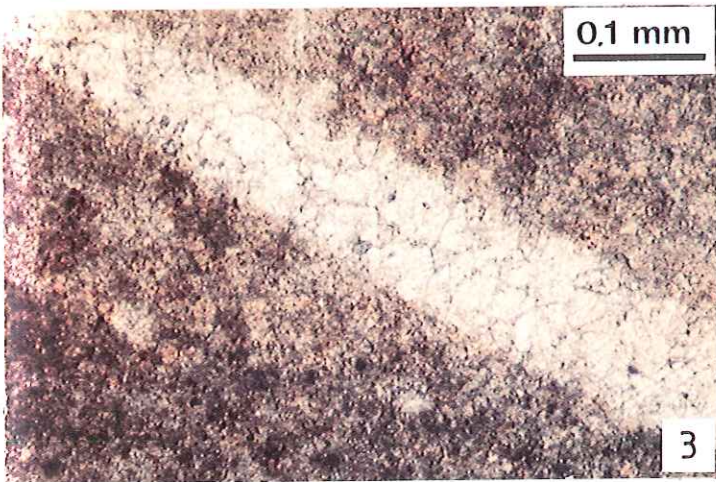
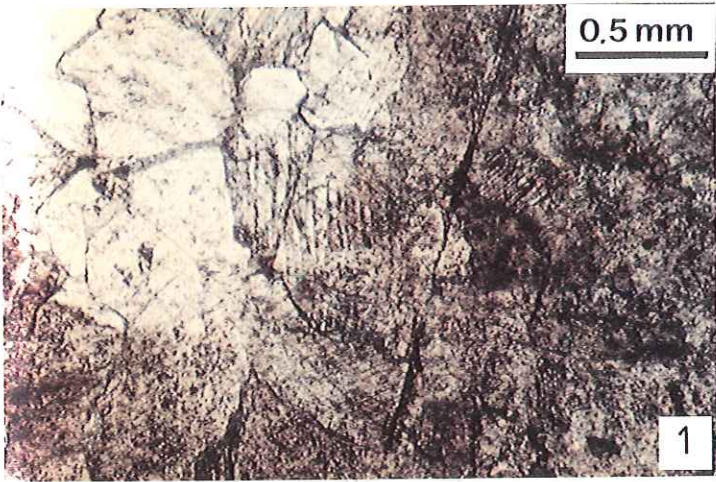


PLANCHE VI

Photo 1: néomorphisme "en glaive romain" de la micrite dans un wackestone argileux bioclastique à Crinoïdes (S2). Remarquer l'augmentation de l'intensité du néomorphisme à l'approche d'un "joint" de pression-dissolution, vers le haut de la photo. Lame LI 5, lumière analysée, coupe du Lion, fig. IV.36.

Photo 2: néomorphisme de la micrite dans des calcaires gris à petites *fenestrae*, Tabulés branchus, Brachiopodes (S7), exempts d'argiles. "s": sparite. Remarquer le caractère équi-granulaire du microspar, comparé à la forme allongée du microspar dans les calcaires argileux (photos 1 & 3). Microscope électronique à balayage, cassure fraîche. Echantillon SZ 14, Beauchâteau, coupe B de la fig. IV.11. Echelle: 100 μm .

Photo 3: néomorphisme de la micrite dans un wackestone argileux bioclastique à Crinoïdes (S2). Cristaux de pseudospar croissant perpendiculairement à un fragment de coquille de Brachiopode (flèche). Microscope électronique à balayage, échantillon poli et attaque ménagée à l'HCL. Echantillon LI 5, coupe du Lion, fig. IV.36. Echelle: 100 μm .

Photo 4: néomorphisme de la micrite dans un wackestone argileux bioclastique (S2). Cristaux de pseudospar croissant perpendiculairement à un fragment de coquille de Brachiopode. Remarquer la forme "en glaive romain". Lame LI 5, lumière analysée, coupe du Lion, fig. IV.36.

Planche VI

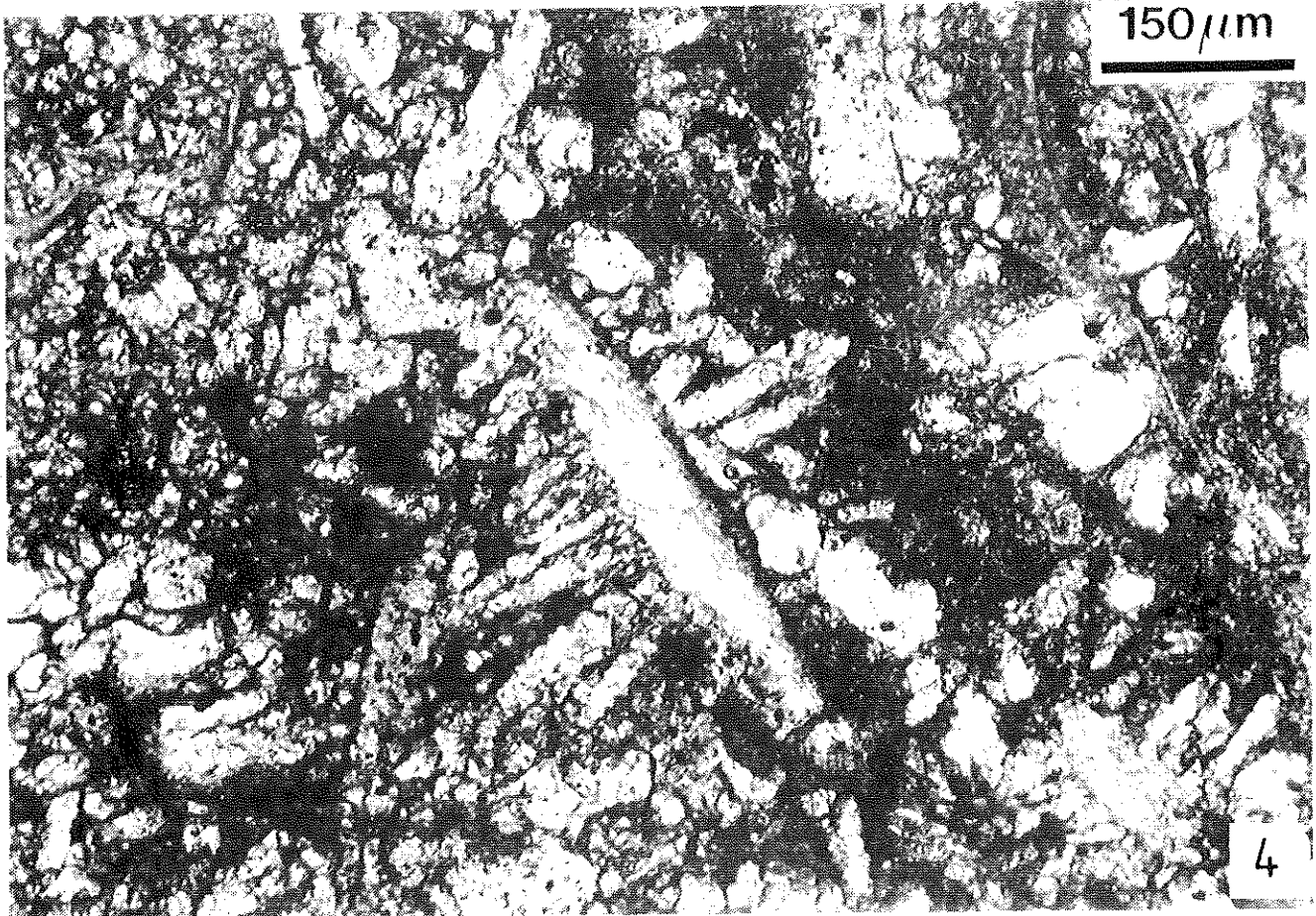
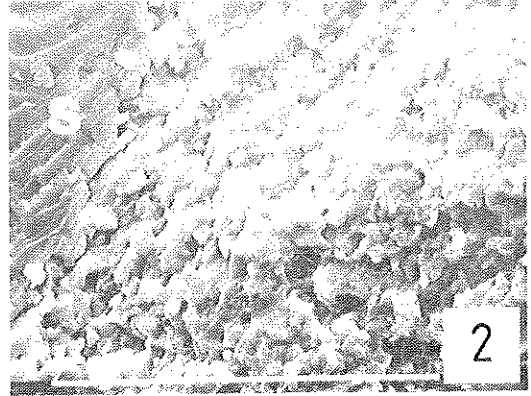
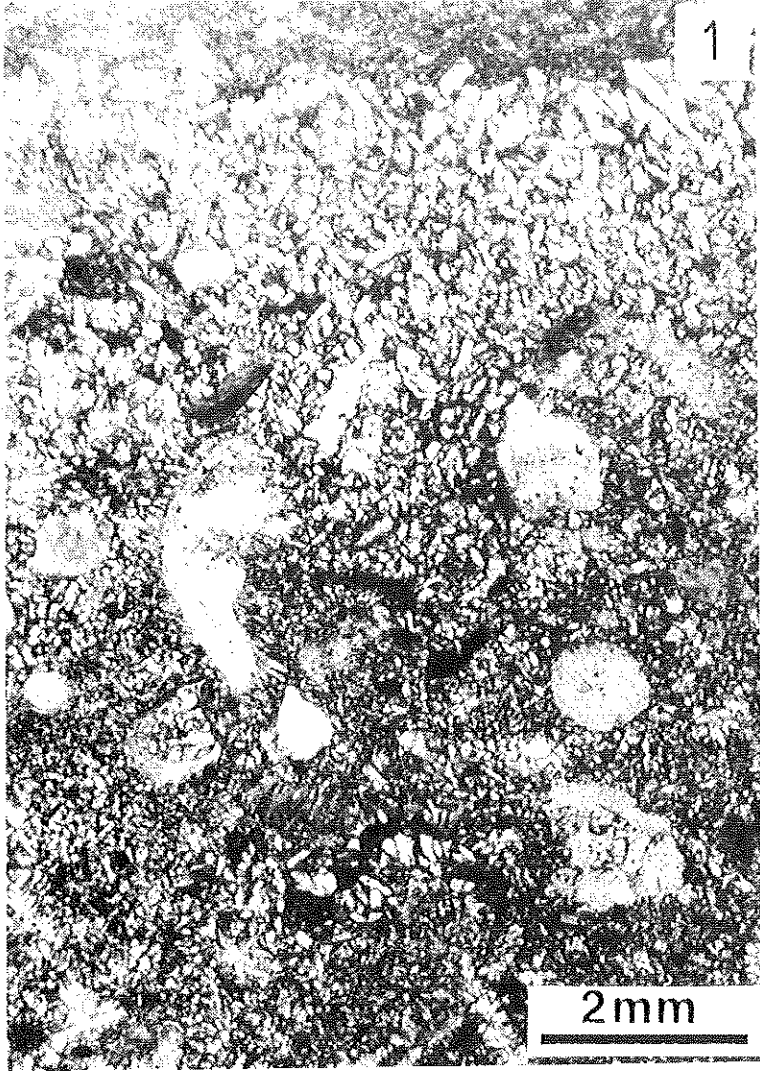


TABLE DES FIGURES, PLANCHES ET TABLEAUX

Figure II.1: superposition des trois "niveaux" de "récifs" F2d, F2h et F2j au bord sud du Synclinorium de Dinant: p. 26

Figure II.2: constitution du bioherme "de marbre rouge" de Petit-Mont, à Vodelée: p. 26

Tableau II.1: comparaison d'après Lecompte entre édifices récifaux paléozoïques et actuels: p. 31

Figure II.3: coupe schématique d'un "récif de marbre rouge F2j" du Massif de Philippeville: p. 31

Tableau II.2: évolution historique de quelques idées fondamentales concernant la sédimentologie des biohermes "de marbre rouge": p. 42

Tableau III.1: comparaison de différentes échelles stratigraphiques du Massif de Philippeville et du bord sud du Synclinorium de Dinant: p. 47

Tableau III.2: échelles stratigraphiques utilisées pour le bord nord du Synclinorium de Dinant, le Synclinorium de Namur et le Massif de la Vesdre: p. 48

Figure IV.1: carte géologique sommaire du sud de la Belgique: p. 52

Figure IV.2: localisation des biohermes de "marbre rouge" dans le Massif de Philippeville et au bord sud du Synclinorium de Dinant: p. 53

Figure IV.3: localisation des biohermes de "marbre rouge" dans la région de Rochefort: p. 54

Figure IV.4: localisation des biohermes de "marbre rouge" dans la région de Durbuy: p. 54

Figure IV.5: découpage des biohermes en "niveaux" et "zones" pour deux exemples d'édifices du Massif de Philippeville: p. 56

Figure IV.6: légende générale des colonnes lithologiques: p. 59

Figure IV.7: carrière de Beauchâteau: localisation des coupes A, B, C et D: p. 61

Figure IV.8: bioherme de Beauchâteau: coupe A: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 62

Figure IV.9: bioherme de Beauchâteau: coupe D: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 62

Figure IV.10: bioherme de Beauchâteau: coupe C: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 64

Figure IV.11: bioherme de Beauchâteau: coupe B: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 65

Figure IV.12: déformation synsédimentaire dans des calcaires roses du niveau moyen du bioherme de Beauchâteau: p. 66

Figure IV.13: bioherme de Beauchâteau, coupe B, face centrale supérieure de la carrière: p. 67

Figure IV.14: état de la carrière de Tapoumont en 1988, après arrêt de l'exploitation. Localisation des coupes A et B: p. 75

Figure IV.15: bioherme de Tapoumont: coupe A: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 69

Figure IV.16: bioherme des Bulants: coupe A: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 71

Figure IV.17: bioherme des Bulants: coupe B: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 72

Figure IV.18: bioherme de Tiène à l'Gatte: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 74

Figure IV.19: schéma de situation de la carrière des Wayons, avec localisation de la coupe et de quelques échantillons: p. 75

Figure IV.20: bioherme des Wayons: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 76

Figure IV.21: carrière du Hautmont: (a): plan général, directions, pendages et localisation des coupes A, B, C, D, L et P; (b): coupe de la carrière selon X-Y et localisation de la coupe B: p. 79

Figure IV.22: bioherme du Hautmont: coupe C: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 80

Figure IV.23: bioherme du Hautmont: coupe D: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 82

Figure IV.24: bioherme du Hautmont: coupe B: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 85

Figure IV.25: bioherme du Hautmont: coupe A: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 86

Figure IV.26: bioherme du Hautmont: coupe L: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 87

Figure IV.27: bioherme du Hautmont: coupe P: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 88

Figure IV.28: bioherme du Petit-Mont: coupe A: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 90

Figure IV.29: "nouvelle" tranchée de chemin de fer de Neuville: coupe A: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 93

Figure IV.30: tranchée de chemin de fer de Neuville: coupe B: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 95

Figure IV.31: bioherme de Fort-Condé: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 97

Figure IV.32: affleurement du chemin de fer de Mariembourg: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 98

Figure IV.33: coupe du chemin de fer de Mariembourg; dessin d'après affleurement de la transition schistes à nodules calcaires mal individualisés-schistes fins à "aspect Matagne", à nodules calcaires nettement individualisés: p. 104

Figure IV.34: localisation des carrières A, B, C et D entamant le bioherme de Tiers Cocrai, près de Humain: p. 100

Figure IV.35: carrière de Tiers Cocrai; croquis de la carrière B, localisation de la coupe et des figures V.7 (petit disque) et V.26 (grand disque): p. 100

Figure IV.36: tranchée d'accès sud à la carrière du Lion: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 102

Figure IV.37: nord-est de la carrière du Lion: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 104

Figure IV.38: sondage 134 E 303 de Chaudfontaine: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 106

Figure IV.39: affleurement de Lustin: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 108

Figure IV.40: affleurement de Crupet: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 110

Figure IV.41: carrière d'Aisemont: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 111

Figure IV.42: affleurement de Huccorgne: colonne lithologique et données pétrographiques: p. 113

Tableau V.1: teneur en calcite des principaux lithofaciès, déterminée par manocalcimétrie à volume constant: p. 124

Tableau V.2: appellations traditionnelles, description sommaire, lithofaciès (au sens de ce travail) et répartition de quelques variétés de marbres "F2j": p. 123

Figure V.1: classification morphologique des *fenestras*.: p. 124

Figure V.2: exemple de *Stromatactis* à digitation "régulière": p. 126

Figure V.3: exemple de *Stromatactis* irrégulier complexe: p. 126

Figure V.4: exemples de *Stromatactis* lamellaires, simples et complexes: p. 127

Figure V. 5: *Stromatactis* très irréguliers et trains de petits *Stromatactis* discordants par rapport à la stratification: p. 128

Figure V.6: divergence angulaire entre bases de *Stromatactis* dans une lame mince taillée obliquement par rapport à la stratification: p. 128

Figure V.7: *Stromatactis* en continuité de cimentation avec des fissures verticales à sparite fibreuse: p. 130

Figure V.8: dessin d'après photomosaïque de la face sciée nord de la carrière Saint-Rémy: p. 131

Figure V.9: relations entre taille et abondance des *Stromatactis*, et importance des "joints" argileux: p. 132

Figure V.10: relations géométriques entre une *fenestra* stromatactoïde et un réseau spiculaire: p. 136

Figure V.11: relations géométriques entre des *Stromatactis*, des spicules d'Eponges et des péloïdes: p. 133

Figure V.12: néomorphisme du sédiment interne dans un *Stromatactis* et dans une *fenestra* stromatactoïde: p. 135

Figure V.13: structure vermiculaire sous une *fenestra*: p. 136

Figure V.14: sédiments internes dans un *Stromatactis*: p. 137

Figure V.15: divers types de sédiments internes dans des *Stromatactis*: p. 139

Figure V.16: passées de petits *Stromatactis* "en relais" dans des calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes (S4): p. 140

Figure V.17: *Alveolites* et "*Phillipsastraea*" lamellaires surmontant de la sparite fibreuse. Lithofaciès des calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes (S4): p. 141

Figure V.18: *Alveolites* surmontant une *fenestra* à ciment fibreux et dolomitique. Lithofaciès des calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes (S4): p. 143

Figure V.19: wackestone à *Stromatactis*, spicules d'Eponges, Crinoïdes, bioclastes, (S4): p. 144

Figure V.20: packstone bioclastique à Crinoïdes, Fénestelles, péloïdes, Brachiopodes (S5): p. 147

Figure V.21: coverstone à Crinoïdes, péloïdes, bioclastes, Stromatopores lamellaires (S5): p. 148

Figure V.22: type particulier de "nébuloïdes": *fenestrae* irrégulières à ciment fibreux, formant des "passées" décimétriques dans les calcaires rouges à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petites *fenestrae*, Stromatopores (S5): p. 150

Figure V.23: bafflestone thrombolitique à *Renalcis* et *Palaeomicrocodium* (S8): p. 155

Figure V.24: bindstone à tapis grumeleux, Coraux, *Renalcis* et Crinoïdes (S8): p. 156

Figure V.25: sédiments internes et ciments dans une cavité de croissance d'un bindstone à tapis grumeleux et Corail (S8): p. 162

Figure V.26: zebra et *Stromatactis* dans des calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponges (S3): p. 160

Figure V.27: zebra dans la "griotte" à *Stromatactis*. A: vue générale; B: détail de A: p. 161

Figure V.28: zebra dans des calcaires rouges à *Stromatactis* et spicules (S3) affectés par des déformations: p. 162

Figure V.29: zebra développés autour d'un thrombolite (pointillé grossier), dans des calcaires gris à Coraux, stromatopores, tapis laminaires, thrombolites (S8): p. 163

Figure V.30: dyke neptunien dans les calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes (S4): p. 164

Figure V.31: sill neptunien dans les calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes (S4): p. 165

Figure V.32: sill neptunien dans les calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes (S4), agrandissement d'une zone de la fig. V.31: p. 166

Figure V.33: masses réniformes de ciment fibreux (en noir, haut de la figure) dans un remplissage de cavité: p. 168

Figure V.34: grainstone à péloïdes et oncolithes (N3): p. 172

Tableau VI.1: présentation synthétique des lithofaciès et microfaciès des coupes du Massif de Philippeville et du bord sud du Synclinorium de Dinant, avec leur représentation graphique: p. 179

Figure VI.1: colonne lithologique, lithofaciès et microfaciès de la coupe de Tiène à l'Gatte: p. 181

Figure VI.2 colonnes lithologiques, lithofaciès et microfaciès des coupes des Bulants, de la tranchée de chemin de fer de Neuville ("A" et "B") et de la tranchée d'accès sud à la carrière du Lion. Corrélations lithostratigraphiques entre les coupes de Neuville et des Bulants: p. 182

Figure VI.3: Modèle de monticule micritique du type "Les Bulants", Massif de Philippeville: p. 184

Figure VI.4: colonne lithologique, lithofaciès et microfaciès de la coupe des Wayons: p. 185

Figure VI.5: colonnes lithologiques, lithofaciès et microfaciès des coupes A, B, C, D et P de Hautmont et corrélations lithologiques: p. 186

Figure VI.6: lithofaciès et microfaciès de la coupe de Rochefontaine: p. 201

Figure VI.7: colonnes lithologiques, lithofaciès et microfaciès des coupes A, B, C, D de Beauchâteau et corrélations lithologiques: p. 187

Figure VI.8: lithologie, lithofaciès et microfaciès des coupes A et B de Tapoumont: p. 188

Figure VI.9: dessin d'après affleurement de la coupe A de Beauchâteau: p. 190

Figure VI.10: Modèle de monticule micritique du type "Les Wayons-Hautmont", Massif de Philippeville: p. 193

Figure VI.11: colonnes lithologiques, lithofaciès et microfaciès des coupes A et B de Petit-Mont et corrélations lithologiques: p. 194

Figure VI.12: Corrélation biostratigraphique (Coraux et Conodontes) de plusieurs biohermes du Massif de Philippeville: p. 196

Figure VI.13: proportion relative des lithofaciès pour quelques coupes de biohermes du Massif de Philippeville: p. 198

Figure VI.14: proportion relative des microfaciès au sein de chaque lithofaciès pour les monticules repris à la fig. VI.13 (Massif de Philippeville): p. 200

Figure VI.15: colonne lithologique, lithofaciès et microfaciès de la coupe du bioherme de Fort-Condé: p. 201

Figure VI.16: colonne lithologique, lithofaciès et microfaciès de la coupe de la carrière de Saint-Rémy: p. 202

Figure VI.17: colonne lithologique, lithofaciès et microfaciès de la coupe de la carrière B de Tiers-Cocrai: p. 202

Figure VI.18: colonne lithologique, lithofaciès et microfaciès de la coupe du chemin de fer de Mariembourg: p. 203

Figure VI.19: proportion relative des lithofaciès pour quelques coupes de biohermes du bord sud du Synclinorium de Dinant: p. 207

Figure VI.20: colonne lithologique, lithofaciès et microfaciès du sondage 134 E 303 de Chaudfontaine: p. 205

Tableau VI.2: présentation synthétique des lithofaciès et microfaciès des coupes du bord nord du Synclinorium de Dinant et du Synclinorium de Namur, avec leur représentation graphique: p. 207

Figure VI.21: colonnes lithologiques, lithofaciès et microfaciès des coupes de Lustin, Crupet, Aisemont et Huccorgne: p. 208

Figure VI.22: modèles des monticules micritiques du Massif de Philippeville avec la position des coupes: p. p. 210

Figure VII.1: schéma de la croissance des microstromatolithes à partir d'un "voile": p. 215

Figure VII.2: croissance des microstromatolithes à partir d'encroûtements pariétaux de cavité: p. 216

Figure VII.3: endostromatolithe dans une fissure verticale affectant des calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes (S4): p. 217

Figure VII.4: reconstitution schématique de la croissance dans une cavité, de "voiles" et "cloques" (a), microstromatolithes (b & c), et de sparite fibreuse dans les espaces délimités par les "voiles" et microstromatolithes (c): p. 215

Figure VII.5: Eponge à remplissage complexe dans des calcaires roses à Coraux, Crinoïdes, Brachiopodes, petits *Stromatactis*, Stromatopores (S5): p. 219

Figure VII.6: lame mince dans le remplissage de cavité de la fig. VII.5: feutrage de filaments hématitiques: p. 219

Figure VII.7 A: filaments hématitiques dans une fissure affectant des wackestones rouges à Crinoïdes, spicules, bioclastes (S4): p. 221

Figure VII.7 B: détail de la figure VII.7 A: filaments carbonatés concrétionnés, formés d'une suite de "cellules" ovoïdes: p. 221

Tableau VII.1: classification des microorganismes ferrugineux: p. 222

Figure VII.8: analyse par microsonde d'une gaine de Ferrobactérie frasnienne (A) et d'une gaine de Bactérie du groupe *Sphaerotilus-Leptothrix* (B): p. 226

Figure VII.9: colonne lithologique de la coupe B de Hautmont, avec les résultats d'analyses par fluorescence X (roche totale) pour le fer, le silicium, l'aluminium, le magnésium et le manganèse: p. 231

Figure VII. 10: répartition des colorations dans les biohermes du Massif de Philippeville: p. 235

Figure VIII.1: répartition verticale et horizontale des taxa algaires par rapport à un monticule du type "Les Wayons-Hautmont" dans le Massif de Philippeville: p. 307

Tableau IX.1: correspondance théorique entre types de séquence dans les monticules et en milieu extra-biohermal: p. 249

Figure IX.1: corrélations séquostratigraphiques entre les coupes du Massif de Philippeville: p. 251

Figure IX.2: A: corrélations séquostratigraphiques entre la coupe de Petit-Mont, le sondage de Chaudfontaine et les coupes levées au bord nord du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Namur. B: corrélations séquostratigraphiques entre la coupe B de Neuville et les coupes du bord sud du Synclinorium de Dinant, rangées d'ouest en est: p. 253

Tableau X.1: récapitulation des principales hypothèses invoquées dans la formation des *Stromatactis*: p. 277

Figure X.1: *Stromatactis* réguliers, en fait des Eponges lamellaires, évoluant latéralement à des *Stromatactis* irréguliers. Calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes (S4): p. 272

Figure X.2: *Stromatactis* régulier hémisphérique à digitation marquée, résultant de l'altération morphologique d'une Eponge: p. 274

Figure X.3: reconstitution schématique des étapes du remplissage du *Stromatactis* figuré à la fig. V.14: p. 276

Figure X.4: mécanismes à l'origine de la formation de *Stromatactis* dans un sédiment homogène (A) et de la formation de *fenestras* allongées sous des organismes lamellaires (B): p. 277

Figure X.5: évolution des cavités du sédiment dans les calcaires à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes (S4): p; 279

Figure X.6: évolution d'une cavité du sédiment dans les calcaires à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes (S4): p. 280

Figure X.7: *Stromatactis* complexes ("S") et *fenestras* à sparite fibreuse ("f") sous de minces (quelques mm) *Alveolites* lamellaires. Calcaires rouges à *Stromatactis*, Coraux, Crinoïdes (S4) de la "griotte supérieure" de Hautmont: p. 281

Figure X.8: diversité de la faune et de la flore suivant le lithofaciès: p. 292

Figure X.9: bloc-diagramme schématique d'une portion de monticule micritique du type "Les Wayons-Hautmont", au niveau de deux constructions thrombolitiques à *Renalcis* et *Palaeomicrocodium* (S8): p. 292

Tableau X.2: rôle sédimentologique des organismes les plus fréquents dans les monticules micritiques "F2j" en fonction de leur groupe trophique: p. 293

Figure X.3: tempestite calcaire isolée dans des schistes fins (S1) en milieu péri-biohermal: p. 296

Figure XI.1: principales différences morphologiques, dynamiques et sédimentologiques entre "rampe" et "plate-forme asymétrique": p. 306

Figure XI.2: variations eustatiques, taux de variation eustatique, subsidence, taux de subsidence et taux de variation relative du niveau marin: modèle théorique: p. 306

Figure XI.3: courbe de variation relative du niveau marin pour la partie supérieure du Frasnien: p. 309

Figure XI.4: reconstitution schématique de la rampe carbonatée de la partie supérieure du Frasnien dans une région couvrant le bord nord du Synclinorium de Dinant, le Massif de Philippeville et le bord sud du Synclinorium de Dinant: p. 310

Figure XI.5: modèle théorique de variation de la géométrie des surfaces de transition entre lithofaciès en fonction du taux d'accrétion biohermal et du taux de variation du niveau marin relatif: p. 317

Figure XII.1: zonation des impuretés dans un *Stromatactis* complexe à digitation peu marquée: p. 329

Figure XII.2: répartition des inclusions dans une *fenestra* à ciment fibreux et "en lames": p. 348

Figure XII.3: *Stromatactis*, réseau de fractures et "joints" argileux, vus en lumière naturelle et montrant les relations géométriques des différentes structures: p. 331

Figure XII.4: dolomitisation d'un sédiment interne microsparitique: p. 333

Figure XII.5: séquence diagénétique-type dans un *Stromatactis* et dans un spicule d'Eponge: p. 336

Figure XII.6: relations géométriques entre *fenestrae* (montrant les phases 2-3-4 de cimentation), "joints" argileux et fractures contenant de la dolomite ferrifère: p. 337

Figure XII.7: relations géométriques entre un *Stromatactis*, des fractures et des "joints" argileux: p. 338

Figure XII.8: relations géométriques entre un *Stromatactis* et deux types de fractures: p. 339

Figure XII.9: colonne lithologique de la coupe D du bioherme de Hautmont et cathodoluminescence des ciments des cavités: p. 340

Figure XII.10: colonne lithologique de la coupe A du bioherme des Bulants et cathodoluminescence des ciments des cavités: p. 341

Figure XII.11: colonne lithologique de la coupe A du bioherme de Petit-Mont et cathodoluminescence des ciments des cavités: p. 342

Figure XII.12: colonne lithologique du bioherme de Tiène à l'Gatte et cathodoluminescence des ciments des cavités: p. 343

Figure XII.13: colonne lithologique du bioherme de Fort-Condé et cathodoluminescence des ciments des cavités: p. 343

Figure XII.14: reliques de cristaux fibreux et en lames autour de Fénestelles: p. 346

Figure XII.15: Répartition de la dolomite ferrifère dans un grainstone à oncoïdes de la formation d'Aisemont: p. 346

Figure XII.16: *fenestra* à ciment de dolomite ferrifère. A: lumière naturelle; B: cathodoluminescence: p. 347

Figure XII.17: schéma synthétique des séquences diagénétiques-types suivant la nature du corps sédimentaire: p. 348

Tableau XII.1: analyses à la microsonde des ciments des échantillons RFX 1 & 2 (RocheFontaine): p. 350

Tableau XII.2: analyses à la microsonde des ciments et de la matrice des échantillons CR 1, CR 5 (Les Croisettes), BL 15 (Les Bulants) et LU 28 (Lustin): p. 350

Figure XII.18: représentation graphique des teneurs en FeO et MnO des calcites granulaires de monticules micritiques (analyse microsonde): p. 351

Figure XII.19: corrélation entre teneurs en FeO et MnO pour des sparites ferrifères à luminescence terne (4^e phase) des monticules. Analyses à la microsonde: p. 351

Tableau XII.3: analyses isotopiques du carbone et de l'oxygène d'échantillons provenant des monticules de Petit-Mont, Hautmont, Tiers Cocrai, Saint-Rémy, Beauchâteau, les Maquettes, Les Wayons, Saint-Martin et Maudoux-Mousty: p. 354

Figure XII.20: représentation graphique des teneurs en isotopes du carbone et de l'oxygène des ciments ("1", "2", "4" et "5") des monticules micritiques: p. 354

Figure XII.21: composition isotopique en carbone et oxygène de la sparite granulaire de Lustin ("BN"), comparée à la sparite non luminescente ("2") et à la sparite à luminescence terne ("4") des monticules micritiques: p. 357

Figure XII.22: composition isotopique en carbone et oxygène de la matrice des monticules micritiques ("m") comparée à celle de la sparite non luminescente ("2") et de la sparite ferrifère à luminescence terne ("4"): p. 357

Figure XII.23: diagramme de corrélation binaire entre la composition isotopique en oxygène (A) et en carbone (B) de la matrice et de la sparite ferrifère ("4") des monticules micritiques: p. 358

Figure XII.24: chronologie relative des "événements" diagénétiques: p. 364

Figure XIII.1: modèles de monticules du type "Les Bulants (en bas à droite) et "les Wayons-Hautmont" (en haut à gauche) dans le Massif de Philippeville: p. 368

ANNEXE I

LOCALISATION, DESCRIPTION SUCCINCTE DES CARRIERES ET
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Je donne successivement pour chaque carrière:

- le numéro correspondant à sa localisation sur les figures IV.2, IV.3 et IV.4;
- la commune (avant fusion), les coordonnées Lambert et le n° de la carte IGNB 1/25 000;
- une description sommaire (les parenthèses signifiant que la description est reprise de la littérature) et l'état actuel de la carrière;
- les principales références bibliographiques;
- pour les carrières non décrites dans le chapitre IV et ayant fait l'objet d'un échantillonnage, la liste des échantillons.

1) La Redoute, Cerfontaine; IGNB 57/3-4, X: 152,550 Y: 95,150.
(Griotte inf. et Royal); (en dressant); actuellement comblée. Dumon, 1979, 1982.

2) Carr. Gorgimont, Soumoy; IGNB 57/3-4, X: 156,075 Y: 97,475.
(Griotte inf., Royal); subhorizontale; très petite, pas de parois sciées. Dumon, 1979, 1982.

3) Carr. Beauchâteau, Senzeille; IGNB 57/3-4, X: 158,300 Y: 94,300.
Royal, Gris; subhorizontale; grandes parois sciées, accessible à plusieurs niveaux. Gosselet, 1888; Delhay, 1908; Dumon, 1929; Dumon et coll., 1954 (coupes); Coen-Aubert, 1974b; Cornet, 1975 (description); Coen, Coen-Aubert et Cornet, 1976 (coupe); Tsien, 1977b (coupe + planches), Dumon, 1979; Tsien, 1980 (coupe); Tsien et coll., 1980 (coupe); Dumon, 1982; Tourneur, 1982 (coupe); Mouravieff et Tsien, 1983 (coupe); Reijers, 1984 (planches); Tsien, 1984 (coupe + planches); Bultinck et coll., 1988 (coupe); Casier, 1988 (coupe); Monty et Van Laer, 1988 (coupe); Prét et Boulvain, 1988 (coupes); Van Laer, 1988 (coupe).

4) Les Valisettes, Neuville; IGNB 57/3-4, X: 159,175 Y: 94,925.
(Griotte inf.); (subhorizontale); quelques pointements. Dumon, 1979, 1982.

5) Carr. Tapoumont, Neuville; IGNB 57/3-4, X: 159,600 Y: 94,675.
Royal, Gris; subhorizontale; grandes parois sciées, actuellement en exploitation intermittente par la SA Gauthier-Wincqz, de Soignies (depuis 1985). Bayet, 1869 (non publié); Dumon, 1929; Dumon et coll., 1954 (coupe); Dumon, 1979, 1982; Boulvain et coll., 1987.

II

- 6) Carr. des Bulants, Neuville; IGNB 57/3-4, X: 159,775 Y: 95,625.
Griotte inf., Royal; en dressant, dir. E-W, pend. 80° S; grandes parois sciées, dalle horizontale. Dumon, 1929; Lecompte, 1959b; Van Winkel, 1964 (coupe); Coen, Coen-Aubert et Cornet, 1976; Tsien, 1977b (coupe); Dumon, 1979; 1982; Mouravieff et Tsien, 1983 (coupe); Tsien, 1984; Prétat et Boulvain, 1988 (coupe); Boulvain, 1989 b (coupe).
- 7) Carr. Maudoux-Mousty, Neuville; IGNB 57/3-4, X: 160,175 Y: 95,300.
Royal, Griotte sup.; subhorizontale; grandes parois sciées, accessibles à plusieurs niveaux; actuellement en exploitation par la SA "Les Carrières de Marbre de Neuville". Dupont, 1882; Dumon, 1929, 1979, 1982.
- 8) Carr. Balle W, Neuville; IGNB 57/3-4, X: 160,225 Y: 94,875.
(Subhorizontale); actuellement sous eau. Dumon, 1929, 1979, 1982.
- 9) Carr. Balle E, Neuville; IGNB 57/3-4, X: 160,350 Y: 94,775.
(Royal, Griotte sup.); en dressant dir. SW-NE; presque comblée. Dumon, 1929, 1979, 1982.
- 10) Carr. du Tiène aux Mouchons, Neuville; IGNB 57/3-4, X: 160,500 Y: 95,375.
(Royal); (subhorizontale); comblée. Dumon, 1929, 1979, 1982.
- 11) Carr. du Tiène Baudet, Neuville; IGNB 57/3-4, X: 160,575 Y: 95,050.
(Royal); (subhorizontale); totalement exploitée. Dumon, 1979, 1982.
- 12) Carr. du Bosquet de Samart, Neuville; IGNB 57/3-4, X: 161,650 Y: 94,850.
Griotte inf., Royal, Gris; en dressant, dir. E-W; parois sciées, actuellement inondée, 3 m visibles. Dumon, 1929, 1979, 1982. BS1.
- 13) Carr. du Bosquet de Neuville, Neuville; IGNB 57/3-4, X: 161,625 Y: 95,900.
(Griotte inf., Royal); dir. E-W, pend. S 70°; reste quelques pointements. Dumon, 1929, 1979, 1982.
- 14) Carr. Questiau, Philippeville; IGNB 58/1-2, X: 162,650 Y: 97,425.
En dressant, dir. E-W; parois sciées, actuellement inondée. Dumon, 1979, 1982.
- 15) Carr. du Bois Côroi, Philippeville; IGNB 58/1-2, X: 162,925 Y: 96,375.
(Griotte inf., Royal); en dressant, dir. E-W, sommet vers le S; partiellement remblayée, broussailles. Dumon, 1979, 1982.
- 16) Carr. du Tiène à l'Gatte, Philippeville; IGNB 58/1-2, X: 163,650 Y: 96,625.
Griotte inf., Royal; en dressant, dir. E-W, sommet vers le S; entamée en périphérie + surfaces sciées. Dumon, 1929, 1979, 1982; Boulvain, 1989 b (coupe).
- 17) Carr. Temerimpré, Philippeville; IGNB 53/5-6, X: 164,300 Y: 98,400.
Griotte inf.; en dressant, dir. E-W, sommet au N. Harroy, 1910; Dumon, 1929; Dumon et coll., 1954 (coupe), Dumon, 1979, 1982.
- 18) ?, Sautour; IGNB 58/1-2, X: 164,500 Y: 95,175.
En dressant, dir. E-W, sommet vers le S; actuellement ne subsiste que quelques pointements. Harroy, 1910; Dumon, 1979, 1982.
- 19) ?, Sautour; IGNB 58/1-2, X: 164,850 Y: 95,375.
En dressant, dir. E-W, sommet vers le N; actuellement ne subsiste que quelques pointements. Harroy, 1910; Dumon, 1979, 1982.
- 20) Carr. Magloire, Sautour; IGNB 58/1-2, X: 164,975 Y: 94,625.
Griotte inf.; subhorizontale; parois sciées, actuellement inondée, avec 4-5 m visibles. Dumon, 1929, 1979, 1982, Dumon et coll., 1954 (coupe).

III

- 21) Carr. du Bois-des-Corbeaux, Sautour; IGNB 58/1-2, X: 165,250 Y: 95,700.
(Griotte inf.), Royal; subhorizontale; parois sciées, actuellement inondée, avec 5-10 m visibles.
Dumon, 1929, 1979, 1982,.
- 22) Carr. du Wez Charnois ou Tienne Maquet, Sart-en-Fagne; IGNB 58/1-2, X: 166,125 Y: 94,850.
Royal; quelques escarpements, beaucoup de végétation. Harroy, 1910; Dumon, 1979, 1982.
WC1.
- 23) Carr. Biernonri, Vodecée; IGNB 58/1-2, X: 164,750 Y: 96,875.
Griotte inf., Royal; dir. E-W, pend. 40° N; actuellement inondée, mais 10 m de parois visibles;
Dumon, 1929, 1979, 1982; Lecompte, 1937 (coupe); Dumon et coll., 1954 (coupe);
- 24) Carr. Grand Fond, Vodecée; IGNB 58/1-2, X: 165,000 Y: 96,975.
Griotte inf., Royal; dir. E-W, pend. 50° N; actuellement inondée, beaucoup de végétation.
Dumon, 1929, 1979, 1982; Lecompte, 1954, 1959 (coupes);
- 25) Carr. des Maquettes, Villers-le-Gambon; IGNB 58/1-2, X: 165,650 Y: 97,150.
Royal; subhorizontale; parois sciées, actuellement inondée, mais quelques m visibles; nombreux
blocs sciés sur le chantier. Harroy, 1910; Dumon, 1929, 1979, 1982; Dumon et coll., 1954
(coupes); Thonnard, 1964 (coupe).
- 26) Carr. des Croisettes, Vodecée; IGNB 58/1-2, X: 164,625 Y: 98,150.
Griotte inf., Royal; subhorizontale; parois sciées, mais inondée depuis peu; nombreux blocs
sciés visibles sur le chantier. Harroy, 1910; Dumon, 1929, 1979, 1982; Lecompte, 1954, 1959
(coupes), 1959b, 1963a; Tsien, 1977a, b, 1980 (planches), 1984; Tsien et coll., 1980; Mouraviéff
et Tsien, 1983; Monty et Van Laer, 1988; Van Laer, 1988 (planches).
- 27) ?, Merlemont; IGNB 58/1-2, X: 166,825 Y: 95,575.
Pointements. Dumon, 1979, 1982.
- 28) Carr. des Wayons, Merlemont; IGNB 58/1-2, X: 166,800 Y: 96,250.
Griotte inf., Royal; dir. ENE-WSW, pend. 60° S; grandes parois sciées, accessibles à plusieurs
niveaux. Harroy, 1910; Dumon, 1929, 1979, 1982; Thonnard, 1964 (coupe); Pedrosa da Silva
Lopes, 1988 (coupe).
- 29) ?, Merlemont; IGNB 58/1-2, X: 167,175 Y: 96,425.
Griotte inf., Royal; pointements. Dumon, 1979, 1982.
- 30) Carr. Moulignat, Villers-le-Gambon; IGNB 58/1-2, X: 166,900 Y: 97,200.
Royal; dir E-W, pend. 60° N; actuellement, sert de dépôt de bois; une parois encore accessible.
Harroy, 1910; Dumon, 1929, 1979, 1982; Thonnard, 1964 (coupe).
- 31) Carr. Madame, Merlemont; IGNB 58/1-2, "Est": X: 168,000 Y: 96,525; "Ouest": X: 167,750
Y: 96,525.
Griotte inf., Royal; subhorizontale. Harroy, 1910; Dumon, 1929, 1979, 1982; Lecompte, 1937;
Thonnard, 1964 (coupe)
- 32) ?, Villers-le-Gambon; pointements. Cauchy, 1825; Dumon, 1979, 1982.
- 33) Carr. Malplaquet, Merlemont; IGNB 58/1-2, X: 168,400 Y: 95,850.
Royal, Gris; en dressant, dir. E-W, pend. 70° N, renversée. Cauchy, 1825; Dupont, 1881;
Harroy, 1910; Dumon, 1929, 1979, 1982; Thonnard, 1964 (coupe).
- 34) ?, Franchimont; IGNB 58/1-2, X: 168,575 Y: 96,750.
Pointements. Dumon, 1979, 1982.

IV

- 35) Carr. Roches-Fontaines ou Rocfontaines, Franchimont; IGNB 58/1-2, X: 169,450 Y: 96,925.
Royal; dir. SSW-NNE, pend. 60° W; grandes parois sciées; inondée depuis peu; scierie et nombreux blocs visibles sur le chantier. Cauchy, 1825; Harroy, 1910; Delhayé, 1913; Dumon, 1929, 1979, 1982; Thonnard, 1964 (coupe); Tsien, 1977a.
- 36) Carr. Collard, Surice; IGNB 58/1-2, X: 171,325 Y: 96,300.
Royal; en dressant, dir. E-W, pend. S; il ne reste que quelques blocs. Dumon, 1979, 1982.
- 37) Carr. des Couloutes, Surice; IGNB 58/1-2, X: 172,550 Y: 96,475.
En dressant, dir. SW-NE, sommet au SE; il ne reste que quelques pointements. Dumon, 1929, 1979, 1982.
- 38) ?, Romedenne; IGNB 58/1-2, X: 173,425 Y: 95,525.
(Griotte inf.); en dressant, dir. E-W, sommet au S; quelques pointements. Dumon, 1979, 1982.
- 39) Carr. du Hautmont, Vodelée; IGNB 58/1-2, X: 175,200 Y: 95,000.
Royal, Gris, Griotte sup.; dir. WNW-ESE, pend. 45° S; en cours d'exploitation par la SA Carrières de Sprimont; grandes parois sciées, accessibles à plusieurs niveaux. Cauchy, 1825; Dupont, 1882a; Dumon, 1929, 1932 (coupe), 1957 (nombreuses coupes et planches), 1979, 1982; Mouravieff et Tsien, 1983 (coupe); Tsien, 1984 (coupe et planche); Terroir, 1987 (coupe); Casier, 1987 (coupe); Mamet et Boulvain, 1988; Boulvain, 1989 b (coupe).
- 40) Carr. du Petit-Mont, Vodelée; IGNB 58/1-2, X: 175,625 Y: 95,000.
Griotte inf., Royal, Gris, (Griotte sup.); dir. NW-SE, pend. 70° SW; grandes parois sciées, actuellement inondée, mais plus de 20 m de parois émergent. Cauchy, 1825; Dupont, 1882a; Gosselet, 1888 (coupe); Harroy, 1910 (coupe); Dumon, 1929, 1932, 1936, 1957 (nombreuses coupes et planches), 1964 (idem), 1979, 1982; Delhayé, 1932; Dumon et coll., 1954 (coupe); Coen, Coen-Aubert et Cornet, 1976 (coupe); Boulvain, 1989 b (coupe).
- 41) Carr. Falgeotte, Soulme; IGNB 58/1-2, X: 175,750 Y: 96,825.
Royal, Griotte. Quelques parois sciées, dalles horizontales. Actuellement inondée. Cauchy, 1825; Dumon, 1979, 1982.
- 42) Carr. Saint-Gobiet, Soulme; IGNB 58/1-2, X: 176,300 Y: 97,800.
En dressant, dir. E-W, sommet au S; il ne reste que quelques blocs. Cauchy, 1825; Dumon, 1979, 1982.
- 43) Carr. Richemont, Soulme; IGNB 58/1-2, X: 177,075 Y: 97,550.
Royal, Gris?; subhorizontale; parois sciées, actuellement inondée, mais 15 m de parois sont accessibles à plusieurs niveaux. Cauchy, 1825; Dumon, 1929, 1932 (coupe), 1979, 1982. RM 1 □ 4.
- 44) Carr. Herman, Gochenée; IGNB 58/3-4, X: 178,375 Y: 96,300.
(Griotte inf.), Royal; subhorizontale; actuellement inondée; quelques m de parois accessibles. Cauchy, 1825; Dumon, 1979, 1982.
- 45) Carr. Luçon, Gochenée; IGNB 58/3-4, X: 178,425 Y: 96,075.
(Griotte inf.), Royal; en dressant, dir. E-W, sommet au N; peu de parois sciées, beaucoup de végétation. Cauchy, 1825; Dumon, 1979, 1982.
- 46) ?, Agimont; IGNB 58/3-4, X: 179,525 Y: 95,575.
Royal, Griotte sup.; subhorizontale; petite, non inondée, quelques m sciés. Dumon, 1964, 1979, 1982.
- 47) sous le Château d'Agimont; IGNB 58/3-4, X: 180,025 Y: 94,825.
(Griotte inf.), Royal; subhorizontale; quelques pointements. Gosselet, 1881, 1888; Dumon, 1979, 1982.

- 48) ?, Agimont; IGNB 58/3-4, X: 181,300 Y: 94,950.
subhorizontale; pointements. Dumon, 1929, 1979, 1982.
- 49) Carr. Février ou Rasquin, Heer; IGNB 58/3-4, X: 183,075 Y: 94,925.
(Griotte inf.), Royal; subhorizontale; pointements. Cauchy, 1825; Gosselet, 1881, 1888 (coupe); Dupont, 1882a; Dumon, 1929, 1979, 1982.
- 50) Fort-Condé, Givet;
Griotte inf.; en dressant, dir. E-W, sommet au N; pas de parois sciées. Gosselet, 1881; Lecompte, 1959b; Dumon, 1979, 1982; Tourneur, 1982 (coupe); Tsien, 1984; Boulvain, 1989 b (coupe).
- 51) "Bas du Village", Rance; IGNB 57/1-2, X: 142,875 Y: 92,325.
(Royal); emplacement du Musée du Marbre. Dumon, 1979, 1982; Ducarme, 1980; Biron et coll., 1983.
- 52) Carr. Ghislain, Rance; IGNB 57/1-2, X: 143,875 Y: 92,000.
(Royal); subhorizontale; pointements. Dumon, 1979, 1982; Ducarme, 1980; Biron et coll., 1983.
- 53) Carr. Fosset, Rance; IGNB 57/1-2, X: 144,725 Y: 92,225.
(Royal, Griotte sup.); actuellement inondée, 1 à 2 m de parois visibles. Dumon, 1979, 1982; Ducarme, 1980 (coupe); Biron et coll., 1983.
- 54) Carr. à Rocs, Rance; IGNB 57/1-2, X: 145,100 Y: 92,200.
(Royal, Griotte sup.); actuellement inondée. Delhay, 1908; Dumon et coll., 1954; Dumon, 1979, 1982; Ducarme, 1980 (coupe); Biron et coll., 1983.
- 55) Carr. La Quercinelle, Neuville; IGNB 57/3-4, X: 160,450 Y: 93,075.
(Griotte inf., Royal); subhorizontale; exploitée totalement. Dumon, 1979, 1982.
- 56) ?, Roly; IGNB 58/1-2, X: 164,075 Y: 92,750.
Pointements. Dupont, 1882a; Dumon, 1979, 1982.
- 57) ?, Villers-en Fagne; IGNB 58/1-2, X: 165,350 Y: 92,750.
Sous l'église du village. Harroy, 1910; Dumon, 1979, 1982.
- 58) Les Sottenières, Frasnes; IGNB 57/7-8, X: 160,100 Y: 85,700.
Royal; pointements. Dupont, 1892; Maillieux, 1913a; Dumon, 1979, 1982.
- 59) NE de la Carr. du Lion, Frasnes; IGNB 57/7-8, X: 160,650 Y: 84,650.
Affleure sur quelques m. Maillieux, 1913a.
- 60) "Premier" Terniat, Frasnes et Nismes; IGNB 57/7-8, X: 161,500 Y: 85,550.
Subhorizontal?; mamelon d'une quinzaine de m de puissance pour un diamètre de 100 m; pointements. Gosselet, 1888; Dupont, 1892; Maillieux, 1913a; Dumon, 1929. MB2/ 1 □ 5.
- 61) "Deuxième" Terniat, Frasnes et Nismes; IGNB 57/7-8, X: 161,750 Y: 85,775.
Subhorizontal?; mamelon d'une quinzaine de m de puissance pour un diamètre de 100 m; quelques bancs. Gosselet, 1888; Dupont, 1892; Maillieux, 1913a; Dumon, 1929. MB3/ 1 □ 4.
- 62) "Troisième" Terniat, Frasnes et Nismes; IGNB 58/5-6, X: 162,175 Y: 86,050.
Subhorizontal?; mamelon d'une quinzaine de m de puissance pour un diamètre de 100 m; quelques bancs. Gosselet, 1888; Dupont, 1892; Maillieux, 1913a; Dumon, 1929. MB4/1 □ 4.
- 63) Affleurement de la tranchée de chemin de fer de Mariembourg; IGNB 58/5-6, X: 162,600 Y: 86,075.
dir. E-W, pend. 45° S. Maillieux, 1914 (coupe).

VI

64) Carr. Saint-Rémy, Rochefort; IGNB 59/3-4, X: 211,625 Y: 97,775.
Griotte; subhorizontale?; grandes parois sciées, accessibles à plusieurs niveaux. Cauchy, 1825;
Gosselet, 1888; Harroy, 1910; Delhay, 1913a; Dumon, 1929, 1979, 1982.

65) Carr. du Tiers Cocrai, Humain; IGNB 54/7-8, X: 212,500 Y: 99,000.
Griotte, Royal; subhorizontale? Dumon, 1929, 1979, 1982.

66) Carr. Saint-Martin, Humain; IGNB 54/7-8, X: 214,000 Y: 100,575.
Royal; subhorizontale; actuellement inondée. Dumon, 1979, 1982. SM1.

67) ?, Grand-Han; IGNB 54/3-4, X: 222,800 Y: 114,200.
Petit édifice de quelques m de diamètre dont ne subsiste plus que quelques pointements.
Gosselet, 1888; Dumon, 1979, 1982.

68) Carr. de Rome, Durbuy; IGNB 55/1-2, X: 227,175 Y: 115,075.
Royal; grandes parois sciées, accès facile à plusieurs niveaux. de Magnée, 1932 (coupe); Coen,
1974; Dumon, 1979, 1982.

69) Carr. de la Jastrée, Barvaux; IGNB 55/1-2, X: 230,500 Y: 117,500.
Carr. encombrée d'éboulis; quelques pointements accessibles. Dupont, 1891b; Delhay, 1913a;
Dumon, 1929, 1979, 1982; de Magnée, 1932 (coupe).

70) Carr. de Jamodeuvre IGNB 54/7 215,200 100,850

ANNEXE II

I. ANALYSE PAR SPECTROFLUORESCENCE-X DE CALCAIRES DU
MONTICULE DU HAUTMONT (COUPE B)

Echant.	Fe ₂ O ₃ (%)	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	MgO(%)	MnO(%)
1	5,1	25,6	7,6	1,2	0,2
3	1,8	9,5	4,4	0,7	0,1
5	1,3	5,8	2,8	0,5	0,08
6	1,1	5,6	2,1	0,4	0,05
7	2,0	10,4	4,8	0,6	0,05
9	1,1	5,9	2,5	0,6	0,07
11	1,1	5,1	1,9	0,4	0,08
13	1,0	5,6	2,2	0,5	0,03
15	3,3	11,9	6,0	0,8	0,05
17	1,6	8,5	4,1	0,6	0,06
19	1,5	7,3	3,4	0,6	0,03
22	0,4	2,7	1,0	0,3	0,03
23	0,3	3,2	1,1	0,4	0,02
25	0,2	1,0	0,1	0,1	0,04
27	0,2	1,5	0,2	0,1	0,02
29	0,1	0,2	0,0	0,1	0,01
31	0,1	0,1	0,0	0,1	0,02
32	0,2	1,7	0,2	0,2	0,03
34	0,2	1,5	0,2	0,1	0,02

Les analyses ont été effectuées sur roche crue pastillée, par calibration linéaire directe sur échantillons artificiels. Spectromètre Philips PW 1404, tube rhodium.

II. ANALYSES ISOTOPIQUES DE CALCAIRES FRASNIENS

Tous les résultats sont exprimés en ‰.

Le nom des échantillons comprend les abréviations suivantes indiquant l'origine:

Monticules: PM: Petit-Mont, TC: Tiers Cocrai, HM: Hautmont, SR: Saint-Rémy, SM: Saint-Martin, MQ: Les Maquettes, SC: Les Wayons, MM: Maudoux-Mousty, SZ: Beauchâteau.

Bord nord du Synclinorium de Dinant: LU: Lustin, CU: Crupet.

Ensuite, après une lettre ou un numéro indiquant la localisation sur les coupes (X=bloc au sol), figure un symbole indiquant la phase de cimentation:

1: ciment radiaxial, 1^e phase; 2: calcite automorphe non luminescente; 2^e phase; 4: calcite xénomorphe ferrifère à luminescence terne, 4^e phase; 5: dolomite ferrifère, 5^e phase; m: matrice; D: dolomite ferrifère, au bord nord du Synclinorium de Dinant; C: calcite, au bord nord du Synclinorium de Dinant.

Ech.	$\delta^{13}\text{C(PDB)}$	2σ	$\delta^{18}\text{O(PDB)}$	2σ
PMX-5	+1,601	0,070	-8,944	0,078
PMX-m	+0,713	0,038	-11,863	0,078
PMX-1	+1,079	0,018	-10,262	0,078
PMX-2	+1,996	0,142	-7,408	0,310
PM60-5	+0,417	0,062	-8,788	0,072
PM60-m	+0,959	0,046	-9,783	0,090
	+0,953	0,042	-9,778	0,060
PM60-2	+1,965	0,056	-8,704	0,058
TC4-1	+0,713	0,048	-8,538	0,078
TC4-m	+0,844	0,042	-12,364	0,080
TC4-5	-0,991	0,052	-11,518	0,110
TC4-4	-0,673	0,034	-12,907	0,068
HMX1-5	-3,867	0,040	-5,103	0,096
HMX1-1	+4,163	0,062	-7,342	0,066
HMX1-2	+3,318	0,046	-7,716	0,070
HMX1-4	+3,127	0,054	-10,737	0,072
	+3,248	0,046	-10,454	0,076
HMX2-1	+3,518	0,054	-8,807	0,090
HMX2-2	+3,015	0,062	-7,461	0,122
	+3,006	0,060	-7,503	0,078
HMX2-4	+3,453	0,030	-10,183	0,094
	+3,479	0,052	-10,182	0,074

Ech.	$\delta^{13}\text{C(PDB)}$	2σ	$\delta^{18}\text{O(PDB)}$	2σ
HMX2-m	+3,973	0,070	-10,295	0,116
SR8-2	+3,885	0,048	-8,604	0,108
SR8-4	+0,598	0,042	-11,706	0,100
SR6-m	+0,828	0,050	-12,410	0,046
SR6-1	+0,819	0,040	-7,977	0,080
SC13-m	+1,026	0,050	-8,415	0,072
SC13-1	+0,751	0,036	-7,067	0,066
	+0,768	0,024	-6,957	0,120
SC38-2	+1,117	0,070	-7,364	0,086
SC38-4	+1,320	0,060	-8,917	0,058
MQX8-m	+1,768	0,046	-9,299	0,060
MQX8-1	+3,099	0,046	-7,185	0,098
MQX8-2	+4,700	0,046	-6,837	0,076
MQX8-4	+1,992	0,106	-11,077	0,204
SM1-4	+1,597	0,022	-12,169	0,072
SM1-m	+3,003	0,020	-13,722	0,022
	+2,982	0,021	-13,690	0,034
MQX6-4	+2,143	0,035	-12,327	0,033
MQX6-m	+1,285	0,015	-8,563	0,029
PMX1-4	+0,808	0,039	-10,330	0,050
PMX1-m	+0,739	0,020	-12,367	0,026
	+0,828	0,012	-12,143	0,034
MMX-4	+1,674	0,034	-10,223	0,066
MMX-m	+1,389	0,035	-7,625	0,053
SZ210-4	+3,519	0,024	-11,769	0,062
SZ210-m	+4,270	0,036	-9,543	0,075
LU28-D & LU30	+4,302	0,144	-6,890	0,198
CU5-C	+4,786	0,150	-8,330	0,250

Analyses effectuées par E. Keppens (Vrije Universiteit Brussel) sur un spectromètre de masse Finnigan Mat Delta E. Les échantillons ont été dissous au H_3PO_4 100% sous vide. Deux séries de dix analyses ont été réalisées pour chacun des échantillons sur le CO_2 récupéré.