

LA FORMATION DE PHILIPPEVILLE A MERLEMONT: CONTEXTE STRUCTURAL, COMPARAISON AVEC LE STRATOTYPE ET PALEOENVIRONNEMENTS

par

Frédéric BOULVAIN¹, Marie COEN-AUBERT²,
Virginie DUMOULIN³ & Jean-Marc MARION⁴

- 1 Service géologique de Belgique, rue Jenner, B-1040 Bruxelles.
- 2 Département de Paléontologie, Institut royal des Sciences naturelles de Belgique,
rue Vautier 29, B-1040 Bruxelles
- 3 Département des Sciences de la Terre et de l'Environnement CP 160\02, Université Libre de Bruxelles,
Av. Roosevelt 50, B-1050 Bruxelles.
- 4 Laboratoire de Géologie des Argiles, Université de Liège, Sart-Tilman, B-4000 Liège.

Edition
Imprimerie du Ministère des Affaires Economiques
Rue de Mot, 24 - 1040 Bruxelles
Juillet 1994

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
Juli 1994

Editeur
J. Herman : Belgische Geologische Dienst
Jennerstraat, 13 - 1040 Brussel

TABLE DES MATIERES

Résumé	2
Abstract	2
INTRODUCTION	3
LOCALISATION	3
CONTEXTE STRUCTURAL	3
Introduction	3
Aperçu historique	5
Réactualisation cartographique	11
Conclusion	14
LA COUPE DE LA CARRIERE DE MERLEMONT NORD	14
RUGUEUX	18
DESCRIPTION SEDIMENTOLOGIQUE	20
Généralités	20
Microfaciès calcaires	20
INTERPRETATION SEDIMENTOLOGIQUE	21
Le problème des zebra	21
Le problème des stromatactis	22
Les lentilles biohermales	22
Reconstitution des paléoenvironnements et comparaison avec le lithostratotype	23
Stratigraphie séquentielle et corrélations avec le lithostratotype	24
CONCLUSIONS	26
REMERCIEMENTS	26
BIBLIOGRAPHIE	27

Résumé

Après avoir replacé la carrière de dolomie de Merlemont Nord dans son contexte structural et stratigraphique, l'article présente des observations paléontologiques sur les rugueux ainsi qu'une analyse sédimentologique suivie d'une reconstitution des paléoenvironnements. La coupe est ensuite comparée au stratotype de la Formation de Philippeville.

Abstract

After considering the dolomite quarry of Merlemont North in its structural and stratigraphic context, palaeontological (rugose corals) and sedimentological observations are presented. A palaeoenvironmental reconstruction is proposed and the section is compared to the stratotype of the Philippeville Formation.

Introduction

Les potentialités économiques des dolomies de la Formation de Philippeville ne sont plus à démontrer, puisqu'elles sont exploitées à Merlemont comme amendement et comme gravier d'empierrement, principalement pour les jardins publics.

Cette dolomie n'a cependant suscité que peu d'études géologiques. Une revue rapide de la littérature permet de relever une coupe de la carrière de Merlemont Nord publiée d'abord par Lecompte (1963, fig. 26), ensuite par Tsien (1980 p. 80 par exemple) qui interprète l'unité lithologique comme une "barrière récifale". Rappelons également l'étude isotopique des dolomies du Massif de Philippeville effectuée par Dejonghe *et al.* (1989) et le travail de Dejonghe & Mardaga (1989) consacré aux relations entre la dolomitisation et les minéralisations stratoïdes⁵.

Le but du présent travail est d'établir une description sédimentologique de la Formation de Philippeville à Merlemont Nord et de comparer cette coupe aux stratotypes de Philippeville et de Neuville (Boulvain *et al.*, 1993). Des observations paléontologiques (rugueux) et structurales sont également présentées, ainsi qu'une reconstitution des paléoenvironnements et de la succession des cycles sédimentaires.

Localisation

Les carrières de dolomie de Merlemont se situent au milieu de la partie méridionale du Massif de Philippeville (fig. 1). Cette structure anticlinale fait apparaître les formations argilo-calcaires givetiennes et frasniennes au milieu des formations schisto-gréseuses famenniennes. Le Massif de Philippeville est en fait formé de six "voûtes" anticlinales majeures (Gosselet, 1888), identifiées comme voûtes de Vodelée, de Surice, de Franchimont, de Villers-le-Gambon, de Philippeville et de Merlemont. Elles sont allongées WSW-ENE, la direction générale des plis étant N70°E et elles possèdent un cœur de calcaire givétien à l'exception de celle de Merlemont.

Un levé détaillé a été effectué dans la carrière septentrionale, allongée en direction WSW-ENE entre le ruisseau de La Chinelle et la route N40 Philippeville-Givet (fig. 2 et fig. hors-texte). Cette carrière est dénommée dans la suite du travail: "Merlemont Nord". Du point de vue structural, elle appartient au flanc nord de la voûte de Merlemont.

Contexte structural

Introduction

L'antiforme de Merlemont s'allonge en direction WSW-ENE sur environ 6 km, depuis le Bois Saint-Lambert (à l'ESE de Sautour, dans la vallée de la Grande Eau) jusqu'au lieu-dit Hérivaux (au SE de Franchimont, dans la vallée de la Chinelle); (fig. hors-texte). Le faible ennoyage de la structure explique la grande extension des formations frasniennes à l'affleurement.

⁵: La carrière de dolomie étudiée dans ce travail est située au NNW du village de Merlemont, à proximité d'un ancien chemin de fer. Elle se localise également au flanc nord de l'anticlinal de Merlemont.

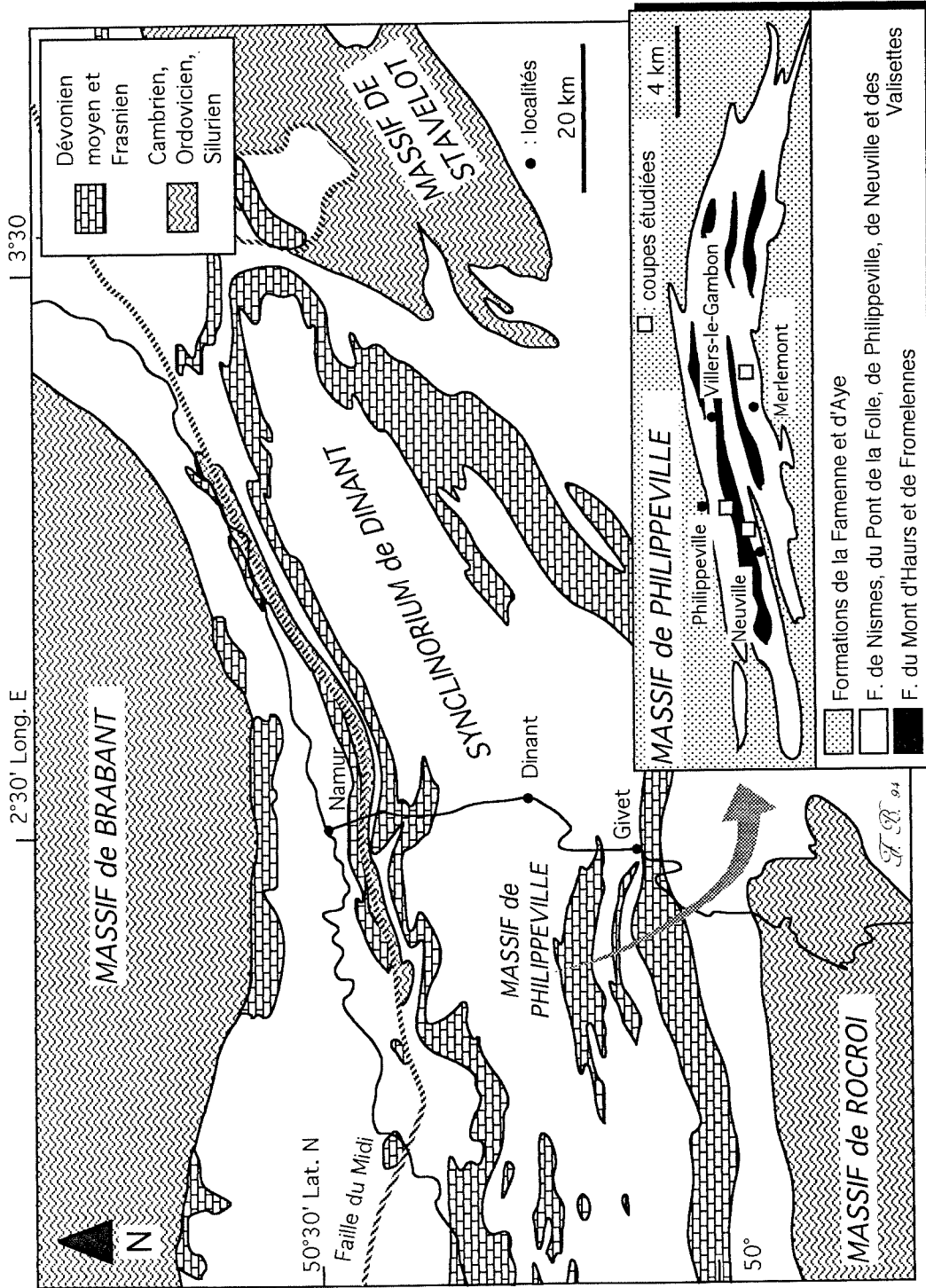


fig. 1: carte géologique schématique du sud de la Belgique, situant Merlemont, Philippeville et Neuville dans leur contexte régional.

Dans le détail, cette unité présente une structuration complexe: des plis majeurs asymétriques sont affectés de plis secondaires et de failles observés sur le terrain ou déduits lors des tracés.

Dans la partie méridionale du Massif de Philippeville, les plis présentent en général un plan axial à pendage nord. Par conséquent, ils sont déjetés, voire déversés vers le sud. Les anticlinaux par exemple ont un flanc nord normal à pendage moyen (de 45° à 50°N en moyenne; pl. I, photo A) et un flanc sud renversé à pendage élevé (de 90° à 70°N en moyenne).

Aperçu historique

Bien que de nombreux géologues aient abordé la géologie du Massif de Philippeville, nous ne présenterons que les travaux de Thonnard (1964) et Guillaume (1976). Ils ont tous deux, dans le cadre de leur mémoire de fin d'étude, étudié en détail l'antiforme de Merlemont. Cette structure anticlinale a d'ailleurs été reconnue par Thonnard (1964) sous le nom de "Crête du Camp". Dans le cadre d'un travail qui évaluait l'intérêt de la photogéologie, cet auteur a délibérément choisi le terme de crête afin de mettre en évidence la relation existant entre la géologie et le relief. En effet, l'orientation générale des couches plissées et l'alternance d'unités calcaires et schisteuses, de résistance très différente, expliquent les diverses collines parallèles et régulièrement orientées WSW-ENE (fig. 2).

Les travaux de Thonnard (1964) et de Guillaume (1976) témoignent de deux conceptions différentes. Thonnard propose une structuration complexe de la voûte de Merlemont: association de plis multiples (anticlinaux, synclinaux et plis secondaires) et de failles (failles longitudinales inverses à vergence sud et faiblement inclinées). Guillaume par contre suggère une structure anticlinale simple et une faille transversale à hauteur du village de Merlemont.

Dans la voûte de Merlemont, Thonnard dénombre trois unités géomorphologiques: du nord au sud, la crête du Camp, la dépression du Tennis et la crête de Merlemont. Ces unités morphologiques sont représentatives de la structuration interne de l'antiforme de Merlemont; il y distingue en effet deux anticlinaux séparant un synclinal. Tous les plis sont déversés vers le sud. D'après Thonnard, les carrières de Merlemont, qui exploitent les dolomies du Frasnien moyen ("F2gh"-Formation de Philippeville), appartiennent respectivement à chacun des anticlinaux précités. La carrière septentrionale dont le pendage moyen est de 45°N, constitue le flanc nord normal de l'antiforme dit "du Camp". Le site méridional qui présente un pendage moyen très redressé (70°N), a entaillé le flanc sud renversé de l'anticlinal dit "de Merlemont". La structure synclinale intermédiaire est constituée des schistes de la partie supérieure du Frasnien ("F2i"-Formations de Neuville et des Valisettes), au sein desquels se développe localement un anticlinal secondaire calcaire ("F2gh"-Formation de Philippeville).

Les coupes sériées que Thonnard a effectuées au travers de l'antiforme de Merlemont, montrent une évolution latérale de l'allure des plis. Ceux-ci se compliquent d'ouest en est:

- à l'ouest, la coupe T1, à hauteur des crêtes du Franc-Bois et du Bois Saint-Lambert (fig. 2, fig. 3), montre deux anticlinaux ouverts, peu ou pas déversés vers le sud. De ce fait, le "F2gh" (Formation de Philippeville), essentiellement dolomitique à cet endroit, affleure sur l'ensemble du plateau boisé;

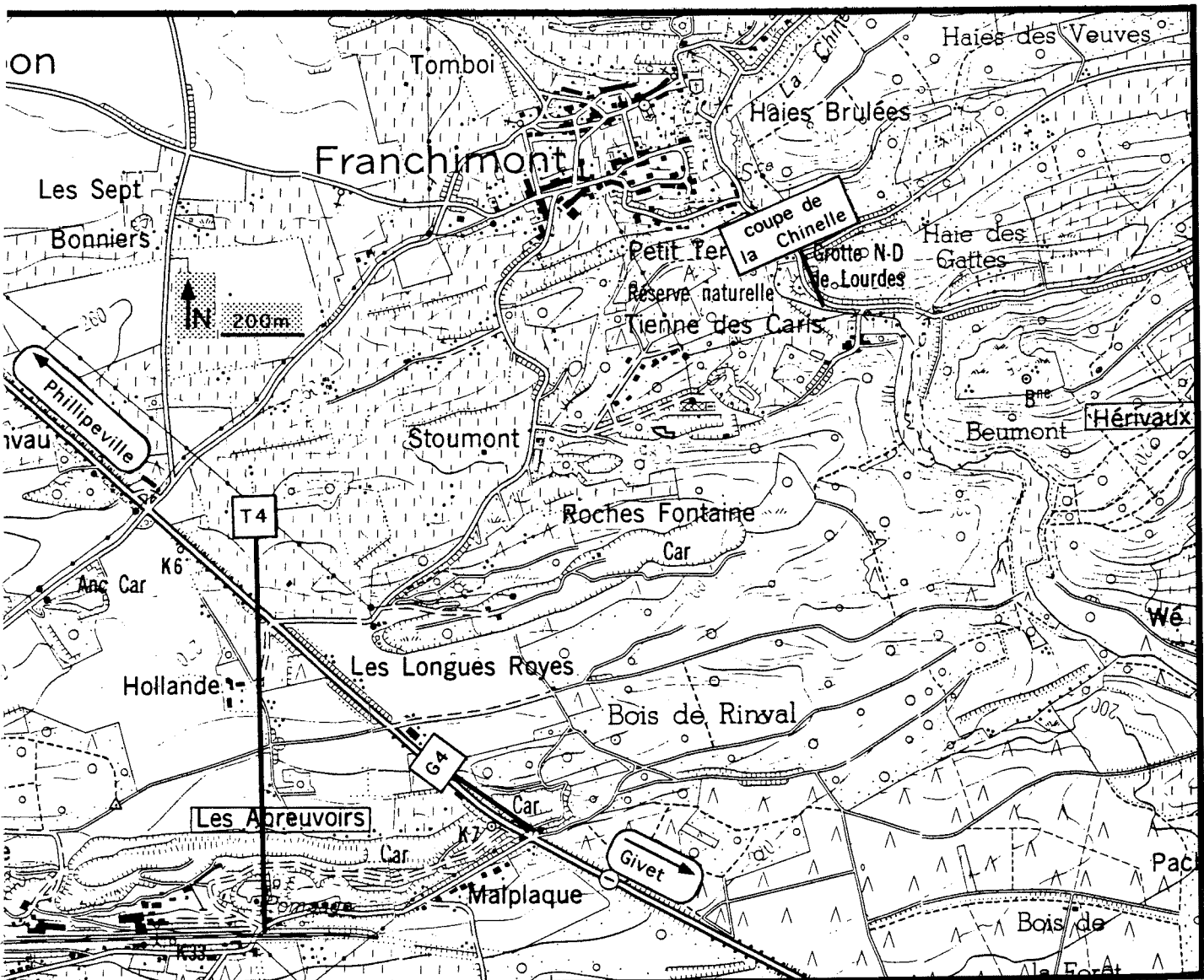


Fig.2: Localisation des coupes établies par Thonnard (1964, T1 à T4) et Guillaume (1976, G1 à G4) dans l'antiforme de Merlemont - extrait de la carte IGN Sautour-Surice - 58/1-2.

- légèrement plus à l'est, les coupes T2A (observations de terrain) et T2B (interprétation structurale de Thonnard) réalisées au méridien du château de Merlemont (fig. 2, fig. 3) montrent deux anticlinaux déversés vers le sud. L'anticlinal le plus méridional est affecté sur son flanc sud d'un pli secondaire. Ce dernier est déduit des mesures de direction et de pendage du plan de stratification (tous les plans de stratification sont à pendage nord). Constitués de calcaires du "F2gh" (Formation de Philippeville), les anticlinaux sont associés aux crêtes topographiques. La dépression intermédiaire, visible dans la coupe T2A, constitue un petit synclinal pincé de schistes "F2i" (Formations de Neuville et des Valisettes);

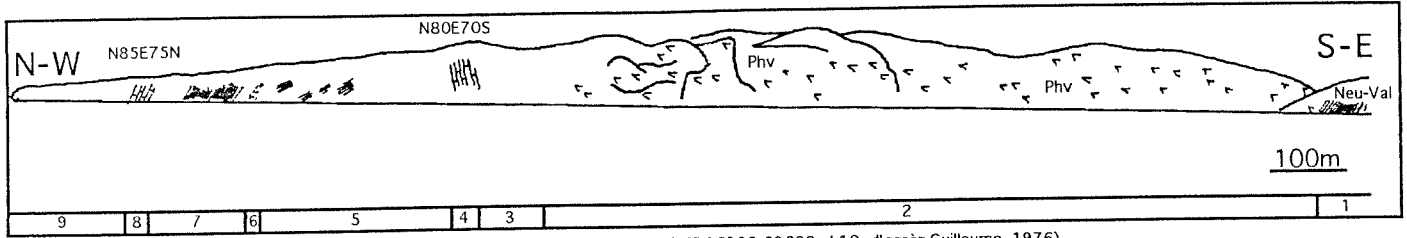
- bien que nous y observons les structures géologiques précédemment définies, la coupe T3 située le long de l'ancien chemin de fer de Merlemont (fig. 2, fig. 3) offre de nouvelles particularités. En premier lieu, une nouvelle crête calcaire apparaît au coeur du synclinal (affleurement n°111 dans la coupe T3B-interprétation structurale intégrant la coupe T3A). Elle correspond au développement d'un anticlinal secondaire "F2gh" (Formation de Philippeville). La principale particularité est l'apparition de failles longitudinales superposées aux plis (failles notées F-17 et F-18, coupes T3A1 et A2). L'anticlinal méridional de Merlemont y est effectivement faillé (F-1, coupe T3B). Cette faille inverse et à vergence sud fait disparaître le flanc sud du pli. Elle met en contact anormal les dolomies du Frasnien moyen ("F2gh") et les schistes de la partie supérieure du Frasnien ("F2i-F3"). Nous avons d'ailleurs observé, lors de notre propre levé, le long de l'ancien chemin de fer et ses environs, de nombreuses failles de moindre importance, qui possèdent des caractéristiques identiques à la faille principale (F-1, coupe T3B). Cette zone failleuse (pl. I, photos D et E) se raccorderait en éventail à la faille principale. D'après Thonnard, il en est de même pour l'anticlinal septentrional (dit "du Camp"). N'observant pas sur le terrain le flanc sud de cet anticlinal, il suggère qu'une faille de même type (F-13, coupe T3B) que celle précédemment définie, le fait disparaître. Le coeur de cet anticlinal a été observé en 1964 par Thonnard, dans la tranchée du chemin de fer (affleurement n°83, planche 39). Il n'est malheureusement plus visible actuellement;

- Thonnard présente également une coupe T4, au méridien du lieu-dit "Les Abreuvoirs", dégradée à ce jour, qui recoupe les crêtes du Camp et de Merlemont, dans leur partie orientale (fig. 2, fig. 3). Nous retrouvons les anticlinaux de Merlemont et du Camp ("F2gh"-Formation de Philippeville essentiellement dolomitique) faillés sur leur flanc sud (F-1 et F-13) ainsi que le synclinal schisteux ("F2i"-Formations de Neuville et des Valisettes) au sein duquel se développe un anticlinal secondaire de calcaire "F2gh" (Formation de Philippeville).

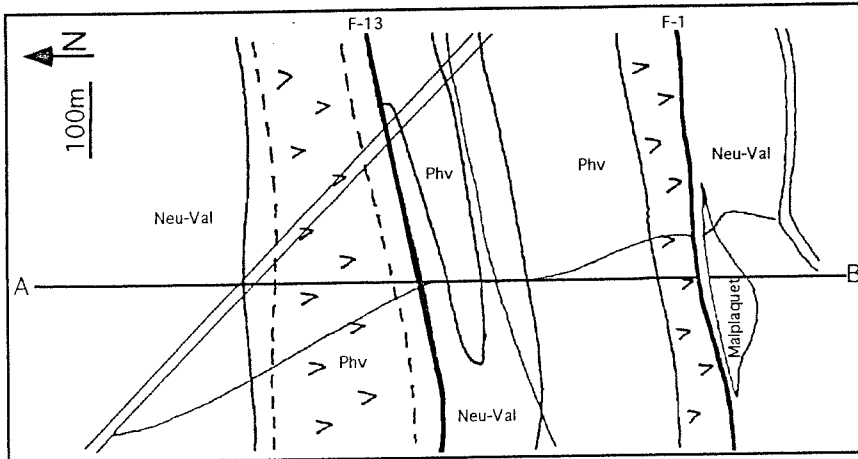
Guillaume, quant à lui, propose également une série de coupes au sein de la voûte de Merlemont. Nombre d'entre-elles ont été levées aux mêmes méridiens que Thonnard. Il nous paraît intéressant de les comparer.

- la coupe G1, la plus occidentale, traverse également le Bois Saint-Lambert (fig. 2, fig. 3). Elle est globalement similaire à la coupe T1 si ce n'est que l'anticlinal très ouvert n'est pas déversé vers le sud;

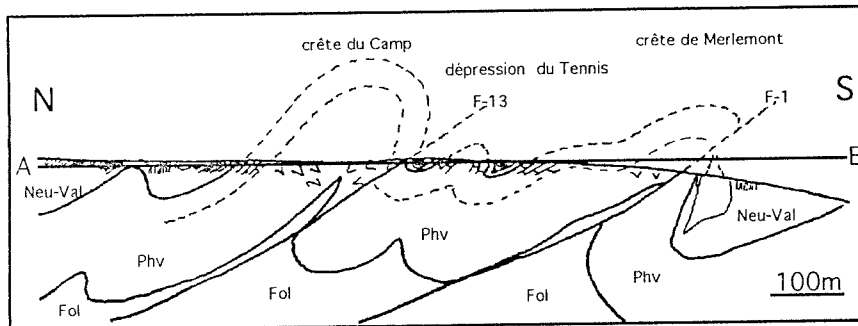
- la coupe G2, également levée au méridien du château de Merlemont (fig. 2, fig. 3), est interprétée différemment par Guillaume. Il suggère une structure anticlinale simple, déjetée vers le sud. En effet, le flanc méridional du pli (G2-6) présente un pendage sud dont la valeur est plus élevée que sur le flanc septentrional; rappelons que Thonnard attribue un pendage nord à ces pointements (T2A-6/7) essentiellement dolomitiques ("F2gh"-Formation de Philippeville). Le coeur de cet anticlinal, attribué par Thonnard (T2-15) au "F2gh", est constitué, d'après Guillaume, de calcaires argileux, massifs et gris clair du "F2cd" (Membre de la Fontaine-Samart). Précisons



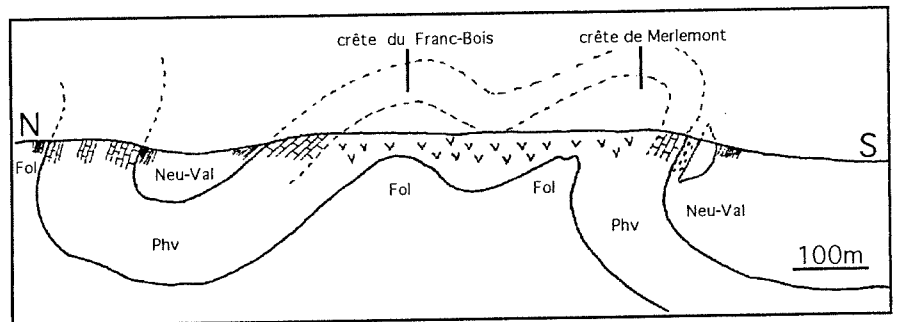
Coupe G4: le long de la route de Villers-Le-Gambon à Givet, à hauteur du Bois de Rinval (affl.16900-09600-pl.10, d'après Guillaume, 1976)



Coupe T4: au lieu-dit "Les Abreuvoirs" (affl.74-pl.37, d'après Thonnard, 1964)



Coupe T1: à hauteur des crêtes du Franc-Bois et du Bois Saint-Lambert (affl.133-pl.57, d'après Thonnard, 1964)



Coupe G1: à hauteur du Bois Saint-Lambert (affl.16570-09734 à 09505-pl.16, d'après Guillaume, 1976)

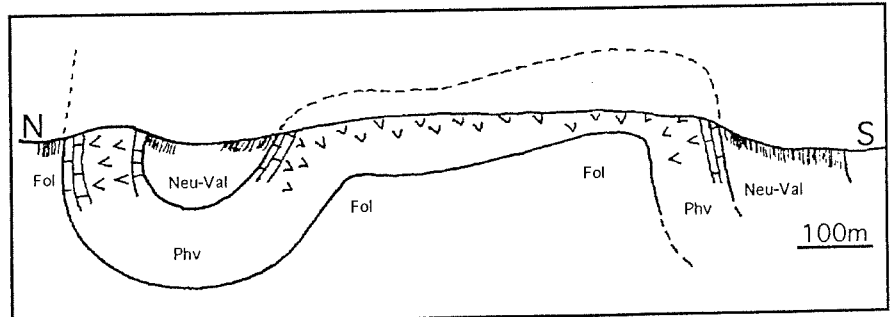
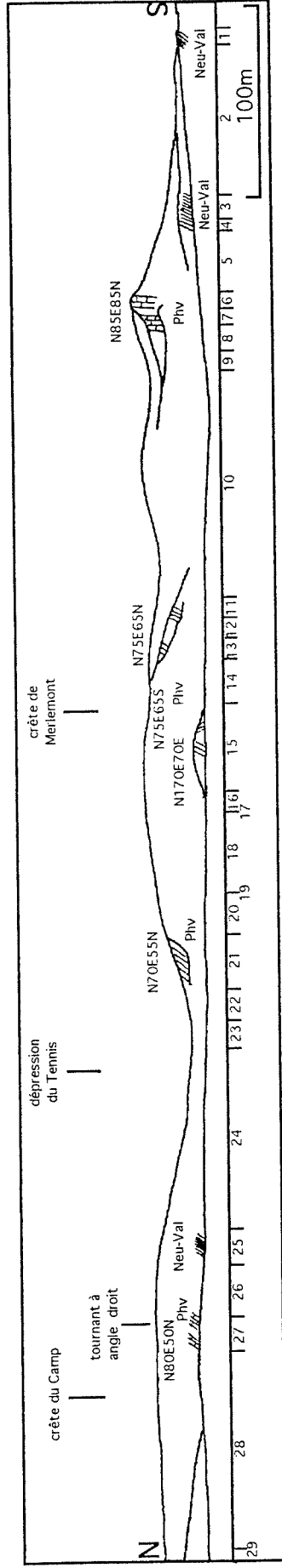
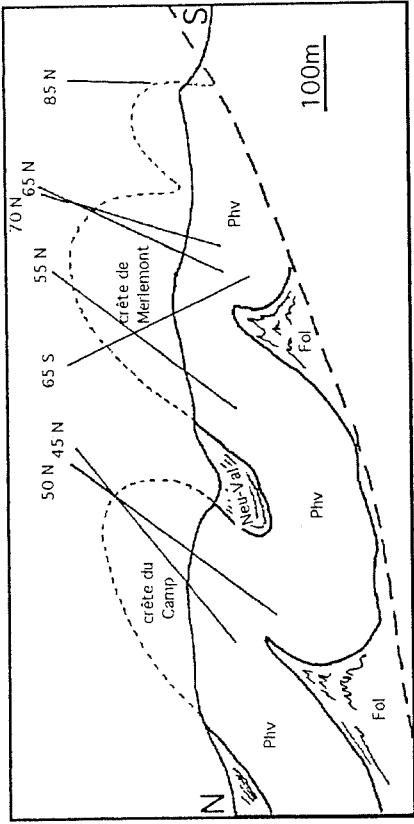
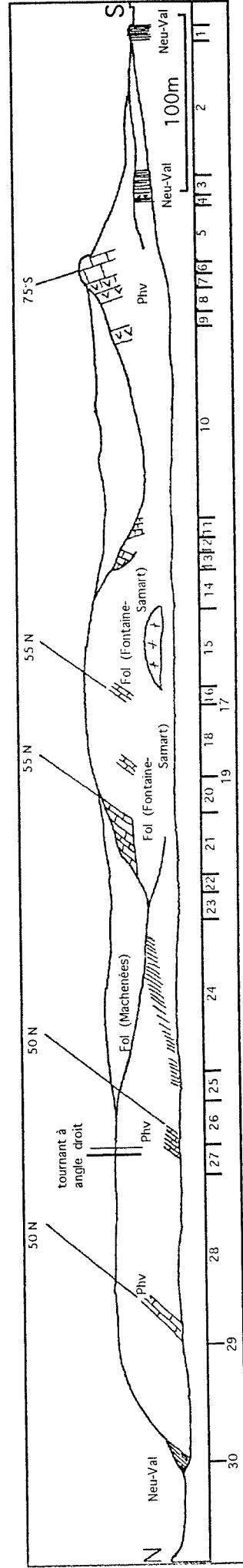


Fig.3: coupes géologiques tirées des travaux de Thonnard (1964) et Guillaume (1976)

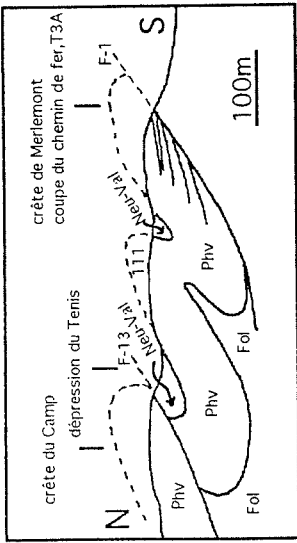
Coupe T2B: interprétation donnée par Thonnard (1964)
des observations effectuées à la coupe T2A



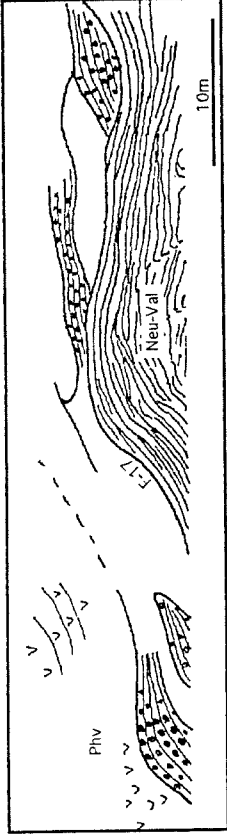
Coupe T2A: à hauteur du château de Merlemont (affl.100-pl.45, d'après Thonnard, 1964)



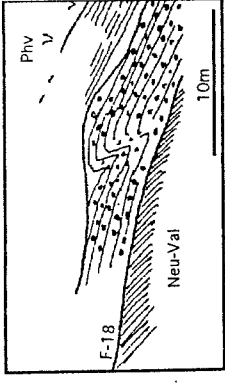
Coupe G2: chemin privé qui longe la rivière du Grand Pré, dans le parc du château de Merlemont (affl.16645-09600 à 16659-09530-pl.15, d'après Guillaume, 1976)



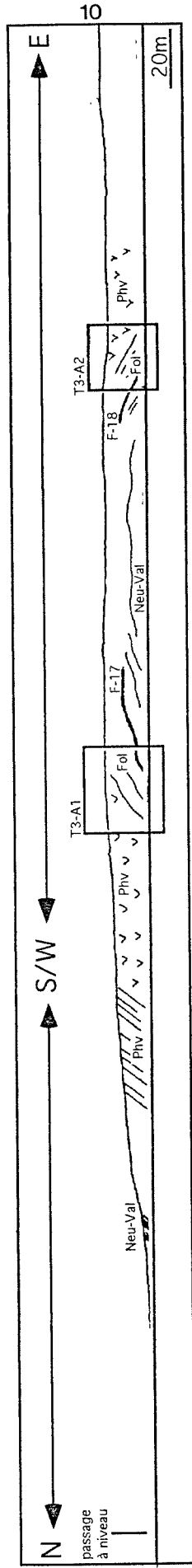
T3-A1



T3-A2

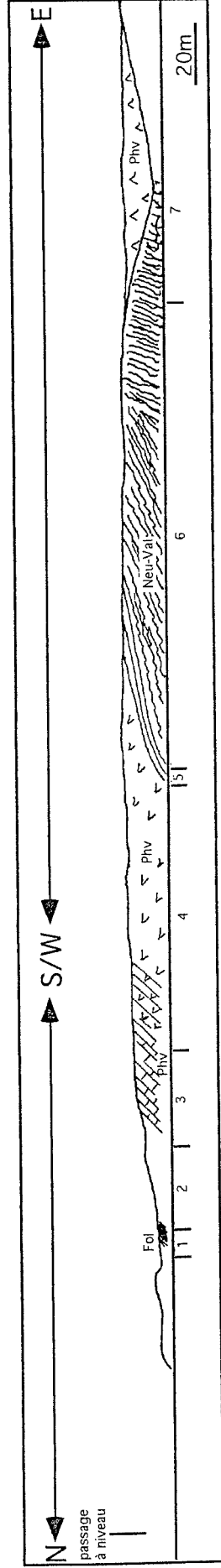


Coupe T3B: coupe à l'échelle de la "voûte" de Merlemont à hauteur du chemin de fer, d'après Thonnard (1964)



Coupe T3A: le long de l'ancien chemin de fer de Merlemont (affi. 104-pl. 46, d'après Thonnard, 1964).

Nous attirons l'attention sur le fait que la coupe présente une rupture d'orientation; d'abord nord-sud, elle s'oriente ensuite ouest-est. Par conséquent, la coupe ne doit pas s'interpréter comme un anticlinal puisque la seconde partie de la coupe est sub-parallèle à l'orientation des couches.



Coupe G3: le long de l'ancien chemin de fer de Merlemont (affi. 16722-09598 à 16760-09573-pl. 13, d'après Guillaume, 1976).

Nous attirons l'attention sur le fait que la coupe présente une rupture d'orientation; d'abord nord-sud, elle s'oriente ensuite ouest-est. Par conséquent, la coupe ne doit pas être interprétée comme un anticlinal puisque la seconde partie de la coupe est sub-parallèle à l'orientation des couches.

que les schistes et schistes noduleux "F2ef" (Membre des Machénées), bien visibles le long du flanc nord (G2-24/25), n'ont pas été observés sur le flanc sud de l'anticlinal (G2-10);

- la coupe G3 située le long de l'ancien chemin de fer de Merlemont (fig. 2, fig. 3) fait également l'objet d'une interprétation différente. En effet, Guillaume considère que les schistes (G3-1) affleurant à l'extrémité nord de la coupe appartiennent au "F2ef" (Membre des Machénées) contrairement à Thonnard qui les assimile au "F2i" (Formations de Neuville et des Valisettes). Les structures "chiffonnées" observées au sein des schistes (G3-6) et la réapparition des dolomies (G3-7) correspondraient, d'après Guillaume, à un "pli en chaise probablement faillé avec mouvement relatif vers le sud des parties supérieures sur les parties inférieures" (1976, p. 28);

- la coupe G4, le long de la route de Villers-le-Gambon à Givet, à proximité du Bois de Rival (fig. 2, fig. 3), développe une structure anticlinale dont le coeur est schisteux (G4-5/6/7). Affleurent ensuite vers le sud les dolomies du Frasnien moyen ("F2gh"-Formation de Philippeville) et les schistes à "*Phillipsastrea*" du "F2i" (Formations de Neuville et des Valisettes).

Par conséquent, Guillaume assimile la voûte de Merlemont à une vaste structure anticlinale simple. A l'ouest, cet anticlinal est droit et très ouvert. Vers l'est, la structure tend à affirmer sa vergence sud. En effet, les coupes G2 et G3 marquent le passage d'une structure déjetée à déversée. L'auteur n'exclut pas l'existence de failles longitudinales. En effet, suivant ses coupes (par exemple, G2) les Formations du Pont de la Folle et de Philippeville présenteraient des épaisseurs anormales. Des failles ou structures plissées secondaires pourraient, d'après lui, (co)exister dans les hiatus d'observation, notamment dans la coupe G2. D'ailleurs, Guillaume suggère une faille longitudinale le long du flanc nord du Bois Saint-Lambert (légèrement à l'est de la coupe G1). Déduite des observations de terrain, cette faille pourrait s'étendre jusqu'au Bois de Pairemont vers l'est (coupe G2). Cette suggestion rejoint en partie les conclusions de Thonnard qui propose une faille longitudinale (F-13) au nord de la voûte de Merlemont. Toutefois, il la localise nettement plus à l'est. Quant à une faille longitudinale méridionale, Guillaume pense que les failles plates, observées dans la coupe G3, sont de faible extension et à l'origine d'un petit chevauchement limité à la tranchée du chemin de fer. Cette interprétation est diamétralement opposée à celle de Thonnard qui borde le flanc sud de la voûte de Merlemont par une faille longitudinale majeure (F-1), inverse à vergence sud et faiblement inclinée. Enfin Guillaume déduit de ces observations une faille transversale décrochante, séparant les parties ouest et est de l'antiforme de Merlemont. Son tracé traverse le village de Merlemont.

Réactualisation cartographique

Ayant pris connaissance des hypothèses de Guillaume et Thonnard, nous sommes amenés à discuter les points suivants:

- la voûte de Merlemont bordée par les carrières de dolomie (Formation de Philippeville) est-elle un antiforme à structuration interne simple ou composite? Autrement dit, la "barre calcaire" visible au coeur de la structure appartient-elle à la Formation du Pont de la Folle (Membre de la Fontaine Samart) ou à la Formation de Philippeville (non dolomitisée à cet endroit)?

- l'antiforme de Merlemont est-il bordé au sud et/ou au nord de failles longitudinales? Le système de failles longitudinales est-il d'extension locale ou au contraire s'agit-il de failles majeures, caractéristiques de la tectonique régionale?

- y-a-t-il des failles transversales associées à la voûte de Merlemont?

Dans le cadre du programme de révision des cartes géologiques de Wallonie, nous parcourons, en plus des coupes et affleurements décrits en détail dans la littérature, tous les endroits susceptibles d'apporter une information pour préciser le tracé. Ainsi, le levé des cailloutis au contact des lithologies calcaires-schistes est d'un intérêt certain. Cet outil, associé à d'autres, nous permet de proposer une carte géologique (fig. hors-texte) suggérant que l'antiforme de Merlemont possède une structuration sensiblement différente de celle proposée jusqu'à ce jour. Les autres sources de données nouvelles sont:

- l'extension considérable des carrières de dolomie vers l'E; ainsi, la carrière septentrionale atteint dans cette direction la vallée de la Chinelle. La carrière méridionale, quant à elle, s'étend vers l'E jusqu'à 500 m du ruisseau de la Chinelle;

- des datations biostratigraphiques sur base des faunes de conodontes; réalisées par M. Coen (UCL), elles nous ont permis de déterminer avec exactitude la structuration interne de l'antiforme.

En effet, les affleurements (183 W 317-318-Abreuvoirs et 183 E 226-251) situés au sein de la "barre calcaire", visible au coeur de la structure, ont fait l'objet d'une datation. Les différents échantillons sont caractérisés par l'occurrence de *Polygnatus asymmetricus* et/ou d'*Ancyrodella gigas*. De ce fait, cette "barre calcaire médiane" appartient à la Formation du Pont de la Folle. Notons que l'affleurement 183 W 413 (dans le versant, sous le château de Merlemont) a également donné, dans le cadre du travail de Guillaume, un assemblage de conodontes (*Ancyrodella gigas* et *A. lobata*) caractéristique du sommet de la Formation du Pont de la Folle. Par conséquent, nous sommes en mesure de répondre au premier point à discuter: l'antiforme de Merlemont développe une structuration relativement simple. Les carrières de dolomies (Formation de Philippeville) constituent respectivement les flancs nord (normal à pendage moyen d'environ 45°) et sud (renversé et/ou redressé) d'un anticlinal dont le coeur de calcaire appartient au Membre de la Fontaine Samart (Formation du Pont de la Folle).

Nous devons toutefois nuancer la notion de pli simple. Ainsi, au lieu-dit "Les Longues Royes", les schistes (Membre des Machénées-Formation du Pont de la Folle) qui ceinturent les calcaires du coeur de l'anticlinal, développent une puissance à l'affleurement anormalement élevée. Rappelons que ces schistes ont une épaisseur de 60m dans la coupe type (Boulvain *et al.*, 1993). De même, les calcaires du Membre de la Fontaine Samart, habituellement épais d'une trentaine de mètres, affleurent sur de grandes distances. Pour expliquer ces surépaississements à l'affleurement, deux hypothèses se présentent à nous.

La première exclut une variation latérale d'épaisseur de la Formation du Pont de la Folle comparativement à la coupe-type de Philippeville et postule le développement de plis secondaires au sein de la structure principale. Cette hypothèse est appuyée par des observations de terrain réalisées dans la vallée de la Chinelle où une coupe, située juste au nord de la carrière étudiée (cf coupe de la Chinelle, fig. 2), permet de mesurer des épaisseurs de formations comparables à celles de la coupe-type. D'autres observations étayent également l'hypothèse du développement de plis secondaires:

- les zones d'affleurements du calcaire du Membre de la Fontaine Samart sont disposées en "quinconce" ce qui suppose le développement d'au moins deux anticlinaux calcaires au sein de la structure principale, disposés en relais. Quatre zones anticlinales

sont définies sans compter celle du château de Merlemont déconnectée des autres par un réseau de failles. Au nord, trois zones centrées sur la Chinelle, sur le lieu-dit "Hollande" et sur le "Bois de Merlemont" sont visibles tandis qu'en position légèrement plus méridionale s'individualise la zone du "Bois de Rival" (fig. hors-texte);

- dans la zone anticlinale de la Chinelle, nous avons clairement observé, le long des affleurements 183 E 251 et 226, des axes anticlinaux relativement ouverts. Les zones septentrionales, séparées par les schistes du Membre des Machénées, témoignent de légères ondulations de la charnière des anticlinaux secondaires, responsables des changements de sens d'envoyage. Rappelons que Guillaume suggère également des plis secondaires dans sa coupe G2 (chemin privé de Merlemont) afin d'y expliquer les épaisseurs anormales des formations (voir ci-dessus) qui y affleurent.

En plus de plis secondaires, une deuxième solution consiste à admettre l'existence de variations latérales d'épaisseur et de faciès pour les calcaires du Membre de la Fontaine Samart. Ainsi, ce membre de calcaire stratifié pourrait développer localement et latéralement une lentille (bioherme) de calcaire massif gris clair, comme c'est le cas dans les calcaires frasniens du bord sud du Synclinorium de Dinant. Ceci expliquerait la faible épaisseur des schistes du Membre des Machénées dans la coupe de la route de Givet (localisation équivalente à la coupe G4 de Guillaume, fig. 2) et dans les bois situés au nord de la carrière méridionale. Cette diminution d'épaisseur serait liée à la présence des calcaires massifs gris clair qui affleurent sous les schistes, dans de petites excavations situées à une vingtaine de mètres au nord des derniers pointements dolomitiques de la carrière.

Outre les variations supposées d'épaisseur des formations, nous devons également tenir compte des failles longitudinales. Trois accidents majeurs ont été identifiés. Le plus septentrional d'entre eux a pour conséquence de réduire très fortement l'épaisseur des schistes du Membre des Machénées, au méridien de la Chinelle. En effet, au point 183 E 226 (fig. hors-texte), au sommet du versant, seulement 10m de schistes sont observés, suivis immédiatement des pointements calcaires de la Formation de Philippeville. Il s'agit d'une faille frontale de charriage (à vergence N) qui borde au nord l'anticlinal de Merlemont. Elle est la conséquence d'un mouvement général du sud vers le nord lors du raccourcissement varisque. Son extension latérale vers l'ouest est difficile à préciser; nous supposons que cette faille s'amortit dans les schistes, au niveau des "Longues Royes".

L'antiforme de Merlemont est également bordé au sud de failles arrières. Deux failles sont déduites des observations de terrain et sont interconnectées. Elles constituent en fait un même accident qui isole une écaille de dolomie. Les failles et fracturations observées, à la fois, par Thonnard (1964) et Guillaume (1976) (voir ci-dessus), dans la coupe du chemin de fer de Merlemont (coupes T3 et G3) ainsi qu'au point 183 W 420 (pl. I, photos D et E), témoignent de l'existence d'une faille majeure arrière, à vergence sud et de faible pendage. Bordant le flanc sud de l'antiforme de Merlemont, elle met en contact anormal les Formations de Philippeville, de Neuville et des Valisettes. Par ailleurs, des miroirs de failles (pl. I, photo B) à pente nord ont été observés à la terminaison orientale de la carrière méridionale de dolomie. De plus, latéralement (fig. 3), à l'ouest du lieu-dit "Wé de Chine", la Formation de Philippeville disparaît. A l'ouest, les ondulations du tracé de cette faille, à hauteur du village de Merlemont, sont dues à un effet de topographie (développement d'une vallée) et au faible pendage de la faille à vergence sud.

Il est évident qu'un réseau de failles satellites est associé au mouvement majeur. L'une de ces failles est celle qui borde le flanc sud de l'anticlinal secondaire (calcaire du

Membre de la Fontaine Samart), centré sur le Bois de Rival. Bien que la diminution d'épaisseur des schistes sur le flanc sud puisse être liée à la présence d'une lentille de calcaire gris clair (183 W 318), cette faille à vergence sud expliquerait, par son mouvement inverse entre les flancs sud et nord de l'anticlinal, la disproportion d'épaisseur de ces schistes à l'affleurement (Membre des Machénées). A nouveau, l'extension latérale de cette faille n'est pas complètement définie. Le même type d'accident se développe au sud du village et du château de Merlemont. En effet, rappelons que dans la coupe du chemin privé du château (voir ci-dessus, coupes T2 et G2), des schistes correctement observés sur le flanc nord de l'anticlinal calcaire font défaut sur son flanc sud. Nous suggérons qu'une faille satellite met en contact direct les deux formations calcaires. D'autant plus qu'un quadrillage serré (bois, champs et prairies) de la région n'a révélé aucune trace de schistes sur le flanc de cet anticlinal. En réponse au deuxième point à discuter, nous postulons que l'antiforme de Merlemont est bordé au nord et au sud de failles longitudinales. Bien qu'elles soient d'extension latérale comparable, la faille arrière est la structure cassante principale. Il s'agit d'une faille de rétro-charriage.

Enfin, un certain nombre de failles transversales ont été mises en évidence. Un levé de terrain détaillé (contacts calcaires-schistes) et l'observation de disharmonies le long des fronts d'exploitation des carrières de dolomie ont guidé nos tracés. Par ailleurs, les fronts de ces carrières sont très fortement fracturés transversalement. Une faille transversale, verticale de quelques mètres de rejet, a été observée le long du front nord de la carrière septentrionale (pl. I, photo C). Notons également que nous intégrons dans nos tracés la faille transversale proposée par Guillaume (1976). Cette faille explique notamment la présence de dolomie à l'extrémité sud de l'affleurement 183 E 405. Elle met donc, en contact direct au cœur du village de Merlemont, les calcaires de la Formation du Pont de la Folle et les dolomies de la Formation de Philippeville. Cette dolomie observée par Guillaume (1976) et Thonnard (1964) est, de fait, fortement tectonisée. Le décalage des formations frasniennes sur le flanc septentrional de l'antiforme de Merlemont est une autre conséquence du développement de cette faille.

Conclusion

La voûte de Merlemont est un antiforme à structuration interne simple. On y observe un anticlinal majeur dont le cœur est formé des calcaires du Membre de la Fontaine Samart-Formation du Pont de la Folle (datation par microfunes de conodontes). Il s'y développe des plis secondaires qui font apparaître plusieurs petits anticlinaux calcaires, séparés par des schistes (Membre des Machénées), témoignant d'ondulations de la charnière du pli. L'antiforme majeur présente un déversement sud caractéristique. Des failles longitudinales écaillent l'antiforme de Merlemont et sont responsables de la diminution, voire de la disparition de certaines séries lithologiques. Ainsi, une faille frontale, inverse à vergence nord, réduit fortement l'extension des schistes du Membre des Machénées. Des failles arrières, inverses à vergence sud, écaillent en réseau le flanc sud de l'antiforme. Quant aux failles transversales, certaines d'entre elles ont été mises en évidence, mais elles sont probablement plus nombreuses au vu de la densité des fractures transversales observées dans les carrières de dolomie.

La coupe de la carrière de Merlemont Nord

La carrière de Merlemont Nord a été choisie pour effectuer un levé détaillé de type banc par banc. En effet, l'épaisseur stratigraphique accessible y est importante et plusieurs faciès calcaires et dolomitiques y sont représentés.

La base de la Formation de Philippeville affleure en sous-bois, immédiatement au sud de la carrière, le long d'un chemin creux. Au-dessus des schistes de la Formation du Pont de la Folle, on observe, sur 3 à 5 m, des pointements de wackestones noirs à Alvéolitides lamellaires, suivis d'environ 5 m de calcaire gris clair à abondants Alvéolitides, crinoïdes et brachiopodes.

Après un hiatus estimé à quelques mètres, la coupe de la carrière débute le long de la piste située au sud de l'exploitation (fig. 4). Les premiers bancs sont des calcaires (packstones et wackestones) noirs bioclastiques en bancs pluridécimétriques (fig. 5), séparés par des joints argileux centimétriques. Deux lentilles biohermales d'épaisseur métrique et d'extension latérale plurimétrique s'individualisent nettement dans les calcaires stratifiés: elles sont riches en Alvéolitides lamellaires, tabulés branchus, crinoïdes, rugueux massifs, fasciculés et solitaires qui s'ajoutent aux crinoïdes et brachiopodes déjà présents dans les calcaires stratifiés périphériques. Ensuite s'observe une dizaine de mètres de dolomie saccharoïde brunâtre bioclastique, en bancs décimétriques à pluridécimétriques, affectés par endroits de cassures subverticales de direction N130°E. Cette unité est surmontée d'environ 8 m de calcaires noirs bioclastiques du même type que ceux exposés à la base de la coupe. Ici également s'intercale une lentille biohermale de 1,5 m de hauteur et 2 à 3 m de diamètre, illustrée à la fig. 6 et à la planche II, photo C.

Plus en détail, on constate que les bancs calcaires augmentent d'épaisseur et s'enrichissent en coraux en direction de la lentille; certains bancs drapent le bioherme, d'autres semblent s'y raccorder. Dans la lentille proprement dite, les brachiopodes remplacent les coraux dans la partie supérieure. Ceux-ci sont surtout représentés par des rugueux fasciculés du côté ouest, de gros Alvéolitides et rugueux massifs au centre, des Alvéolitides et rugueux fasciculés épars du côté est. Environ un mètre plus haut affleure une autre lentille biohermale à faune corallienne moins variée et limitée au côté ouest à de grosses colonies de rugueux fasciculés et quelques petits Alvéolitides.

La coupe se poursuit au niveau du "front 2", où l'on retrouve une alternance de calcaires bioclastiques noirs à crinoïdes et de dolomies brunâtres, équivalent latéral de l'unité décrite le long de la piste. On remarque cependant que la dolomitisation n'affecte pas strictement les mêmes couches. On peut également observer très clairement une fracture subverticale N130°E, dont seulement un compartiment est affecté par la dolomitisation.

Au-dessus des dolomies brunâtres à crinoïdes apparaît une alternance métrique à plurimétrique de dolomies noires zébrées et de dolomies grises devenant roussâtres à l'altération. La dolomie grise, en bancs métriques à plurimétriques, est riche en fenestrae stromatactoïdes centimétriques, groupées en passées d'épaisseur décimétrique (planche II, photo F). La dolomie noire zébrée est localement riche en stromatopores branchus, également dolomitisés. Les zebra, généralement parallèles à la stratification, sont d'épaisseur centimétrique à pluricentimétrique et de longueur métrique à plurimétrique. Ils sont constitués de dolomie blanchâtre grossièrement grenue et possèdent une base et un sommet relativement plans. On peut observer occasionnellement le passage de zebra à des fissures verticales à remplissage similaire.

Le sommet de la coupe du front 2 (cote 25 m) et la base de la coupe du front 3 (cote 13 m, fig. 5) montrent un faciès de transition entre les deux lithofaciès dolomitiques: le sommet des dolomies grises comporte des fenestrae stromatactoïdes décimétriques, dont le sédiment interne est formé de dolomie noire (phénomène déjà illustré par Dejonghe & Mardaga, 1989, pl. Ic). Ce faciès passe insensiblement à de la dolomie noire zébrée par extension progressive de la dolomitisation (planche II, photo D). Ce type de transition permettrait une corrélation fine entre les fronts 2 et 3,

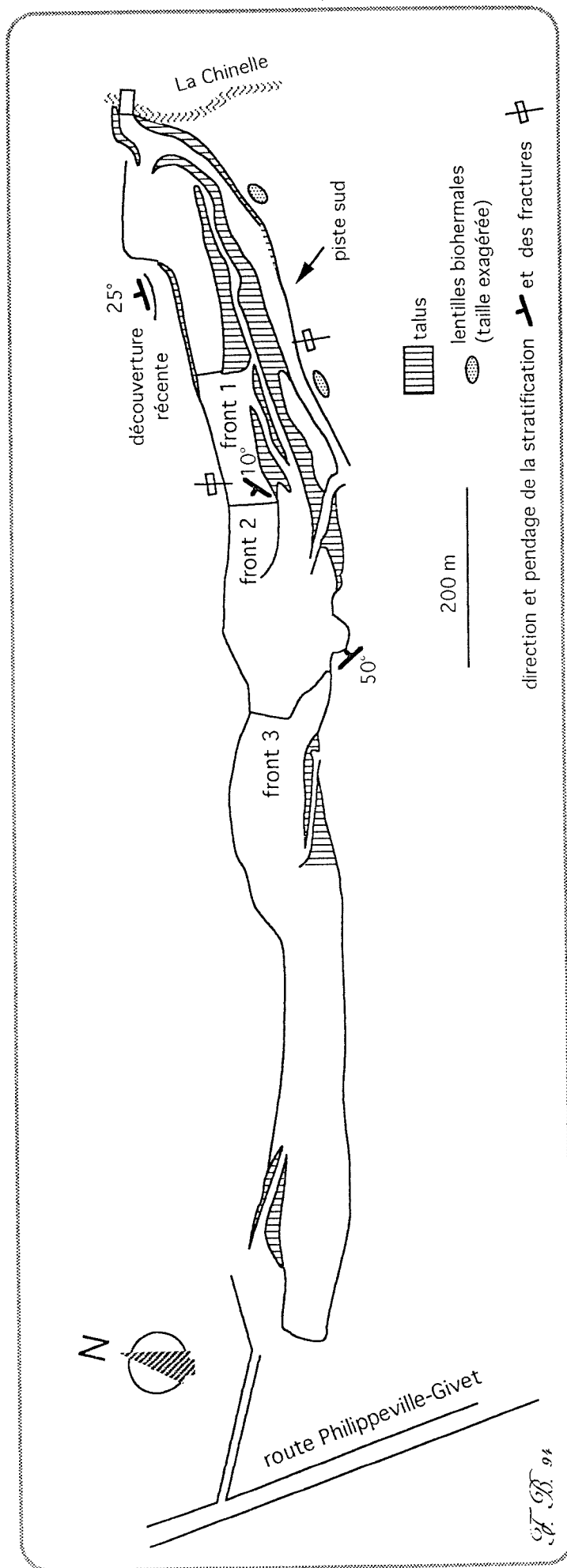


fig. 4: plan de la carrière de Merlemont Nord (situation en juillet 1993).

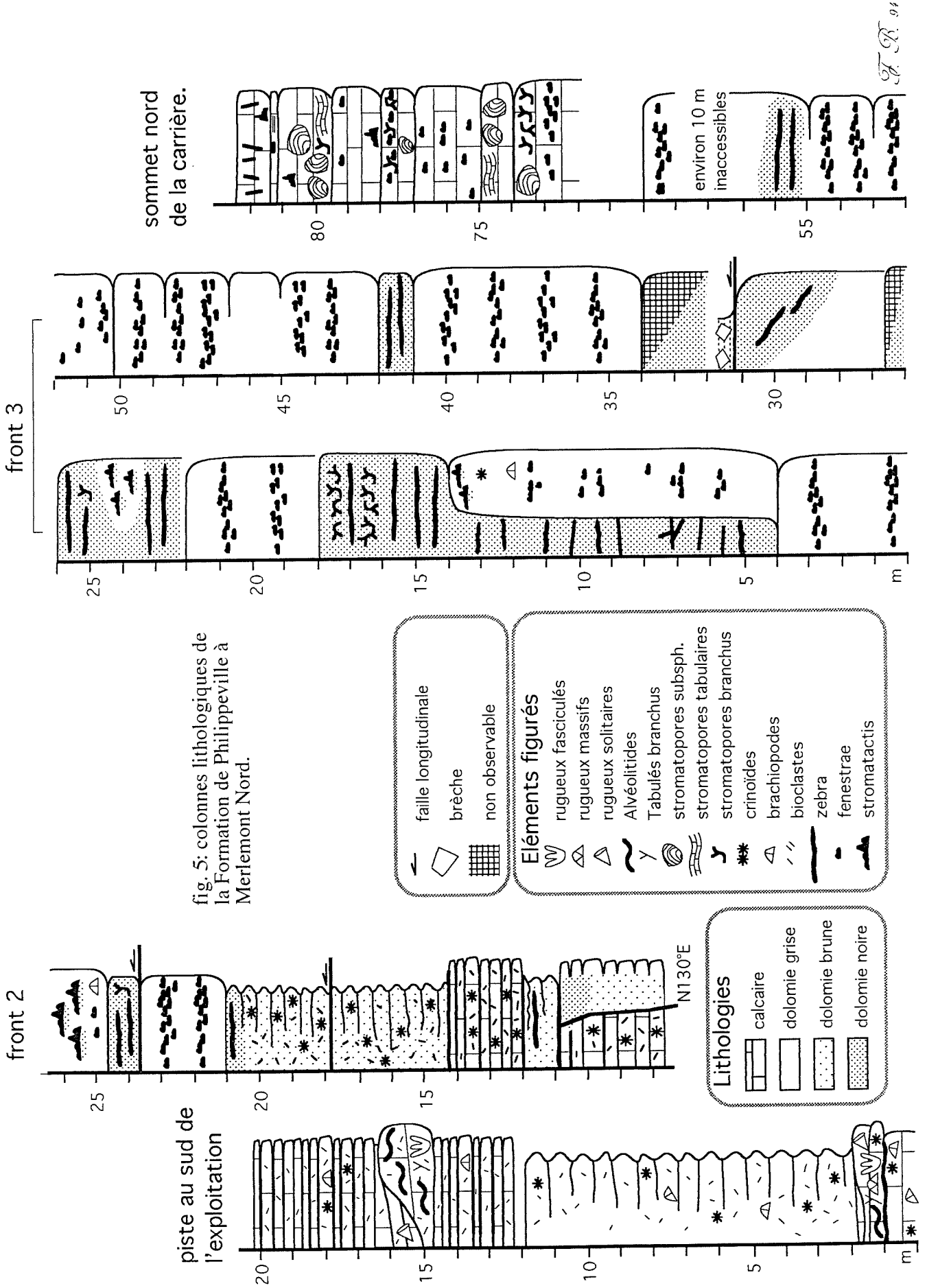


fig. 5: colonnes lithologiques de la Formation de Philippeville à Merlemont Nord.

A. R. 91

raccordés géométriquement à quelques mètres près, puisqu'à la base de la coupe du front 3 s'observe le même phénomène. Quelques mètres plus au sud par contre, une faille longitudinale (fig. 7) met en contact tranché les deux lithofaciès dolomitiques (planche II, photo B).

L'alternance de dolomies noires zébrées et de dolomies grises à fenestrae formant la coupe du front 3 est fréquemment interrompue par des failles transversales subverticales N130°E.

La coupe se termine au dessus de la paroi nord de la carrière (fig. 5), à la faveur d'une découverte récente. Après un hiatus d'environ 2 m, on observe, au-dessus de la dolomie grise, une dizaine de mètres de calcaires gris en bancs métriques. Ces calcaires montrent une alternance de rudstones à stromatopores subsphériques, plus rarement tabulaires (Abbott, 1973), et de wackestones à passées de fenestrae stromatactoïdes (planche II, photo E) ou à stromatactis pluricentimétriques. Les stromatopores branchus sont abondants et présents à la fois dans les rudstones et les calcaires à fenestrae stromatactoïdes. Les deux derniers mètres de la coupe montrent un mince banc de calcaire laminaire, surmonté d'un wackestone à fenestrae subverticales (1x10 mm).

Une petite excavation ouverte à quelques dizaines de mètres du sommet de la coupe, sur le versant nord de la colline, permet d'observer des calcaires rouges attribuables à un monticule micritique de la Formation de Neuville (type Les Bulants de Boulvain, 1993).

Rugueux

Seuls les deux niveaux riches en coraux, qui ont été observés dans la partie inférieure de la Formation de Philippeville, ont été échantillonnés. Ceux-ci affleurent le long de la piste tracée au sud de l'exploitation, respectivement entre les cotes de 1 à 2 m et de 14,5 à 17 m de la colonne lithologique de la figure 5.

Dans le premier niveau abondent des fragments de *Macgeea* sp. 2 décrit par Coen-Aubert (1982, p. 30), des colonies fasciculées de *Peneckiella fascicularis* (Soshkina, 1939) et de petites colonies massives d' *Hexagonaria mirabilis* Moenke, 1954. La troisième espèce est également présente dans la lentille biohermale située au voisinage de la cote de 15 m où elle est associée à de gros buissons de *Thamnophyllum monozonatum* (Soshkina, 1939) et de *Peneckiella isylica* (Bulvanker, 1958). *P. isylica* forme encore d'énormes colonies dans la lentille biohermale apparaissant plus à l'ouest, environ 1 m au-dessus de la précédente.

P. isylica et *P. fascicularis* existent aussi dans la partie inférieure de la Formation de Philippeville, dans l'ancienne tranchée du chemin de fer à Neuville; d'après Coen (1978, p. 28), il s'agit des beaux bancs à "*Disphyllum*" visibles au sommet de l'unité d' et se plaçant latéralement à un calcaire clair d'allure massive que Boulvain *et al.* (1993, p. 15) considèrent comme l'équivalent du Marbre de Cousolre des auteurs. Dans le sondage BC2 à Sautour, *Macgeea* sp. 2 a été observé à 13,7 m et *Thamnophyllum monozonatum* à 26,2 m. Ces deux espèces ont donc été récoltées dans l'unité b décrite par Coen & Coen-Aubert (1976), qui se compose de calcaires noirs en bancs minces, peu au-dessus de la base de la Formation de Philippeville. Dans le Massif de Philippeville, *Hexagonaria mirabilis* n'est connu qu'au sommet de la Formation du Pont de la Folle et dans la partie inférieure de la Formation de Philippeville. Par contre, son extension stratigraphique est beaucoup plus large au bord sud du Synclinorium de Dinant où Coen-Aubert (1994) le signale dans le Membre du Lion ainsi que dans le Membre de Boussu-en-Fagne, au contact de ce dernier; ces deux

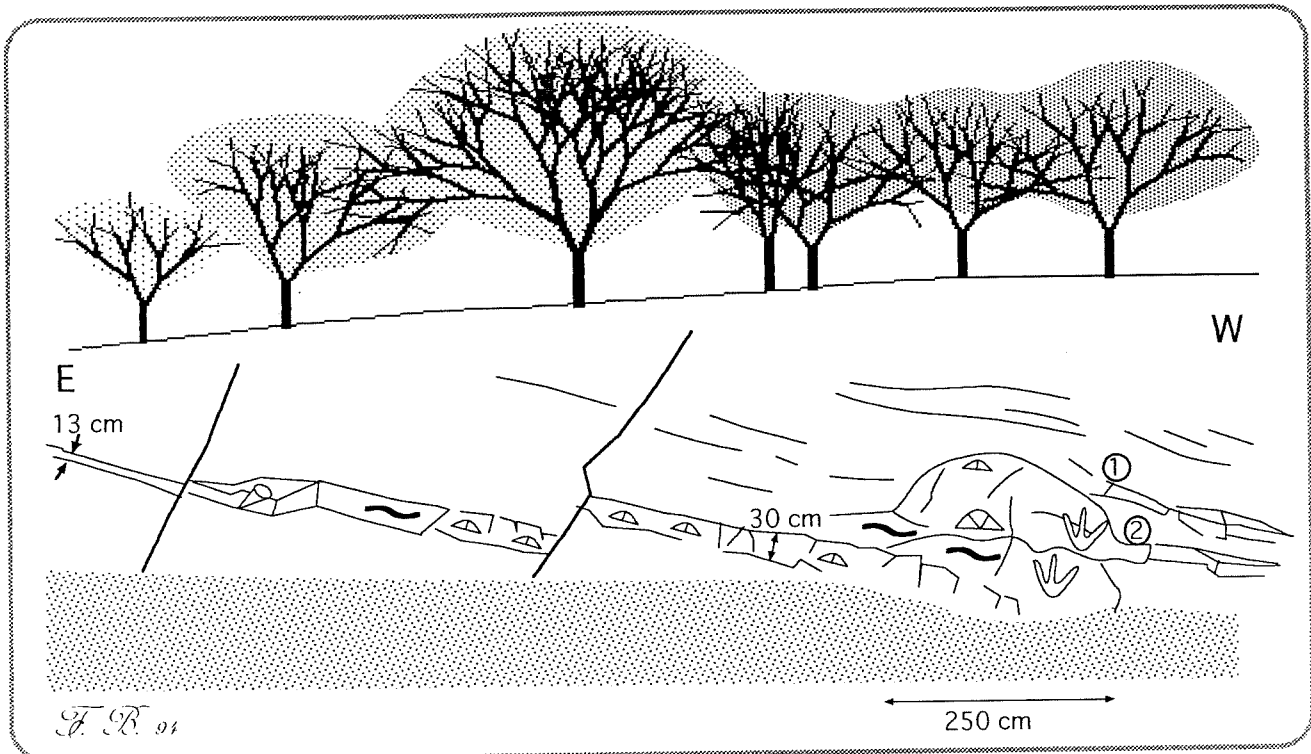
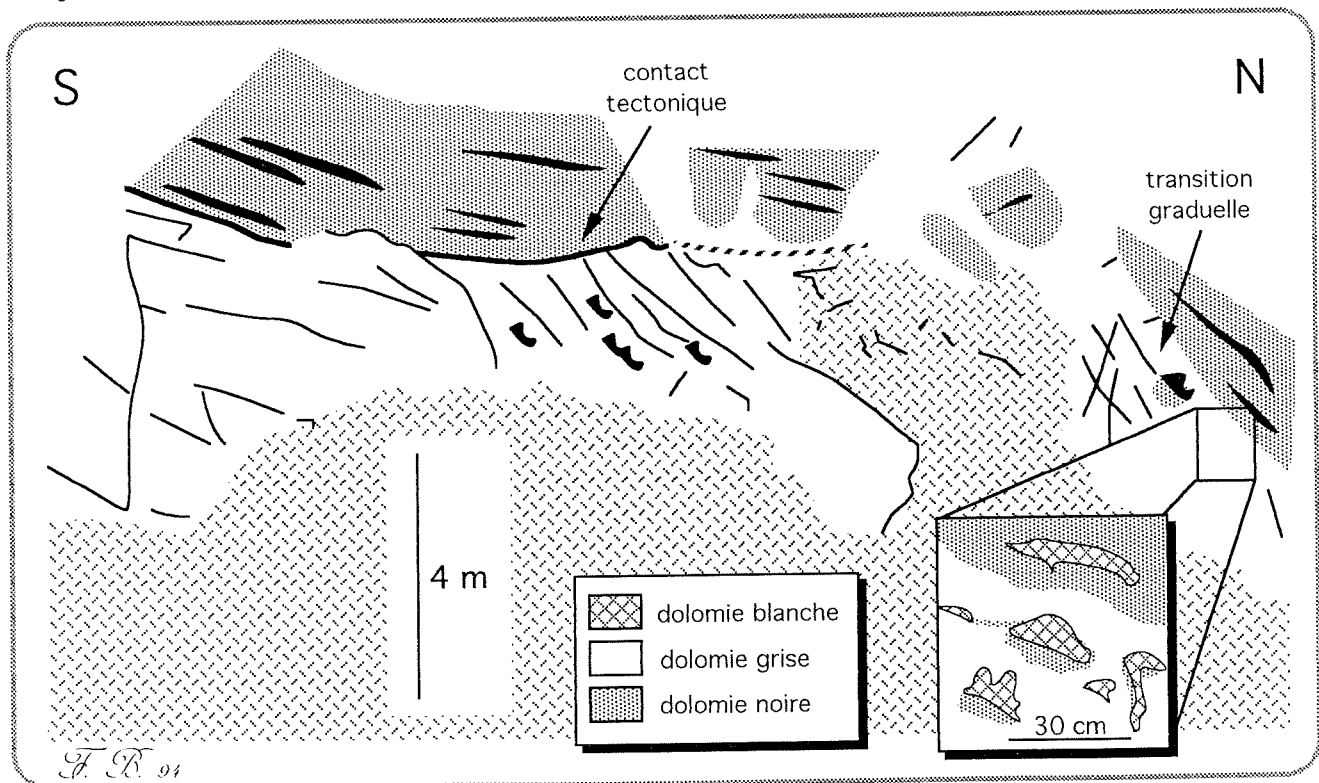


fig. 6: lentille biohermale le long de la piste située au sud de la carrière. Remarquer l'augmentation d'épaisseur des bancs de calcaire bioclastique en direction de la lentille. Le banc (1) drape le bioherme, tandis que le (2) s'y raccorde.

fig. 7: contact anormal entre des dolomies grises à fenestreae et des dolomies noires zébrées. Base de la coupe du front 3



subdivisions appartiennent à la Formation des Grands Breux qui est en gros contemporaine de la Formation de Philippeville.

Description sédimentologique

Généralités

Sur une centaine de mètres de coupe, environ 80 m sont constitués de trois lithofaciès dolomitiques: (d1) des dolomies brunâtres à crinoïdes, (d2) des dolomies grises à fenestrae stromatactoïdes (planche II, photo F) et (d3) des dolomies noires zébrées. Pétrographiquement, il s'agit de mosaïques de cristaux dolomitiques xénomorphes à subautomorphes de 200 μm à 1 mm, oblitérant la structure originelle du sédiment (cf. Dejonghe & Mardaga, 1989). Les dolomies grises sont généralement plus grossièrement cristallisées que les dolomies noires zébrées. Les dolomies brunâtres à crinoïdes (d1) sont équivalentes aux dolomies de type 1 de Dejonghe & Mardaga (1989), tandis que les dolomies grises à fenestrae stromatactoïdes (d2) correspondent aux dolomies de type 3 de ces auteurs.

Seules les zones non dolomitiques permettent l'identification de microfaciès. Il est donc indispensable, dans l'optique d'une reconstitution des paléoenvironnements, de s'assurer de la représentativité des lithofaciès calcaires, ou si l'on veut, d'établir des équivalences entre les lithofaciès calcaires et dolomitiques.

Trois lithofaciès calcaires principaux peuvent être définis dans la coupe: (c1) des calcaires noirs bioclastiques en bancs pluridécimétriques avec localement des lentilles biohermales métriques, (c2) des calcaires gris en bancs métriques à stromatopores subsphériques et branchus et (c3) des calcaires gris en bancs décimétriques à métriques à fenestrae, stromatactis et stromatopores branchus.

Des correspondances macroscopiques permettent d'associer deux des lithofaciès calcaires et dolomitiques.

Ainsi, comme cela apparaît géométriquement à la base de la coupe, les calcaires noirs bioclastiques (c1) sont l'équivalent non dolomitique des dolomies brunâtres à crinoïdes (d1). Les dolomies grises riches en fenestrae stromatactoïdes (d2) semblent issues de la dolomitisation des calcaires gris (c2, c3), comme cela ressort à la fois de la similitude des constituants macroscopiques (planche II E et F) et de l'observation d'une enclave calcaire au sein de la dolomie (bloc éboulé du front 3). Seules les dolomies noires zébrées (d3) ne peuvent être rapprochées en première analyse d'aucuns des lithofaciès calcaires énumérés ci-dessus. Leur caractéristique principale est la présence de zebra; aussi nous attarderons-nous brièvement sur l'origine de ces structures dans l'interprétation des paléoenvironnements.

Microfaciès calcaires

Les calcaires noirs en bancs pluridécimétriques (c1) sont constitués de packstones bioclastiques micro- ou pseudosparitiques. Ces packstones comprennent surtout des ossicules de crinoïdes, des fragments de fénestelles et de tabulés branchus, des microbioclastes, des ostracodes et des calcisphères (planche II, photo H). A ces bioclastes peuvent s'ajouter en proportions variables des brachiopodes, lamellibranches et paléobéréselles. Des girvanelles et des *Sphaerocodium* forment fréquemment des encroûtements symétriques. Les lentilles biohermales sont constituées de packstones bioclastiques peu néomorphiques à granulométrie plus grossière. Quelques fenestrae

stromatactoïdes sont associées aux constructeurs (effet d'ombrelle). Les encroûtements algaires sont absents.

Les calcaires gris en bancs métriques à stromatopores subsphériques et branchus (c2) correspondent à des rudstones et des floatstones à stromatopores, paléobéréselles, calcisphères, ostracodes, lamellibranches et fenestrae stromatactoïdes. Enfin, les calcaires gris en bancs décimétriques à métriques à fenestrae, stromatactis et stromatopores branchus (c3) comprennent des floatstones et des wackestones à calcisphères, stromatopores branchus, paléobéréselles, fenestrae stromatactoïdes et péloïdes et des wackestones, packstones et grainstones à péloïdes, lumps, calcisphères, oncoïdes, stromatactis et fenestrae irrégulières ou stromatactoïdes (planche II, photo G). Ce dernier microfaciès peut être rapproché des loférites (Fischer, 1964).

Interprétation sédimentologique

Avant d'aborder la reconstitution des paléoenvironnements sur base de l'interprétation des microfaciès, il nous faut discuter trois aspects particuliers de la coupe étudiée: la présence de zebra, de stromatactis et de lentilles biohermales.

Le problème des zebra

Définies par Fischer (1964 p. 135), ces structures sont souvent interprétées comme synsédimentaires (ouverture du sédiment sous l'effet d'une contrainte suivant Schwarzscher, 1961 p. 1494; superposition de sédiments meubles et de croûtes lithifiées pour Bathurst, 1980 p. 132 ou de tapis algaires pour Pratt, 1982 et vannage par l'action des courants des sédiments non consolidés). Ross *et al.* (1975 p. 43) proposent quant à eux une origine diagénétique, par recristallisation de la boue carbonatée.

Deux arguments permettent de rejeter cette dernière hypothèse: la dolomie blanchâtre cimentant les zebra est dépourvue des diverses impuretés abondantes dans le sédiment encaissant et l'on observe fréquemment une continuité de cimentation entre les zebra et les fractures qui les recoupent. Seules les deux hypothèses suivantes peuvent être dès lors envisagées: (1) la dolomie blanchâtre des zebra est un remplissage de cavités ouvertes lors du processus de dolomitisation ou (2) elle résulte de la dolomitisation d'un ciment calcitique plus précoce, lui-même précipité au sein d'une cavité synsédimentaire.

L'observation des zebra en cathodoluminescence n'apporte malheureusement pas d'argument décisif en faveur de l'une des deux hypothèses génétiques, compte tenu du caractère homogène et de l'absence de critères de croissance centripète des cristaux de dolomite.

L'absence de toute relique de sédiment interne à la base des zebra permet cependant d'écarter l'hypothèse d'une dolomitisation d'un ciment de cavité synsédimentaire. De plus, dans la coupe étudiée, les zebra ne peuvent être la conséquence d'ouvertures du sédiment associées à des mouvements compressifs précoces (glissements sous-marins): les dolomies zebrées forment en effet des unités d'extension latérale pluridécamétriques au moins, en concordance de stratification avec les dolomies grises qui les entourent.

Retenons donc prioritairement la deuxième hypothèse génétique: la croissance tardive d'un ciment dolomitique au sein de cavités de la dolomie noire. Cette interprétation est supportée par la liaison exclusive des zebra à ce faciès diagénétique.

Signalons que des dolomies noires à zebra, identiques à celles décrites ci-dessus, affleurent dans la carrière Saint-Antoine à Gourdinne ("unité E" de Pr at & Lapierre, 1986 p. 67), dans la Formation de Philippeville.

Le problème des stromatactis

Ces structures apparaissent à plusieurs reprises dans la coupe, au sein des calcaires gris (c3) et des dolomies grises (d2) (les fenestrae stromatacto ides décimétriques y sont interprétées comme résultant de la dolomitisation de stromatactis). Bourque & Boulvain (1993) ont montré que dans de nombreux monticules micritiques pal ozo iques, les stromatactis sont issus de la dégradation de spongiaires. Dans tous les exemples étudiés, de nombreux spicules étaient associés aux stromatactis, ce qui n'est pas le cas ici. Nous sommes donc placés devant une alternative: l'absence de spicules pourrait être la conséquence d'un défaut de fossilisation, ou de l'absence d'éponges. D'autres organismes à corps mou seraient responsables dans ce dernier cas de la formation des cavités (*cf.* Flajs & H ussner, 1993).

Il faut remarquer que la littérature associe généralement ces structures aux monticules micritiques (Flügel, 1982 p. 495 par exemple), quoiqu'on puisse également les observer en milieu peu profond, principalement au sein des loférites (Flügel, 1982 p. 218).

Les lentilles biohermales

Ces bioconstructions ("patch reefs") ne sont pas en elles-mêmes indicatives d'un paléoenvironnement particulier puisqu'on les localise aussi bien en milieu lagunaire (*cf.* Wilson, fig. II.4, 1975 par exemple) qu'en milieu ouvert (James & Kobluk, 1978) suivant leur contenu biotique. Une rapide revue des publications récentes montre que ces petits édifices sont généralement constitués par le piégeage de sédiments à l'intervention de bryozoaires (Hewitt & Cuffey, 1985); de bryozoaires et d'algues (Smith, 1981); de cyanobactéries? associées à des bryozoaires (Dix & James, 1987), des éponges (Bernier & Gaillard, 1983), des stromatoporo ides (Mountjoy & Riding, 1981) ou des archaeocyathid s (Wood *et al.*, 1993). Des patch reefs d'extension métrique et caractérisés par une concentration de rugueux massifs et de tabulés branchus et nodulaires existent à la base de la Formation givetienne des Terres d'Haura, au bord sud du Synclinorium de Dinant. Ils ont été signalés entre Beauraing et Pondr me par Coen-Aubert (1977, p. 50) et décrits dans la carrière d'Eclaye, près de la seconde localité, par Coen-Aubert *et al.* (1986, p. 253). De plus, aux Carrières des Limites   Ave-et-Auffe, Coen-Aubert & Tourneur *in* Birenheide *et al.* (1991, p. 11) ont observé le passage latéral de ces patch reefs à des calcaires coralliens, stratifiés.

Les lentilles biohermales décrites ici sont assez pauvres en organismes capables de piéger le sédiment lors de son dépôt (coverstones, bindstones) ou lors de son transport (bafflestones). Seuls les rugueux fasciculés semblent pouvoir remplir ce dernier rôle, compte tenu du caractère relativement grenu des sédiments constituant les lentilles.

Reconstitution des paléoenvironnements et comparaison avec le lithostratotype

La partie inférieure de la coupe témoigne d'un environnement marin ouvert situé dans la zone d'action des vagues, avec un apport non négligeable de débris originaires d'un milieu plus protégé (calcisphères, bioclastes encroûtés).

La partie supérieure de la coupe montre par contre un faciès nettement restreint, avec une alternance de passées biostromales oligospécifiques et de sédiments intertidaux à supratidaux (loférites, laminites). Suite aux équivalences qui ont été proposées ci-dessus, cet environnement restreint peut être suspecté dès l'apparition des dolomies grises à fenestrae stromatactoïdes, c'est-à-dire dès la cote 21 m (fig. 5).

Si l'on compare la coupe de Merlemont au lithostratotype décrit par Cornet (1978), Coen (1978) et Boulvain *et al.* (1993), un certain nombre de différences se marquent, surtout dans la partie supérieure de la formation. A Philippeville, au-dessus des biocstructions décimétriques à Alvéolitides lamellaires correspondant au "Marbre de Cousolre" des auteurs, apparaissent des calcaires noirs en petits bancs (principalement des packstones bioclastiques à crinoïdes, bryozoaires, calcisphères, paléobéréselles, brachiopodes, éponges), très proches de ce que l'on observe à Merlemont. Dans la coupe de Neuville où affleure la deuxième partie de la formation, le "biostrome" de Cornet (1978) montre principalement une alternance de rudstones à stromatopores bulbeux, globuleux et branchus, péloïdes, calcisphères, paléobéréselles, bioclastes, et de packstones et grainstones laminaires ou de wackestones bioturbés à péloïdes, paléobéréselles et calcisphères (fig. 8). L'environnement déduit de ces microfaciès est relativement restreint, mais sensiblement plus profond que l'équivalent stratigraphique de Merlemont. La communauté organique du "biostrome" est un peu plus diversifiée que celle des rudstones de la carrière de dolomie, les passées riches en stromatopores sont plus épaisses et les loférites sont nettement moins fréquentes.

L'étape suivante est d'assigner à ces sédiments caractérisés par leur paléoenvironnement de dépôt, une position paléogéographique et une appartenance à un corps sédimentaire. La partie inférieure de la formation est typique d'un domaine externe avec apport sporadique de sédiments à caractère plus restreint. Ceci implique l'existence, en direction de la côte, d'un domaine lagunaire relativement développé. Au sein du milieu ouvert se développent de petites constructions à Rugueux fasciculés prédominants. Ce type d'écosystème dominé par des organismes filtreurs opportunistes est fréquent dans des situations d'afflux relativement important de sédiments et de nourriture en suspension (Wood *et al.*, 1993 p. 854). Ensuite, sans transition, s'observent des sédiments restreints dont l'originalité principale est la richesse en fenestrae. D'après Fischer (1964 p. 124), les loférites sont souvent associées à des milieux intertidaux⁶, environnements qui peuvent aussi bien se localiser en bordure de terres émergées qu'en arrière-barrière. Dans notre cas, compte tenu de la position géographique de la coupe étudiée et de la présence fréquente de débris de constructeurs, c'est la deuxième hypothèse qui est la plus vraisemblable. Ainsi, la partie supérieure de la Formation de Philippeville à Merlemont peut être comparée notamment aux faciès d'arrière-barrière du "Pillara Limestone" (Givetien-Frasnien du Canning Basin, Australie), où Playford (1981, p. 58-60) observe des cycles métriques débutant par des

⁶: "laminar lime mudstone or dolomite riddled with parallel aligned pores; larger ones with stromatactoid shapes; in place with geopetal fills of internal sediment. (...) The structure results from dessiccation and is found best developed in areas of tidal flats where persistent inundation is combined with maximum exposure" (Fischer, 1964 p. 124).

rudstones à stromatoporoides et évoluant vers des calcaires à fenestrae⁷. Le même auteur remarque d'ailleurs que la dolomitisation affecte principalement les faciès d'avant et d'arrière-barrière⁸, ce qui semble bien être le cas ici.

Remarquons que Cornet (1978 p. 40) interprète déjà le "biostrome" de la coupe du chemin de fer de Neuville comme un dépôt de back-reef, interprétation que nous partageons en la nuancant de la façon suivante: Neuville se situerait à la transition entre un domaine d'arrière-barrière et un domaine lagunaire, alors que Merlemont Nord représenterait l'arrière-barrière immédiate de constructions biohermales localisées à peine plus au sud.

Stratigraphie séquentielle et corrélations avec le lithostratotype

A l'échelle métrique à décamétrique, la partie inférieure de la Formation de Philippeville montre des sédiments à caractère plutôt acyclique, alors que la partie supérieure de la formation est caractérisée par des cycles de type "shallowing-upward", débutant par des rudstones à stromatopores et se clôturant par des calcaires laminaires ou des loférites. Cette évolution souligne elle aussi le passage d'un domaine externe à un domaine plus interne (Cowan & James, 1993, p. 1589 par exemple).

A une échelle supérieure, les unités sont séparées par des discontinuités sédimentaires plus marquées. Parmi celles-ci, les surfaces d'arrêt de sédimentation sont les plus facilement identifiables dans la coupe étudiée. Ces arrêts de sédimentation traduisent des périodes de maximum de vitesse d'élévation du niveau marin relatif, comme cela a déjà été mis en évidence dans la Formation de Neuville (Boulvain, 1993). Connaissant la position de ces arrêts de sédimentation, il a été possible de localiser certaines surfaces d'inondation (si) et d'inondation maximum (sim), situées respectivement au-dessous (si) et au même niveau ou au-dessus (sim) des surfaces d'arrêt de sédimentation (fig. 8). Les surfaces d'inondation marquent la base des cycles transgressifs-régressifs.

Au sommet de la Formation de Philippeville s'observe un fond durci (fig. 8), soulignant le point d'inversion d'un tel cycle transgressif-régressif (sim). Ce cycle se clôturera par le développement de faciès cryptalgaires au sommet des biohermes de type Les Wayons-Hautmont et de la Formation d'Aisemont (bancs oncolithiques, Boulvain, 1993).

Au sein du cycle majeur correspondant à la plus grande partie de la Formation de Philippeville et au Membre des Machénées de la Formation du Pont de la Folle, deux coupures relativement importantes peuvent être distinguées: l'apparition des faciès carbonatés marquant la base de la Formation de Philippeville et dans cette dernière formation, la discontinuité sédimentaire correspondant au passage du domaine externe au domaine interne. Cette discontinuité permet une corrélation supplémentaire entre la coupe de Merlemont et le lithostratotype (fig. 8). Son existence implique notamment une baisse relative du niveau marin durant la partie moyenne du Frasnien (Vail *et al.*, 1977).

⁷: "Each (cycle) begins with stromatoporoid limestone and dolomite containing large heads of *Actinostroma* and abundant *Amphipora*. This grade up into fenestral limestone with large gastropods (...)" (Playford, 1981 p. 58).

⁸: "the intensity of dolomitisation increases markedly passing away from the reef-margin into the reef-flat and back-reef deposits in one direction, and into the marginal-slope in the other. Parts of the back-reef and marginal-slope subfacies are strongly dolomitised" (Playford, 1981 p. 49).

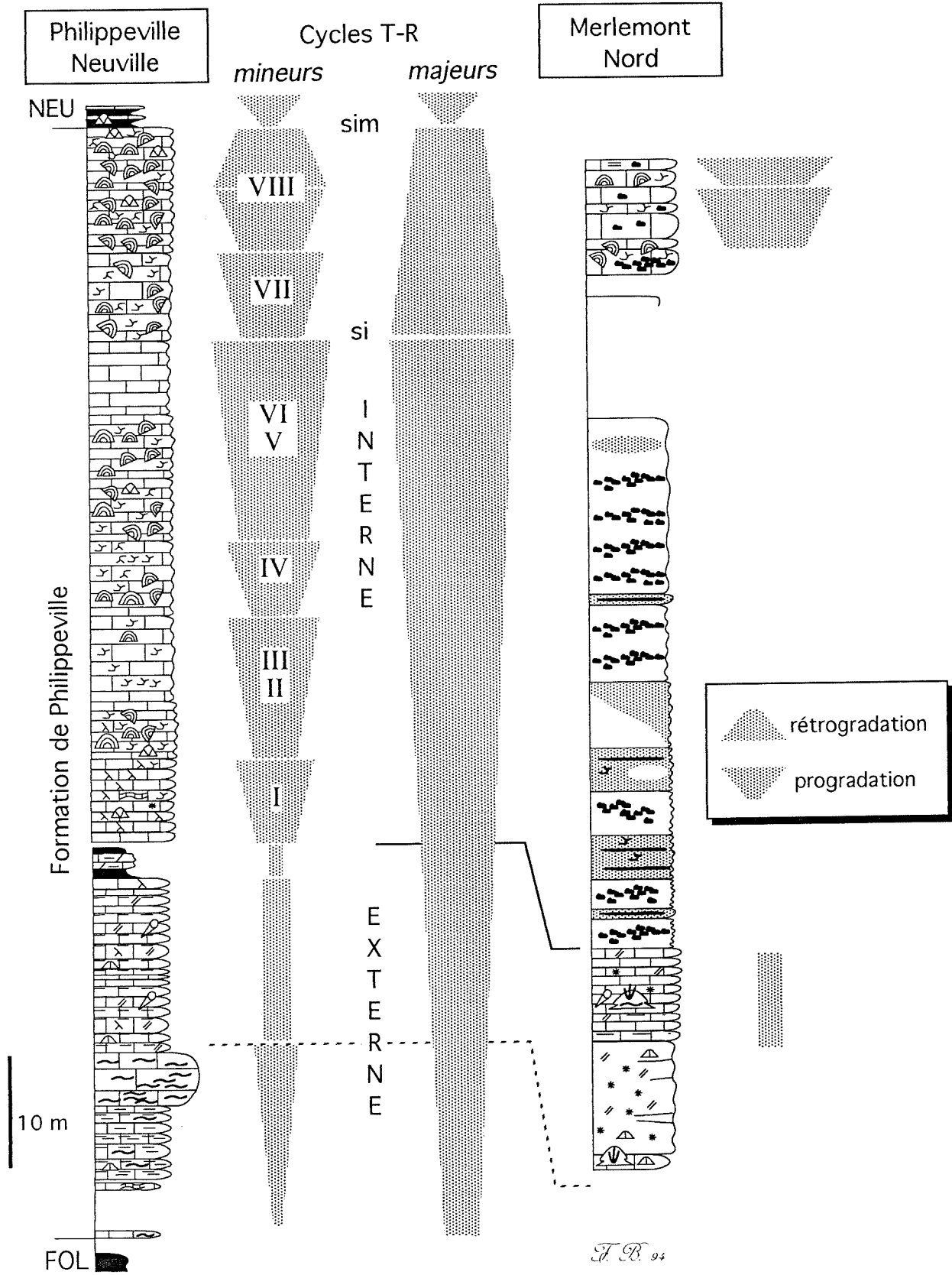


fig. 8: comparaison des coupes de Philippeville-Neuville et Merlemont Nord. Corrélations et découpage séquentiel. NEU: Formation de Neuville; FOL: Formation du Pont de la Folle; si: surface d'inondation; sim: surface d'inondation maximale. I-VIII: séquences de Cornet (1978)

L'ensemble de ces observations suggère une forte composante allocyclique des mécanismes contrôlant la sédimentation au cours du Frasnien.

Conclusions

L'étude sédimentologique de la carrière de dolomie de Merlemont Nord permet, par le biais de correspondances entre faciès dolomitiques et équivalents calcaires, d'interpréter l'environnement de dépôt et l'évolution des paléoenvironnements au cours du temps. Deux ensembles sédimentaires se superposent au sein de la Formation de Philippeville: l'un, inférieur, de milieu externe, l'autre, supérieur, de milieu interne. Dans ce domaine d'arrière-barrière, se succèdent des séquences métriques à décamétriques de type "shallowing-upward" débutant par des rudstones à stromatopores et se clôturant par des loférites.

Ce travail met également en lumière un type de structuration tectonique affectant les formations givetiennes et frasnienne du Massif de Philippeville. A l'échelle de la voûte au sens de Gosselet (1888), la zone étudiée s'interprète comme un anticlinal dissymétrique (à déversement sud) dont le coeur calcaire appartient à la Formation du Pont de la Folle. Formé de plis secondaires, il est bordé à l'avant et à l'arrière de failles longitudinales inverses. A l'échelle du Massif de Philippeville, cette structuration tectonique, association de plis déversés sud et de failles inverses, est caractéristique de la tectonique régionale. Le Massif de Philippeville constitue lui-même une vaste écaille isolée dans les sédiments famenniens et limitée par des failles majeures. Elles répondent, lors du raccourcissement varisque, au chevauchement du Massif de Philippeville sur le bord nord du Synclitorium de Dinant. Une faille frontale majeure, inverse et à vergence nord, a été mise en évidence lors de la révision des cartes géologiques Philippeville-Rosée (174) et Silenrieux-Walcourt (173). Quant à la faille majeure arrière du Massif de Philippeville, elle est notamment représentée par l'accident qui borde le flanc sud de l'anticlinal de Merlemont. Par ailleurs, le système de failles satellites apparaissant au sein de cet anticlinal montre bien qu'il est constitué d'une série d'écailles d'ordre de grandeur inférieur. La structuration interne du Massif de Philippeville consisterait pareillement en un système d'écailles d'ordres de grandeur différents, formées de plis dissymétriques et bordées de failles longitudinales inverses.

Remerciements

Les auteurs remercient la société Lhoist qui a accordé l'autorisation d'accès aux carrières de Merlemont et particulièrement MM. Lauwers et Maréchal pour leur gentillesse et les informations mises à disposition. Le Ministère de la Région wallonne, Direction générale des Ressources du Sous-sol et de l'Environnement a autorisé la publication de données provenant de la campagne de réactualisation de la Carte géologique de Wallonie. La gratitude des auteurs va également à M. M. Coen qui a effectué plusieurs déterminations de conodontes, ainsi qu'à MM. A. Herbosch, J-L. Mansy, A. Prétat et J-N. Proust pour de fructueuses discussions qui ont contribué à améliorer le manuscrit. L'assistance de Mme M. Goudalier lors de l'étude de terrain a été particulièrement appréciée.

BIBLIOGRAPHIE

- B. M. ABBOTT (1973): Terminology of Stromatoporoid shapes. *J. of Paleontology*, 47, pp. 805-806.
- R.G.C. BATHURST (1980): Stromatactis - Origin related to submarine-cemented crusts in Paleozoic mud mounds. *Geology*, 8, pp. 131-134.
- 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.
- R. BIRENHEIDE, M. COEN-AUBERT, B.P. LÜTTE & F. TOURNEUR (1991): Excursion B1, Devonian coral bearing strata of the Eifel Hills and the Ardenne. In LÜTTE, B.P. (Editor), VI. International Symposium on Fossil Cnidaria including Archaeocyatha and Porifera, Excursion-Guidebook. Forschungsstelle für Korallenpaläozoologie, Münster, 113 pp.
- F. BOULVAIN (1993): Sédimentologie et diagenèse des monticules micritiques "F2j" du Frasnien de l'Ardenne. *Serv. Géol. Belgique Prof. Papers*, 260, 427 pp.
- F. BOULVAIN, M.COEN, M. COEN-AUBERT, P. BULTYNCK, J-G. CASIER, L. DEJONGHE & F. TOURNEUR (1993): Les formations frasnienne du Massif de Philippeville. *Service géologique de Belgique Prof. Paper*, 259, 37 pp.
- P.A. BOURQUE & F. BOULVAIN (1993): A model for the origin and petrogenesis of the red stromatactis limestone of Paleozoic carbonate mounds. *J. of Sedimentary Petrol.*, 63, pp. 607-619.
- M. COEN (1978): Le Givetien et le Frasnien dans le contournement routier de Philippeville. Comparaison avec la coupe de Neuville. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 100, pp. 23-30.
- M. COEN & M. COEN-AUBERT (1976): Description et interprétation géologique de cinq sondages au flanc sud du Massif de Philippeville. *Service Géologique de Belgique, Prof. Paper*, 1975/10, pp. 1-15.
- M. COEN-AUBERT (1977): Distribution stratigraphique des Rugueux massifs du Givetien et du Frasnien de la Belgique. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 97, pp. 49-56.
- M. COEN-AUBERT (1982): Rugueux solitaires du Frasnien de la Belgique. *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 54 (6), pp. 1-65.
- M. COEN-AUBERT (1994): Stratigraphie et systématique des Rugueux de la partie moyenne du Frasnien de Frasnes-lez-Couvin (Belgique). *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 64, pp. 21-56.
- M. COEN-AUBERT, A. PREAT & F. TOURNEUR (1986): Compte rendu de l'excursion de la Société belge de Géologie du 6 novembre 1985 consacrée à l'étude du sommet du Couvinien et du Givetien au bord sud du Bassin de Dinant, de Resteigne à Beauraing. *Bull. Soc. belge de Géologie*, 95, pp. 247-256.
- P. CORNET (1978): Le biostrome "F2h" de la tranchée du chemin de fer de Neuville (Bassin de Dinant-Belgique). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 100, pp. 31-40.
- C.A. COWAN & N.P. JAMES (1993): The interactions of sea-level change, terrigenous-sediment influx, and carbonate productivity as controls on Upper Cambrian Grand Cycles of western Newfoundland, Canada. *Geological Soc. of America Bull.*, 105, pp. 1576-1590.
- L. DEJONGHE, D. DEMAIFFE & H. GORZAWSKI (1989): Géochimie isotopique (C, O, Sr) des dolomies frasnienne du massif de Philippeville (Synclinorium de Dinant, Belgique). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 112, pp. 87-102.

- L. DEJONGHE & M. MARDAGA (1989): Etude des phénomènes de dolomitisation et de minéralisation stratoïde dans le Frasnien du Massif de Philippeville (Synclinorium de Dinant). *Service géologique de Belgique Prof. Paper*, 238, 51 pp.
- 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, pp. 779-793.
- A. G. FISCHER (1964): The Lofers cyclothem on the Alpine Triassic. *Kansas Geol. Survey Bull.*, 169, pp. 107-149.
- G. FLAJS & H. HÜSSNER (1993): A microbial model for the Lower Devonian stromatolite mud mounds of the Montagne Noire (France). *Facies*, 29, pp. 179-194.
- E. FLÜGEL (1982): Microfacies analysis of limestones. Springer-Verlag, 633 pp.
- 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.
- P. GUILLAUME (1976): Contribution à l'étude paléogéographique et métallogénique de la minéralisation du bois des Corbeaux, à Sautour, province de Namur. Mémoire de licence, Université Catholique de Louvain (inédit), 86 pp.
- 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), pp. 599-604.
- N.P. JAMES & D.R. KOBLUK (1978): Lower Cambrian patch reefs and associated sediments: southern Labrador, Canada. *Sedimentology*, 25, pp. 1-35.
- M. LECOMPTE (1963): Livret-guide des excursions C-D. VIe Congrès international de Sédimentologie, figures.
- 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), pp. 299-320.
- P. E. PLAYFORD (1981): Devonian reef complexes of the Canning Basin, Western Australia. Geological Society of Australia, 5th Australian geological convention field excursion guidebook, 64 pp.
- B. PRATT (1982): Stromatolitic framework of carbonate mud-mounds. *J. of Sedimentary Petrol.*, 52, pp. 1203-1227.
- A. PREAT & S. LAPIERRE (1986): Découverte d'un niveau de marbre blanc d'âge frasnien à Gourdinne Province de Namur (Belgique). *Bull. Soc. belge de Géologie*, 95, pp. 65-71.
- 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. Paper*, 871, 48 pp.
- W. SCHWARZACHER (1961): Petrology and structure of some Lower Carboniferous reefs in Northwestern Ireland. *Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, 45, pp. 1481-1503.
- 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, pp. 161-186.
- R. THONNARD (1964): Etude photogéologique et géologie classique de la région comprise dans le quadrilatère Villers-le-Gambon, Sautour, Franchimont, Merlemont. Mémoire de fin d'étude - Grade d'ingénieur géologue - Université Libre de Bruxelles (inédit), 301 pp.
- H.H. TSIEN (1980): Les régimes récifaux dévoniens en Ardenne. *Bull. Soc. belge de Géologie*, 89, pp. 71-102.

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, pp. 63-81.

J. L. WILSON (1975): Carbonate facies in geologic history. *Springer Verlag*, 471 pp.

R. WOOD, A.Y. ZHURAVLEV & A. CHIMED TSEREN (1993): The ecology of Lower Cambrian buildups from Zuune Arts, Mongolia: implications for early metazoan reef evolution. *Sedimentology*, 40, pp. 829-858.

PLANCHE I

A: Carrière de Merlemont Nord, vue latérale, le nord est situé à droite de la photo. Formation de Philippeville. Le repère noir souligne la stratification.

B: Miroirs de failles à pente nord à la terminaison orientale de la carrière méridionale de dolomie.

C: Vue de la paroi nord de la carrière de Merlemont Nord, fortement fracturée transversalement. Une faille verticale de quelques mètres de rejet y est soulignée.

D et E: Petite excavation située à Merlemont à l'est de l'ancien chemin de fer (183 W 420). Réseau de failles satellites à vergence sud qui écaille les bancs calcaires et calc-schisteux de la base de la Formation de Phillippeville. Les failles sub-verticales à proximité de la surface s'aplanissent très rapidement en profondeur et tronquent nettement les unités lithologiques (photo E). Ces failles sont à mettre en relation avec les miroirs de failles de la photo B; ces structures cassantes sont caractéristiques d'une faille majeure longitudinale, à vergence sud, située à l'arrière de l'antiforme de Merlemont.

Planche I



PLANCHE II

A: Carrière de Merlemont Nord, paroi nord, Formation de Philippeville. Contact (flèche) entre des dolomies grises (partie inférieure) et des calcaires (partie supérieure). Le contact est anormal et correspond à une faille longitudinale subparallèle à la stratification.

B: Carrière de Merlemont Nord, front 3, paroi ouest, Formation de Philippeville. Dolomies noires zébrées surmontant des dolomies grises. Voir aussi fig 7.

C: Carrière de Merlemont Nord, piste sud, Formation de Philippeville. Bioherme dans des calcaires noirs bioclastiques (le marteau donne l'échelle); cote 15 m de la colonne lithologique fig 5. Voir aussi fig 6.

D: Carrière de Merlemont Nord, front 3, paroi ouest, Formation de Philippeville. Dolomies grises passant graduellement à des dolomies noires zébrées, avec dolomitisation des sédiments internes des stromatactis (flèches).

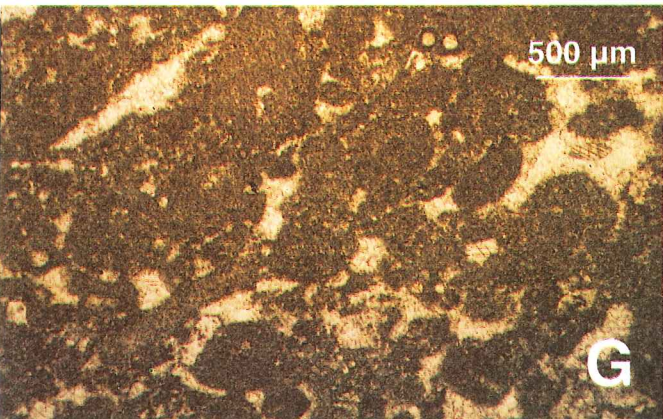
E: Carrière de Merlemont Nord, paroi nord, Formation de Philippeville, cote 72 m de la colonne lithologique fig 5. Loférites; remarquer les fenestrae stromatactoïdes irrégulières cimentées par de la calcite sparitique granulaire.

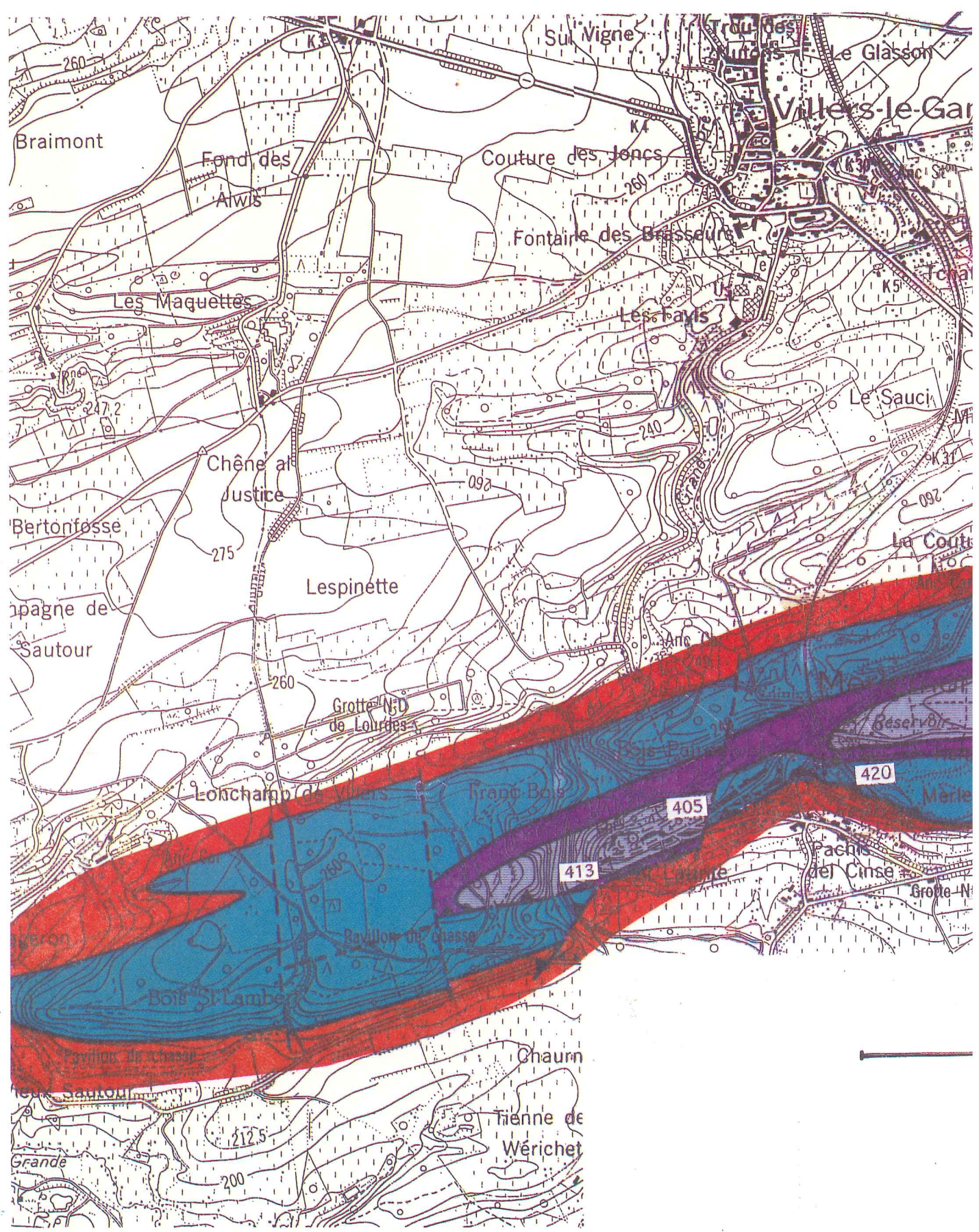
F: Carrière de Merlemont Nord, paroi nord, Formation de Philippeville, cote 49 m de la colonne lithologique fig 5. Dolomies grises à fenestrae stromatactoïdes représentant l'équivalent dolomitique des loférites.

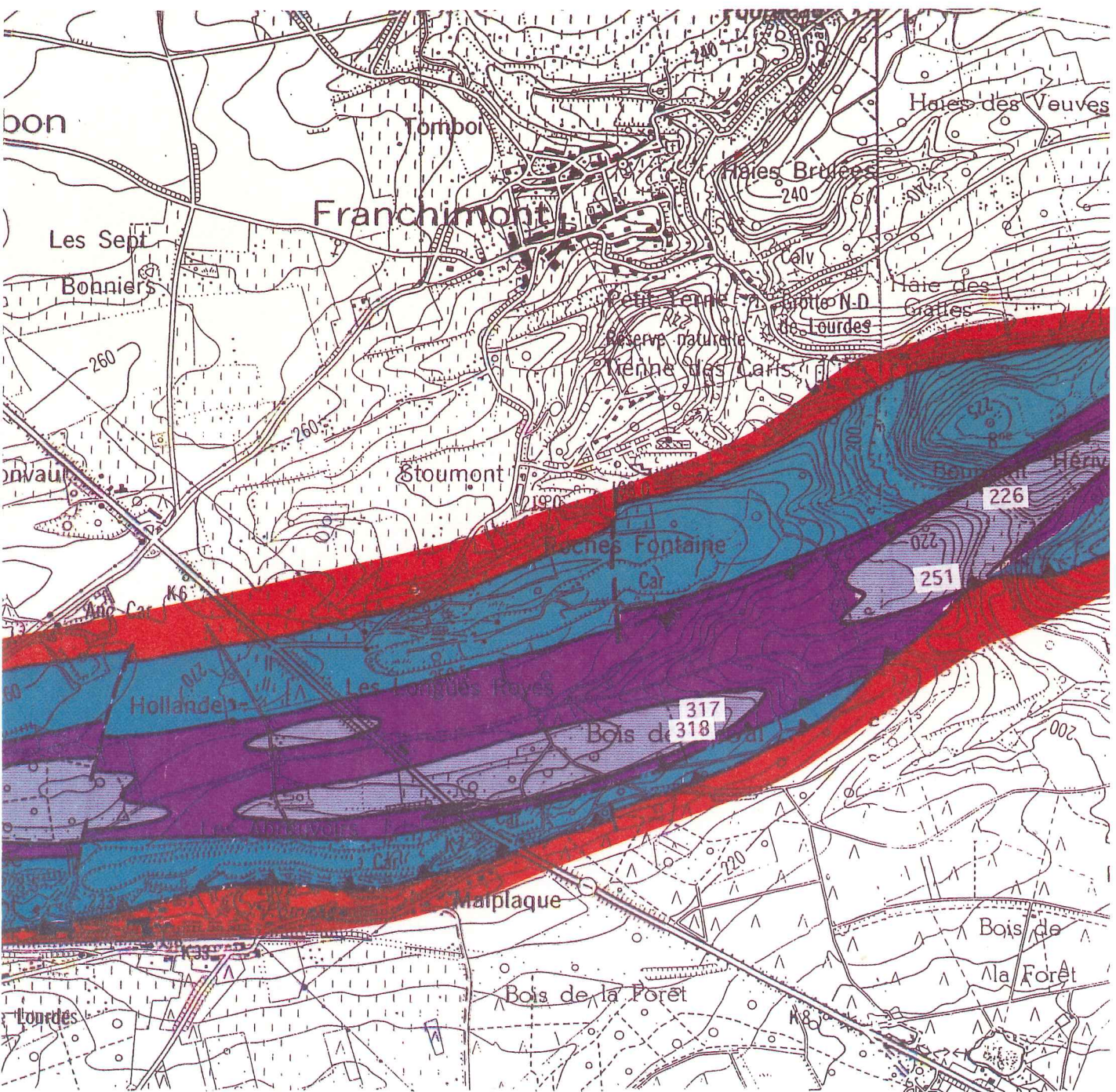
G: Carrière de Merlemont Nord, paroi nord, Formation de Philippeville, cote 82 m de la colonne lithologique fig 5. Loférite à calcisphères.

H: Carrière de Merlemont Nord, piste sud, Formation de Philippeville. Calcaires noirs bioclastiques, cote 13 m de la colonne lithologique fig. 5: packstone pseudosparitique à bioclastes, crinoïdes, girvanelles. Même échelle que G.

Planche II







Formation des Valisettes
Formation de Neuville



Formation de Philippeville



Membre des Machénées



Membre de la Fontaine Samart



km