

## ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE, BIOSTRATIGRAPHIQUE ET SEDIMENTOLOGIQUE DU SONDAGE DE LESSINES (bord méridional du Massif du Brabant, Belgique)

A. HERBOSCH<sup>1</sup>, M. VANGUESTAINE<sup>2</sup>, J.M. DEGARDIN<sup>3</sup>, L. DEJONGHE<sup>4</sup>, N. FAGEL<sup>1</sup> & T. SERVAIS<sup>2+5</sup>.

(6 figures, 1 tableau et 1 planche)

**RESUME.** - Le sondage de Lessines a été implanté dans la vallée de la Dendre, dernière zone d'affleurement vers l'ouest de la bordure sud du Massif du Brabant. Les roches sédimentaires recoupées par ce sondage sont subdivisées en quatre unités lithostratigraphiques informelles. Les Unités I et II, d'âge ordovicien supérieur (graptolites, chitinozoaires et acritarches), montrent le passage progressif d'alternances mudstones-siltstones rythmiques à des shales noirs et se sont déposées par divers processus turbiditiques dans un environnement allant vraisemblablement de la partie inférieure du talus aux plaines de bassin. L'Unité III, formée de siltstone à stratification ondulante (quartzophyllades) et slumps fréquents est d'âge trémadocien (acritarches). Elle est également interprétée comme une séquence de turbidites de faible densité déposée sur un talus sous-marin. L'Unité IV, montre un faciès pélitique uniforme daté du Cambrien Inférieur ou Moyen (acritarches). Des corrélations avec les affleurements du bord sud du Massif du Brabant sont proposées.

**ABSTRACT.** - The Lessines borehole was drilled in the Dender valley. It is located in the westernmost outcrop area of the southern border of the Brabant Massif. Sedimentary rocks of this borehole are subdivided in four informal lithostratigraphic units. Units I and II, dated as Upper Ordovician (graptolites, chitinozoans, acritarchs), show a progressive transition from thin- to medium-bedded mudstone-siltstone rhythmic alternations to black shales. These sediments were mostly deposited by turbiditic flows (high and low density) in a deep clastic lower slope to basin plain setting. Unit III, formed by thin-and wavy-bedded siltstone ("quartzophyllades") of Tremadocian age (acritarchs), is interpreted as a fine-grained turbidite sequence on a depositional slope. Unit IV, represents a rather uniform claystone facies from the Lower or Middle Cambrian age (acritarchs). Correlations with outcrops at the southern border of the Brabant Massif are proposed.

### I. INTRODUCTION

Ce sondage vertical effectué en 1987 par la firme Diamant Boart a été implanté sur le territoire de la commune de Lessines ( coordonnées de l'orifice:  $x = 113,858$   $y = 156,002$   $z = 64,593$  ), au fond de la carrière de porphyre exploitée par la S.A. Les Carrières Unies. Il a été entièrement carotté sur une profondeur de 435 m et les carottes sont conservées au Service géologique de Belgique sous le n° 113 E 1015 III d.

Après 145 m de microdiorite appartenant à un sill, le sondage a recoupé les roches sédimentaires de la bordure sud-ouest du Massif du Brabant (fig.1) dont l'étude fait l'objet du présent travail. Ces roches

sédimentaires présentent un intérêt d'autant plus grand qu'il n'existe que peu de sondages profonds dans le Massif du Brabant et, qu'en outre, le socle affleure très mal dans la vallée de la Dendre.

Sur la carte géologique à 1:40.000ème ( planchette 113, Mainvault-Lessines), DELVAUX (1894) reporte

1. Université Libre de Bruxelles. Département des Sciences de la Terre et de l'Environnement. Sédimentologie et Géodynamique des bassins, 50, av. F.D. Roosevelt, B 1050 Bruxelles.

2. Université de Liège. Services Associés de Paléontologie, 7, place du XX Août, B 4000 Liège.

3. Université de Lille 1. U.E.R. des Sciences de la Terre. Laboratoire de géologie stratigraphique, F 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

4. Service géologique de Belgique, rue Jenner, 13, B 1040 Bruxelles.

5. Grant-holder I.R.S.I.A.

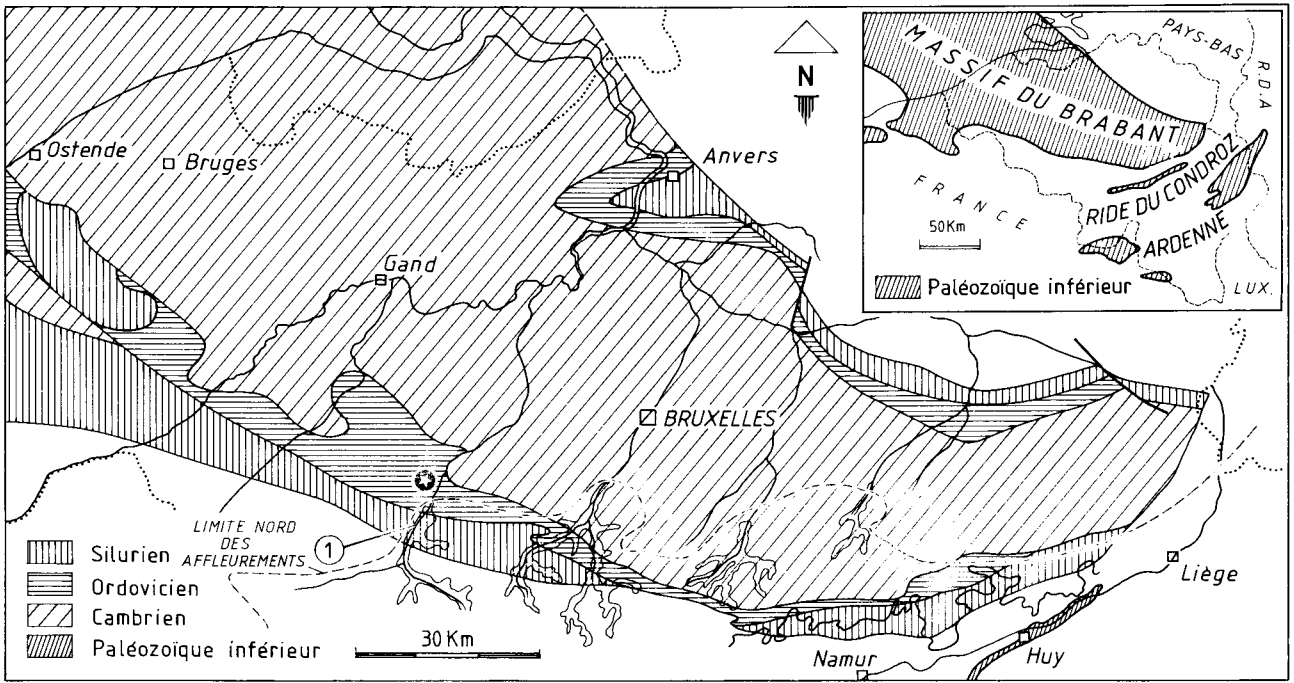


Fig.1 Carte géologique générale du Massif du Brabant d'après LEGRAND (1968). En (1) la vallée de la Dendre. La position approximative du sondage est figurée par une étoile.

au sud de Lessines des "schistes gris noirâtres pyritifères et des grès stratoïdes noirâtres micacés" attribués au Silurien Supérieur, ainsi que des "schistes, quartzites et grès stratoïdes verdâtres" attribués au Devillien Supérieur. En 1948, LEGRAND et MORTELMANS observent au fond d'une carrière le contact entre le porphyre et les roches sédimentaires encaissantes: il s'agit de schistes noirs à graptolites tâchant les doigts. LECOMPTE (1950) en fait l'étude paléontologique et conclut à un âge caradocien ( zone à *Dicranograptus clingani* plutôt que zone à *Pleurograptus linearis*).

## II. DESCRIPTION LITHOLOGIQUE DU SONDAGE

### II.1. Introduction

L'examen macroscopique des carottes de roches sédimentaires qui s'observent entre 145,45 et 435 m permet de distinguer, sur des bases géométriques et lithologiques, quatre unités lithologiques majeures (fig.2):

- de 145,45 à 205,2 m : une **Unité I** de faciès "black shale" ;
- de 205,2 à 291,0 m : une **Unité II** de faciès mudstone et siltstone en alternances rythmiques;
- de 291,0 à 386,67 m : une **Unité III** de faciès "quartzophyllade";
- de 386,67 à 435,0 m : une **Unité IV** de faciès pélitique uniforme.

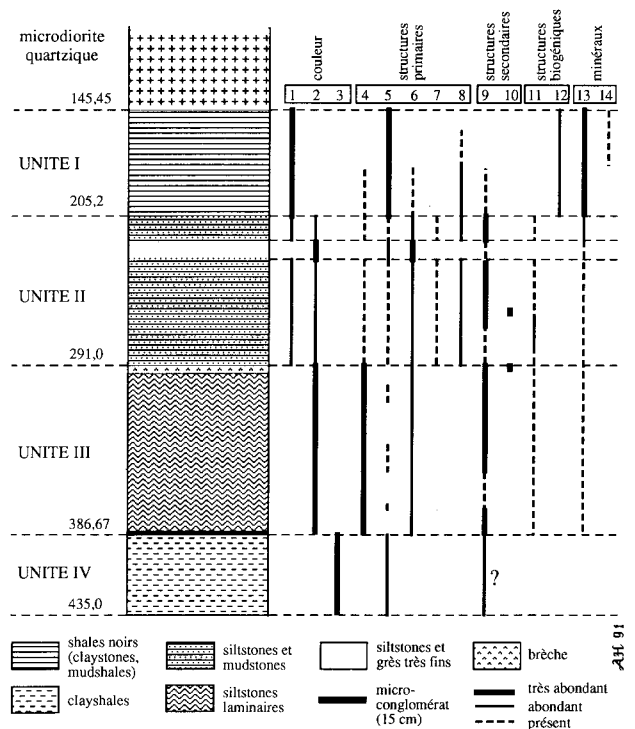


Fig. 2. Colonne lithologique et répartition des structures dans le sondage de Lessines.

Légende :

1. noir gris, 2. gris clair, 3. gris vert, 4. stratification ondulante, 5. stratification plane parallèle, 6. laminations obliques, 7. laminations convolutées, 8. ravinelements et structures de charge, 9. Déformations secondaires, 10. brèche à ciment, 11. bioturbations, 12. graptolites, 13. pyrite, 14. calcite en ciment.

Les critères de polarité présents dans les trois premières unités (ravinements, structures de charge, granuloclasses) montrent que les couches sont en succession normale.

A 145,45 m, la microdiorite quartzique de couleur gris clair à gris vert, qui forme la partie supérieure du sondage, fait brutalement place aux shales noirs de l'Unité I.

Si les deux premières unités, à stratification bien marquée, sont en parfaite continuité géométrique, leurs faciès sont par contre suffisamment différents pour constituer deux unités distinctes. Elles montrent des pendages faibles (pendages apparents mesurés sur les carottes), le plus souvent compris entre 10 et 25°, quelques valeurs atteignent cependant 30-35°. Les pendages élevés sont liés aux fréquentes déformations secondaires qui affectent la seconde unité. Leurs épaisseurs cumulées sont de 145,5 m, soit une puissance d'environ 140 m (calculs effectués avec un pendage moyen de 15°).

A 205,2 m, une passée de 6 mètres d'épaisseur, fortement bréchifiée et broyée, marque un changement lithologique brutal avec l'Unité II et annonce déjà l'unité suivante. L'Unité III se poursuit par un faciès finement lité, mais ce litage est très fréquemment perturbé par des événements postérieurs au dépôt, qui vont du plissement à la bréchification totale. Les zones non perturbées montrent également des pendages faibles de l'ordre de 10 à 20°. A 386,5 m, une très mince passée microconglomératique (15 cm) constitue manifestement la base de l'unité et précède un nouveau changement lithologique important. L'ensemble de l'unité a une épaisseur de 95,7 m, soit une puissance de l'ordre de 92 m.

L'Unité IV montre des pélites très homogènes à pendages également faibles (inférieurs à 20°). Le sondage se termine après avoir traversé 48,3 m de ces pélites.

Ces différentes unités sont également bien contrastées au niveau de leur couleur (fig.2): l'Unité I est globalement noire, l'Unité II montre des niveaux gris foncé alternant avec des niveaux gris clair qui prennent localement plus d'importance. L'Unité III donne l'impression d'être gris clair vu la fine alternance de lits gris très clair abondants et de lits gris foncé plus rares. Enfin, l'Unité IV montre des nuances plus ou moins foncées de gris vert.

## II.2. Unité lithologique I

Cette unité présente sur toute son épaisseur un faciès de "black shale" à pyrite et graptolites très caractéristique. Ces shales sont constitués de

claystones pyriteux (nomenclature des roches fines de POTTER et coll., 1980) gris foncé à noir, gras au toucher passant par endroits à des mudshales gris foncé à nombreuses lamines de siltstone.

Le **claystone pyriteux** (Planche 1, photo 1) se caractérise par une stratification plane parallèle extrêmement régulière marquée par l'alternance rythmique de lits ou lamines<sup>1</sup> gris foncé (N3 à 4, Rock-color chart, GODDARD, 1948) et noirs (N1 à 1,5). Cette régularité est rompue par des lits ou lamines de siltstone gris clair (N6), souvent lenticulaires et à base érosive, de quelques mm d'épaisseur moyenne (photo 1). Ils sont soulignés par la pyrite qui les envahit préférentiellement. De la calcite s'observe en ciment dans certains lits.

Les lits noirs et les lits gris sont généralement homogènes et d'épaisseur variant entre 0,1 et 5 cm. Ils présentent parfois un litage interne se manifestant par de légères variations de teinte, ou par un mouchetage plus ou moins dense de pyrite, ou encore par des amas lenticulaires de pyrite. Leur proportion est approximativement égale dans les 20 premiers mètres, elle est ensuite plus variable.

Dans les 20 premiers mètres, les lamines de siltstone, d'épaisseur comprise entre 1 et 15 mm, apparaissent avec une fréquence de l'ordre de 5 à 10 par mètre. Elles sont systématiquement envahies par la pyrite en grandes plages parfois associées à de la calcite blanche, ces minéraux oblitérant les structures sédimentaires primaires. A partir de 173 m, les lamines de siltstone augmentent en abondance, épaisseur et diversité. Elles ne sont plus toujours envahies par la pyrite, ce qui permet d'y observer les ravinements de base, des laminations obliques ou plus rarement planes parallèles, parfois des structures de charge.

Le **mudshale à lamines de siltstone** est fondamentalement constitué par l'alternance des mêmes types de lits, mais leurs épaisseurs sont fort réduites et dépassent rarement le cm. Les lits noirs sont rares et l'augmentation générale de la teneur en silt se marque par des teintes nettement plus claires, la prépondérance des lamines grises (N3 à 5) et l'importance prise par divers types de lamines silteuses dont celles à base ravinante. La pyrite est moins abondante, mais occupe toujours préférentiellement les lamines silteuses sans en oblitérer les structures. La stratification plane parallèle n'est plus aussi régulière, les transitions entre lamines

1. Les lits ont une épaisseur supérieure au cm, les lamines inférieure au cm (COLLINSON et THOMPSON, 1982).

sont beaucoup moins tranchées, parfois même graduelles, les contrastes de couleur sont de ce fait fort atténués et la rythmicité est confuse.

Aux nombreuses structures sédimentaires primaires déjà décrites dans l'Unité I (stratifications planes parallèles; laminations obliques, ravinements et structures de charge dans les siltstones), il faut ajouter l'absence de toute trace de bioturbation. Les structures secondaires sont représentées par des minces passées à stratification dérangée, plissotée, des paquets glissés à stratification faiblement discordante. Ces zones perturbées sont toujours encadrées par des zones non dérangées. Quelques microfailles de tassement, diaclases et zones broyées de faible extension s'observent également. Elles sont remplies de carbonates (calcite et dolomite ferrifères), de pyrite et très rarement de galène et chalcopryrite.

L'enchaînement des faciès est le suivant (fig.3): de 145,54 à 161,5m, les claystones sont très homogènes, bien rythmés par l'alternance des lits noirs et gris (Planche 1 ,photo1). Une petite passée nettement plus claire et silteuse de mudstone (153-154 m) s'y intercale. A partir de 172,8 m, on observe une augmentation générale de la fréquence des lits et lamines de siltstone dont les caractères ravinants et lenticulaires s'accroissent. Le faciès claystone se poursuit cependant, mais sous un aspect moins bien rythmé et contrasté. Il est interrompu de manière généralement progressive par plusieurs paquets de mudshale à lamines de siltstone dont les limites sont difficiles à préciser (en gros: 161-163 m; 173-179 m; 186-187 m; 201-205 m) et par une passée de claystone uniformément noir et pyriteux (181,5-186,3 m).

Le passage à l'unité suivante se marque à 205,2 m par l'apparition soudaine de lits de siltstone épais de 4 à 5 cm.

### II.3. Unité lithologique II

Cette unité est globalement constituée d'une alternance rythmique et souvent très contrastée de lits de siltstone ou grès très fins gris clair (N 6 à 7) et de mudstone gris foncé à gris noir (N 2 à 4). Quelques minces passées de claystone noir pyriteux (N1,5 à 2) s'observent également. L'épaisseur des lits et lamines de siltstone et le rapport siltstone/mudstone varient très fortement, ce qui permet de reconnaître en gros trois faciès différents.

#### a- mudstones à lamine basale de siltstone

Le premier faciès à mudstone dominant (de 70 à 90% de mudstone) montre une sédimentation rythmique constituée de séquences de 1 à 7 cm d'épaisseur (Planche 1 ,photo 2). Ces séquences sont constituées d'une lamine basale irrégulière de siltstone

(2-10 mm), à base souvent érosive et sommet ondulé, d'un lit médian de mudstone gris homogène à sommet plan, passant lui-même à un mudstone plus argileux et foncé au sommet. Le mudstone foncé peut être absent ou au contraire remplacer le mudstone gris. Les contacts sont généralement francs, plus rarement progressifs. Les lamines de siltstone sont complexes, affectées de laminations planes parallèles et obliques. Leur base montre des structures de charge fréquentes et bien développées, alors que leur sommet est le plus souvent ondulé, marqué par des rides de courant de divers types dont des "fading ripples" (STOW et SHANMUGAM, 1980). La partie supérieure des séquences montre des figures diffuses ou horizontales de bioturbation de petite taille (yeux silteux de taille mm). On observe plus rarement (en particulier vers 268-274 m) des terriers verticaux à remplissages lités ("spreiten") pouvant atteindre plusieurs cm de long et 1 cm de diamètre (Planche 1 ,photo 2). La pyrite s'observe exclusivement dans les lamines de siltstone.

Ce faciès occupe un peu plus de la moitié (58%) de l'unité (fig.3) et ressemble par de nombreux

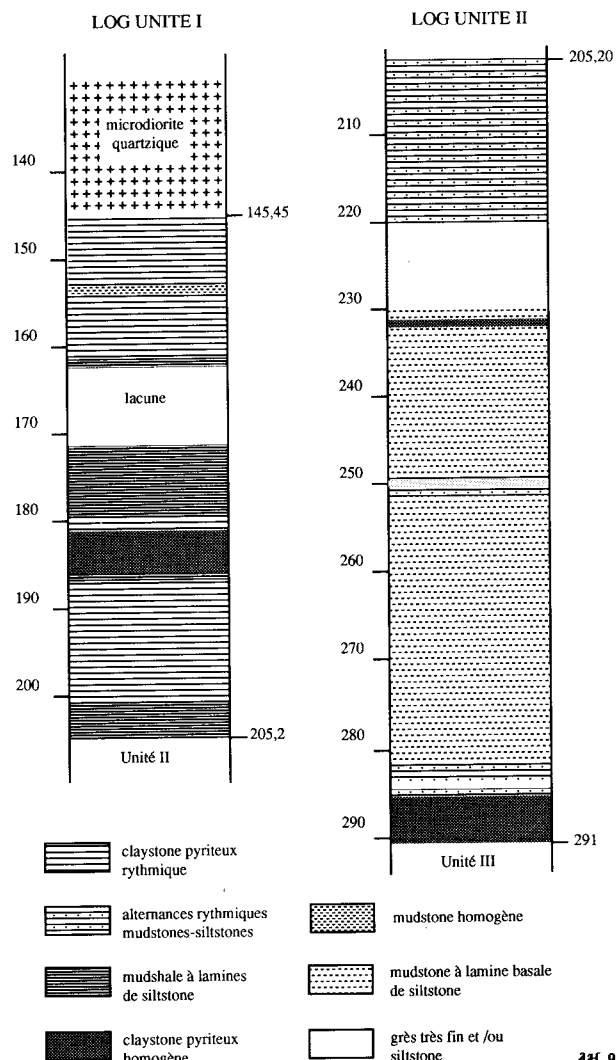


Fig. 3 Colonnes lithologiques détaillées des Unités I et II

aspects aux mudshales à lamines de siltstone de la moitié inférieure de l'Unité I, ces derniers sont cependant plus argileux et leur rythmicité plus confuse. Le faciès est très constant, en particulier entre 251,3 et 283 m (Planche 1 ,photo 2) où seuls quelques lits de siltstone plus épais (2-3 cm) modifient la séquence fondamentale. On observe cependant quelques variations comme le passage aux claystones pyriteux par disparition progressive des siltstones (232-233 m) ou au contraire le passage au second faciès par augmentation brutale de l'épaisseur de ces siltstones.

### **b- alternances rythmiques mudstones-siltstones**

Le second faciès (Planche 1 ,photo 3, 4) présente une alternance fort contrastée de lits pluricentimétriques de siltstone et/ou grès très fins gris clair et de mudstone gris noir en quantité approximativement égale (40 à 60% de siltstone). La sédimentation, toujours rythmique, est constituée de séquences à peine plus épaisses (2 à 15 cm) que celles du faciès précédent. Elles débutent par un lit de siltstone ou de grès très fin à base plane très nette et nombreuses structures sédimentaires primaires, auquel fait progressivement suite un mudstone massif d'abord gris foncé puis très rapidement gris noir (Planche 1, photo 3). Ces séquences montrent une granulodécroissance d'ensemble qui se marque surtout par l'augmentation des argiles (et les variations de teinte concomitantes), elle est particulièrement nette et rapide au passage siltstones-mudstones. Les siltstones présentent presque toujours à leur base des laminations obliques bien développées (parfois tronquées), plus rarement des laminations convolutes qui font ensuite place à des laminations planes parallèles (Planche 1 , photo 3). Ces dernières passent aux mudstones par une augmentation progressive des lamines argilo-silteuses grises, des récurrences de fines lamines de siltstone s'observent souvent à la base des mudstones. La bioturbation affecte toujours la partie supérieure des mudstones mais de manière plus discrète; de grosses mouchetures (parfois cubiques) et amas de pyrite parsèment les siltstones.

Cette alternance siltstones-mudstones occupe environ 25% de l'unité et présente de nombreuses variations qui affectent surtout les siltstones: parfois massifs ils passent sans transition aux mudstones; à d'autres endroits ils deviennent lenticulaires; ou encore deviennent très minces sur quelques dizaines de cm (faciès précédent); ou au contraire deviennent très épais (>10 cm) envahissant toute la séquence (faciès suivant).

### **c- grès très fins et/ou siltstones**

Le troisième faciès est un grès très fin ou un siltstone gris clair à rares intercalations de mudstone (> 95% de grès) qui, malgré la disparition de la rythmicité, ressemble fort aux siltstones du faciès précédent. On y observe en effet les mêmes structures primaires: laminations obliques, convolutes, planes parallèles. La structure massive est cependant plus fréquente. L'évolution de ces structures paraît difficile à débrouiller, on observe cependant des passées de grès massives à faiblement laminaires métriques ou encore des passées à nombreuses lamines planes parallèles plus argileuses, les contacts avec les rares lits de mudstone sont très nets comme dans le faciès précédent. Les zones à lamines plus argileuses pourraient témoigner de zones amalgamées. Mis à part deux petites passées ( vers 250 et 284 m, fig.3) qui ne sont que des exagérations ponctuelles du faciès alternances mudstones-siltstones, ces grès n'apparaissent qu'à la partie supérieure de l'unité (220-229 m).

### **d- structures secondaires de déformation**

La description de l'unité est rendue difficile par la fréquence et l'intensité des structures de déformation d'origine physique (COLLINSON et THOMPSON, 1982) qui l'affectent sur plus de la moitié de sa hauteur (fig.2). Ces perturbations vont depuis de légères fracturations, déplacements ou effilochages des lits gréseux (photo 4), jusqu'à une bréchification totale (brèche intraformationnelle) en passant par divers stades intermédiaires. L'intensité des déformations varie sur de courtes distances et on passe en quelques décimètres de zones bréchifiées à des zones non dérangées. Les slumps bien caractérisés sont rares (surtout par rapport à l'Unité III).

Les différents faciès décrits ont réagi aux contraintes de manière différente vu les fortes différences de rhéologie entre grès et mudstones: les mudstones à lamines de siltstone sont soit intacts soit complètement bréchifiés, les siltstones ne formant plus que des flamèches claires noyées et dispersées au sein du mudstone; les lits de siltstone de quelques cm résistent mieux, ils commencent par se casser, s'étirer et se morceler et finissent par former des brèches de mudstone à éléments plus ou moins arrondis de siltstone. Les passées gréseuses paraissent avoir mieux résisté. L'ensemble de ces caractères montre bien qu'il s'agit de déformations induites par des phénomènes physiques postérieurs au dépôt et antérieurs à toute lithification importante. Ces déformations peuvent être attribuées à des glissements sous-aquatiques de très faible amplitude.

Dans le faciès d'alternances rythmiques mudstones-siltstones, les lits de siltstone sont en outre systématiquement affectés par des petites failles redressées de rejet mm à cm (Planche 1 ,photo 4). Ces microfailles de tassement tronçonnent et décalent les lits, donnant aux contacts lithologiques une allure en dents de scie très caractéristique.

#### II.4. Unité lithologique III

##### a- brèche à ciment carbonaté (291,0 - 295,65 m)

A 291 m, on passe brutalement d'un claystone pyriteux gris foncé à un siltstone laminaire gris clair fortement bréchifié. La structure du siltstone est parfois encore bien visible, en particulier entre 291 et 292,6 m, malgré une bréchification toujours présente qui réduit une bonne partie des carottes à l'état de menus morceaux. La présence d'un fin réseau de fractures cimentées par de la calcite blanche (Planche 1 ,photo 9) caractérise ce niveau de brèche et le singularise par rapport aux brèches sans ciment carbonaté, très fréquentes dans la suite de l'Unité III.

##### b- siltstone laminaire à stratification ondulante (295,65-386,5 m)

La brèche fait place à un siltstone laminaire ou plus rarement lité à stratification ondulante à lenticulaire, formé par l'alternance de lits et lamines de siltstone gris à gris clair (N8) et de lits et lamines de mudstone gris foncé (N3 à 4; Planche 1, photo 5,6,7). Il s'agit du faciès plus connu dans la littérature belge, en particulier dans le socle du Brabant, sous le nom de "quartzophyllade" (MALAISE, 1911; LEGRAND, 1968).

Les lits silteux représentent le plus souvent 60 à 80 % de la roche d'où l'appellation générale de siltstone. Ils sont en moyenne plus épais que les lamines de mudstone et se présentent sous une grande variété de formes irrégulières qui donnent à la roche une structure ondulante très caractéristique (Planche 1, photo 5,7). Ces lits et lamines d'épaisseur assez variable (4 - 20 mm) sont irréguliers, parfois lenticulaires, rarement plans parallèles; les contacts sont le plus souvent nets mais parfois aussi graduels. On observe fréquemment des rides à laminations obliques, des rides de faible amplitude et grande longueur d'onde. La plupart des lits présentent un granuloclassement normal marqué par une légère augmentation des argiles. Des structures érosives sont parfois visibles (scours, rides tronquées). Des figures de charge les affectent, particulièrement au contact d'épais lits de mudstone. Des mouchetures mm de pyrite sont présentes en faible abondance.

Des lamines de mudstone mm tapissent le plus souvent les ondulations des lits silteux. Elles

deviennent localement épaisses (1-10 cm) et confèrent alors à la roche une stratification nettement plus régulière (Planche 1, milieu photo 5). Les mudstones sont souvent affectés par une bioturbation horizontale de taille mm (*Planolites*).

Episodiquement, on observe des lits de grès très fins, épais de 1 à 10 cm. Ces lits contrastent par leur aspect massif et plan parallèle, leur base et leur sommet sont nets, sans structure d'érosion apparente (Planche 1, photo 6). Ils sont généralement homogènes et sans structure, bien qu'on y observe parfois des litages convolutés ou plans parallèles.

Mis à part des variations peu importantes du rapport siltstone/mudstone, cette unité épaisse de près de 91 m montre un faciès d'une remarquable uniformité.

Ces siltstones sont très souvent affectés par des perturbations qui vont depuis une très légère déformation ou déplacement des lits (puzzle déplacé ou encore effilochage) jusqu'à une complète bréchification (brèche intraformationnelle, Planche 1 ,photo 7), en passant par tous les stades des phénomènes de glissement sous-aquatiques (slump). Un des caractères essentiels de ces perturbations est le fait qu'elles se manifestent très fréquemment mais sur de petites distances et qu'on passe rapidement d'un lit déformé à un lit non déformé. On observe aussi souvent des "cicatrices" obliques et irrégulières (troncatures) entre les différents paquets glissés, le plus souvent accompagnées par de légères variations angulaires de la stratification. Certains slumps montrent des plis redressés, mais c'est assez rare. Les slumps ont une épaisseur moyenne de 10 à 20 cm, mais peuvent s'empiler sur une épaisseur de plusieurs mètres. Ils s'observent par passées épisodiques qui affectent de manière très variable plus des trois-quarts de l'unité . Seule la zone comprise entre 320 et 340 m est peu affectée (fig.2 et Planche 1 ,photo 5).

##### c- microconglomérat (386,5 - 386,67 m)

A 386,5 m, on passe brusquement d'une brèche intraformationnelle de siltstone laminaire à un microconglomérat (Planche 1 ,photo 10) formé d'une matrice pélitique gris noir (N2), à éléments subarrondis gris clair à blancs (N7 à 9), de taille comprise entre 1 et 10 mm. Ces éléments de siltstone montrent parfois un litage interne et sont nettement étirés, ré-orientés par une schistosité bien marquée dans la matrice et oblique sur la stratification. Ce microconglomérat est épais d'environ 15 cm (les carottes sont malheureusement en plusieurs morceaux) et passe brutalement à un clayshale gris vert (5 G 5/1) à lamines gris vert foncé (5 G 3/1). Le contact de base est nettement plus tranché que celui du sommet, son

pendage est subhorizontal comme l'ensemble des roches sus- et sous-jacentes (pas de discordance observable).

## II.5. Unité lithologique IV

La dernière unité montre, sur toute son épaisseur, un faciès très homogène et monotone constitué d'une roche argileuse fine de couleur gris clair à nuance verte (5 G 6/1) et structure laminaire (Planche 1 ,photo 8), correspondant à un clayshale (POTTER et coll., 1980).

La structure laminaire peu marquée se manifeste de deux manières: d'abord par de faibles variations de la teneur en silt (nuances vertes), ensuite par des lamines sombres (5 G 4/1) de taille généralement mm, rarement cm, qui apparaissent régulièrement. Les lamines sombres sont très discrètes, généralement discontinues, de largeur et d'intensité de teinte variables. Les lits sombres (matière organique) sont plus continus bien qu'ils soient systématiquement déformés, ondulés, étirés par des phénomènes postérieurs au dépôt (aussi décalés par des microfailles). Des "taches" sombres, de forme grossièrement ronde à elliptique et de taille cm, s'observent sporadiquement et font penser à des bioturbations. De la pyrite s'y observe parfois.

Dans les premiers mètres, ce clayshale est plus riche en lits et lamines sombres (Planche 1 ,photo 8) et on y observe une passée bréchique (389,5-389,7 m) à contacts nets parallèles au litage (10 à 20°). Des fragments mm à cm d'une roche silto-argileuse claire à litage mm et d'une autre roche plus sombre sont emballés dans une matrice argileuse plus foncée que les clayshales sous-jacents. Malgré sa proximité avec le microconglomérat cette brèche ne peut être confondue, la matrice est moins sombre et les éléments plus divers, gros et anguleux.

Cette unité est également affectée par des déformations secondaires assez fréquentes, elles sont cependant nettement moins visibles et difficiles à étudier vu le caractère déjà peu marqué du litage.

## III. ETUDES PALEONTOLOGIQUES

Ces études ont porté sur l'examen de 46 échantillons :

- 6 échantillons porteurs d'empreintes de graptolites (150,6; 159,66; 159,68; 163,5; 163,8 et 204,4 m) appartenant à l'Unité I.

- 40 échantillons pour analyse palynologique soit :

- . 32 échantillons (non soulignés à la fig. 4) constituant le prélèvement initial (DEJONGHE, comm. pers.) sur la base d'une maille décimétrique.
- . 8 échantillons complémentaires (soulignés à la fig. 4) prélevés par FAGEL (1989).

Un échantillonnage postérieur de 11 échantillons palynologiques des cotes 386,51 m à 386,96 m aux confins des Unités III et IV est discuté dans VANGUESTAINE (1991).

### III.1.- Etude des graptolites

Au cours de cette étude préliminaire, les graptolites étudiés ont essentiellement été récoltés dans 2 horizons distincts où ils apparaissent particulièrement abondants.

Le premier horizon, localisé à 159,66 m dans les claystones pyriteux (fig.3, 4) renferme de nombreuses empreintes pyriteuses enchevêtrées d'*Orthograptus* parmi lesquelles sont reconnus *O. calcaratus vulgatus* ELLES et WOOD, *O. calcaratus basilicus* ELLES et WOOD, *O. truncatus truncatus* (LAPWORTH) et une empreinte de *Climacograptus minimus* (CARRUTHERS). Malgré l'absence d'espèces caractéristiques de biozone, ce niveau doit cependant être rapporté à la biozone à *Dicranograptus clingani* en raison des répartitions biostratigraphiques des espèces citées. Les échantillons 150,6 et 163,8 présentent *O. truncatus truncatus* (150,6) et *O. calcaratus vulgatus* (163,8). Les échantillons 159,68 et 163,5 contiennent des empreintes indéterminables.

Le second niveau, localisé à 204,4 m de profondeur (base de l'Unité I, fig. 3 et 4) permet l'observation de plusieurs empreintes noirâtres chitineuses de *Climacograptus* parmi lesquelles est reconnu *Climacograptus bicornis bicornis* (HALL). D'autres empreintes plus longues et plus larges correspondent à la description de *Climacograptus antiquus antiquus* LAPWORTH redéfinie par HUGHES, 1988. La non observation de l'extrémité proximale ne permet pas d'être affirmatif. Si la présence de *C. antiquus antiquus* LAPWORTH se confirmait, ce second niveau appartiendrait à la biozone à *Diplograptus multidens*.

En résumé, toutes les espèces rencontrées permettent de rapporter les niveaux fossilifères de l'Unité lithologique I au Caradocien, zones 12 et peut-être 11 des graptolites. Aucun graptolite n'a jusqu'à présent été observé dans l'Unité II.

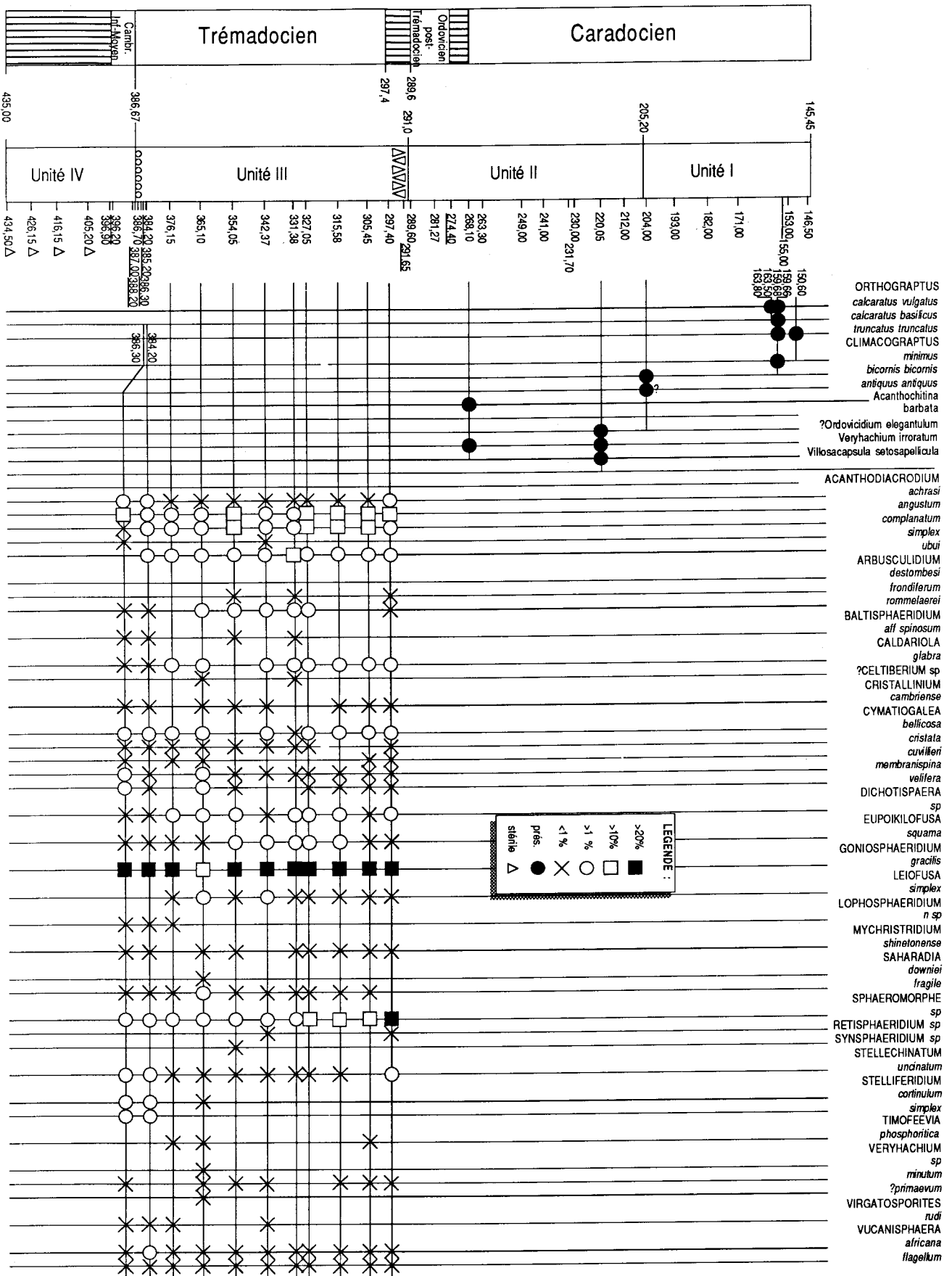


Fig. 4 Inventaire et localisation stratigraphique des espèces fossiles identifiées dans le sondage de Lessines au sein des Unités lithologiques I à III (pour le microconglomérat et l'Unité IV voir VANGUESTAINE, ce vol.). La figure montre, en regard des échantillons et successivement de gauche à droite, la distribution des graptolites dans l'Unité I, la position des espèces stratigraphiquement utiles de chitinozoaires et d'acritarches dans l'Unité II, la distribution et l'abondance relative des nombreuses espèces d'acritarches identifiées entre 297,4 et 386,3 m dans l'Unité III.



### III.2.- Etude des Chitinozoaires

Entre les profondeurs de 146,5 et 289,8 m (Unités I et II) sont trouvés de nombreux spécimens de Chitinozoaires. Leur étude détaillée n'est pas encore réalisée. Toutefois, certaines espèces caractéristiques sont déjà localisées. C'est le cas, dans l'échantillon 268,1 de l'espèce *Acanthochitina barbata* (EISENACK) JENKINS, 1967 dont la présence fournit une indication stratigraphique précise puisqu'elle n'est connue que dans l'intervalle de temps Caradocien à Ashgillien (JENKINS, 1967; PARIS, 1980; JENKINS et LEGAULT, 1979).

### III.3.- Etude des Acritarches

Les travaux concernant les acritarches sont les plus avancés. Nous en fournissons les résultats en considérant successivement quatre tranches sédimentaires :

#### III.3.1.- De 146,5 à 268,1 m

Cette tranche sédimentaire correspond à l'Unité lithologique I et aux 2/3 supérieurs de l'Unité II. Les acritarches, bien qu'abondants dans presque tous les échantillons, n'ont pas encore fait l'objet d'une étude systématique détaillée. La détermination, à côté d'espèces ubiquistes, de *Villosacapsula setosapellicula* (LOEBLICH) LOEBLICH et TAPPAN, 1976 à 220,05 m, de *Veryhachium irroratum* LOEBLICH et TAPPAN, 1969 à 220,05 et 268,1 m et de formes comparables à *Ordovicidium elegantulum* TAPPAN et LOEBLICH, 1971 à 220,05 m

situe cette tranche dans l'Ordovicien Supérieur (TURNER, 1984 et 1985, MOLYNEUX, 1988). Cette datation est conforme à celle obtenue avec les chitinozoaires (III.2).

#### III.3.2.- De 274,4 à 289,8 m

Un inventaire, non encore terminé, de cette seconde tranche indique la présence des mêmes espèces ubiquistes que précédemment: *Veryhachium trispinosés*, *Coryphidium bohemicum* VAVRDOVA, 1972 (274,40 et 281,27 m), *Frankea hamata* BURMANN, 1970 et *F. sartbernardensis* (MARTIN) COLBATH, 1986 (274,40 m). L'âge, non forcément distinct de celui de la tranche précédente, ne peut encore être précisé, si ce n'est qu'il correspond à un Ordovicien post-trémadocien.

#### III.3.3.- De 297,40 à 386,3 m

Cet intervalle sédimentaire coïncide avec l'extension de l'Unité lithologique III moins la brèche qui en forme le sommet et le microconglomérat qui en forme la base. 39 espèces d'acritarches y sont distinguées. Leur distribution et une estimation des proportions relatives est fournie à la figure 4. Cette estimation est basée sur le comptage par niveau de 550 à 1728 spécimens. Les courbes de la figure 5 reposent sur ce même comptage. L'examen des figures 4 et 5 fait apparaître une distribution très homogène: la plupart des taxons sont présents partout et dans des proportions comparables. Les seules différences significatives concernent les Sphaeromorphes dont l'abondance croît régulièrement de la base au sommet: 2,9% à 386,3 m, 21,5% à 297,40 m. Ce comportement pourrait

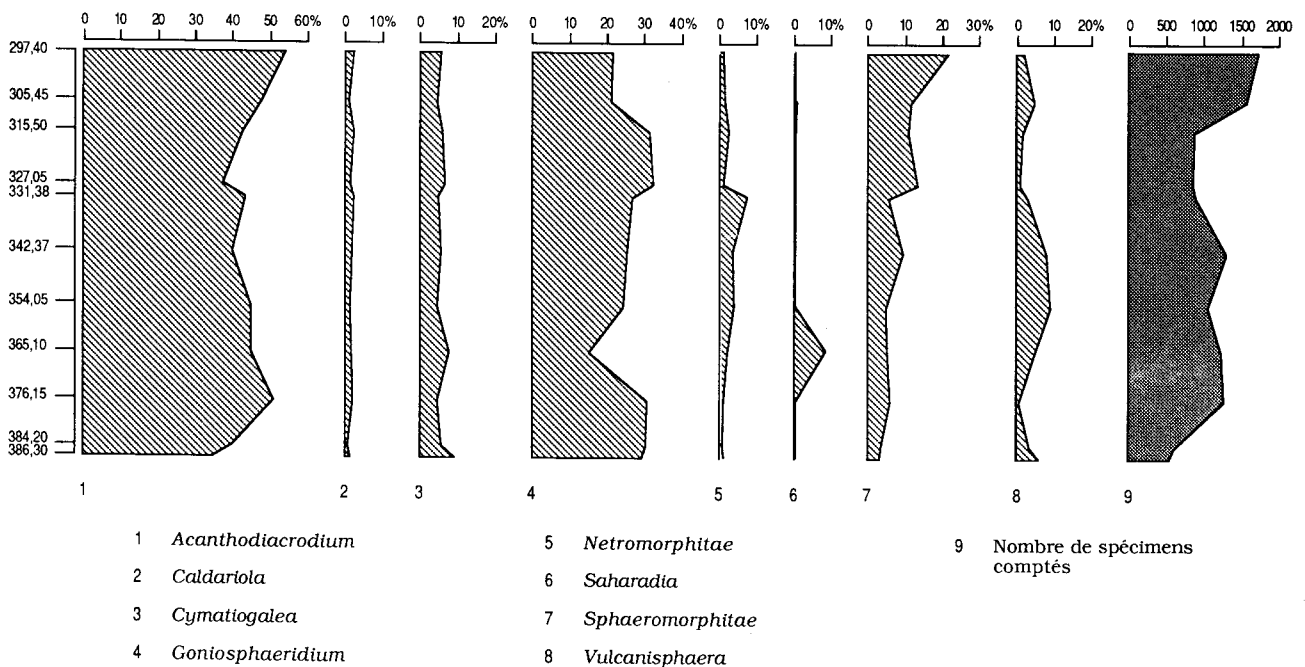


Fig. 5. Abondance relative de quelques genres ou sous-groupes d'acritarches dans l'Unité lithologique III.

correspondre à une diminution sensible de la profondeur du dépôt (JACOBSON, 1979; DORNING, 1981).

La présence d'espèces caractéristiques, *Acanthodiacrodium angustum*, *C. membranispina*, *Eupoikilofusa squama* et *Leiofusa simplex*, connues uniquement au Trémadocien (MARTIN et DEAN, 1981 et 1988, VOLKOVA, 1989), l'absence d'espèces exclusivement cambriennes ou aréniennes, conduit à dater cet intervalle du Trémadocien.

D'une manière plus précise, la présence d'*Acanthodiacrodium ubui*, de *Cymatiogalea belliosa*, de *Stelliferidium simplex* connues dans le Shropshire (RASUL, 1979) dans la partie inférieure du Trémadocien (avant les couches à *Shumardia pusilla*) indique vraisemblablement à Lessines un âge comparable.

#### III.3.4.- De 386,5 à 434,5 m, base du sondage

Cette tranche contient le microconglomérat de la base de l'Unité lithologique III et l'entièreté de l'Unité IV. Elle fait l'objet de la publication de VANGUESTAINE (1991) qui détermine pour le microconglomérat un âge trémadocien et pour les niveaux fossilifères de l'Unité IV un âge cambrien inférieur ou moyen.

## IV. INTERPRETATIONS ET DISCUSSIONS

### IV.1. Unité lithologique I

Les caractères lithologiques et paléontologiques de cette unité de "black shale" sont très semblables à ceux des "schistes à *Pleurograptus linearis* du Château de Fauquez" qui affleurent dans la vallée de la Sennette ( LERICHE, 1920; MAILLEUX, 1926, 1930; BEUGNIES, 1973). Les faciès sont identiques, caractérisés dans les deux localités par leur couleur noire, la présence de pyrite, de lamines silteuses plus claires soulignant la stratification, enfin par l'abondance des graptolites. La schistosité apparemment plus marquée dans les affleurements de Fauquez est cependant bien visible en lame mince dans les roches du sondage.

Du point de vue sédimentologique, si la majorité des structures observées montre que le milieu de dépôt était très calme (stratification très régulière, fine granulométrie) et anoxique (absence de bioturbation, matière organique, pyrite), par contre, les structures liées aux lamines silteuses (ravinelements, laminations obliques) montrent qu'il était aussi périodiquement plus agité. L'Unité I étant en continuité

sédimentologique avec l'Unité II, leur interprétation sera traitée par la suite à la lumière de l'ensemble des arguments.

Du point de vue paléontologique, la correspondance entre les roches de l'Unité I et celles de Fauquez est moins évidente qu'au premier abord. En effet, l'attribution des schistes de Fauquez à la zone à *Pleurograptus linearis* (sommet du Caradocien - base de l'Asghillien), déjà mise en doute par LECOMPTE (1950), semble infirmée par ERDTMANN (1991, ce vol.) qui y identifie des graptolites du Caradocien inférieur ou moyen. Si l'on se base sur ces nouvelles données (malgré leur caractère préliminaire) la corrélation lithostratigraphique se trouve confirmée, tout au moins avec la partie inférieure de l'Unité lithologique I qui pourrait également appartenir au Caradocien inférieur ou moyen (zone à *Diplograptus multidentis*, cf. III.1). Il s'agit d'investigations préliminaires qui doivent être confirmées par un échantillonnage plus dense. Notons également que l'attribution de la partie supérieure de l'Unité I à la biozone à *Dicranograptus clingani* (Caradocien Moyen à Supérieur, cf. III.1) est en accord avec les résultats obtenus par LECOMPTE (1950) sur les schistes noirs affleurant dans une carrière de Lessines sous la microdiorite. Enfin, ces résultats très encourageants montrent la nécessité de poursuivre l'investigation systématique des graptolites dans le socle du Brabant.

### IV.2. Unité lithologique II

L'Unité II ne semble jamais avoir été décrite en affleurement. De nouvelles investigations dans la région de Fauquez permettraient peut-être de la mettre en évidence. Remarquons cependant que, dans la coupe du canal de Charleroi à Bruxelles, l'unité lithologique F (MARTIN et RICKARDS, 1979) datée par graptolites et chitinozoaires du Caradocien Inférieur, est d'âge comparable (voir fig.6). SERVAIS (1988, 1991b). Il y a récemment décrit des faciès turbiditiques (séquences de Bouma C(D)E) du même type que ceux de l'Unité II.

#### a- interprétation sédimentologique

Cette seconde unité est manifestement en continuité géométrique et sédimentologique avec l'Unité I. En effet, même si lithologiquement elle s'en distingue par l'importance prise par la composante silteuse ou gréseuse fine (fig.2), sédimentologiquement on retrouve non seulement des structures et faciès analogues, mais surtout une évolution progressive de l'ensemble de ces structures et en particulier de la rythmicité. Décrite schématiquement, cette évolution conduit des alternances rythmiques mudstones-siltstones de l'Unité II aux claystones

pyriteux à rythmicité très régulière qui forment la partie supérieure de l'Unité I (fig.3). Ceci traduit une nette diminution de la granulométrie et par conséquent de l'énergie du milieu. Cette évolution globale vers des milieux de plus en plus calmes et anoxiques (traduite par des couleurs de plus en plus sombres) est dans le détail parfois hésitante (séquence positive oscillante, LOMBARD, 1956).

Les faciès rythmiques de l'Unité II fournissent la clef de l'interprétation sédimentologique. En effet, les séquences rythmiques du faciès mudstones à lamine basale de siltstone (photo 2, cf. II.3.a) présentent de très fortes ressemblances avec les séquences de turbidites à grain fin décrites par PIPER (1978) et STOW et coll. (1980, 1984). On retrouve les trois termes de la séquence-modèle de PIPER (*in* STOW, 1986, p.415): "a graded silt-laminated mud division (E1) passes upward into a graded mud (E2) and a nongraded mud (E3)". La comparaison avec le modèle beaucoup plus détaillé de STOW et SHANMUGAM (1980, p.23) sort du cadre de ce travail, on retrouve cependant la plupart des termes et en particulier le terme T0 caractérisé par: "a silt lamina which has a sharp, scoured and load-cast base, internal parallel and cross lamination and a sharp current lineated or wavy surface with fading ripples". Ce type de faciès, lié à des courants de turbidité de faible densité transportant essentiellement des silts et des argiles à des concentrations et vitesses faibles, est probablement beaucoup plus commun dans les mers profondes que les courants de haute densité (PIPER, 1978; STOW et BOWEN, 1980; STOW, 1986).

Le second faciès rythmique, constitué d'alternances plus épaisses de siltstones et mudstones (cf. II.3.b), montre une succession de structures qui sont interprétées comme des séquences de Bouma partielles de type CDE (Planche 1 ,photo 3). Le terme C correspond aux siltstones ou grès fins à laminations obliques à convolutées, le terme D à ceux à laminations planes parallèles et le terme E aux mudstones inter-turbiditiques. La base tranchée et le granuloclasement normal sont d'autres critères distinctifs. Ces faciès sont caractéristiques des séquences distales de turbidites à grain moyen (STOW, 1986).

Une fois ces deux faciès interprétés comme des dépôts turbiditiques, c'est-à-dire des dépôts terrigènes re-sédimentés dans des milieux profonds allant depuis le talus continental jusqu'aux plaines de bassin, il devient clair que l'ensemble évolutif constitué par les Unités I et II doit pouvoir s'interpréter dans ce même cadre. En effet, sous cet éclairage nouveau :

- les claystones pyriteux à rares lamines de siltstone et rythmicité extrêmement régulière (cf. II.2) s'interprètent également comme des séquences de

turbidites à grain fin ou argilo-silteuses. Elles sont beaucoup plus argileuses, le terme E1 est réduit à quelques mm de siltstone (souvent un terme T0) et les termes E2 et E3 beaucoup plus épais (Planche 1 ,photo 1). Une bonne partie de la sédimentation (E3) est vraisemblablement hémipélagique, ce qui expliquerait d'une part l'abondance des graptolites et d'autre part la présence sporadique d'un ciment carbonaté.

- les mudshales à lamines de siltstone (cf. II.2) à rythmicité plus confuse correspondent aussi à des séquences de turbidites à grain fin, assez proches d'ailleurs de celles de l'Unité II.

Enfin, la présence de fréquentes structures de déformation, dont l'ensemble des caractères montre qu'il s'agit de glissements sous-aquatiques de faible amplitude (slumps, brèches intraformationnelles), cadre parfaitement avec un milieu de dépôt profond à pente où les mouvements en masse par gravité sont les processus essentiels de transport. Leur fréquence diminue assez brutalement en passant de l'Unité II à l'Unité I (fig.2) ce qui indique une diminution de pente et est conforme avec l'évolution sédimentologique vers des milieux plus calmes et plus distaux.

En conséquence, l'évolution sédimentologique globale, déjà soulignée à plusieurs reprises, conduit vers des milieux moins pentus et plus calmes donc de plus en plus éloignés de la source terrigène. Elle pourrait s'interpréter comme le passage d'un milieu à faible pente situé plutôt vers le bas du talus ou le glacis, où s'observent alternativement des turbidites de forte et de faible densité ainsi que de nombreux slumps de petite taille (Unité II), à un milieu plus distal et encore moins pentu comme les plaines de bassin, où s'observe une sédimentation de turbidites argilo-silteuses de faible densité ou même une sédimentation hémipélagique (sommet de l'Unité I). Ce seul sondage ne nous permet pas d'envisager une reconstitution plus détaillée.

## **b- paléontologie**

D'un point de vue paléontologique, ces deux unités appartiennent au même intervalle stratigraphique. En effet, l'étude des chitinozoaires et des acritarches indiquent pour l'Unité II un âge Ordovicien Supérieur. Cette datation, confrontée à l'âge Caradocien assigné par les graptolites à l'Unité I, implique pour l'Unité II un âge caradocien comparable. Toutefois, le tiers inférieur (291 à 268,1 m) n'a pas encore été daté précisément. Il s'agit d'un Ordovicien post-Trémadocien.

### IV.3. Unité lithologique III

#### a- comparaisons lithostratigraphiques dans le Brabant

Les caractéristiques lithologiques et paléontologiques extrêmement bien typées de cette unité permettent de l'identifier aisément aux quartzophyllades de Chevlipont (*sensu* ANTHOINE, 1943; MARTIN, 1975; MICHOT, 1978; JODARD, 1986) et aux quartzophyllades de Virginal (*sensu* MORTELMANS, 1955; VANGUESTAINE, 1978; LENOIR, 1987).

Dans ces trois régions du bord sud du Massif du Brabant (fig. 1), le faciès "siltstone laminaire à stratification ondulante" (cf. II.4.b; quartzophyllade des anciens auteurs) est pour ainsi dire identique. On observe seulement des variations épisodiques dans l'abondance et l'épaisseur des lamines de mudstone. LEGRAND (1968) signale également sa présence au flanc nord du Massif (sondage de Beerzel) et à l'est dans la région d'Orp.

A Chevlipont (coupe du passage à niveau, MARTIN, 1975), on retrouve les rares lits gréseux homogènes, épais de 1 à 10 cm, à base et sommet plans, observés dans le sondage (photo 6). En affleurement, on peut voir qu'ils sont en outre très continus (10 à 30 m). Par contre, les affleurements ne montrent pas les nombreuses évidences de glissement sous-aquatique (plissotements, plis et brèches intraformationnelles) qui s'observent avec une grande fréquence sur toute l'épaisseur de l'Unité III. C'est étonnant, car LEGRAND (1968, p.13) avait déjà souligné la généralité de ce caractère: "Sur tout le pourtour du Massif du Brabant où les quartzophyllades Sm1b sont reconnus, ils sont toujours plissotés et biseautés par d'innombrables slumpings, indépendamment des actions tectoniques".

#### b- interprétation sédimentologique

Tentons d'interpréter l'ensemble de ces caractères en termes d'environnement de dépôt: les structures laminaires et ondulantes peuvent s'expliquer par des alternances de périodes de courant avec dépôt par traction et formation de rides de courant, et de périodes calmes de décantation. Ces structures peuvent se développer dans tout environnement où il existe des fluctuations, soit de l'apport de sédiments, soit de l'énergie du milieu (TUCKER, 1988). La bioturbation horizontale, la présence de graptolites (LECOMPTE, 1948), le caractère assez réducteur du sédiment (pyrite, matière organique) traduirait plutôt un environnement profond, situé au moins sous la zone d'action des vagues.

Les lits gréseux, interprétés par GEUKENS (cité par MARTIN, 1975) comme des turbidites, ne montrent cependant pas les structures caractéristiques des turbidites de forte densité (séquence modèle de Bouma, WALKER, 1980), si ce n'est exceptionnellement des laminations planes parallèles ou des convolutes. On pourrait peut-être aussi, malgré l'absence totale de ravinement à leur base, les interpréter comme des dépôts de tempêtes distaux (DOTT et BOURGEOIS, 1982). Dans ce cas, le milieu de dépôt serait la zone de la plate-forme située sous la zone d'action des vagues normales mais dans la zone d'action des vagues de tempête. Ce milieu, à pente très faible, ne permet cependant pas d'expliquer la fréquence des glissements sous-aquatiques qui affectent si souvent cette unité.

Une autre interprétation qui paraît déjà mieux satisfaire les diverses contraintes issues des observations, serait de considérer ces siltstones comme une séquence de "fine-grained turbidite" à dominante silteuse (STOW et PIPER, 1984, STOW, 1986). Il s'agit de sédiments re-dépôtés par des courants de turbidité de faible densité dans un environnement marin profond qui va depuis le talus jusqu'aux plaines à turbidites.

Cette hypothèse permet donc d'expliquer l'alternance de structures sédimentaires de forte et de faible énergie, la présence de lits gréseux continus attribués à des turbidites plus denses très épisodiques, l'absence de faune benthique et la présence d'une riche faune planctonique (graptolites, acritarches), la fréquence des glissements sous-aquatiques mais aussi l'uniformité du faciès sur des distances et des épaisseurs importantes (92 m à Lessines, au moins 200 m dans la Thyle). Enfin, il est intéressant de faire remarquer que LAMENS (1985) a également interprété les quartzophyllades du Salmien inférieur (Sm1b) du Massif de Stavelot, fort semblables à ceux du Brabant, comme des dépôts turbiditiques de faible densité constituant une séquence de remblaiement du talus continental.

#### c- implications paléontologiques

D'un point de vue paléontologique, la ressemblance des assemblages d'acritarches de cette Unité III est très grande avec les différentes coupes du Trémadocien étudiées en Belgique: sondage de Wépion et vallée de la Dyle (MARTIN, 1969, 1975), Salmien inférieur du Massif de Stavelot (zone 7 *in* VANGUESTAINE, 1974), vallée de la Sennette (VANGUESTAINE, 1978, LENOIR, 1987).

La brèche à ciment de calcite, qui sépare l'Unité III de l'unité sus-jacente, est interprétée comme une brèche de faille sur base de l'intensité de la

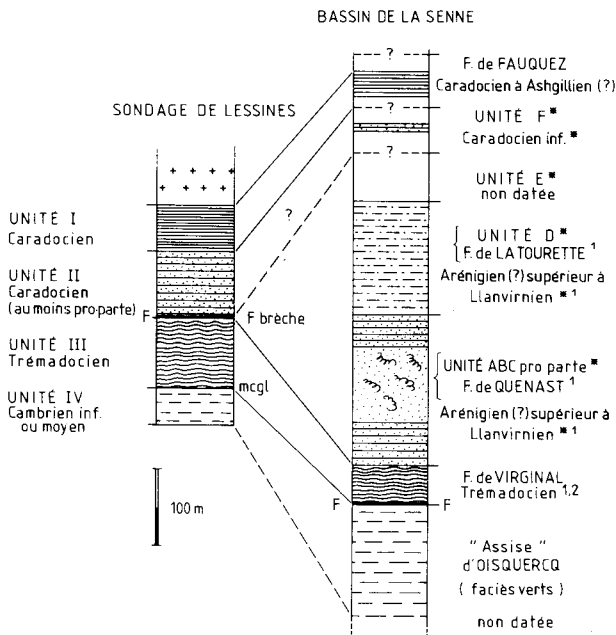


Fig. 6 Corrélatons litho- et biostratigraphiques entre le sondage de Lessines et les affleurements du bassin de la Senne. \* MARTIN et RICKARDS (1979) 1 LENOIR (1987) 2 VANGUESTAINE (1978)

fracturation mais surtout à cause de la présence d'un ciment carbonaté. En outre, elle met en contact direct du Trémadocien et du Caradocien (réserve faite de la zone 268,1-291 m, non datée précisément). Cette faille fait donc disparaître une bonne partie de l'Ordovicien connu par ailleurs dans le bassin de la Senne (fig.6 ; LEGRAND, 1967, MARTIN et RICKARDS, 1979, LENOIR, 1987) et de la Thyle (ANTHOINE, 1944, MICHOT, 1978, JODARD, 1986).

Le microconglomérat que l'on observe à la base de l'Unité III présente des acritarches du Trémadocien auxquels s'ajoutent à son extrême base des spécimens remaniés de l'Unité IV. Cette dernière est datée du Cambrien Inférieur ou du Cambrien Moyen (VANGUESTAINE, 1991). Il apparaît dès lors que ce microconglomérat fait suite à une lacune sédimentaire d'une partie importante du Cambrien. Cette lacune couvre au moins les deux tiers du Cambrien Moyen et la totalité du Cambrien Supérieur.

#### IV.4. Unité lithologique IV

La partie supérieure de cette unité a livré un assemblage d'acritarches correspondant au Cambrien Inférieur ou Moyen (VANGUESTAINE, 1991). Aucune unité lithologique en affleurement dans le Massif du Brabant n'a jusqu'à présent montré des microfossiles semblables. Par contre, le Devillien Supérieur des Massifs de Stavelot et de Rocroi, d'âge Cambrien Inférieur (VANGUESTAINE, 1974, 1986), fournit un assemblage comparable à celui de Lessines (présence commune de *Skiagia compressa*).

Dans le Massif du Brabant, "l'assise" d'Oisquerq montre dans sa partie supérieure (Dvmc LEGRAND, 1967 = Rva3 LEGRAND, 1968) une lithologie très semblable à celle de l'Unité IV. Ces shales verts n'ont malheureusement toujours pas livré de microfossiles malgré les nombreuses recherches de l'un d'entre nous (coupe du canal à Asquempont et coupe du chemin de fer au nord de Quenast). Malgré l'absence d'arguments paléontologiques, nous proposons une corrélation lithostratigraphique entre ces deux unités (fig.6). Des arguments de similitude des éléments majeurs et en trace (Tableau I) et de géochimie isotopique (ANDRE, comm. pers.) semblent appuyer cette hypothèse.

Soulignons ensuite que la succession à Lessines de quartzophyllades trémadociens et de pélites vertes assimilées à "l'assise" d'Oisquerq est celle déjà reconnue en affleurement dans le bassin de la Senne. C'est le cas des coupes du nouveau canal au sud d'Asquempont et du bief 29 à l'ouest de la même localité, où des acritarches du Trémadocien sont présents à la base des quartzophyllades qui surmontent les faciès verts d'Oisquerq (LENOIR, 1987). Dans ces deux coupes, quelques mètres seulement de Trémadocien sont présents, coincés entre la faille d'Asquempont (LEGRAND, 1967) et des quartzophyllades datés de l'Arénigien (?) supérieur-Llanvirnien (VANGUESTAINE, 1978, MARTIN et RICKARDS, 1979, LENOIR, 1987). C'est aussi le cas de la coupe de la tranchée du chemin de fer au nord de Virginal où plusieurs dizaines de mètres de

TABLEAU I.- Composition chimique: comparaisons entre l'Unité IV du sondage de Lessines et la partie supérieure de l'«Assise» d'Oisquerq. Les éléments majeurs sont exprimés en % et les traces en p.p.m. S6: coupe du canal Bruxelles-Charleroi, rive E à environ 100 m au N du pont d'Asquempont.

	Unité IV 388,2 m	Unité IV 432 m	Oisquerq S6
Si O2	59.92	59.12	60.79
Ti O2	0.94	0.93	0.97
Al2 O3	18.46	18.31	19.23
Fe2 O3	8.16	9.25	7.88
Mn O	0.19	0.26	0.12
Mg O	2.08	2.40	1.95
Ca O	0.29	0.22	0.10
Na2 O	0.98	1.16	0.44
K2 O	3.89	3.37	3.59
P2 O5	0.25	0.22	0.19
p.f.	3.87	3.95	4.53
<b>TOTAL</b>	<b>99.03</b>	<b>99.19</b>	<b>99.79</b>
Cu	40	36	19
Zn	93	137	86
Rb	150	138	137
Sr	81	82	92
Nb	5	5	<5

quartzophyllades trémadociens ( Formation de Virginal *sensu* MORTELMANS, 1955; VANGUESTAINE, 1978; LENOIR, 1987) succèdent sans discontinuité apparente aux pélites vertes de "l'assise" d'Oisquercq.

Ces nouvelles observations obligent à reconsidérer le vieux problème des relations entre les "assises" d'Oisquercq et de Mousty. Rappelons que si les uns considèrent ces deux "assises" comme d'âge équivalent (par exemple VANGUESTAINE, 1978), d'autres leur donnent un âge différent (comme LEGRAND, 1967, 1968). Des arguments inédits (VANGUESTAINE, 1989) suggèrent pour Mousty un âge cambrien moyen et/ou supérieur, et par conséquent l'antériorité d'Oisquercq par rapport à Mousty. A Lessines, la lacune du Cambrien Moyen-Supérieur correspondrait au non dépôt de Mousty.

Dans le bassin de la Senne, l'absence de "l'assise" de Mousty était considérée par LEGRAND (1967, 1968) comme liée au passage de la faille d'Asquemont. Les considérations qui précèdent, concernant la lacune du Cambrien Moyen-Supérieur et la corrélation entre l'Unité IV et Oisquercq, impliquent à notre avis l'extension de cette lacune jusque dans la vallée de la Dendre et expliquent par la même occasion l'absence de Mousty (par non dépôt).

## V. CONCLUSIONS

Les roches sédimentaires rencontrées de 145,45 à 435 m dans le sondage de Lessines sont subdivisées en quatre unités lithostratigraphiques informelles, qui se superposent en succession normale et montrent des pendages généralement faibles (inférieurs à 25°). Ces unités sont décrites en détail, datées paléontologiquement et interprétées en termes d'environnement de dépôt. Elles sont ensuite comparées aux affleurements du bord sud du Massif du Brabant.

Les **Unités lithologiques I et II**, observées entre 145,45 et 291 m, sont interprétées globalement vu leur évolution sédimentologique commune. Lithologiquement et du bas vers le haut (fig.3), on observe d'abord une alternance plus ou moins fine et rythmique de siltstone et mudstone interrompue par quelques passées de claystone pyriteux ou de grès très fin (Unité II). Viennent ensuite des mudshales finement laminaires qui font progressivement place à des claystones pyriteux (Unité I). L' évolution d'ensemble se marque par une nette diminution des siltstones et de la granulométrie. De fréquentes structures de déformation secondaire, interprétées comme des slumps de faible amplitude, traduisent une paléopente qui s'estompe rapidement en passant de l'Unité II à l'Unité I.

Cet ensemble de faciès rythmiques correspond à des dépôts turbiditiques re-sédimentés dans des milieux profonds allant depuis le talus continental jusqu'aux plaines de bassin. L'évolution globale conduit d'un milieu à faible pente où s'observent alternativement des turbidites de forte densité (séquences partielles de Bouma ) et de faible densité (séquences souvent complètes de Piper) ainsi que de nombreux petits slumps, à un milieu plus distal et pente extrêmement faible où ne s'observent plus que des turbidites de faible densité de plus en plus argileuses ( séquences partielles à termes E2,E3 importants).

Leur âge est Caradocien sur la base des graptolites, chitinozoaires et acritarches.

L'Unité I est sûrement l'équivalent stratigraphique des "Schistes de Fauquez" (fig.6) bien qu'une réactualisation des données lithologiques et paléontologiques concernant ces affleurements soit indispensable. L'Unité II ne trouve pas d'équivalent certain, en particulier à proximité de Fauquez, toutefois la possibilité d'une corrélation avec "l'unité lithologique F" de la coupe du canal au sud d'Asquemont (MARTIN et RICKARDS, 1979) devrait être envisagée étant donné des caractères lithologiques et paléontologiques comparables.

L'**Unité lithologique III**, observée entre 291 et 386,67 m, débute par un microconglomérat schisteux à éléments subarrondis de 15 cm d'épaisseur auquel succèdent 95 m de "quartzophyllades" d'une grande homogénéité. Il s'agit d'un siltstone laminaire à lité à stratification ondulante à lenticulaire formé par l'alternance de siltstones abondants et de mudstones plus rares. Cette unité est également affectée par de nombreuses déformations secondaires attribuées à des slumps de faible amplitude. Cet ensemble correspond à une séquence de turbidites à grain fin à dominante silteuse vraisemblablement déposée dans la partie inférieure d'un talus sous-marin (talus continental ?).

L'âge du microconglomérat de base et du siltstone laminaire à stratification ondulante sus-jacent est Trémadocien ainsi que le démontre la présence continue d'assemblages très diversifiés d'acritarches. Ces derniers sont tout à fait semblables à ceux trouvés dans des niveaux équivalents du Massif du Brabant, du Condroz et du Massif de Stavelot.

Une brèche de siltstone épaisse de 4,65 m forme le sommet de l'Unité III. Il s'agit d'une brèche de faille qui fait disparaître une bonne partie de l'Ordovicien bien connu en affleurement au bord sud du Massif du Brabant (fig.6).

L'Unité lithologique IV, observée entre 386,67 et 435 m, présente un clayshale gris vert, à laminations ténues, uniforme sur toute son épaisseur. Les rares caractères distinctifs ne permettent pas une interprétation sédimentologique précise.

Des acritarches observés dans les 10 mètres supérieurs indiquent un âge cambrien inférieur ou moyen. Cette datation met en évidence une lacune sédimentaire entre les Unités III et IV. Cette lacune couvre au moins les deux tiers supérieurs du Cambrien Moyen et la totalité du Cambrien Supérieur, intervalle de temps auquel correspond vraisemblablement «l'assise» de Mousty.

En affleurement, la partie supérieure de «l'assise» d'Oisquerq présente des ressemblances lithologiques très marquées avec l'Unité IV. Des arguments géochimiques appuient cette similitude. Malgré l'absence de microfossiles dans «l'assise» d'Oisquerq, nous proposons néanmoins de corrélérer, sur les seules bases lithostratigraphiques, l'Unité IV du sondage à la partie supérieure de «l'assise» d'Oisquerq (fig.6).

## REMERCIEMENTS

Nous remercions la firme Diamand Boart qui a réalisé ce sondage et nous a confié les carottes à titre gracieux. Ce travail a été financé d'une part, par le Service géologique de Belgique (projet WAL/88.6.2) et, d'autre part, par le Fond National de la Recherche Scientifique dans le cadre du programme F.R.F.C. «Géochimie, palynologie et sédimentologie du Cambro-Ordovicien du Massif du Brabant» (convention 2.9004.86).

## BIBLIOGRAPHIE

- ANTHOINE R. et P. (1943) Les assises de Mousty et de Villers-la-Ville du bassin supérieur de la Dyle. Ann. Soc. Géol. de Belgique, Mém., 66, 53-170.
- BEUGNIES A. (1973) Itinéraire 10, 89-98. In: Ardenne et Luxembourg. (Ed. Waterloo G. et Beugnies A.). Guides géologiques régionaux. Masson, 206 p.
- BURMANN G. (1970) Weitere organische Microfossilien aus dem unteren Ordovizium. Paleont. Abh., Abt. B, Päläobot., III, 289-347.
- COLBATH, G.K., 1986. The lower Paleozoic organic-walled phytoplankton («acritarch») genus *Frankea* Burmann 1970. Micropal., 32, 72-73.
- COLLINSON J.D. & THOMPSON D.B. (1982) Sedimentary Structures. Allen and Unwin, 194 p.
- DELVAUX E. (1894) Carte géologique planchette 113, Mainvault-Lessines. Institut cartographique militaire.
- DORNING K.J. (1981) Silurian Acritarch distribution in the Ludlovian shelf sea of South Wales and the Welsh Borderland, 31-36. In: NEALE J.W. & BRASIER M.E. Microfossils from recent and shelf sea. Ellis Horwood Ltd, Chichester.
- DOTT R.H. & BOURGEOIS J. (1982) Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. Bull. Geol. Soc. Am., 93, 663-680.
- DOWNIE C. (1958) An assemblage of microplankton from the Shineton Shales (Tremadocian). Yorks. Geol. Soc. Proc., 31(4), 331-350.
- ERDTMANN, B.D. (1991). The post-Cadomian Early Palaeozoic tectonostratigraphy of Germany. In: L. André, A. Herbosch, M. Vanguetstaine and J. Verniers (eds), Proceedings of the International Meeting on the Caledonides of the Midlands and the Brabant Massif, Brussels, 20 to 23 september 1989. Ann. Soc. géol. Belg., 114 (1): 19-43.
- FAGEL N. (1989) Etude pétrographique, sédimentologique et palynologique du sondage de Lessines (Massif du Brabant). Mémoire de licence inédit, U.L.B., 125p.
- GODDARD E.N. (1948) Rock-Color Chart. Distributed by Geological Society of America.
- HUGHES R.A. (1989) Llandiello and Caradoc Graptolites of the Builth and Shelve Inliers. Monograph of the Paleontographical Soc., London. Publ. 577, 89p.
- JACOBSON S.R. (1979) Acritarchs as paleoenvironmental indicators in Middle and Upper Ordovician rocks from Kentucky, Ohio and New York. Journ. Paleont., 53, 1197-1212.
- JENKINS W.A.M. (1967) Ordovician chitinozoa from Shropshire. Paleontology, 10, 436-488.
- JENKINS W.A.M. & LEGAULT J.A. (1979) Stratigraphic ranges of selected chitinozoa. Palynology, 3, 235-264.
- JODARD C. (1986) Etude cartographique et pétrologique de l'Ordovicien inférieur de la Thyle (Massif du Brabant). Mémoire de licence inédit, U.L.B., 145p.
- LAMENS J. (1985) Transition from turbidite to shallow-water sedimentation in the Lower Salmian of the Stavelot Massif, Belgium. Sedim. Geol., 44, 121-142.
- LECOMPTE M. (1948) Existence du Trémadocien dans le Massif du Brabant. Bull. Acad. Roy. Belgique, Classe Sci., 34, 677-687.
- LECOMPTE M. (1950) L'Ordovicien de la carrière de la Dendre à Lessines. Bull. Soc. belge Géol., 59, 47-52.
- LEGRAND R. (1967) Ronquières, documents géologiques. Mém. explic. cartes géol. et min. de Belgique, 6, Service Géol. Belgique.
- LEGRAND R. (1968) Le Massif du Brabant. Mém. explic. cartes géol. et min. de Belgique, 9, 148 p. Service Géol. Belgique.
- LEGRAND R. & MORTELMANS G. (1948) Un contact de la diorite quartzifère de Lessines et de l'Ordovicien. Bull. Soc. belge Géol., 57, 642-674
- LENOIR J.-L. (1987) Etude cartographique, pétrographique et palynologique de l'Ordovicien inférieur de la Senne (Massif du Brabant). Mémoire licence inédit, U.L.B., 118 p.
- LERICHE M. (1920) L'étage de Caradoc dans la vallée de la Sennette. Bull. Soc. belge Géol., 30, 56
- LOEBLICH A.R. & TAPPAN H. (1969) Acritarch excystment and surface ultrastructure with descriptions of some Ordovician taxa. Rev. Espanola Micropal., 1, 45-57.
- LOEBLICH A.R. & TAPPAN H. (1976) Some new and revised organic-walled phytoplankton microfossil genera. Journ. Paleont., 50(2), 301-308.
- LOMBARD A. (1956) Géologie sédimentaire. Masson et Cie, 722 p.

## PLANCHE 1.

Photo 1 : carotte 149,4 m. Unité lithologique I: claystone pyriteux (black shale) à stratification plane parallèle très régulière. Succession de séquences de turbidite de faible densité, très argileuses et souvent incomplètes (E1, E2, E3: termes de la séquence-type de Piper). Au centre, deux séquences montrent un terme E1 réduit constitué de lamines de siltstone à base ravinante et sommet onduleux (envahies par la pyrite en jaune et la calcite en blanc). La tache noire dans le mudstone sombre du centre (E3) est un artefact. Dans la partie inférieure, une séquence incomplète dont la base est soulignée par un liseré de pyrite et le terme E3 ponctué de mouchetures de pyrite.

Photo 2 : carotte 271 m. Unité lithologique II: mudstone à lamine basale de siltstone. Succession de quatre séquences complètes de turbidite de faible densité comprenant chacune les trois termes de la séquence-type: E1 mudstone granulo-classé à lamines de siltstone très abondantes, E2 mudstone gris granulo-classé, E3 mudstone noir (inter-turbidite). De fréquentes structures de charge s'observent à la base de E1 et des petites bioturbations (yeux silteux) au sommet de E3. Un grand terrier à remplissage lité traverse les trois séquences centrales.

Photo 3 : carotte 213,8 m. Unité lithologique II: alternances rythmiques mudstones-siltstones. Séquence partielle de turbidite de forte densité (modèle de Bouma): les siltstones à base nette montrent des laminations obliques et convolutées (terme C) qui passent à des laminations planes parallèles silto-argileuses (terme D) puis à des mudstones inter-turbiditiques (terme E). Dans le bas, deux séquences de turbidite de faible densité.

Photo 4 : carotte 214 m. Unité lithologique II: alternances rythmiques mudstones-siltstones. Plusieurs séquences partielles de turbidite de forte densité sont affectées par de nombreuses microfailles de tassement subverticales qui décalent les lits et donnent aux contacts siltstones-mudstones une allure en dent de scie. Dans le bas, microfaille à rejet plus important (cm).

Photo 5 : carotte 339 m. Unité lithologique III: siltstone laminaire à lité à stratification ondulante à lenticulaire ("quartzophyllades" des anciens auteurs). Au centre, quelques lits de mudstone à stratification plus plane. Dans le bas, nombreuses rides de courant à laminations obliques.

Photo 6 : carotte 213 m. Unité lithologique III: lit de grès très fin, homogène, à base et sommet plans qui s'observe épisodiquement au sein des siltstones laminaires à stratification ondulante. Ils peuvent s'interpréter comme des séquences partielles (terme C) de turbidite de forte densité.

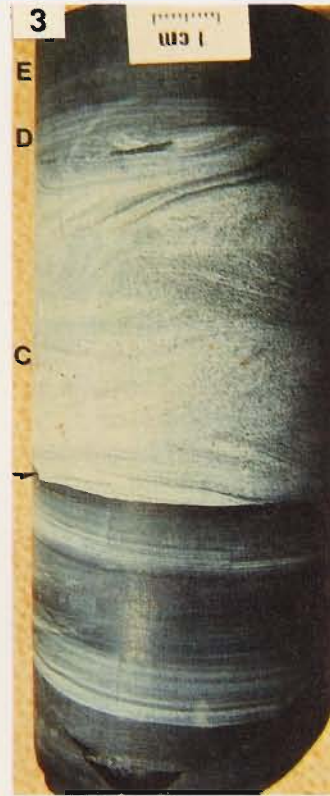
Photo 7 : carotte 314,4 m. Unité lithologique III: siltstone laminaire à lité à stratification ondulante ("quartzophyllades"). On remarque le passage brutal du siltstone laminaire non perturbé (bas) à une brèche intraformationnelle (haut) attribuée à un slump.

Photo 8 : carotte sciée et polie 388,2 m. Unité lithologique IV: claystone à structure laminaire peu marquée. Les lamines sombres sont étirées, déformées par des phénomènes postérieurs au dépôt.

Photo 9 : carotte 291,8 m. Unité lithologique III: brèche à ciment de calcite (blanc) remplissant un réseau de fracture en chevelu. La bréchification est faible et permet de reconnaître le siltstone laminaire à stratification ondulante.

Photo 10 : carotte 386,57 à 386,50 m. Unité lithologique III: partie supérieure du microconglomérat. Ce dernier est formé d'une matrice pélitique gris noir à éléments subarrondis mm gris clair. Vers le haut, la matrice devient plus claire et les éléments plus petits; on passe ensuite à une lamine déformée de siltstone gris, puis à une brèche de siltstone laminaire.





- MAILLEUX E. (1926) Remarques sur l'Ordovicien de la Belgique. Bull. Soc. belge Géol., 36, 67-85.
- MAILLEUX E. (1930) Observations nouvelles sur le Silurien de Belgique. Bull. Mus. Roy. Hist. Nat. Belgique, 6 (15), 1-8.
- MALAISE C. (1911) Stratigraphie du Massif cambro-silurien du Brabant. Ann. Soc. Géol. Belg., 38, 7-28.
- MARTIN F. (1969) Les Acritarches de l'Ordovicien et du Silurien belges. Détermination et valeur stratigraphique. Mem. Inst. Royal Sci. Nat. Belgique, 160, 175 p.
- MARTIN F. (1975) Acritarches du Cambro-Ordovicien du Massif du Brabant, Belgique. Bull. Inst. Royal Sci. Nat. Belgique, 51, 1-33.
- MARTIN F. & DEAN W.T. (1981) Middle and Upper Cambrian and Lower Ordovician acitarchs from Random Island, Eastern Newfoundland. Geol. Survey Canada, Bull. 343, 43p.
- MARTIN F. & DEAN W.T. (1988) Middle and Upper Cambrian acritarchs and trilobites zonation at Manuels River and Random Island, Eastern Newfoundland. Geol. Survey Canada, Bull. 381, 91p.
- MARTIN F. et RICKARDS B. (1979) Acritarches, Chitinozoaires et graptolites ordoviciens et siluriens de la vallée de la Sennette (Massif du Brabant). Ann. Soc. Géol. de Belgique, 102, 189-197.
- MICHOT P. (1978) L'Ordovicien de la vallée de la Thyle (Brabant) : structure tectonique, stratigraphie et lithologie. Ann. Soc. Géol. de Belgique, 100, 223-231.
- MOLYNEUX S.G. (1988) Micropaleontological evidence for the age of the Borrowdale Volcanic Group. Geol. Mag., 125, 541-542.
- MORTELMANS G. (1955) Considérations sur la structure tectonique et la stratigraphie du Massif du Brabant. Bull. Soc. belge Géol., 64, 179-218.
- PARIS F. (1980) Les chitinozoaires dans le Paléozoïque du sud-ouest de l'Europe. Mém. Soc. géol. min. Bretagne, 26, 412p.
- PIPER D.J.W. (1978) Turbidite muds and silts on deep sea fans and abyssal plains. In: Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches (Ed. Stanley D.J. & Kelling G.), 163-175. Dowden, Hutchinson and Ross
- POTTER, P.E., MAYNARD, J.B. and PRYOR, W.A. (1980). Sedimentology of shale. Study guide and reference source. Springer Verlag, 303 p.
- RASUL S.M. (1979) Acritarch zonation of the Tremadoc series of the Shineton Shales, Wrekin, Shropshire, England. Palynology, 3, 53-72.
- SERVAIS T. (1988). Litho- et biostratigraphie comparées d'ordovicien des vallées de l'Orneau, de la Thyle, de la Sennette et du sondage de Lessines. Mémoire de licence inédit, U.L.G., 59 p
- SERVAIS, T. (1991). Discovery of turbiditical levels in the Late Ordovician of the Sennette Valley (Brabant Massif, Belgium). In: L. André, A. Herbosch, M. Vanguetaine and J. Verniers (eds), Proceedings of the International Meeting on the Caledonides of the Midlands and the Brabant Massif, Brussels, 20 to 23 september 1989. Ann. Soc. géol. Belg., 114 (1): 247-251.
- STOW D.A.V. (1986) Deep clastic seas. In: Sedimentary Environments and Facies (Ed. by Reading H.G.), 399-444. Blackwell, London
- STOW D.A.V. & BOWEN A.J. (1980) A physical model for the transport and sorting of fine-grained sediments by turbidity currents. Sedimentology, 27, 31-46.
- STOW D.A.V. & SHANMUGAM G. (1980) Sequence of structures in fine-grained turbidites; comparison of recent deep-sea an ancient flysch sediments. Sedim. Geol., 25, 23-42
- STOW D.A.V. & PIPER D.J.W. (1984) Deep-water fine-grained sediments: facies models. In: Fine-grained sediments: Deep-water processes and Facies (Ed. by Stow & Pipper), 245-256. Spec. Publ. geol. Soc. London, 15.
- TAPPAN H. & LOEBLICH A.R. (1971) Surface sculpture of the wall in Lower Paleozoic acritarchs. Micropal., 17 (4), 385-410.
- TUCKER M. (1988) Sedimentary Petrology. An Introduction. Blackwell . Geoscience Texts, vol. 3, 252 p.
- TURNER R.E. (1984) Acitarchs from the type area of the Ordovician Caradoc Series. Paleontographica, 190B, 87-157.
- TURNER R.E. (1985) Acitarchs from the type area of the Ordovician Llandeilo Series, South Wales. Palynology, 9, 211-234.
- VAVRDOVA M. (1972) Acritarchs from Klabava Shales (Arenig). Vestn. Ustred Vstavu Geol., 47, 79-86.
- VANGUESTAINE M. (1974). Etude palynologique du Camro-Ordovicien de Belgique et de l'Ardenne française. Systématique et biostratigraphie. Thèse de doctorat, Univ. Liege, 366p
- VANGUESTAINE M. (1978) Données palynologiques nouvelles dans l'Ordovicien inférieur du bassin de la Senne, Massif du Brabant, Belgique. Ann. Soc. Géol. de Belgique, 100, 193-198.
- VANGUESTAINE M. (1986) Progrès récents de la stratigraphie par acritarches du Cambro-Ordovicien d'Ardenne, d'Irlande, d'Angleterre, du Pays de Galles et de Terre-Neuve orientale. Ann. Soc. Geol. Nord, CV, 65-76.
- VANGUESTAINE M. (1989) New palynological results from the Cambrian and Ordovician of the Brabant Massif. Intern. Meeting on Caledonides Midlands & Brabant Massif (abst.), p.15.
- VANGUESTAINE, M. (1991). Datation par acritarches des couches cambro-trémadociennes les plus profondes du sondage de Lessines (bord méridional du Massif du Brabant, Belgique). In: L. André, A. Herbosch, M. Vanguetaine and J. Verniers (eds), Proceedings of the International Meeting on the Caledonides of the Midlands and the Brabant Massif, Brussels, 20 to 23 september 1989. Ann. Soc. géol. Belg., 114 (1): 213-231.
- VOLKOVA N.A. (1989) Acritarchs in the Cambrian-Ordovician boundary beds in northern Estonia. Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol., 7, 59-67.
- WALKER R.G. (1980) Turbidites and Associated Coarse clastic Deposits. In: Facies model ( Ed. by Walker R.G.), 91-104. Geoscience Canada Reprint Series, 1. Geol. Ass. Canada