

RÉVISION STRATIGRAPHIQUE DU SONDAGE DE LESSINES (MASSIF DU BRABANT, BELGIQUE)

Alain HERBOSCH¹, Timothy N. DEBACKER² & Jacques VERNIERS²

(3 figures)

1. Département des Sciences de la Terre et de l'Environnement, Université Libre de Bruxelles, Avenue F. D. Roosevelt, 50, CP160/02, B-1050 Brussel, E-mail: herbosch@ulb.ac.be

2. Research Unit Palaeontology, Geology & Pedology, Universiteit Gent, Krijgslaan 281, S8, B-9000 Gent, E-mails: Timothy.Debacker@UGent.be; Jacques.Verniers@UGent.be

RÉSUMÉ. Cette courte note met à jour et synthétise les données publiées depuis la description originale du sondage en 1991, et les met en accord avec la stratigraphie complète et unifiée et les idées actuelles concernant l'évolution du bassin et la structure du Massif du Brabant. Les données nouvelles sont surtout d'ordre stratigraphique mais ont des implications importantes pour la compréhension générale de ce massif. L'Unité I appartient à la Formation de Fauquez d'âge Katien moyen (extrême sommet du Caradocien à Ashgillien inférieur) et l'Unité II appartient à la Formation d'Ittre d'âge Sandbien supérieur à Katien de base (Caradocien moyen). Une faille probablement normale, non identifiée initialement, sépare ces deux unités. Comme décrit antérieurement, l'Unité III appartient à la Formation de Chevlipont d'âge Trémadocien inférieur. Une brèche de faille, appartenant probablement aussi à une faille normale, sépare les unités II et III. L'Unité IV correspond au Membre d'Asquemont de la Formation d'Oisquercq datée de la limite Cambrien Précocé/Moyen. Une brèche de faille antérieure à la schistosité, interprétée initialement comme un microconglomérat, sépare les unités III et IV. Cette faille majeure qui supprime plus de 4500 mètres de sédiment, est interprétée comme un détachement en extension à faible angle appartenant au système de détachement d'Asquemont.

MOTS CLEFS: Massif du Brabant, Ordovicien Supérieur, Système de détachement d'Asquemont, Formation de Fauquez, Formation d'Ittre, Formation de Chevlipont, Formation d'Oisquercq.

ABSTRACT. In this short communication we provide an overview of the new and recently published data on the Lessines borehole since its original description in 1991 and integrate these into the new stratigraphy and the current ideas on the evolution and structure of the Brabant Massif. Although these data are mainly of a stratigraphical kind, they have considerable implications for the overall basin evolution. Unit I belongs to the middle Katian (uppermost Caradocian to lower Ashgillian) Fauquez Formation and Unit II belongs to the upper Sandbian to the lowest Katian (middle Caradocian) Ittre Formation. A previously non-identified, probably normal fault separates both units. As initially proposed, Unit III clearly belongs to the lower Tremadocian Chevlipont Formation. A fault breccia, also probably belonging to a normal fault, separates units II and III. Unit IV corresponds to the Asquemont Member of the Early to lower Middle Cambrian Oisquercq Formation. A pre-cleavage fault breccia, initially interpreted as a microconglomerate, separates units III and IV. This fault, responsible for the removal of at least 4500 m of sediments is interpreted as a low-angle extensional detachment belonging to the Asquemont Detachment System.

KEYWORDS: Brabant Massif, Upper Ordovician, Asquemont Detachment System, Fauquez Formation, Ittre Formation, Chevlipont Formation, Oisquercq Formation

1. Introduction

En 1991, Herbosch *et al.* ont publié une étude stratigraphique et sédimentologique du sondage de Lessines (Province du Hainaut; n° SGB 113E1015). Ce sondage vertical, d'une profondeur totale de 435 mètres entièrement carottés, a été implanté au fond de la carrière de microdiorite quartzique de Lessines. Après avoir traversé 145,45 mètres de microdiorite, le sondage a pénétré les roches sédimentaires de la bordure SW du Massif du Brabant (Fig. 1) jusqu'à une profondeur de 435,0 mètres. L'examen des carottes des roches sédimentaires avait permis à Herbosch *et al.* (1991) de

distinguer quatre unités lithologiques distinctes et de les corréler avec les zones d'affleurements de la vallée de la Sennette:

- de 145,45 à 205,2 m: une **Unité I** de faciès «black shale», qui se corréle sur bases lithologiques et paléontologiques avec les «Schistes à graptolites de Fauquez»;

- de 205,2 à 291,0 m : une **Unité II** à faciès de turbidite de forte densité, tentativement corrélée avec «l'unité lithologique F» de la coupe du canal de Charleroi au sud d'Asquemont (*sensu* Martin & Rickards, 1979);

- de 291,0 à 386,67 m : une **Unité III** à faciès de «quartzophyllade», qui se corréle sur bases lithologiques et paléontologiques avec les «Quartzophyllades de

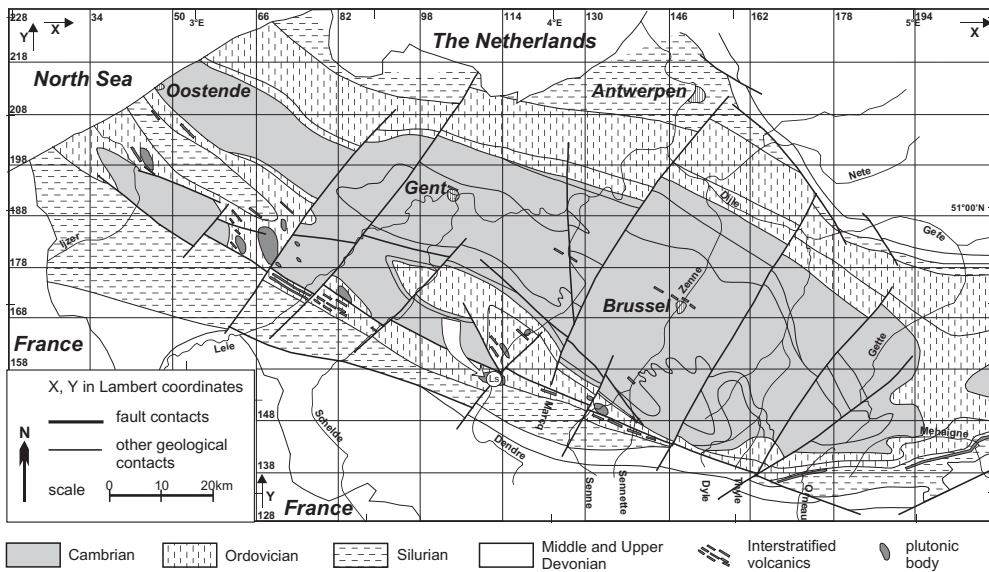


Figure 1 : carte géologique du Massif du Brabant sous couverture (d'après De Vos et al., 1993) montrant la position du sondage de Lessines (flèche blanche et Ls).

Figure 1 : geological subcrop map of the Brabant Massif (after De Vos et al., 1993) showing the position of the Lessines borehole (white arrow and Ls).

Virginal» (*sensu* Mortelmans, 1955) et aussi avec les «Quartzophyllades de Chevlipont» (bassin de la Dyle, *sensu* Anthoine & Anthoine, 1943);

- de 386,67 à 435,0 m : une **Unité IV** à faciès shale massif verdâtre, qui est lithologiquement corrélée avec la partie supérieure de «l'assise d'Oisquercq».

Notons également, que tout au long du sondage les pendages sont faibles (pendages apparents mesurés sur les carottes), le plus souvent compris entre 10 et 20 degrés. Ce sondage présente un très grand intérêt, d'une part car il n'y a plus d'affleurement de roches sédimentaires visibles dans cette région et d'autre part, vu la rareté de sondages profonds et carottés dans le Massif du Brabant.

Si l'étude sédimentologique semble toujours valable, par contre les conclusions stratigraphiques nécessitent une révision complète vu, d'une part l'importance des travaux publiés (Maletz & Servais, 1998; Van Grootel *et al.*, 1997; Samuelsson & Verniers, 2000; Debacker, 2001; Debacker *et al.*, 2001, 2003, 2004; Verniers *et al.*, 2001, 2002, 2005; Vanmeirhaeghe *et al.*, 2005; Herbosch *et al.*, soumis b) et, d'autre part l'achèvement de la cartographie du Massif du Brabant (Herbosch & Lemonne, 2000; Delcambre *et al.*, 2002; Hennebert & Eggermont, 2002; Piessens *et al.*, 2005, 2006; Pingot & Delcambre, 2006; Herbosch *et al.*, sous presse et soumis a). Presque tous les résultats ont déjà été publiés, mais ils sont dispersés et souvent noyés au milieu d'autres informations. C'est la raison pour laquelle il nous a paru nécessaire de synthétiser toutes les informations liées à ce sondage sous forme d'un article assez court. Par la même occasion, le sondage est placé dans la nouvelle stratigraphie globale de l'Ordovicien (Webby *et al.*, 2004; Chen *et al.*, 2006; Sadler & Cooper, 2004; Albanesi, 2006 ; Fig. 2).

2. Nouvelles données stratigraphiques concernant les Unités I et II

De nouvelles investigations par chitinozoaires des unités lithologiques I (145,45 à 205,2 m) et II (205,2 à 291 m) du

sondage de Lessines (Van Grootel *et al.*, 1997, p. 609 et fig. 3) montrent que l'Unité I appartient à l'intervalle Caradocien supérieur - Ashgillien inférieur et l'Unité II au Caradocien moyen. La comparaison avec les affleurements de la région de Fauquez (vallée de la Sennette) et la biostratigraphie confirment ce qui avait été suggéré essentiellement sur base des ressemblances lithologiques (Herbosch *et al.*, 1991, fig. 6): l'Unité I appartient à la Formation de Fauquez et l'Unité II à la Formation d'Ittre.

Par contre, ces nouvelles investigations palynologiques couplées à la cartographie préliminaire de la région de Fauquez (Van Grootel *et al.*, 1997; Van Grootel & Verniers, 1998) montrent qu'au moins deux autres formations, Bornival et Huet, s'intercalent entre les formations d'Ittre et de Fauquez (Fig. 2). En conséquence, il faut admettre qu'il y a une faille dans le sondage que nous n'avons pas observée entre l'Unité I et l'Unité II. Effectivement, au-dessus de 205,2 mètres, on observe une passée de 6 mètres d'épaisseur fortement broyée et bréchifiée qui pourrait être liée au passage de cette faille. L'allure subhorizontale des couches et le fait que les couches les plus jeunes (Formation de Fauquez) se trouvent au-dessus des couches les plus anciennes (Formation d'Ittre) suggère une faille de type normal. Cette faille supprime une petite partie de l'Unité I, une partie indéterminée de l'Unité II et la totalité des formations intermédiaires (cf. plus loin et Fig. 2) ce qui fait environ 400 à 500 mètres de sédiments (Verniers *et al.*, 2001; Herbosch, 2005). Il est aussi fort probable que cette faille appartient à la zone de faille normale décrite sous le nom de zone de faille de Nieuwpoort-Asquempont (cf. Legrand, 1968; André & Deutsch, 1985; de Vos *et al.*, 1993; Debacker, 2001; Debacker *et al.*, 2003, 2004).

De nouvelles investigations cartographiques (Debacker, 2001; Verniers *et al.*, 2005; Herbosch, 2005; Herbosch *et al.*, sous presse) et paléontologiques (Maletz & Servais, 1998; Vanmeirhaeghe *et al.*, 2005; Vanmeirhaeghe, 2007) montrent que les formations de

l'Ordovicien Supérieur se succèdent fort probablement sans lacune, même s'il reste un léger doute à la limite entre les formations de Madot et de Brutia vu la discontinuité des affleurements (Fig. 2). On observe successivement les formations de Rigenée, d'Ittre (Unité II), de Bornival, de l'Hospice de Rebecq, d'Huet, de Fauquez (Unité I), de Madot et enfin de Brutia. Cette dernière formation est à cheval sur la limite Ordovicien-Silurien. La Fig. 2 montre la position stratigraphique de ces formations dans la stratigraphie britannique, dans la stratigraphie globale (Webby *et al.*, 2004; Chen *et al.*,

2006) et dans les « time slices » (TS) (Webby *et al.*, 2004, complété par Albanesi, 2006). La chronostratigraphie de cette figure est basée sur une vingtaine de bentonites-K datées par les méthodes U/Pb sur zircons et Ar-Ar (Sadler & Cooper, 2004).

En conclusion, il est maintenant bien établi litho- et biostratigraphiquement que l'Unité I appartient à la Formation de Fauquez. Sur base des graptolites, Maletz & Servais (1998) concluent à un assemblage appartenant probablement à la Biozone à *Pleurograptus linearis* et/ou à la partie supérieure de la Zone à *Dicranograptus clingani*, soit à l'intervalle Caradocien supérieur - base de l'Ashgillien (partie supérieure du TS 6a et TS 6b). Sur base des chitinozoaires, Vanmeirhaeghe *et al.* (2005) et surtout Vanmeirhaeghe (2007, fig. 71) montrent son appartenance à la Biozone à *Fungochitina spinifera* correspondant à l'Onnien (sous-étages anglais, TS 6a pro parte et 6b). En combinant ces données, l'âge le plus probable va de la partie supérieure du Caradocien à l'extrême base de l'Ashgillien, soit le Katien moyen dans les étages globaux. Cependant, vu les contraintes imposées par les formations sous-jacentes (formations de l'Hospice de Rebecq et d'Huet) et sus-jacentes (Formation de Madot), la Formation de Fauquez occupe vraisemblablement la partie supérieure du TS 6b (Fig. 2). Ajoutons que c'est dans le sondage de Lessines que cette formation s'observe le mieux, son épaisseur, presque 60 mètres, est nettement plus forte que sur le terrain où 35 mètres seulement sont visibles aux environs de Fauquez (vallée de la Sennette; Verniers *et al.*, 2005).

Il est aussi clairement établi litho- et biostratigraphiquement que l'Unité II appartient à la Formation d'Ittre. Sur base des graptolites, Maletz & Servais (1998) concluent à un assemblage appartenant aux zones à *Nemagraptus gracilis* et *multidens* avec une préférence pour la dernière, soit la moitié inférieure du Caradocien (TS 5a et 5b, de préférence 5b). Sur base des chitinozoaires, Vanmeirhaeghe *et al.* (2005) et Vanmeirhaeghe (2007) montrent son appartenance à la Biozone à *Spinachitina cervicornis* et *D. junlandiformis* correspondant au Burrélien-Chénéyen (sous-étages anglais, TS 5b et TS 6a pro parte). En combinant ces données et les contraintes apportées par les autres formations situées de part et d'autre, la Formation d'Ittre occupe vraisemblablement la partie supérieure du Sandbien et l'extrême base du Katien, soit tout le TS 5b et la base du TS 6a (Fig. 2). L'épaisseur de 85,8 mètres observée dans le sondage est nettement inférieure à celle observée dans le bassin de la Senne qui est supérieure à 180 mètres (Debacker, 2001; Debacker *et al.*, 2001, 2003; Vanmeirhaeghe *et al.*, 2005).

Un autre aspect intéressant de l'Unité II est l'importance des structures de déformation d'origine physique (depuis de légères fracturations jusqu'à des brèches intraformationnelles en passant par des slumps, Herbosch *et al.*, 1991). Ces observations sont confirmées sur le terrain où Servais (1991) et Debacker (2001) ont montré, entre Asquempont et Fauquez (Sennette), qu'une grande partie de la Formation d'Ittre est en position inverse. Ce

Ages Ma	Série	Etage		Time slice	Formation du Massif du Brabant
		(1)	(2)		
440	LLAND.	RHUD.	Rhud.		BRUTIA
GSSP O/S					
GSSP 445	ORDOVICIEN SUPERIEUR	HIR.	Ashgillien	7a	↓ ? ↑
				6d	
				6c	
450		KATIEEN	Ashgillien	6b	FAUQUEZ
					HUET
					HOSP. REB.
					BORNIVAL
GSSP 455		SANDBIEN	Caradocien	6a	
				5b	ITTRE
				5a	RIGENEE
GSSP 460	O.M.	DAR.	Llanv.	4c	

Figure 2 : stratigraphie de l'Ordovicien du Massif du Brabant. Ages absolus en millions d'années (Sadler & Cooper, 2004). GSSP: « Global Boundary Stratotypes Section and Point ». (1) Etage global: basé sur les GSSP (Webby *et al.*, 2004 ; Chen *et al.*, 2006). (2) anciens étages (Grande-Bretagne). « time slice » d'après Webby *et al.* (2004) et Albanesi (2006). Abréviations : O.M. = Ordovicien Moyen; LLAND. = Llandoverien; Llanv. = Llanvirnien; DAR. = Darriwilien; HIR. = Hirnantien; RHUD. et Rhud. = Rhudanien ; HOSP. REB. = Hospice de Rebecq. En grisé entre les formations de Madot et de Brutia, zone d'incertitude avec peu d'affleurements.

Figure 2 : Ordovician stratigraphy of the Brabant Massif. Absolute ages in Ma (Sadler & Cooper, 2004). GSSP: Global Boundary Stratotypes Section and Point. (1) "Global Stage" based on the GSSP (Webby *et al.*, 2004 ; Chen *et al.*, 2006). (2) former Stages (British). Time slice after Webby *et al.* (2004) and Albanesi (2006). Abbreviations : O.M. = Middle Ordovician; LLAND. = Llandoverian; Llanv. = Llanvirn; DAR. = Darriwilian; HIR. = Hirnantian; RHUD. & Rhud. = Rhudanian ; HOSP. REB. = Hospice de Rebecq. In grey between Madot and Brutia formations: uncertain, scarce outcrops.

renversement, antérieur à la schistosité et au plissement, est interprété comme un mégaslump (Debacker, 2001; Debacker *et al.*, 2001, 2003). Dans la Formation d'Ombret (Bande de Sambre et Meuse), équivalent latéral de la Formation d'Ittre, on observe aussi des plis interprétés comme des slumps (Valcke, 2001; Valcke & Debacker, 2002). Ces observations montrent tout d'abord, que le milieu de dépôt possédait une pente d'au moins quelques degrés, ce qui n'est pas étonnant vu la présence de turbidites de forte densité. Ensuite, vu la fréquence et l'importance des slumps en plusieurs endroits du bassin, Debacker *et al.* (2001) suggèrent qu'une activité sismique pourrait en être la cause majeure.

3. Nouvelles données concernant l'Unité III

Aucune donnée stratigraphique nouvelle n'a été apportée concernant l'Unité III (291,0 à 386,67 m) qui avait correctement été attribuée à des unités lithologiques correspondantes à la Formation de Chevlipont et qui est d'âge Trémadocien inférieur sur base des acritarches (références in Herbosch *et al.*, 1991; Vanguetaine, 1991). La seule donnée nouvelle est d'ordre sédimentologique: Herbosch *et al.* (1991, p. 206 et fig. 2) avaient souligné la fréquence des structures de type glissement sous-aquatique (plissement, slump, brèche intraformationnelle), caractère déjà observé dans de nombreux sondages de même faciès par Legrand (1968, p. 13), et s'étonnaient de ne pas observer ces structures en affleurements. Depuis lors, une zone de slump a été observée et analysée structurellement (Beckers, 2004) dans la coupe du chemin de fer au SE de l'ancien moulin de Chevlipont (kilomètre 38,200 de la ligne Ottignies - Villers-la-Ville). L'analyse des plis de ces slumps suggère une paléopente nord. Les dépôts correspondent à des turbidites de forte densité (modèle de Bouma; Bouma, 1962) alors que dans le bassin de la Dyle cette formation est généralement constituée de turbidites de faible densité (modèle de Stow; Stow, 1986). Notons que plus au NW, dans la petite zone d'affleurement du ruisseau de Marcq (Enghien), Longueville (1977) a observé des turbidites de forte densité également datées par acritarches et graptolites du Trémadocien inférieur.

4. Nouvelle données concernant le passage entre l'Unité III et l'Unité IV

4.1. Données anciennes

Herbosch *et al.* (1991) avaient décrit à la base de l'Unité III (386,5 m) 15 centimètres de ce qu'ils avaient interprété comme un microconglomérat formé: « ...d'une matrice pélitique gris noir, à éléments subarrondis gris clair à blancs, 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. » (Herbosch *et al.*, 1991, p. 200 et planche couleur photo 10; Vanguetaine, 1991). A 386,5 mètres, on passe brutalement d'une brèche intraformationnelle à éléments

de faciès Chevlipont à ce « microconglomérat », puis on passe à nouveau brutalement à un clayshale gris vert à lamines gris vert foncé de faciès Oisquercq. Ce faciès correspond, plus précisément, au membre supérieur de la Formation d'Oisquercq (Membre d'Asquemont; Verniers *et al.*, 2001). Le contact avec l'Unité III est nettement plus tranché que le contact avec l'Unité IV et les deux contacts sont subhorizontaux, comme l'ensemble des stratifications observées dans ce sondage.

Du point de vue paléontologique ce « microconglomérat » (op. cit., p. 207 et Vanguetaine, 1991): « ...présente des acritarches du Trémadocien auxquels s'ajoutent à son extrême base des spécimens remaniés de l'Unité IV ». Par ailleurs, Vanguetaine (1991, 1992) montre que l'Unité IV est d'âge Cambrien Précocé à Moyen (plutôt proche de la limite) alors que l'Unité III date de la base du Trémadocien. Il y a donc une lacune importante entre ces deux unités lithologiques.

4.2. Discussion et interprétation récente

Vu l'état actuel de nos connaissances sur le Massif du Brabant, l'hypothèse d'un microconglomérat à la base de la Formation de Chevlipont paraît une hypothèse fort peu vraisemblable pour les raisons suivantes:

- tout d'abord, dans le bassin de la Dyle on observe un passage sédimentologique progressif entre la partie supérieure de la Formation de Mousty (Membre de Tangissart) et la Formation de Chevlipont (Herbosch & Lemonne, 2000; Herbosch *et al.*, 2002). Ce passage se marque par l'apparition progressive de lamines silteuses ondulantes au sein des schistes sombres de la Formation de Mousty, ces lamines deviennent de plus en plus nombreuses et finissent par former les siltites à litage ondulant de la Formation de Chevlipont. Paléontologiquement, le Membre de Tangissart forme l'extrême base du Trémadocien (graptolites de la zone à *Rhabdinopora flabelliformis*; Lecompte, 1948, 1949) et la Formation de Chevlipont contient des acritarches de la base du Trémadocien (Martin, 1969, 1976; Vanguetaine *in*: André *et al.*, 1991; Vanguetaine, 1991; Herbosch *et al.*, 1991), ce qui exclut toute lacune et confirme le bien fondé de l'analyse sédimentologique. Comme ces sédiments se sont déposés à grande profondeur, dans des milieux pélagiques à héli-pélagiques, il est difficile d'imaginer que sur une aussi faible distance (50 kilomètres entre les vallées de la Dyle et de la Dendre) on puisse passer d'une zone à sédimentation continue à une zone comportant une lacune (plus un conglomérat).

- ensuite, il semble actuellement prouvé que la sédimentation est continue depuis l'extrême base du Cambrien jusqu'au Trémadocien inférieur, les formations se superposant dans l'ordre suivant : Blanmont – Tubize – Oisquercq – Jodoigne – Mousty – Chevlipont (Herbosch *et al.*, sous presse, soumis b). Cette succession forme une grande mégaséquence (mégaséquence 1 *in*: Vanguetaine, 1992 et Verniers *et al.*, 2002), extrêmement épaisse (supérieure à 7.000 mètres, Herbosch *et al.*, soumis b) dont l'environnement de dépôt est, mis à part la Formation de Blanmont, entièrement marin profond. En conséquence,

on ne devrait pas observer de lacune entre la Formation d'Oisquercq (Unité IV) et la Formation de Chevlipont (Unité III).

Ces deux arguments nous semblent à eux seuls suffisants pour éliminer l'hypothèse d'un microconglomérat formant la base de l'Unité III. En effet, la présence d'un microconglomérat contenant des acritarches remaniés impliquerait une phase d'émersion avec érosion de la Formation d'Oisquercq or, nous venons de le voir, de nombreux arguments montrent que la sédimentation est continue tout au long du Cambrien et de manière tout à fait certaine à la limite entre les formations de Mousty et Chevlipont (limite Cambrien-Ordovicien).

Envisageons donc comme alternative l'hypothèse d'une brèche de faille, hypothèse déjà défendue par Debacker (2001) et Debacker *et al.* (2001, 2003, 2004) avec une argumentation légèrement différente. La description lithologique du microconglomérat ne s'oppose pas à cette hypothèse. De même, la présence d'acritarches trémadociens auxquels s'ajoutent quelques spécimens cambriens vers la base est plutôt un argument en faveur de l'hypothèse d'une brèche formée à partir des unités lithologiques formant le toit et le mur de la faille. La concordance et la brutalité des contacts sont aussi des arguments favorables.

Enfin, cette hypothèse cadre mieux avec la nouvelle conception tectonique d'ensemble du Massif du Brabant qui fait intervenir le Système de détachement d'Asquemont. Ce système nommé d'après la Faille d'Asquemont à Asquemont (vallée de la Sennette; carte Ittre-Rebecq, *Herbosch et al.*, sous presse; Debacker *et al.*, 2003), est un système de détachement en extension à faible angle qui s'est formé précocement avant la schistosité et le plissement (Debacker, 2001; Debacker *et al.*, 2004, 2005). La présence de ce système de détachement a été démontrée dans deux régions au bord sud du Massif du Brabant (bassin de la Senne, bassin de la Dyle) et tout récemment au bord nord dans la région de Jodoigne (*Herbosch et al.*, soumis a). Il semble aussi présent au NNW de la Senne dans une série de sondages, dont celui de Lessines (Debacker, 2001 ; Piessens *et al.*, 2005).

Dans le bassin de la Senne, ce système de détachement place la Formation de Chevlipont (Ordovicien Inférieur) directement sur la Formation d'Oisquercq (limite Cambrien Précoce -Moyen) par l'intermédiaire de la Faille d'Asquemont. Cette situation est tout à fait identique à celle du sondage de Lessines où nous observons l'Unité III (Formation de Chevlipont) directement en contact avec l'Unité IV (Formation d'Oisquercq) par l'intermédiaire d'une brèche de faille. Cette faille supprime en plus d'une partie indéterminée de l'Unité III et IV, la totalité des formations de Jodoigne et de Mousty ce qui fait au minimum 4.500 mètres de sédiments (*Herbosch et al.*, soumis b). Cette faille appartient très probablement au Système de détachement d'Asquemont comme l'avait déjà suggéré Debacker (2001).

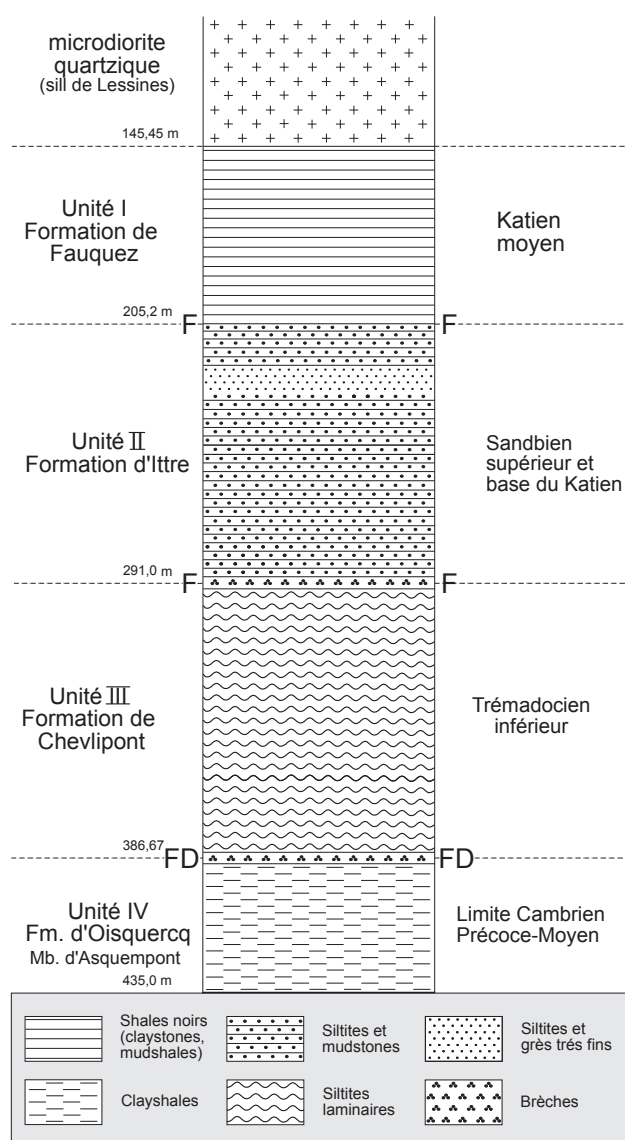


Figure 3 : Nouvelle interprétation stratigraphique du sondage de Lessines. F = faille. FD = faille de détachement en extension.

Figure 3 : New stratigraphic interpretation of the Lessines borehole. F = Fault; FD = extensional detachment fault.

5. Conclusions

Résumons les principales avancées (Fig. 3) :

- l'Unité I (145,45 à 205,2 m) appartient à la Formation de Fauquez qui est d'âge Katien moyen (extrême sommet du Caradocien à base de l'Ashgillien, Fig. 2) tandis que l'Unité II (205,2 à 291,0 m) appartient à la Formation d'Ittre qui est d'âge Sandbien moyen à Katien le plus inférieur (Caradocien moyen, Fig. 2);
- une faille, probablement normale, sépare l'Unité I de l'Unité II. Cette faille supprime une petite partie de l'Unité II (Formation de Fauquez), une partie indéterminée de l'Unité I (Formation d'Ittre) et la totalité des formations de Bornival, de l'Hospice de Rebecq et d'Huet ce qui totalise environ 400 à 500 mètres (Fig. 2);

- l'Unité III (291,0 à 386,67 m) avait correctement été corrélée à la Formation de Chevlipont qui est d'âge Trémadocien inférieur (Fig. 2). La présence de structures de glissements sous-aquatiques, très fréquentes dans les sondages, a récemment aussi été démontrée en affleurement (slumps);
- l'Unité IV (386,67 à 435,0 m) avait correctement été corrélée avec la partie supérieure de la Formation d'Oisquerq (Membre d'Asquemont) qui est datée (sur le sondage) de la limite Cambrien Précoce – Cambrien Moyen;
- une faille majeure sépare l'Unité III de l'Unité IV. Le passage de cette faille est marqué par une brèche de 15 centimètres d'épaisseur qui contient des acritarches appartenant aux deux formations encaissantes. Cette faille supprime une partie indéterminée de l'Unité III (Formation de Chevlipont) et de l'Unité IV (Membre d'Asquemont de la Formation d'Oisquerq), ainsi que la totalité des formations de Jodoigne et de Mousty ce qui fait une épaisseur estimée de plus de 4.500 mètres. Cette faille est interprétée comme un détachement en extension à faible angle antérieur à la schistosité et au plissement et appartient au Système de détachement d'Asquemont (Fig. 3).

Pour terminer, cette synthèse met en relief l'importance de ce sondage pour la compréhension de la stratigraphie, de la sédimentologie et de la structure tectonique du Massif du Brabant. C'est d'ailleurs l'unique sondage carotté de cette ampleur dans le massif.

Remerciements

A. Herbosch remercie le FNRS qui l'a soutenu à plusieurs reprises dans ses recherches sur le Massif du Brabant. T. Debacker est chercheur post-doctoral du Fonds voor Wetenschappelijk Onderzoek Vlaanderen. Ce travail s'inscrit dans les projets de recherche G.0274.99, G.0094.01 et G.0271.05 du FWO-Vlaanderen..

Bibliographie

- ALBANESI, G.L. 2006. Scientific Report. *Ordovician News*, **23**:10-11.
- ANDRÉ, L., HERBOSCH, A., VANGUESTAINE, M., SERVAIS, T., VAN GROOTEL, G., LOUWYE, S. & VERNIERS, J. 1991. Guidebook of the excursion on the stratigraphy and magmatic rocks of the Brabant Massif, Belgium. In: L. André, A. Herbosch, M. Vanguetaine & J. Verniers (eds) *Proceedings of the International meeting on the Caledonides of the Midlands and the Brabant Massif (Brussels, 20-23 september 1989)*, pp. 282-323. *Annales de la Société géologique de Belgique* **114**, 283-323.
- ANDRÉ, L. & DEUTSCH, S. 1985. The Very low-grade metamorphic Sr isotopic resetting of magmatic rocks and minerals: evidence for a late Givetian strike-slip division of the Brabant Massif, Belgium. *Journal of the Geological Society, London*, **142**: 911-923.

- ANTHOINE, R. & ANTHOINE, P. 1943. Les assises de Mousty et de Villers-la-Ville du bassin supérieur de la Dyle. *Annales de la Société géologique de Belgique*, **66**: M53-181.
- BECKERS, R. 2004. Comparison of folds in the Chevlipont and Abbaye de Villers formation, near the Abbaye de Villers, Brabant Massif, Belgium. *Geologica Belgica* **7**: 357-359.
- BOUMA, A. H. 1962. *Sedimentology of some flysch deposits*. Amsterdam, Elsevier.
- CHEN, X., RONG, J., FAN, J., ZHAN, R., MITCHELL, C.E., HARPER, D.A., MELCHIN, M.J., PENG, P., FINNEY S.C. & WANG, X. 2006. The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Hirnantian Stage (the uppermost of the Ordovician System). *Episodes* **29**: 183-193.
- DEBACKER, T.N. 2001. *Palaeozoic deformation of the Brabant Massif within eastern Avalonia: how, when and why*. Unpublished Ph. D. Thesis, Univ. Ghent, 225 p.
- DEBACKER, T.N., Sintubin, M. & Verniers, J. 2001. Large-scale slumping deduced from structural and sedimentary features in the Lower Paleozoic Anglo-Brabant fold belt, Belgium. *Journal of the Geological Society, London*, **158**: 341-352.
- DEBACKER, T.N., HERBOSCH, A., VERNIERS, J. & SINTUBIN, M. 2003. Palaeozoic deformation history of the Asquemont-Virginal area (Brabant Massif, Belgium). *Memoirs of the Geological Survey of Belgium* **49**, 30 p.
- DEBACKER, T.N., HERBOSCH, A., VERNIERS, J. & SINTUBIN, M. 2004. Faults in the Asquemont area, southern Brabant Massif, Belgium. *Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw*, **83**, 49-65.
- DEBACKER, T.N., HERBOSCH, A. & SINTUBIN, M. 2005. The supposed thrust fault in the Dyle-Thyle outcrop area (southern Brabant Massif, Belgium) re-interpreted as a folded low-angle extensional detachment. *Geologica Belgica* **8**, 53-69.
- DELCAMBRE, B., PINGOT, J.-L. & HERBOSCH, A. 2002. *Carte Chastre-Gembloux n° 40/5-6, Carte géologique de Wallonie, échelle 1/25000*. Namur: Ministère de la Région Wallonne.
- DE VOS, W., VERNIERS, J., HERBOSCH, A. & VANGUESTAINE, M. 1993. A new geological map of the Brabant Massif, Belgium. *Geological Magazine*, **130**: 605-611.
- HENNEBERT, M. & EGGERMONT, B. 2002. *Carte Braine-le-Comte - Feluy n° 39/5-6, Carte géologique de Wallonie, échelle 1/25000*. Namur, Ministère de la Région Wallonne.
- HERBOSCH, A. 2005. Hospice de Rebecq : une nouvelle Formation dans l'Ordovicien supérieur du Massif du Brabant (Belgique). *Geologica Belgica* **8**: 35-47.
- HERBOSCH, A., VANGUESTAINE, M., DEGARDIN, J.M., DEJONGHE, L., FAGEL, N. & SERVAIS, T. 1991. Etude lithostratigraphique, biostratigraphique et sédimentologique du sondage de Lessines (Belgique). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, **114**, 195-212.

- HERBOSCH, A. & LEMONNE, E. 2000. *Carte Nivelles-Genappe n° 39/7-8, Carte géologique de Wallonie, échelle 1/25000*. Namur, Ministère de la Région Wallonne.
- HERBOSCH, A., VERNIERS, J., DEBACKER, T., BILLIAERT B., DE SCHEPPER, S. & BELMANS, M. 2002. The Lower Paleozoic Stratigraphy and Sedimentology of the Brabant Massif in the Dyle and Orneau valleys and of the Condroz Inlier at Fosses: an Excursion Guidebook. *Geologica Belgica* **5**: 71-143.
- HERBOSCH, A., DUMOULIN, V., BLOCKMANS, S. & DEBACKER, T. (sous presse). *Carte Rebecq-Ittre n° 39/1-2, Carte géologique de Wallonie, échelle 1/25000*. Namur, Ministère de la Région Wallonne.
- HERBOSCH, A., DUMOULIN, V., BLOCKMANS, S. & DEBACKER, T. (soumis a). *Carte Jodoigne-Jauche n° 40/3-4, Carte géologique de Wallonie, échelle 1/25000*. Namur, Ministère de la Région Wallonne.
- HERBOSCH, A., DEBACKER T.N. & PIESSENS, K. (2008). The Stratigraphic position of the Cambrian Jodoigne Formation redefined (Brabant Massif, Belgium). *Geologica Belgica* **11**: 133-xxx.
- LECOMPTE, M. 1948. Existence du Trémadoc dans le Massif du Brabant. *Bulletin de l'Académie Royale de Belgique, Classe des Sciences* **34**, 677-687.
- LECOMPTE, M. 1949. Découverte de nouveaux gîtes à Dictyonema dans le Trémadocien du Massif du Brabant. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre* **25**, 1-8.
- LEGRAND, R. 1968. Le Massif du Brabant. *Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes géologiques et minières de la Belgique* **9**, 1-148.
- LONGUEVILLE, G. 1997. Geologische kartering, litho- en biostratigrafie van het Onder-Paleozoïcum in de Markvalley (Massief van Brabant). Unpublished M. Sc. Thesis, *Laboratorium voor Paleontologie, Univ. Gent*.
- MALETZ, J. & SERVAIS, T. 1998. Upper Ordovician graptolites from the Brabant Massif Belgium. *Geobios* **31**: 31-37.
- MARTIN, F. 1969. Ordovicien et Silurien belge: données nouvelles apportées par l'étude des acritarches. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie* **77**, 175-181.
- MARTIN, F. 1976. Acritarches du Cambro-Ordovicien du Massif du Brabant, Belgique. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre* **51**, 1-33.
- MARTIN, F. & RICKARDS, B. 1979. Acritarches, chitinozoaires et graptolites ordoviens et siluriens de la vallée de la Sennette (Massif du Brabant, Belgique). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 102 : 181-197.
- MORTELMANS, G. 1955. Considérations sur la structure tectonique et la stratigraphie du Massif du Brabant. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 64 : 179-218.
- PIESSENS, K., DE VOS, W., BECKERS, R., VANCAMPENHOUT, P., DE CEUKELAIRE, M. 2005. Project VLA03-1.1 : Opmaak van de pre-Krijt subcropkaart van het massief van Brabant voor invoering in de Databank Ondergrond Vlaanderen. Eindverslag. Koninklijk Belgische Instituut voor Natuurwetenschappen, Belgische Geologische Dienst : 90 p.
- PIESSENS, K., VANCAMPENHOUT, P. & DE VOS, W. 2005. Geologische subcropkaart van het Massief van Brabant in Vlaanderen. Schaal 1:200.000. Opgemaakt door de BGD in opdracht van ANRE, Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap, project VLA/03.1-1.
- PINGOT J.-L. & DELCAMBRE B. 2006. *Carte Perwez-Eghezée n° 40/7-8, Carte géologique de Wallonie, échelle 1/25000*. Namur: Ministère de la Région Wallonne.
- SADLER, P.M. & COOPER, R.A. 2004. The Calibration of the Ordovician Timescale, 48-51. In: Webby, B.D., Paris F., Droser M.L. & Percival I.G. (eds.) The Great Ordovician Biodiversification Event. Columbia Univ. Press, 484 p.
- SAMUELSSON, J. & VERNIERS, J. 2000. Ordovician Chitonozoan biozonation of the Brabant Massif, Belgium. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **113**: 105-129.
- SERVAIS, T. 1991. Discovery of turbiditidal levels in the late Ordovician of the Sennette valley (Brabant Massif, Belgium). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 114: 247-251.
- STOW, D.A.V. 1986. Deep clastic seas. In: Reading H.G. (ed.) *Sedimentary Environments and Facies*, Blackwell, London, 399-444.
- VALCKE, S. 2001. Structurele opbouw van de noordrand van de Condrozstrook te Ombret. *Laboratorium voor paleontologie, Universiteit Gent*, 102 p.
- VALCKE S. & DEBACKER, T.N. 2002. Structural analysis of the northern part of the Condroz Inlier at Ombret (Belgium). *Aardkundige mededelingen* **12**: 81-84.
- VAN GROOTEL, G., VERNIERS, J., GEERKENS, B., LADURON, D., VERHAEREN, M., HERTOGEN, J. & DE VOS, W. 1997. Timing of magmatism, foreland basin development, metamorphism and inversion in the Anglo-Brabant fold belt. *Geological Magazine* **134**: 607-616.
- VAN GROOTEL, G. & VERNIERS, J. 1998. The Upper Ordovician of the Fauquez area (Brabant Massif), litho and biostratigraphy. Report A and B. In: Van Grootel G., Samuelsson J. & Verniers J. (eds) Project NAT/96-3.3: *Internal Report of the Geological Survey of Belgium*, 19-80.
- VANGUESTAINE, M. 1991. Datation par acritarches des couches cambro-trémadociennes les plus profondes du sondage de Lessines (Massif du Brabant, Belgique). *Annales de la société géologique de Belgique* **114**: 213-231.
- VANGUESTAINE, M. 1992. Biostratigraphie par acritarches du Cambro-Ordovicien de Belgique et des régions limitrophes: synthèse et perspective d'avenir. *Annales de la Société Géologique de Belgique* **115**: 1-18.
- VANMEIRHAEGHE, J. 2007. The Evolution of the Condroz-Brabant Basin from the Middle Ordovician to Llandovery: lithostratigraphical and chitinozoan biostratigraphical approach. Unpublished Ph. D. thesis, *Laboratorium voor Paleontologie, Universiteit Gent*, 259 p.

VANMEIRHAEGHE, J., STORME, A., VAN NOTEN, K., VAN GROOTEL, G. & VERNIERS, J. 2005. Chitinozoan biozonation and new lithostratigraphical data in the Upper Ordovician of the Fauquez and Asquempont areas (Brabant Massif, Belgium). *Geologica Belgica*, **8**: 145-159.

VERNIERS, J., HERBOSCH, A., VANGUESTAINE, M., GEUKENS, F., DELCAMBRE, B. PINGOT, J.L., BELANGER, I., HENNEBERT, DEBACKER, T., SINTUBIN, M. & DE VOS, W. 2001. Cambrian-Ordovician-Silurian lithostratigraphical units (Belgium). *Geologica Belgica* **4**: 5-38.

VERNIERS, J., PHARAOH, T., ANDRÉ, L., DEBACKER, T., DE VOS, W., EVERAERTS, M., HERBOSCH, A., SAMUELSSON, J., SINTUBIN, M. & VECOLI, M. 2002. Lower Palaeozoic basin development and Caledonian deformation history in and around Belgium in the framework of Eastern Avalonia. In: J. Winchester, T. Pharaoh & J. Verniers (eds) *Palaeozoic Amalgamation of Central Europe Geological Society, London, Special Publication* **201**, 47-93.

VERNIERS, J., VAN GROOTEL, G. & DEBACKER T. 2005. The Upper Ordovician lithostratigraphy and structural architecture of the Fauquez area (Brabant Massif, Belgium). *Geologica Belgica*, **8**:160-175.

WEBBY, B.D.; COOPER, R.A.; BERGSTRÖM, S.M. & PARIS F. 2004. Stratigraphic Framework and Time Slices, 41-47. In: Webby, B.D., Paris F., Droser M.L. & Percival I.G. (eds). *The Great Ordovician Biodiversification Event*. Columbia Univ. Press, 484 p.