REBECQ ITTRE 39/1-2

CARTE GÉOLOGIQUE DE WALLONIE

ÉCHELLE : 1/25 000

NOTICE EXPLICATIVE

SPW | Éditions

Wallonie

Plus d'infos concernant la carte géologique de Wallonie :

http://geologie.wallonie.be
cartegeologique@spw.wallonie.be

Un document édité par le Service public de **Wallonie,**
Direction générale de l'Agriculture,
des Ressources naturelles et de l'Environnement.

Dépôt légal : D/2013/11802/76

Éditeur responsable : José Renard, Directeur général a.i.,
DGARNE - Avenue Prince de Liège, 15 - B-5100 Namur.

Reproduction interdite.

SPW | *Éditions,* CARTES
N° vert : 0800/11 901 - Site : www.wallonie.be

REBECQ

-

ITTRE

A. Herbosch, S. Blockmans, V. Dumoulin

avec la collaboration de

T. Debacker pour la tectonique

Université Libre de Bruxelles
Faculté des Sciences
Département des Sciences de la Terre
et de l'Environnement
Av. F. D. Roosevelt, 50 B-1050 Bruxelles

Photographie de couverture :
vue aérienne (prise du nord) de la carrière entaillant
l'intrusion de Quenast (courtoisie Gralex S.A.)

NOTICE EXPLICATIVE

2013

Déposée : décembre 2005
Acceptée pour publication : mai 2007
Dernière mise à jour : mai 2009

Carte Rebecq - Ittre n°39/1-2

Chers lecteurs,
Depuis la rédaction de cette notice en 2005 et sa mise à jour en 2009, la poursuite des levés géologiques ainsi que les recherches sur le Massif du Brabant ont fortement fait progresser les connaissances sur la lithostratigraphie et le magmatisme, son âge et ses modalités de mise en place. Des précisions ont également été apportées sur la mise en place de la Formation de Bruxelles. Un addendum concernant ces nouveautés est à consulter en page 89 de cette notice.

Résumé

La carte géologique 39/1-2 Rebecq - Ittre couvre l'extrémité occidentale de la Province du Brabant wallon et déborde au nord sur celle du Brabant flamand (région de Lembeek-Halle-Dworp). Elle montre le vieux socle calédonien du Brabant qui est en grande partie caché sous une couverture de terrains cénozoïques qui occupent la majeure partie de la carte.

On y observe deux unités tectono-stratigraphiques bien distinctes :

- *un socle cambro-silurien fortement plissé, faillé et fracturé durant l'orogenèse calédonienne, qui est en conséquence affecté par une schistosité et un léger métamorphisme ;*
- *une couverture cénozoïque, quasiment horizontale, reposant en discordance sur le socle calédonien. Ces formations, paléocènes et éocènes, sont recouvertes de loess et limons pléistocènes qui les masquent assez souvent.*

Les terrains cambro-siluriens affleurent essentiellement dans les vallées de la Senne, du Coeurq et de la Sennette qui forment trois coupes assez discontinues mais perpendiculaires à la direction des couches. La colonne stratigraphique exposée est étendue et couvre du nord vers le sud, le Cambrien depuis sa partie inférieure, l'Ordovicien ainsi qu'une bonne partie du Silurien. Ces terrains sont constitués de roches terrigènes souvent pélitiques (schistes et siltites), mais aussi arénacées (grès fins et quartzites). C'est une des rares cartes de la Wallonie où l'on peut observer d'importants affleurements de roches volcaniques : la carrière de Quenast entaille une intrusion magmatique et la carrière de Bierghes un sill (filon-couche), toutes deux constituées de microdiorites (ou dacites). Des roches volcaniques et volcano-sédimentaires s'observent aussi dans la partie supérieure de l'Ordovicien (Formation de Madot).

D'un point de vue tectonique, la Faille d'Asquempont marque la limite entre deux unités déjà reconnues dans le bassin de la Dyle : l'Unité centrale du Brabant située au-dessus de cette faille et constituée par les formations cambriennes et l'Unité Senne-Dyle-Orneau située sous cette faille et formée par les formations ordoviciennes et siluriennes. Cette faille majeure, interprétée comme une faille très précoce (bien antérieure à la phase majeure du plissement), fait ici disparaître la partie supérieure de la Formation d'Oisquercq, l'entièreté de la Formation de Mousty et presque toute la Formation de Chevlipont. La limite Ordovicien-Silurien est marquée par la Faille sud de Fauquez qui se poursuit sur la carte Braine-le-Comte - Feluy et que nous considérons comme une faille normale. Le déversement des plis vers le sud et le développement d'une schistosité régionale de direction NW-SE indiquent une direction de raccourcissement nord-sud.

La couverture tertiaire comprend, localement à sa base, du Paléocène supérieur (Formation de Hannut) préservé dans des dépressions du socle au nord-est de la carte. S'y superposent des terrains éocènes qui, en dehors des vallées, peuvent atteindre une épaisseur de l'ordre de 20 à 60 m. À la base, on trouve les argiles grises à gris-bleu à fraction silteuse ou sableuse parfois glauconifère de l'Yprésien (Formation de Carnières), surmontées par les sables fins plus ou moins argileux bruns à ocres de même âge (Formation de Mons-en-Pévèle). Ces deux formations ne s'observent qu'au sud-ouest de la carte et font place vers le nord et l'est, par variation latérale de faciès, à la Formation de Kortrijk où les argiles sont toujours mêlées à une fraction sableuse. On trouve ensuite des sables et grès lutétiens (Formation de Bruxelles), eux-mêmes surmontés, uniquement sur les points culminants au nord d'Ittre, par quelques mètres de sables argileux ou glauconifères également lutétiens (Formation de Lede).

Les épaisseurs mentionnées dans la notice pour les terrains tertiaires sont très variables, car la base des formations est le plus souvent érosive, ce qui explique l'allure parfois fort irrégulière des corps sédimentaires. La Formation de Bruxelles illustre ceci particulièrement bien : sur cette carte elle forme des reliefs importants à l'est de l'axe N-S formé par les vallées de la Sennette et de la Senne, reliefs d'orientation SSW-NNE qui prolongent ceux du Bois de la Houssière sur la carte Braine-le-Comte - Feluy (linéament Le Roeulx - Bois de la Houssière - Lembeekbos - Kesterbeekbos). Ces reliefs soulignent l'extrémité ouest d'une vaste zone chenalisante, large d'environ 50 km, qui s'étend vers l'est jusqu'aux environs de Leuven et Ottignies.

Les formations tertiaires sont généralement recouvertes par les loess et limons pléistocènes dont l'épaisseur est très variable. Localement leur épaisseur peut dépasser 15 à 20 mètres.

1. Introduction

1.1. Conditions d'établissement de la carte

Le levé de la feuille Rebecq - Ittre n° 39/1-2 a été réalisé par A. Herbosch, S. Blockmans et V. Dumoulin (équipe de l'Université Libre de Bruxelles) avec la collaboration de T. Debacker (Universiteit Gent) pour la tectonique, dans le cadre du Programme de Révision de la Carte géologique de Wallonie.

Ce programme a été commandité et financé par le Service publique de Wallonie (Direction générale opérationnelle de l'Agriculture, des Ressources naturelles et de l'Environnement), en application d'une décision du Gouvernement wallon du 9 avril 1992, suite à un programme pilote, subventionné, qui avait débuté en 1990.

Collaborent à ce programme l'Université de Liège, l'Université Catholique de Louvain, l'Université Libre de Bruxelles, l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique (Service géologique de Belgique) et l'Université de Mons.

La Carte géologique de Wallonie comprend 142 feuilles à 1/25 000, le découpage étant celui des anciennes éditions des cartes topographiques de l'Institut géographique national (I.G.N.). Chaque carte publiée couvre normalement une feuille ; toutefois, pour des raisons de cohérence, il arrive qu'une ou deux feuilles partielles contiguës soient publiées avec la feuille principale.

Ce document, à l'échelle du 1/25 000, constitue la deuxième édition de la carte géologique Rebecq - Ittre. Une version précédente, datée de 1893 et publiée à l'échelle du 1/40 000 par la Commission Géologique de Belgique, a été réalisée par Velge avec le concours de Malaise pour le Silurien et le Cambrien et de la Vallée Poussin et Renard pour les roches plutoniennes. D'autres documents cartographiques à diverses échelles couvrent également cette carte (Fourmarier, 1920 ; Legrand, 1968 ; Beugnies *in* Waterlot *et al*., 1973 ; de Vos *et al*., 1993 ; Debacker, 2001 ; Buffel, Matthijs, 2002 ; Debacker *et al*., 2003, 2004a ; Piessens *et al*., 2005).

Le dossier relatif à cette nouvelle carte comprend notamment, les documents suivants :

- deux cartes géologiques détaillées à l'échelle du 1/10 000 ;
- deux cartes à l'échelle du 1/10 000 localisant les points et sondages décrits ;
- les fiches descriptives des points et sondages décrits, réactualisant et complétant les données figurant dans le

dossier «Minutes de la Carte géologique de Belgique», archivées au Service géologique de Belgique.

La totalité de ces documents peut être consulté sur rendez-vous à la Direction générale opérationnelle de l'Agriculture, des Ressources naturelles et de l'Environnement, avenue Prince de Liège 15, B-5100 Jambes (Cellule Sous-sol/Géologie).

Un accord de collaboration permet la consultation des fiches descriptives des points d'affleurements et sondages décrits à l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique (Service géologique de Belgique), rue Jenner 13, B-1000 Bruxelles.

La Carte géologique de Wallonie, avec l'intégralité des notices, peut être consultée de manière interactive sur le site Internet du programme, à l'adresse suivante :

http://geologie.wallonie.be

ou via le Portail cartographie de la Région wallonne :

http://cartographie.wallonie.be/NewPortailCarto/index.jsp

1.2. Méthodologies et avertissements

Méthodologie de levé

La nouvelle Carte géologique de Wallonie a été levée et élaborée sur base lithostratigraphique, en suivant les règles du Code stratigraphique international (Hedberg, 1976). Priorité est donc donnée aux caractères lithologiques des ensembles cartographiés, afin de répondre aux besoins du plus grand nombre d'utilisateurs.

La région concernée est très pauvre en affleurements, que ce soit dans le socle calédonien où ils sont le plus souvent de petite taille et dispersés ou dans la couverture où ils sont le plus souvent cachés par les limons quaternaires. Le travail de terrain s'est étalé entre 2000 et 2003. Les tracés géologiques ont été déterminés à partir :

- d'un nouveau travail d'observation sur le terrain complété par quelques sondages effectués à la tarière manuelle. Au total, près de 280 nouveaux points ont été répertoriés ;
- des données d'affleurements et de sondages archivées au Service géologique de Belgique dans le dossier des « minutes de la carte géologique de Belgique » (902 points pour Ittre et 355 points pour Rebecq). Ces points ont été contrôlés autant que possible par de nouvelles observations de terrain ;

- des informations éparses conservées dans les universités et institutions de recherche ou publiées dans une littérature dont les références figurent à la fin de cette notice ;
- des quelques sondages effectués par le Ministère de l'Équipement et du Transport (MET) pour des travaux autoroutiers ;
- de l'interprétation des récentes cartes géomagnétiques de la Belgique (Service géologique de Belgique, 1997).

Méthodologie de tracé de la carte

Suivant les directives pour l'élaboration de la Carte géologique de Wallonie, les terrains quaternaires ne sont pas représentés sur la carte, hormis les alluvions modernes et alluvions anciennes.

Sur la carte Rebecq - Ittre, la méthodologie suivie pour tracer les limites des formations méso-cénozoïques est la suivante : la structure des couches en place a été dessinée en prolongeant l'allure des limites, à travers les limons d'épaisseur supposée nulle, jusqu'à atteindre la surface topographique. Ceci revient à remplacer la tranche de limons par les formations prolongées.

Cette méthode présente l'avantage de tracer les contacts sur la surface topographique. Son inconvénient est que la première formation lithologique rencontrée sous le limon lors d'un forage en un point donné, ne sera pas celle représentée sur la carte. Par ailleurs, lorsqu'il s'agit de formations de faible inclinaison, comme c'est le cas sur cette carte, la limite fictive ainsi dessinée à la surface topographique peut, en réalité, se trouver à grande distance de la limite physique réelle sous limons. Il ne s'agit donc ni de la représentation d'un paléorelief, ni de la représentation de la réalité actuelle. L'utilisateur averti prendra en considération la présence d'une épaisseur variable de limons.

Les alluvions modernes ont été tracées essentiellement à partir des cartes pédologiques (Louis, Tavernier, 1959).

Avertissements

Certaines données reportées sur la carte ne le sont qu'à titre indicatif, et pas exhaustif. C'est en particulier le cas pour les captages, les carrières, les puits de mines, les phénomènes karstiques, etc. Il s'agit en général d'ouvrages ou de phénomènes remarquables ou utiles à connaître. Des renseignements plus complets sur ces différentes couches d'informations peuvent

être obtenu auprès de l'Administration régionale ainsi que sur son site Internet.

La Carte géologique de Wallonie est un document scientifique sans valeur légale. Fruit de l'interprétation de l'auteur à un moment donné, elle est susceptible d'évoluer en fonction de nouvelles données.

1.3. Cadre géographique et géologique général

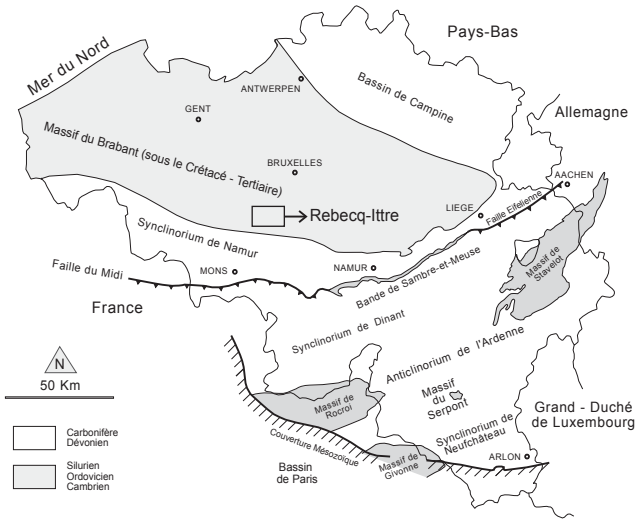


Fig. 1. Situation de la carte Rebecq - Ittre dans le contexte géologique et géographique de la Belgique.

La carte Rebecq - Ittre se situe dans les provinces du Brabant wallon, du Hainaut et du Brabant flamand pour sa partie nord (fig. 1). Elle couvre essentiellement les communes de Tubize, Rebecq et Halle et plus partiellement celles de Beersel, Braine-l'Alleud, Braine-le-Château, Braine-le-Comte, Enghien, Herne et Pepingen.

La carte est traversée par les autoroutes et les lignes de chemin de fer Bruxelles - Mons (Paris) et Bruxelles -Tournai ainsi que par le canal Bruxelles - Charleroi. Cette région est essentiellement tournée vers l'agriculture et l'industrie. Les pôles industriels se concentrent le long du canal ainsi que dans les carrières de Quenast et de Bierghes.

Le paysage est principalement formé de prairies et de champs. Seule une petite partie du territoire, située pour l'essentiel à l'est du canal, est boisée (Bois de Strihou, Hallerbos, Lembeekbos, bois situés au nord-ouest d'Ittre). D'un point de vue géographique, le canal délimite deux entités :

- à l'ouest, la région limoneuse humide (Louis, 1959 a) au relief ondulé ;
- à l'est, la région limoneuse mixte à substrat sableux connue sous le nom d' « Ardennes brabançonnes » (Louis, 1959 b) au relief marqué par de profondes vallées.

D'un point de vue hydrographique, la carte appartient pour l'essentiel au bassin de la Senne. Son extrémité nord-ouest fait partie du bassin de la Dendre. Ces deux bassins sont séparés par une crête de partage des eaux qui traverse le Bois de Strihou.

Sur la planchette Rebecq, le relief est dans son ensemble marqué par des vallées et des interfluves généralement orientés SW-NE. L'altitude générale descend vers le nord-est. Le point culminant se situe à 115 m dans le Grand Bois au sud-est de Quenast et le point le plus bas atteint 37 m à l'endroit où la Senne quitte la carte à Halle. Le principal cours d'eau est la Senne qui traverse le territoire du sud-ouest au nord-est en passant par les localités de Rebecq, Quenast, Tubize et Halle. Sa pente est de l'ordre de 0,14 %. La Senne reçoit en rive gauche, à l'est de Tubize, le ruisseau de Froye et ses nombreux affluents qui drainent toute la partie nord-ouest de la carte. Le sud-est est drainé par le ruisseau du Coeurq qui se jette dans la Senne à Tubize. Ce ruisseau de pente assez forte montre une petite cascade au niveau du hameau du même nom.

Sur la planchette Ittre, le cours d'eau principal est la Senne ainsi que son affluent la Sennette. Ceux-ci ne sont actuellement plus que des vestiges de cours d'eau naturels puisqu'ils font souvent partie du tracé du canal Bruxelles-Charleroi. La Sennette reçoit en rive est deux affluents importants : le Hain et le Ternel qui coulent d'est en ouest. Ces deux vallées délimitent un plateau au relief accidenté, entaillé par plusieurs ruisseaux orientés N-S qui définissent des interfluves secondaires. Le point culminant de la planchette (150 m d'altitude) se situe sur la crête de partage des eaux du Hain et du Ternel. Dans le coin nord-est de la carte figure un petit tronçon de la vallée du Meerbeek, affluent également important de la Senne.

En ce qui concerne la géologie, décrivons succinctement ce que l'on observe en allant des terrains les plus jeunes aux plus anciens :

- des limons quaternaires se sont déposés en discontinuité soit sur le socle primaire, soit sur les terrains tertiaires ;
- des terrains cénozoïques, essentiellement meubles, sont constitués de sables (parfois glauconifères), d'argiles et de grès (parfois calcareux) qui correspondent à des dépôts marins. Ils sont quasi horizontaux avec une très faible pente vers le nord. Ces dépôts sont discordants sur les terrains primaires. Les terrains cénozoïques sont souvent visibles dans les chemins creux ;

- des roches consolidées (schistes (shales), siltites, grès, roches volcaniques) du socle calédonien existent partout sous la couverture cénozoïque qui vient d'être décrite. Elles affleurent sur les versants des vallées ainsi qu'à la faveur des carrières et des grands travaux. Le toit du socle pend assez régulièrement vers le nord-ouest comme le montrent les quelques sondages qui l'atteignent.

Le socle est le plus souvent caché par la couverture cénozoïque et il n'apparaît que sur les flancs des principales vallées (Senne, Sennette, Cœurq, Hain).

2. Description des formations (lithostratigraphie)

Les diverses formations (unités lithostratigraphiques) sont décrites ci-dessous, des plus anciennes aux plus jeunes. Le détail des descriptions est fonction de la qualité et de l'abondance des affleurements qui s'observent dans l'ensemble du Massif du Brabant et pas uniquement ceux de la présente carte. L'âge de chaque formation est donné d'après les informations biostratigraphiques (contenu en fossiles) tirées de la littérature. Pour chaque formation, il sera fait mention de quelques affleurements représentatifs, si leur accessibilité et leur qualité sont suffisantes.

En ce qui concerne la nomenclature des roches terrigènes fines du socle nous sommes bien obligés de les qualifier de schistes vu qu'elles possèdent presque toutes une schistosité. Vu leur abondance dans la colonne stratigraphique, il nous a paru nécessaire de manière à bien décrire et distinguer les formations, d'ajouter entre parenthèses après le terme schiste un terme lithologique de terrain qui porte sur une estimation grossière de l'abondance du quartz (Lundegard, Samuels, 1980) :

- claystone pour les roches qui contiennent moins de 1/3 de quartz (elles ne raient pas le marteau mais s'y écrasent) ;
- mudstone pour les roches qui contiennent entre 1/3 et 2/3 de quartz (elles ne raient pas le marteau) ;
- siltite pour les roches qui contiennent plus de 2/3 de quartz (elles raient le marteau).

2.1. Le socle cambro-silurien

Cadre général

Le Massif du Brabant est constitué de roches dont l'âge va au minimum de la partie inférieure du Cambrien à la partie supérieure du Silurien en passant par l'Ordovicien. Les formations de Blanmont et de Tubize, qui constituent la partie centrale du Massif, appartiennent fort vraisemblablement au Cambrien inférieur (Herbosch *et al*., 2008). Leur position stratigraphique est donc essentiellement basée sur la présence des traces fossiles *Oldhamia* et de la comparaison avec la partie supérieure du Groupe de Deville (Dvb à *Oldhamia*), ce dernier étant daté en Ardenne par acritarches (Vanguestaine, 1992). La position de la Formation de Jodoigne, fortement débattue et toujour non datée paléontologiquement, a récemment été placée au Cambrien moyen entre les formations d'Oisquercq et de Mousty (Herbosch *et al.*, 2008 ; Dumoulin *et al.*, à paraître).

Sl2a – Assise de Grand-Manil SILURIEN INFERIEUR Sl1bn – Assise de Gembloux Sl1bv – Assise de Rigenée Sl1a – Assise de Villers-la-Ville	Formation de Bois Grand-Père* Formation de Brutia Formation de Madot Formation de Fauquez Formation de Huet Formation de l'Hospice de Rebecq Formation de Bornival Formation d'Ittre Formation de Rigenée Formation de Tribotte Formation de l'Abbaye de Villers Formation de Chevlipont	SIL. ORDOVICIEN
REVINIEN Rv – Assise de Mousty	Formation de Mousty* Formation de Jodoigne*	CAMBRIEN
DEVILLIEN Dvm – Assise d'Oisquercq Dv2 – Assise de Tubize Dv1 – Assise de Blanmont Dvo – Assise de Jodoigne*	Formation d'Oisquercq Formation de Tubize Formation de Blanmont	

* formations absentes sur la carte Rebecq - Ittre

Fig. 2. Comparaison entre la lithostratigraphie du Cambro-Ordovicien utilisée sur cette carte, à droite, et l'ancienne carte à 1/40 000, à gauche (Velge *et al*., 1893).

La bordure sud du Massif du Brabant affleure sur d'assez grandes surfaces à la faveur des principales vallées qui entaillent la couverture depuis la Dendre à l'ouest jusqu'à la Mehaigne à l'est, en passant par les bassins de la Senne et de la Dyle au centre. Les recherches pluridisciplinaires de ces quinze dernières années, menées de front avec la cartographie, ont permis d'établir une lithostratigraphie unique et complète pour l'ensemble de cette zone (Verniers *et al*., 2001 ; Herbosch *et al*., 2002 ; Herbosch, Verniers, 2013 a et b). On y observe, dans le Cambrien moyen et supérieur, les formations d'Oisquercq, de Jodoigne et de Mousty puis dans l'Ordovicien et le Silurien une quinzaine de formations (fig. 2 et 3). Il faut y ajouter une nouvelle formation découverte dans l'Ordovicien supérieur lors du levé de cette carte (Herbosch, 2005). D'un point de vue paléontologique, la majorité de ces formations est actuellement datée par acritarches (Vanguestaine, 1991, 1992 ; Servais *et al*., 1993), chitinozoaires (Verniers *et al*., 1999 ; Samuelsson, Verniers, 2000 ; Herbosch *et al*., 2002 ; Vanmeirhaeghe *et al*., 2005) et graptolites (Maletz, Servais, 1998 ; Maletz, 1999). La seule lacune sédimentaire prouvée est celle de la partie supérieure du Trémadocien et d'une partie de l'Arenigien entre les formations de Chevlipont et de l'Abbaye de Villers (Vanguestaine *in* André *et al*., 1991 ; Verniers *et al*., 1999 ; Vanguestaine, Wauthoz, 2011). Mis à part ce hiatus, on peut considérer que la sédimentation est continue dans le Massif du Brabant depuis la partie supérieure du Cambrien inférieur (530 Ma) jusqu'au sommet du Silurien (416 Ma).

Si l'ensemble de cette succession semble être en concordance de stratification, les doutes exprimés initialement par Fourmarier (1920, p. 10 à 14) puis généralisés par Mortelmans (1955) quant à la concordance entre le coeur cambrien et sa bordure ordovico-silurienne ont fait l'objet d'une longue controverse. En effet, si certains auteurs ont opté pour la concordance (Velge *et al*., 1893 ; Fourmarier, 1920 ; de la Vallée Poussin, 1931 ; Beugnies *in* Waterlot *et al*., 1973), d'autres (Anthoine, Anthoine, 1943 ; Mortelmans, 1955 ; André, 1983 ; Mansy *et al*., 1999 ; Herbosch, Lemonne, 2000 ; Delcambre *et al*., 2002 ; Herbosch *et al*., 2002 ; Herbosch, Blockmans, 2012) ont opté pour un contact par charriage ou encore pour un détachement en extension précoce (Debacker, 2001 ; Debacker *et al*., 2003, 2004a, 2004c ; Piessens *et al.*, 2005). Actuellement, il y a un consensus pour admettre un contact anormal avec lacune d'origine tectonique. L'hypothèse d'un système en extension précoce rend mieux compte des observations de terrain (Herbosch *et al*., 2008 ; Dumoulin *et al.,* à paraître).

Le levé de cette carte confirme l'absence de la Formation de Mousty et de la majeure partie de la Formation de Chevlipont dans le bassin de la Senne, observation due à Malaise (1873) et Fourmarier (1920) et confirmée par Legrand (1968) lors de l'élargissement du canal Bruxelles - Charleroi. Cette ancienne observation a soulevé de nombreuses controverses (Legrand, 1967 ; Vanguestaine, 1978, 1991 ; Herbosch *et al*., 1991 ; Debacker *et al*., 2003, 2004a) qui sont actuellement résolues aussi bien sur le plan stratigraphique que tectonique.

Les roches calédoniennes sont essentiellement de type terrigène (grès, siltites et schistes) et présentent des faciès très monotones où les niveaux repères sont extrêmement rares de même que les fossiles. Quelques roches mixtes à débris de fossiles carbonatés s'observent à l'Ordovicien supérieur. Enfin des roches volcaniques et volcano-sédimentaires (André *et al.*, 1986 ; André *in* André *et al.*, 1991) s'observent depuis l'Ordovicien tardif jusqu'à la base du Wenlock, avec un maximum de la fin du Caradoc au milieu de l'Ashgill (Vanmeirhaeghe *et al.*, 2005).

Cette carte montre une succession assez complète du Calédonien. En effet, on y observe des roches qui vont depuis la partie du Cambrien inférieur (Formation de Blanmont) qui affleure dans le coin nord-est de la carte vers Dworp, jusque dans la partie supérieure du Silurien (Formation de Ronquières) visible au sud-ouest vers Pont-Tordoir, en passant par presque l'entièreté de l'Ordovicien qui existe, mais affleure mal, dans les vallées de la Senne, de la Sennette et du Coeurq. D'une manière générale, les affleurements sont de piètre qualité, sauf pour les formations de Tubize et d'Oisquercq qui présentent les meilleurs affleurements (coupes-types) de tout le Brabant.

On citera également les affleurements exceptionnels de roches magmatiques des carrières de Quenast et de Bierghes, toutes deux en activité.

Nouvelle stratigraphie de l'Ordovicien

Il nous a semblé important pour la compréhension de la carte et surtout des descriptions des formations de synthétiser les nouvelles subdivisions chronostratigraphiques de l'Ordovicien qui ont été complètement changées (Gradstein *et al*., 2004 ; Webby *et al*., 2004 ; Sadler, Cooper, 2004 ; Chen *et al*., 2006). La limite Cambrien/Ordovicien a été définie à l'apparition des conodontes de la Zone *Iapetognathus fluctivagus* à Green Point, Newfoundland (Cooper *et al*., 2001) et la limite Ordovicien/Silurien a été définie à l'apparition des graptolites de la Zone *Akidograptus acuminatus* à Dob's Linn, Scotland (Cocks, 1988). La figure 3 montre en parallèle les nouveaux noms des séries, les anciens et nouveaux noms des étages et leurs limites sur une échelle des temps absolue (en millions d'années). La colonne lithostratigraphique de la carte reprend les nouveaux noms des étages ordoviciens. Enfin nous y avons également porté les limitotypes ou « Global Boundary Stratotype Section and Point » (GSSP) qui remplacent les anciens stratotypes des étages, les « time slice» introduits par Webby *et al*. (2004) et enfin les formations qui affleurent au bord sud du Massif du Brabant. Cette figure permet ainsi de bien se rendre compte, d'abord de l'importance de la lacune entre les formations de Chevlipont et de l'Abbaye de Villers (plus de 15 Ma) et ensuite de l'extrême précision atteinte par la biostratigraphie et la chronostratigraphie du Brabant (excepté vers la limite Ordovicien-Silurien où il y a un manque d'affleurement). La chronostratigraphie de l'Ordovicien est basée sur une vingtaine de bentonite-K (niveaux de cendres volcaniques interstratifiés) parfaitement positionnées biostratigraphiquement et datées (après 1995) par les méthodes U/Pb sur zircons et Ar-Ar (Sadler, Cooper, 2004).

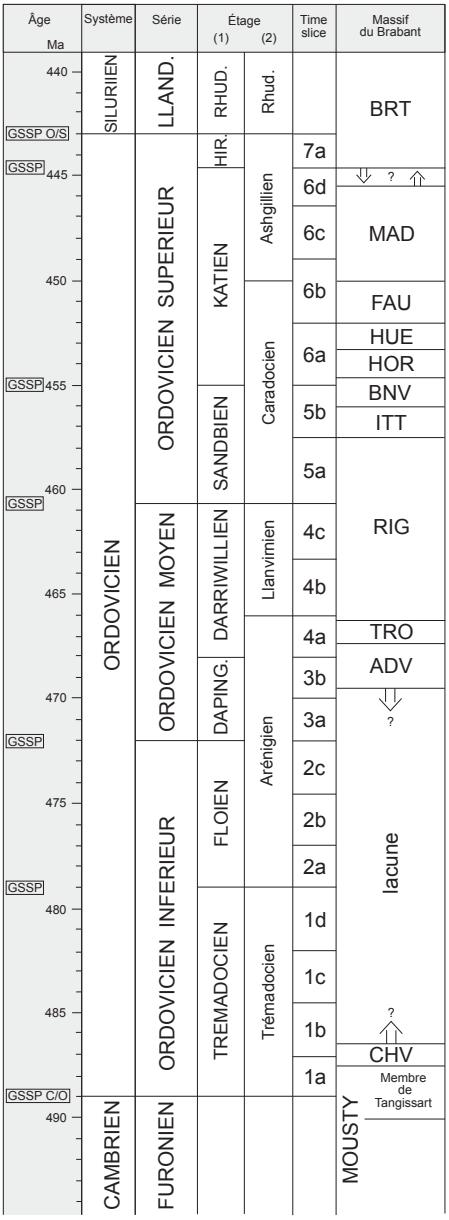


Fig. 3. Stratigraphie de l'Ordovicien : âges absolus en millions d'années ; GSSP : Global Boundary Stratotypes Section and Point ; (1) étages globaux basés sur les GSSP ; (2) anciens étages ; « time slice » modifiés d'après Webby *et al*. (2004) ; Massif du Brabant : formations qui affleurent à son bord sud ; DAPING. : Dapingien ; HIR. : Hirnantien ; LLAND : Llandoverien, base du Silurien ; RHUD. : Rhuddanien.

Formation de Blanmont (BLM)

Origine du nom : du hameau de Blanmont, vallée du Nil, où plusieurs carrières exploitaient au siècle dernier les quartzites. D'après Malaise (1873) : « Assise de Blanmont ou des quartzites inférieurs ».

Cette formation est encore très mal connue, les affleurements sont assez nombreux mais fort dispersés et discontinus, de très petite taille et de mauvaise qualité. Ce sont, en effet, essentiellement d'anciennes carrières noyées ou des petits pointements dans le fond des vallées (la carte Jodoigne - Jauche où se trouvent les meilleurs affleurements n'a pas encore été étudiée). Le faciès majeur est un quartzite massif à granulométrie très variable, parfois assez grossière, de teinte assez claire avec des nuances grises, vertes, bleutées ou rougeâtres. La stratification n'est généralement pas visible ou peu marquée. On observe parfois des intercalations de siltites argileuses, voire même des ensembles de grès argileux mal stratifiés, comme à Alvaux le long de l'Orne, au sud de la Tour des Sarrasins (carte Chastre - Gembloux, Delcambre *et al*., 2002).

L'étude pétrographique de Nijs et Logier (1990) montre qu'il n'y a pas de différence notoire entre les différents affleurements de ces quartzites et que ce sont des orthoquartzites composés essentiellement de quartz et d'un peu de feldspath, chlorite et séricite. Les minéraux lourds sont des ubiquistes. L'analyse des isotopes U-Pb établie par von Hoegen *et al*. (1990) sur des zircons extraits de ces quartzites fournit des arguments précieux sur l'âge de leurs sources. Les zircons colorés sont issus, directement ou indirectement, de l'érosion de roches très anciennes (Archéen ou Protérozoïque supérieur). Les zircons automorphes et incolores proviennent de la destruction de la chaîne Pan-Africaine du continent Gondwana (pour les détails voir von Hoegen *et al*., 1990). Ceci confère à cette formation un âge post-orogène Pan-Africaine précoce, proche de la limite Précambrien-Cambrien, ce qui est cohérent avec les observations paléontologiques.

Le contact supérieur avec la Formation de Tubize n'est nulle part visible et il en est de même en ce qui concerne le contact inférieur, inconnu. Cependant, comme le fait déjà remarquer Fourmarier (1920), « partout où les observations sont possibles, il semble bien que les quartzites de Blanmont sont recouverts par les roches vertes de l'Assise de Tubize et, dans ces conditions, on peut admettre que les deux assises sont en concordance ».

Sur cette carte, la Formation de Blanmont n'affleure que sous forme de pointements d'assez faible dimension dans le fond des vallées du nord-est de la planchette Ittre (voir fig. 4 et affleurements représentatifs). Il est également intéressant de remarquer que cette zone d'affleurements se continue vers le nord-ouest sur la carte voisine Lennick-St-Quentin - Halle où divers auteurs (Velge, 1894 et Leriche, 1912) ont signalé la présence de carrières de quartzites blancs au sud-est de Buizingen. Ces carrières sont actuellement remblayées et plus rien n'est visible.

Épaisseur : non déterminée, mais certainement supérieure à 1000 m.

Âge : pas de fossiles. Malaise (1900) signale la présence de la trace fossile *Oldhamia* dans la région de Blanmont, partie supérieure du Cambrien inférieur.

Utilisation : pas d'usage actuellement, fort utilisé au siècle dernier pour le pavage des routes.

Affleurements représentatifs :

La Formation de Blanmont affleure dans 3 vallons qui constituent de jolis buts de promenade aux environs de Dworp :

- dans le vallon du Meerbeek à l'est de Dworp (fig. 4 ; Lamb. 72 : 146 052, 157 965), des quartzites en gros bancs affleurent sur une centaine de mètres de long dans le lit et les berges du ruisseau. Ces affleurements continuent vers l'est sur la carte voisine Waterloo - La Hulpe où une ancienne carrière est encore visible (étang dans une propriété privée) au lieu-dit « Steenput » ;
- 1 km au sud des affleurements précédents (fig. 4 ; Lamb. 72 : 145 950, 156 837), dans le lit du Rulroheidebeek une série de gros bancs de quartzite blanc barre le ruisseau sur une cinquantaine de mètres ;
- enfin, à environ 1,5 km au sud-ouest de Dworp dans la vallée du Steenputbeek, on observe une première zone d'affleurements avec une ancienne carrière (étang dans une propriété privée) et quelques bancs de quartzites barrant le ruisseau sur une dizaine de mètres. Quelques centaines de mètres plus au sud (Lamb. 72 : 143 840, 156 555) on observe, sur plusieurs centaines de mètres, de nombreuses traces d'exploitation ainsi que de très nombreux débris de quartzites dans le lit du ruisseau, mais plus aucun affleurement.

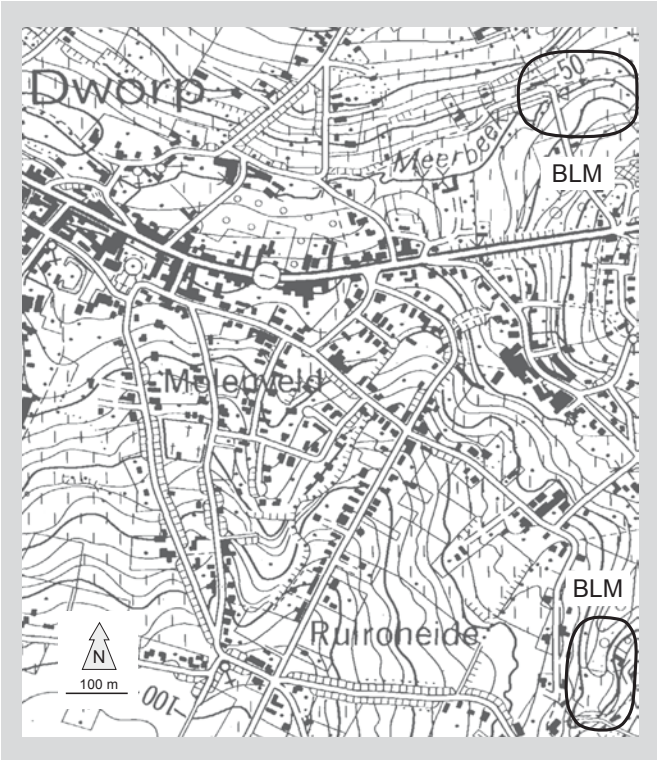


Fig. 4. Localisation de deux affleurements représentatifs de la Formation de Blanmont (BLM) aux environs de Dworp.

Pour en savoir plus : Fourmarier (1920)
de la Vallée Poussin (1931)
Verniers *et al*. (2001)

Formation de Tubize (TUB)

Membre de Mont-Saint-Guibert (MSG), Membre de Rogissart (ROG) et Membre des Forges (FRG)

Origine du nom : de la localité de Tubize, dans la vallée de la Senne. D'après Malaise (1873) : « Assise de Tubize ou des quartzites et phyllades aimantifères.»

Membre de Mont-Saint-Guibert, Membre de Rogissart et Membre des Forges (Vander Auwera, André, 1985 ; Verniers *et al*., 2001), nouvelles définitions suite au levé de cette carte.

Cette formation constituée essentiellement de schistes et de siltites, mais parfois aussi de grès, arkoses et greywackes, se reconnaît facilement par sa couleur gris-vert dominante et par la présence assez fréquente de magnétite (Malaise, 1883 ; de la Vallée Poussin, 1931 ; de Magnée, Raynaud, 1944 ; Legrand, 1968 ; Vander Auwera, André, 1985 ; Verniers *et al*., 2001 ; Herbosch *et al*., 2002).

Dans le bassin de la Senne, où se trouvent les meilleurs affleurements de cette formation, Vander Auwera et André (1985) décrivent trois unités lithostratigraphiques informelles : l'Unité de Rogissart à la base, couverte par l'Unité de Fabelta puis par l'Unité des Forges. Le levé de la présente carte montre que l'Unité de Rogissart est suffisamment caractéristique pour définir le **Membre de Rogissart** et que les faciès des deux autres unités correspondent à la partie inférieure (Rva1) de l'Assise d'Oisquercq décrite par Legrand (1968, p. 15). Comme on y observe des *Oldhamia* (Asselberghs, 1918) ainsi que de la magnétite, il semble plus logique d'en faire le membre supérieur de la Formation de Tubize, le **Membre des Forges**. Nous pensons comme Legrand (1968) qu'il existe un membre inférieur, le **Membre de Mont-Saint-Guibert** (nouveau nom), probablement plus pélitique, mais il affleure mal dans le bassin de la Senne.

Le **Membre de Rogissart**, fort épais, est essentiellement formé de grès, grès feldspathiques, arkoses et greywackes en bancs décimétriques à métriques, de couleur gris-clair à gris-vert, qui alternent avec des schistes et siltites verts formant des séquences rythmiques granoclassées (Vander Auwera, 1983). La magnétite est fréquente, particulièrement dans les siltites. Les lits les plus grossiers sont granoclassés et contiennent parfois des galets mous argileux de taille centimétrique, tandis que les grès et siltites montrent des laminations planes, obliques ou des convolutes. Toutes ces structures sont caractéristiques de turbidites de forte densité selon le modèle de Bouma (fig. 5). Les séquences épaisses (parfois 1 à 2 m), à granulométrie grossière (3-4 mm) et parfois amalgamées de la partie inférieure du membre (greywackes à débris de roches ignées, Vander Auwera, André, 1985) semblent passer progressivement vers le haut à des séquences plus minces, de granulométrie plus fine et plus silto-argileuses (fig. 7). La coupe-type de ce membre se trouve au lieu-dit « Rogissart » dans la vallée du Hain le long de la route Tubize - Braine-le-Château (fig. 6).

La partie supérieure, le **Membre des Forges** (Verniers *et al*., 2001), est surtout formée de schistes (mudstones) et siltites homogènes à zonaires gris-vert, mais aussi dans les gris foncé à gris-bleu (caractère distinctif de ce membre, voir à ce sujet Asselberghs, 1918 et Legrand, 1968). La magnétite est assez fréquente. On y observe encore des

séquences de Bouma assez complètes de taille décimétrique, soit par passées métriques, soit isolées dans les schistes. De fins lits millimétriques à centimétriques de couleur verte (chlorite abondante), décrits et interprétés par Vander Auwera et André (1985) comme appartenant à des milieux peu profonds, présentent un ensemble de structures (laminations planes et convolutes) et une taille qui suggèrent plutôt une origine liée à des courants de turbidité de faible densité (Herbosch *et al*., 2002). Ce membre affleure très mal, il est en effet en grande partie sous la ville de Tubize ou dans le domaine occupé par les forges de Clabecq où nous n'avons pu pénétrer.

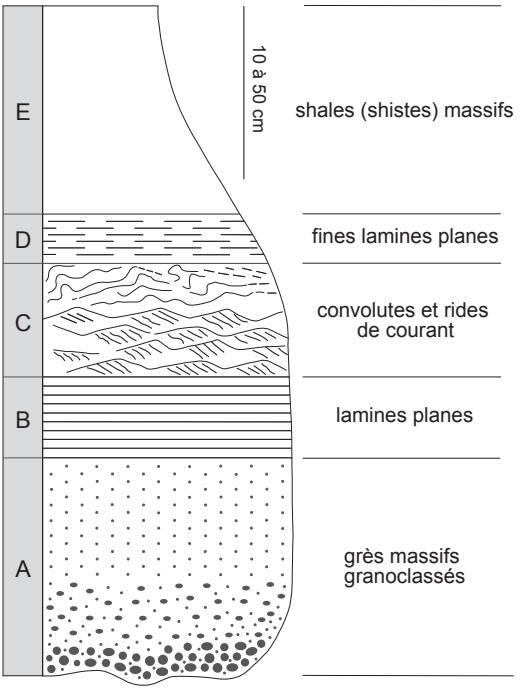


Fig. 5. Modèle de turbidite de forte densité (modèle de Bouma) : cette séquence « idéale » est formée d'une suite de termes A à E qui montrent des structures caractéristiques schématisées au centre et explicitées à droite.

Dans le bassin de la Dyle, que ce soit à Genappe à l'ouest ou vers Mont-St-Guibert et Ottignies à l'est, on retrouve les mêmes caractères généraux : couleur verte et magnétite fréquente, mais les roches sont dans l'ensemble plus fines et argileuses. On ne retrouve ni l'épaisse série de greywackes et arkoses du Membre de Rogissart, ni les roches plus fines de couleur gris-bleu du Membre des Forges. On se trouve stratigraphiquement plus bas (la Formation de Blanmont est assez proche) dans le **Membre de Mont-Saint-Guibert** qui montre surtout des schistes (mudstones) et des siltites massifs à magnétites (sédiments pélagiques ou hémi-pélagiques). On y observe également des passées importantes de siltites à

laminations obliques diverses (turbidites) de teinte gris-vert (Villeroux). Les passées gréseuses semblent assez rares (bel exemple à Mont-Saint-Guibert, Sintubin *et al*., 2002). Ce membre est présent au nord de la planchette Ittre, à Halle, où il a pu être observé à la faveur de la construction d'un parking souterrain dans la ville (Mollebolle) et lors de la construction du passage souterrain du TGV (description détaillée dans Piessens *et al*., 2004).

Cette formation affleure dans les vallées des deux-tiers nord de la planchette Ittre, c'est-à-dire dans les vallées du Coeurq, du Hain, de la Sennette et de la Senne.

Épaisseur : difficile à estimer mais certainement plus de 2 000 m. Le Membre de Rogissart qui affleure sur cette carte dans de très bonnes conditions à Rogissart peut être estimé à environ 1 000 mètres (fig. 6). Le Membre des Forges possède une épaisseur du même ordre, mais nous avons peu d'arguments pour estimer l'épaisseur du Membre de Mont-Saint-Guibert qui est vraisemblablement aussi assez épais.

Âge : partie supérieure du Cambrien inférieur sur base de la présence des traces fossiles *Oldhamia sp*. (Verniers *et al*., 2002). Les *Oldhamia* ont été signalés initialement par Malaise (1883) dans la carrière de Rodenem (Membre de Rogissart) puis par Asselberghs (1918) en trois endroits entre Clabecq et le pont d'Oisquercq dans le Membre des Forges. Nous les avons observés dans la coupe de Rogissart et à Beaurieu (Vallée de l'Orne).

Utilisation : pas d'utilisation actuellement. Les grès du Membre de Rogissart ont été fortement exploités jusqu'à la fin du XIXème siècle depuis Clabecq jusqu'à Halle (Dehem, 1908). L'église de Lembeek en constitue un bel exemple.

Affleurements représentatifs :

L'excellente coupe du lieu-dit « Rogissart » (fig. 6 et 7 ; Lamb. 72 : 140 495, 152 122) permet d'observer de très belles séquences de turbidite de forte densité (modèle de Bouma, fig. 5) en bancs subverticaux. Sur le côté nord de la route, un escarpement de 3 m de haut montre de gros bancs de grès assez grossiers (terme A) qui se superposent sans interlits argileux formant des séquences amalgamées. Ce sont des turbidites assez proches de leurs sources, dites proximales. À quelques mètres à l'est, en montant sur les gradins, on observe une belle série de turbidites métriques qui commencent par une base gréseuse (terme A), se poursuivent par des grès à laminations

planes (terme B), puis passent progressivement à des schistes (terme E). On y observe plus rarement le terme C à laminations obliques. Les séquences, bien formées, s'enchaînent suivant : TabeTaeTabceTaeTae... (fig. 7) et permettent de voir que le haut des couches (polarité) est vers l'ouest.

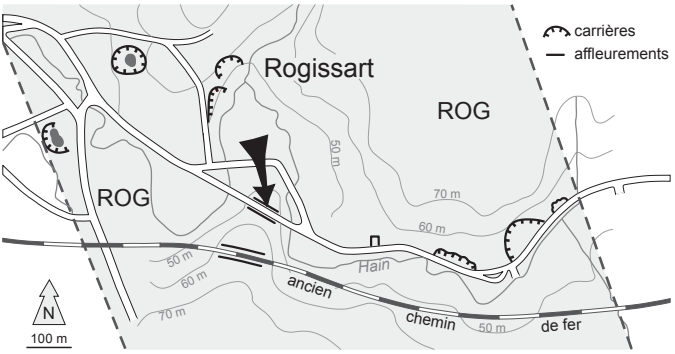


Fig. 6. Localisation de l'affleurement représentatif du Membre de Rogissart (ROG) de la Formation de Tubize (TUB) à Rogissart (flèche) et contexte géologique locale.

Au point de vue tectonique, on remarquera que la stratification de direction NNW-SSE est à forte pente est (S0 moyenne de 25 mesures d = N334°E p = 76°NE) et que la schistosité est fort proche (S1 moyenne de 21 mesures d = N308°E p = 71°NE) ce qui implique des plis à très fort plongement de type B (cf. 4.2.3 et fig. 23).

Pour en savoir plus : Dehem (1908)
Vander Auwera, André (1985)
Herbosch *et al*. (2002)
Debacker *et al.* (2004b)

Formation d'Oisquercq (OIS)

Origine du nom : du village d'Oisquercq situé au sud de Tubize dans la vallée de la Sennette. D'après Malaise (1873) : « Assise d'Oisquercq, ou des phyllades bigarrés et graphiteux. »

Membre de Ripain d'après Beugnies *in* Waterlot *et al.* (1973) et Membre d'Asquempont d'après Verniers *et al.* (2001), nouvelles définitions pour cette carte.

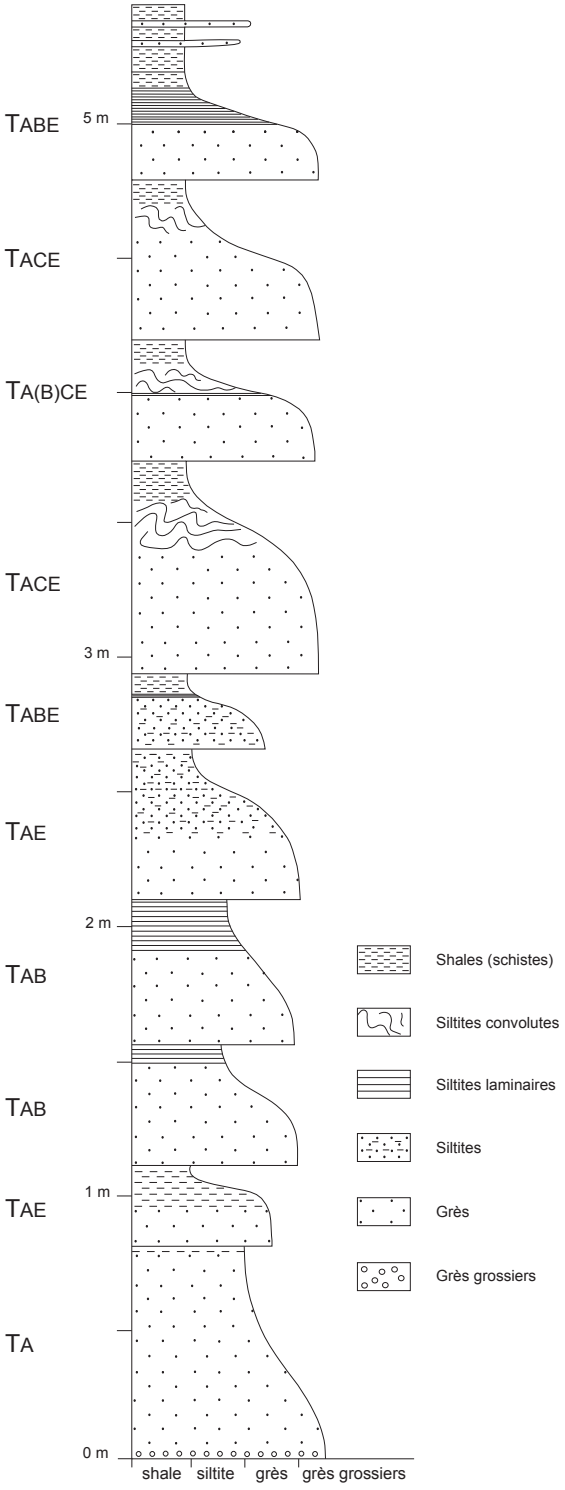


Fig. 7. Levé au « banc par banc » des turbidites de la coupe de Rogissart nord. Ce levé utilise la nomenclature de la séquence de Bouma de la figure 5.

Le **Membre de Ripain (RIP)**, qui forme la partie inférieure de la formation, est constitué par des schistes (claystones) très fins et homogènes de couleur gris-bleu à violet.

La stratification est absente ou très rarement visible, même sur blocs sciés ou en lame mince. Des bandes ou taches vertes pluricentimétriques, sans liaison avec la stratification, sont assez fréquentes. La couleur bleutée est très sensible à l'altération et passe à des couleurs rouges puis rouge bordeaux très caractéristiques.

Le **Membre d'Asquempont (ASQ)** forme la partie supérieure de la formation, il est de même nature lithologique, mais sa couleur est gris-vert à verte. La partie supérieure est plus silteuse et montre l'apparition progressive d'une stratification malgré tout assez ténue.

La transition entre les deux membres paraît se faire, en l'absence de stratification visible, sur environ une dizaine de mètres et est uniquement marquée par un changement de teinte. Des investigations détaillées montrent qu'elle se fait rapidement sur 1 ou 2 mètres (Debacker, comm. pers.). La limite supérieure est marquée par la Faille d'Asquempont qui fait disparaître une partie indéterminée du Membre d'Asquempont. Le contact inférieur avec la Formation de Tubize n'est nulle part visible mais semble concordant.

Mise à part une petite zone d'affleurement du Membre d'Asquempont au nord-est de la carte Braine-le-Comte – Feluy (Hennebert, Eggermont, 2002), cette formation n'affleure que sur la présente carte où elle occupe des surfaces non négligeables au sud-ouest de la planchette Ittre (vallées du Ri Ternel et de la Sennette) et à l'est de la planchette Rebecq (vallées du Coeurq, de la Senne et du Laubecq). Les seuls bons affleurements sont dus à la construction du canal Bruxelles - Charleroi.

Suite à des travaux d'égouttage dans la vallée du Hain (observations septembre 2008), les schistes gris-bleu du Membre de Ripain de la Formation d'Oisquercq ont été observés sur environ 150 à 200 m à l'est de la Ferme Rose (Braine-le-Château) juste sous les alluvions modernes (AMO) du Hain. En considérant une succession stratigraphique normale et le fait que ces schistes gris-bleu sont entourés de part et d'autre des 200 m par les schistes et grès verts de la Formation de Tubize (vus dans les tranchées), une faille passe nécessairement à leur base, c'est-à-dire juste à l'ouest de la Ferme Rose à l'ouest de Braine-le-Château. Cette faille corrrespond à une nette discontinuité sur la carte aéromagnétique et est interprétée par Sintubin et Everaerts (2002) comme une faille de décrochement importante.

Épaisseur : difficile à estimer vu la difficulté de voir la stratification et la nature très plissée de la série.

Debacker (comm. pers., 2002) estime le Membre de Ripain à plus de 1 000 m et le Membre d'Asquempont à plus de 500 m.

Âge : partie supérieure du Cambrien inférieur à la partie inférieure du Cambrien moyen, sur base d'acritarches trouvés dans le Membre d'Asquempont du sondage de Lessines (Vanguestaine, 1991).

Utilisation : pas d'utilisation actuellement. Utilisé naguère pour la construction des habitations.

Affleurements représentatifs :

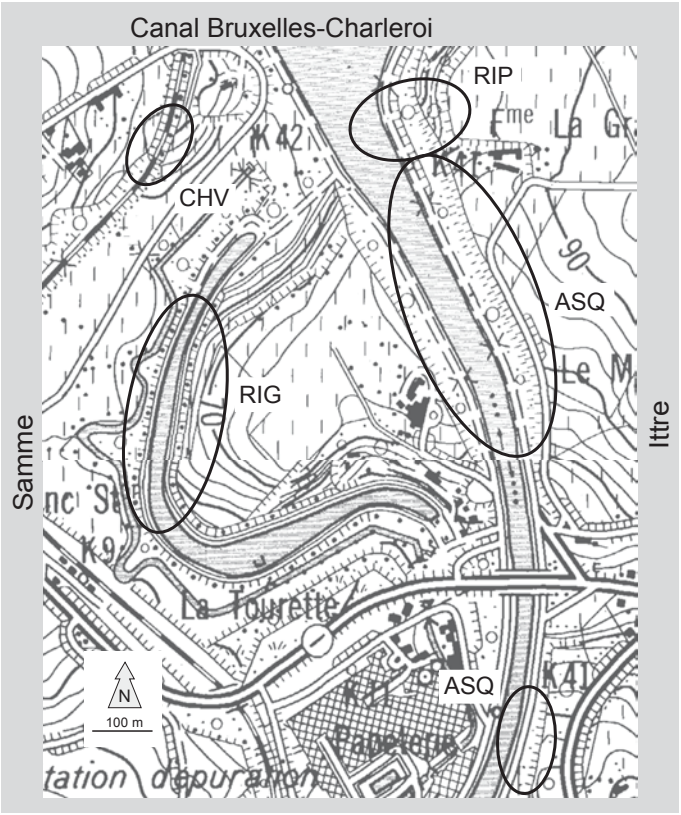


Fig. 8. Localisation des affleurements représentatifs des membres de la Formation d'Oisquercq (RIP et ASQ), et des formations de Chevlipont (CHV) et de Rigenée (RIG) aux environs du pont d'Asquempont et du bief 29 (vallée de la Sennette).

La Formation d'Oisquercq s'observe dans d'excellentes conditions dans la coupe dégagée par le creusement du canal Bruxelles - Charleroi au nord du pont d'Asquempont, le long du chemin de halage en rive est, entre les km 40,6 et 41,1 (fig. 8 ; Lamb. 72 : 140 862, 148 172 à 140 677, 148 624). Entre les km 40,6 et 41,02, on observe la partie inférieure du Membre

d'Asquempont représentée par des schistes très fins (claystones) gris-vert, très homogènes et massifs. La stratification est très rarement visible. Si présente, elle se marque par de fines laminations de teinte plus claire. La transition entre les membres d'Asquempont et de Ripain s'observe aux environs du km 41,02, elle se fait apparemment (en l'absence de stratification visible) sur une dizaine de mètres sans changement lithologique, par changement progressif de la couleur qui passe du gris-vert au gris-bleu à violet. La roche reste massive sans stratification apparente.

La partie supérieure du Membre d'Asquempont est visible au sud du pont d'Asquempont (fig. 8), en rive est entre les km 40,2 et 40,1 sur la carte Braine-le-Comte - Feluy (Hennebert, Eggermont, 2002). La lithologie est nettement plus silteuse, la couleur plus verte et la stratification nettement mieux visible.

Pour en savoir plus : Herbosch *et al*. (2002)
Debacker (2001)
Debacker *et al*. (2003, 2004a, b).

Formation de Chevlipont (CHV)

Origine du nom : de l'ancien moulin de Chevlipont, situé dans la vallée de la Thyle à 1 km au nord des ruines de l'Abbaye de Villers. Anthoine et Anthoine (1943) : « quartzophyllade de Chevlipont » Ll 1 de l'Assise de Mousty.

Alternances millimétriques de siltites de teinte gris clair et de siltites argileuses gris foncé à litage ondulé très caractéristique. Les siltites forment fréquemment des rides millimétriques à centimétriques à laminations obliques. Ces roches étaient anciennement décrites sous le nom de quartzophyllades. On y observe assez régulièrement des bancs pluricentimétriques à décimétriques de grès fins, souvent massifs ou plus rarement à laminations planes parallèles ou convolutes, assez continus latéralement. On y observe plus rarement des alternances décimétriques de bancs granoclassés, dont la base est gréseuse et le sommet silto-argileux à argileux (séquences turbiditiques de type Bouma). La base de la formation correspond à la disparition des passées de schistes et shales noirs au sein des siltites à litage ondulant. La partie sommitale de la formation et le passage à la formation suivante n'est nulle part visible.

Toutes les observations prouvent un passage progressif entre la Formation de Mousty, qui s'interprète comme un dépôt pélagique à hémi-pélagique, et la Formation de Chevlipont qui correspond à des turbidites de faible densité (modèle de Stow,

Stow, Shanmugam, 1980) ou plus rarement à des turbidites de forte densité distales.

Sur cette carte, la Formation de Chevlipont est uniquement visible le long de la Faille d'Asquempont à Virginal, le long de l'ancienne voie du vicinal (fig. 8 et 20 ; Mortelmans, 1955 ; Vanguestaine, 1978 ; Lenoir, 1987 ; Debacker *et al*., 2003) où on l'observe sur environ 30 m sous son faciès classique, laminaire à litage ondulé.

Épaisseur : environ 150 à 200 m dans le bassin de la Dyle (Herbosch, Lemonne, 2000).

Âge : Trémadocien inférieur sur base des acritarches (Martin, 1976 ; Vanguestaine *in* André *et al*., 1991 ; Vanguestaine, comm. pers.) et des graptolites (Lecompte, 1948, 1949). Une lacune couvrant la partie moyenne (?) et supérieure du Trémadocien et au minimum la partie inférieure de l'Arenigien est certaine (Servais *et al*., 1993 ; Samuelsson, Verniers, 2000 ; Vanguestaine, Wauthoz, 2011).

Utilisation : anciennement utilisé pour la construction, plus d'usage actuel.

Affleurements représentatifs :

Le seul affleurement représentatif de cette formation est celui de la tranchée de l'ancien vicinal (localisation fig. 8 et coupe fig. 20 ; Lamb. 72 : 140 322, 148 697) qui montre successivement vers le sud et à partir du pont au-dessus de la tranchée : les schistes vert pâle massifs de la Formation d'Oisquercq (Membre d'Asquempont), la Faille d'Asquempont qui se marque par des brèches et des teintes rougeâtres (oxydes de fer), puis sur environ 30 mètres les siltites claires à litage ondulant de la Formation de Chevlipont. Cette formation est bien mieux visible au Moulin de Chevlipont sur la carte Nivelles - Genappe (Herbosch, Lemonne, 2000).

Pour en savoir plus : Herbosch *et al*. (1991)
Herbosch *et al*. (2002)
Debacker *et al*. (2003)

Formation de l'Abbaye de Villers (ADV)

Origine du nom : de l'Abbaye de Villers, située juste au nord de Villers-la-Ville dans la vallée de la Thyle. Anthoine et Anthoine (1943) :

« Quartzophyllade siliceux de Villers » Ar3
de l'Assise de Villers-la-Ville.

Siltites argileuses et/ou schistes (mudstones) à structure laminaire à lenticulaire bien marquée, de teinte grise à gris-noir. La structure laminaire, particulièrement caractéristique, se marque par la présence de paquets de lamines millimétriques plus silteuses (claires) qui interrompent la sédimentation argileuse de manière rythmique. Les lamines silteuses sont parfois continues mais le plus souvent lenticulaires, dessinent des rides d'amplitude millimétrique et sont très souvent affectées par des figures de charge. Certaines passées particulièrement argileuses et riches en matière organique sont pyriteuses.

Ces roches sont affectées par une bioturbation d'intensité variable quoique toujours présente. La bioturbation horizontale est plus marquée que la verticale. Les terriers horizontaux forment souvent des cylindres aplatis ou oblongs, clairs et de taille plurimillimétrique à centimétrique. Des terriers verticaux centimétriques à microtubules (spreiten) s'observent plus rarement. On y observe également assez fréquemment des stratifications obliques en séquences métriques qui semblent correspondre à des structures de fond de grandes dimensions dues à des courants (mégarides, ridins, dunes sous-marines,…).

La coupe du chemin creux de Thy (carte Nivelles - Genappe) montre des petits niveaux de poudingue phosphatés et manganésifères (de Magnée, Lambeau, 1966 ; Herbosch, Lemonne, 2000, fig. 4 et fig. 12). Le passage à la formation suivante est progressif et se marque essentiellement par une augmentation du caractère gréseux (accroissement de la granulométrie et diminution de la fraction argileuse), de la bioturbation et par la couleur qui devient de plus en plus claire. De gris à gris foncé, on passe au gris à nuance brune, puis au gris-brun à jaunâtre.

La Formation de l'Abbaye de Villers affleure peu sur cette carte, sauf au nord-est de Quenast où deux coupes s'observent sur les versants de la Senne dans un synclinal dont le cœur est occupé par cette formation. Quelques niveaux sont également visibles dans les vallées de la Sennette (fig. 20) et du Coeurq. Comme nous l'avons déjà observé dans le bassin de la Dyle-Thyle, les vallées sont nettement plus étroites au passage de cette formation qui semble particulièrement résistante à l'érosion. Dans la vallée de la Senne, on observe une cluse en amont de Quenast et dans la vallée du Coeurq, une chute de plusieurs mètres à l'ancien moulin de Coeurq.

Épaisseur : environ 100 à 150 m.

Âge : Arenigien tardif ou post-Arenigien sur base des acritarches (Martin, 1976 ; Vanguestaine *in* André *et al*., 1991). Les chitinozoaires montrent un âge allant de l'Arenigien moyen au Llanvirnien inférieur (Samuelsson, Verniers, 2000 ; Herbosch *et al*., 2002). De nouvelles investigations utilisant les acritarches et les chitinozoaires (Vanguestaine, Wauthoz, 2011) permettent de préciser la fourchette à l'Arenigien tardif, soit dans les nouveaux étages globaux la partie supérieure du Dapingien et la partie tout à fait inférieure du Darriwillien (fig. 3).

Utilisation : pas d'usage actuellement, utilisé naguère pour la construction.

Affleurements représentatifs :

Un peu au nord de la gare de Quenast, tout au long du talus est de la voie de chemin de fer entre les km 3,4 et 4,0 (fig. 9 ; Lamb. 72 : 135 950, 151 206), la Formation de l'Abbaye de Villers dessine un synclinal dont le flanc nord est court et fort redressé, alors que le flanc sud, à pente plus faible, s'observe sur une longue distance. La formation se présente tantôt sous son faciès à lamines silteuses ondulantes et bioturbations très caractéristiques, tantôt sous un faciès nettement plus schisteux, tous les deux de teinte foncée. On remarquera également que la vallée de la Senne forme une cluse qui correspond au passage de la Formation de l'Abbaye de Villers, plus résistante à l'érosion.

Par la même occasion, on pourra aussi observer, entre les km 3,35 et 3,4 (fig. 9), le passage de la Faille d'Asquempont dont une coupe se trouve à la figure 21.

Fig. 9. Localisation des affleurements représentatifs des formations de l'Abbaye de Villers (ADV) et de Tribotte (TRO) ainsi que de la Faille d'Asquempont aux environs de Quenast.

Pour en savoir plus : Herbosch *et al*. (2002)
Debacker *et al*. (2003)
Vanguestaine (à paraître)

Formation de Tribotte (TRO)

Origine du nom : du lieu-dit « Tribotte » (carrière), situé dans les faubourgs sud de Villers-la-Ville dans la vallée de la Thyle. Anthoine et Anthoine (1943) : « Psammite de Tribotte » Ar2 de l'Assise de Villers-la-Ville.

La conception utilisée ici est celle de Michot (1977) qui regroupe dans son « Assise de Tribotte » les deux unités définies par Anthoine et Anthoine (1943) : le « Psammite de Tribotte » et les « Grès et psammites de Strichon » (Verniers *et al*., 2001).

Cette formation comprend trois lithofaciès majeurs assez faciles à distinguer sur le terrain. Dans le tiers inférieur, on trouve des grès argileux gris-brun, à laminations grossières fortement perturbées par la bioturbation (surtout horizontale). On y observe assez fréquemment des bancs métriques à stratifications obliques ainsi que des slumps (Debacker *et al*., 2009a). L'observation en lames minces montre que, dans la vallée de la Dyle, les grès de

la base de cette formation sont riches en feldspaths potassiques et albites (Herbosch *in* André *et al*., 1991).

Les deux tiers supérieurs de la formation sont constitués de grès et siltites nettement plus argileux de teinte gris-jaune à gris-vert. La bioturbation y est extrêmement intense, surtout caractérisée par l'abondance des terriers obliques et verticaux. Les terriers les plus abondants ont un diamètre de quelques millimètres et une taille centimétrique, mais ils se poursuivent parfois sur plusieurs centimètres. Les gros terriers de diamètre centimétrique et à microtubules (spreiten) sont moins fréquents et semblent plus abondants dans les faciès silto-gréseux. On observe aussi des siltites à structures « flaser », les drapages des rides avec la boue dessinant de nombreux petits copeaux de mudstone foncés noyés dans la siltite gris-jaune. Ce type de structure est tout à fait caractéristique du domaine intertidal, de même que les bioturbations verticales.

Un autre faciès est constitué de grès assez purs de teinte gris-blanc à gris-jaune, assez fortement bioturbés verticalement, qui correspondent aux « Grès et psammite de Strichon » d'Anthoine et Anthoine (1943). Ils s'observent dans la partie supérieure et il est vraisemblable qu'il s'agisse de variations latérales de faciès à caractère local. Le passage à la formation suivante est très rapide et se marque par une forte augmentation des argiles et le passage de teintes claires à des teintes foncées.

Sur cette carte, cette formation s'observe uniquement sur les deux versants de la Senne aux environs de Quenast (fig. 9). On y voit particulièrement bien le premier tiers de la formation caractérisé par des grès argileux brunâtres à stratifications obliques et slumps, ainsi que les faciès gréseux forts bioturbés des deux-tiers supérieurs.

Épaisseur : 200 à 300 m dans le bassin de la Dyle (Herbosch, Lemonne, 2000).

Âge : Pas de macrofossiles ; un âge allant du milieu de l'Arenigien au début du Llanvirnien est obtenu sur un assemblage de chitinozoaires assez pauvre (Verniers *et al*., 1999 ; Samuelsson, Verniers, 2000). Pour Vanguestaine et Wauthoz (2011), la partie inférieure appartient encore sûrement au sommet de l'Arenigien et la limite Arenigien-Lanvirnien ne serait que dans la Formation de Rigenée. Nombreuses traces fossiles (ichnofossiles), « *Fucoïdes* » des anciennes descriptions.

Affleurements représentatifs :

D'importants pointements sont visibles sur environ 300 m dans le versant nord de la Senne, raide et boisé (fig. 9 ; Lamb. 72 :

135 375, 151 331). Ces pointements montrent des grès plus ou moins argileux, parfois bioturbés, à stratifications obliques en séries métriques ainsi que de nombreux slumps (Debacker *et al*., 2009a). Le passage à la Formation de l'Abbaye de Villers vers l'est est progressif et la limite difficile à préciser.

La Formation de Tribotte est également bien visible sur le talus en face de l'ancienne gare de Quenast (fig. 9 ; Lamb. 72 : 135 563, 151 034) où s'observent les faciès gréso-argileux fort bioturbés caractéristiques de ses deux-tiers supérieurs.

Pour en savoir plus : Anthoine et Anthoine (1943)
Herbosch *et al*. (2002)
Vanguestaine (à paraître)
Debacker *et al*. (2009a)

Regroupement des formations de Rigenée, d'Ittre, de Bornival et de l'Hospice de Rebecq (RH)

Ce regroupement n'a été utilisé que dans la vallée du Coeurq vu l'absence d'affleurements entre l'ancien Moulin de Cœurq et Hennuyères.

Formation de Rigenée (RIG)

Origine du nom : du village de Rigenée à 1,5 km au sud de Villers-la-Ville, Malaise (1909) : Assise de Rigenée Sl2b.

Cette formation comprend un ensemble de schistes et siltites argileuses grossièrement laminaires à massives, de teinte gris-noir à gris bleuté. À la base, les siltites paraissent localement nettement plus laminaires et plus bioturbées, la lithologie évoluant rapidement vers des roches argileuses. La pyrite est assez fréquente. Le passage à la formation suivante, mal documenté, semble se faire assez rapidement par apparition de séquences de turbidite, la couleur restant gris foncé. Cette formation s'observe dans de nombreuses coupes (Servais, 1993) avec le même faciès, depuis le bassin de l'Orneau jusqu'à celui de la Senne, en passant par celui de la Dyle.

Cette formation affleure mal sur cette carte, la seule bonne coupe est celle du bief 29 de l'ancien canal au nord-est du pont d'Asquempont (fig. 10). Elle forme aussi l'encaissant nord de l'intrusion de Quenast où un léger métamorphisme de contact a été décrit par Mortelmans (1937) et Jedwab (1950).

Épaisseur : 150 à 200 m (Verniers *et al*., 2001).

Âge : Llanvirnien moyen sur base des graptolites (Martin, Rickards, 1979 ; Maletz, Servais, 1998) et Llanvirnien à base du Caradocien (?) sur base des chitinozoaires (Servais *et al*., 1993 ; Verniers *et al*., 1999). Correspond dans les nouveaux étages à une bonne partie du Darriwillien et fort probablement la base du Sandbien (fig. 3).

Affleurements représentatifs :

Le long de la rive est du bief 29, on peut observer (localisation fig. 8 et coupe fig. 10 ; Lamb. 72 : 140 313, 148 173 à 140 355, 148 363) : au sud de la coupe, le passage entre les formations d'Ittre et de Rigenée qui est souligné par une intercalation volcanique, ensuite les schistes et siltites assez sombres de la Formation de Rigenée à stratification difficilement visibles, et enfin vers l'extrémité nord de la coupe le passage par faille à la Formation de l'Abbaye de Villers.

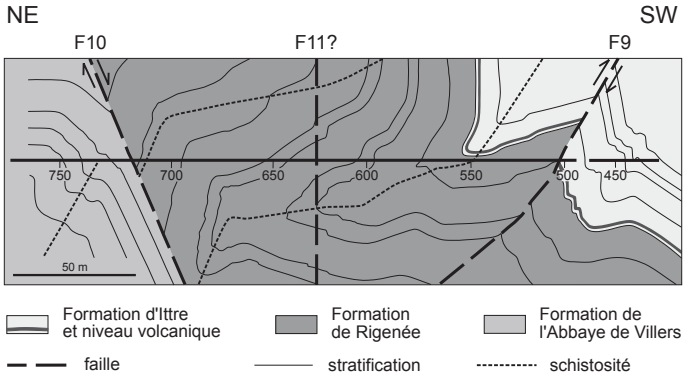


Fig. 10. Schéma de la coupe observée le long du sentier côté est du vieux canal (bief 29 ; cf. localisation fig. 8). Les affleurements sont marqués au centre en noir avec les distances. Noter le changement à grande échelle de la stratification et de la schistosité (d'après Debacker *et al*., 2003).

Pour en savoir plus : Servais (1991a)
Debacker *et al*. (2003)

Regroupement des formations d'Ittre et de Bornival (IB)

Ces deux formations qui affleurent mal sur cette carte ont souvent été regroupées.

Formation d'Ittre (ITT)

Origine du nom : de la localité d'Ittre, vallée de la Sennette. Assise d'Ittre définie par Beugnies *in* Robaszynski et Dupuis (1983 fig. 9), repris et formalisé par Servais (1991b).

Alternance rythmique de grès fins, siltites et schistes (mudstones) de couleur gris-noir, en bancs décimétriques. La rythmicité ainsi que la présence systématique de structures planes parallèles, de rides de courant et de convolutes permettent d'y reconnaître une sédimentation turbiditique de forte densité relativement distale. Cette interprétation faite par Servais (1991b) dans la coupe du canal au sud d'Asquempont a ensuite été confirmée par l'étude du sondage de Lessines (unité II, Herbosch *et al*., 1991).

La base de la formation est marquée dans le bassin de la Senne par un horizon interstratifié de roches volcaniques qui avait déjà été signalé par Corin (1963) et qui a été retrouvé en plusieurs points (fig. 10 et 20 ; Debacker *et al*. 2001, 2003, 2004a). Le passage à la formation suivante n'est pas connu. Cette formation n'affleure bien que sur la planchette Ittre, d'abord sur quelques mètres au bief 29 (fig. 10) et ensuite à l'extrémité sud-ouest (km 8,6-8,7) de la coupe de l'ancien vicinal à Virginal (fig. 20).

Épaisseur : plus de 180 m (Debacker *et al*., 2001) dans la coupe du canal au sud d'Asquempont.

Âge : Caradocien inférieur à moyen sur base des graptolites (Maletz, Servais, 1998) et Caradocien moyen sur base des chitinozoaires (Verniers *et al*., 1999). Caradocien moyen (Sandbien moyen, fig. 3) est l'âge le plus probable.

Pour en savoir plus : Servais (1991b)
Verniers *et al*. (1999)
Herbosch *et al*. (1991)
Debacker *et al*. (2001, 2003)

Formation de Bornival (BNV)

Origine du nom : du nom Rue de Bornival à Fauquez, défini par Van Grootel *et al*. (1997).

Cette formation n'avait jusqu'à présent été observée que sur la carte Braine-le-Comte - Feluy, à Fauquez (Van Grootel *et al*., 1997 ; Hennebert, Eggermont, 2002 ; Verniers *et al*.,

2005) et le long du canal au sud d'Asquempont (Debacker *et al*., 2001, 2003 fig. 15 et 16). On y observe des alternances centimétriques de siltites micacées grises et de schistes (mudstones) plus foncés. De fins lits gréseux à laminations planes parallèles ou obliques s'observent occasionnellement. Seule une partie de la formation affleure. Etant, en effet, toujours en contact par faille avec ses voisines (Verniers *et al.*, 2005). Le passage à la formation suivante, visible sur cette carte (fig. 11), est très rapide (quelques mètres) et se marque essentiellement par un changement de la teinte des schistes qui passent du gris foncé au gris-vert.

Sur cette carte, les affleurements du lieu-dit « Trou-à-Scailles » et de la tranchée du chemin de fer au sud-ouest de la ferme de la Haute Cabbecq (vallée de la Senne, sud-ouest de Rebecq ; fig. 11) montrent des faciès de schistes très foncés à aspect satiné inconnus ailleurs dans le Massif du Brabant. La micropaléontologie (Verniers, comm. pers.) permet de montrer que ces schistes noirs satinés appartiennent à l'intervalle de temps correspondant à la Formation de Bornival, fort probablement à sa partie supérieure (non présente dans les coupes jusqu'à présent décrites dans le Brabant).

Épaisseur : estimée à au moins 250 m dans la vallée de la Sennette (Verniers *et al*., 2001).

Âge : Caradocien moyen (Sandbien supérieur à extrême base du Katien, fig. 3) sur base des chitinozoaires (Vanmeirhaeghe *et al*., 2005).

Affleurements représentatifs :

Le long de la route Rebecq - Moulin d'Hou au lieu-dit « Trou-à-Scailles » (fig. 11 ; Lamb. 72 : 132 363, 156 601), on peut voir vers le nord un escarpement boisé. Un sentier permet de longer l'escarpement et de voir dans le talus est des schistes pyriteux assez foncés à aspect satiné. La stratification est peu visible et la schistosité est dirigée NNW-SSE.

Plus vers l'ouest, au sud-ouest de la ferme de la Haute Cabbecq, la tranchée de chemin de fer montre sous un pont les mêmes schistes noirs à aspect satiné (fig. 11). On y observe aussi de la pyrite et de nombreuses grandes paillettes de micas blancs.

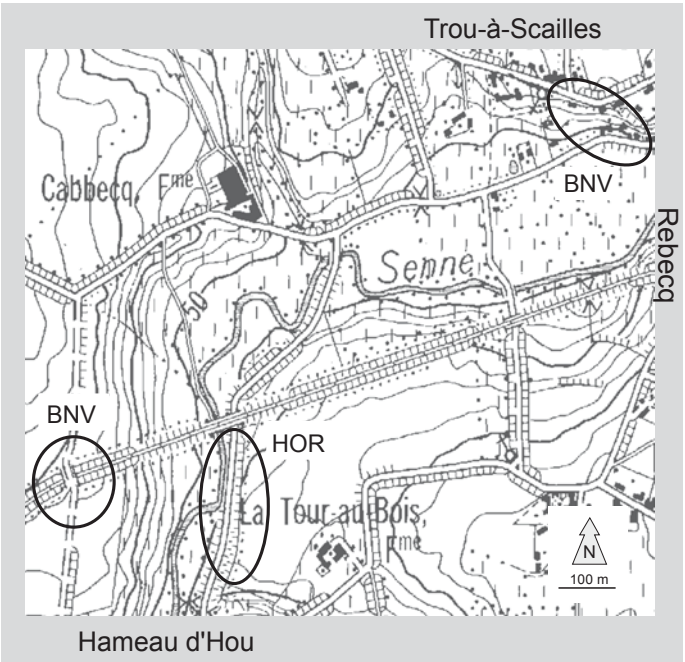


Fig. 11. Localisation des affleurements représentatifs de la Formation de Bornival (BNV) et de la Formation de l'Hospice de Rebecq (HOR) à l'ouest de Rebecq.

Pour en savoir plus : Debacker *et al*. (2003)
Verniers *et al*. (2005)
Vanmeirhaeghe *et al*. (2005)

Formation de l'Hospice de Rebecq (HOR)

Origine du nom : de la carrière située dans l'enceinte de l'hospice de Rebecq, vallée de la Senne. Nouveau nom défini suite au levé de cette carte (Herbosch, 2005).

Schistes (mudstones à claystones) assez durs de couleur gris-vert, très caractéristiques, à fins cristaux de pyrite. La stratification est difficilement visible et la schistosité assez fruste ce qui donne à la roche son aspect massif. La stratification est parfois marquée par de faibles variations de lithologie et de teinte.

Cette lithologie assez caractéristique avait déjà été remarquée dans la région de Rebecq par Dumont (*in* Fourmarier, 1920, p. 27) qui l'avait assimilée à l'Assise de Tubize. Malaise (1883, p. 198) dit : « M. Gosselet place dans la zone de Gembloux les schistes et phyllades aimantifères, très semblables à ceux de Tubize, que l'on observe aux environs de Virginal et

de Rebecq-Rognon. De même que l'avait fait Dumont, je les ai réunis à ceux de Tubize... ». Contrairement à ce que suggère Malaise, ces phyllades ne montrent pas de magnétite mais de la pyrite. Fourmarier (*op.cit.*) signale ces roches sous l'appellation de schistes verts très compacts et les place dans l'Assise de Gembloux en ajoutant une note infrapaginale à la description de cette assise *sensu* Malaise (op. cit. p. 8) : « On y trouve aussi des phyllades verts, compacts, ressemblant aux phyllades verts de l'Assise de Tubize (Dv2) ».

Cette formation ne semble pas affleurer sur la carte voisine Braine-le-Comte - Feluy (Hennebert, Eggermont, 2002) bien qu'elle soit décrite par Malaise (1883) dans les environs de Virginal. Par contre, Michot (1980) signale dans la région de Gembloux « des schistes compacts verts affleurant au nord du Moulin de Grand-Manil... » et il crée la Formation du Moulin qui comprend ces schistes verts et les schistes coquilliers qui s'observent au-dessus (Formation d'Huet, Delcambre, Pingot, 2002). Lors du levé de la carte Chastre - Gembloux (Delcambre *et al.*, 2002) ces schistes verts n'ont plus été observés que sous forme de pointements (Unité de Ste Adèle et Unité du cimetière de Grand-Manil ; *op.cit.* pp. 26-27) ce qui explique qu'ils ont été placés erronément dans la Formation de Bornival. Michot (comm. pers. *in* Servais *et al.*, 1993) a également observé ces roches vertes dans les fondations de l'église de Grand-Manil.

Ce bref historique montre que cet ensemble, bien que décrit depuis bien longtemps, avait été oublié. Il est pourtant lithologiquement bien différent des formations voisines et semble avoir une continuité régionale. Le passage à la formation suivante est assez rapide à Grand-Manil (Herbosch, 2005) et se marque nettement par l'apparition de roches plus gréseuses et plus sombres à débris de fossiles.

Sur la planchette Rebecq, cette formation affleure dans deux zones distinctes séparées par une faille sans nom de direction NNW-SSE (Malaise, 1873, p. 22 et 23). Au nord-est de cette faille, elle constitue le coeur d'un synclinal qui affleure dans une large zone autour de Rebecq tandis qu'au sud-ouest de cette même faille, elle affleure de la ferme de la Haute Cabbecq au nord-ouest jusqu'à la ferme de La Tour-au-Bois au sud et Pierreux vers le sud-est.

Un complément d'informations est présent dans l'addendum page 89.

Épaisseur : au minimum une centaine de mètres (Herbosch, 2005).

Âge : Aucun fossile n'a été observé. Un âge Caradocien moyen (base du Katien) est déduit de l'âge des formations encaissantes.

Affleurements représentatifs :

Fig. 12. Localisation d'un affleurement représentatif de la Formation de l'Hospice de Rebecq (HOR) à Rebecq.

La formation a été définie dans l'ancienne carrière qui entaille le versant nord de la vallée, à l'intérieur de l'ancien hospice de Rebecq (actuellement CPAS, fig. 12 ; Lamb. 72 : 133 503, 150 280). On y observe une série de pointements d'un schiste d'aspect massif gris-vert à brun-vert à fins cristaux de pyrite. Des enduits de surface de couleur rouille colorent toutes les roches. La stratification est difficile à identifier en l'absence de variations lithologiques, la schistosité est bien marquée quoique parfois fruste. Une linéation d'intersection, proche de l'horizontale, est bien visible sur les plans de schistosité.

La formation est également bien visible sur environ 100 m sur le talus est de la route qui va de Rebecq vers le Hameau d'Hou, au sud du pont de la voie de chemin de fer (fig. 11 ; Lamb. 72 : 131 650, 150 102). La roche est un schiste massif de teinte gris-vert où la stratification est également difficile à voir. Le passage à la Formation de Bornival (à environ 100 m au sud du pont) est rapide et se marque uniquement par la teinte du schiste qui passe de gris-vert à gris sombre.

Pour en savoir plus : Malaise (1883)
Herbosch (2005)

Regroupement des formations de Huet et de Fauquez (HF)

La Formation de Huet n'affleure plus sur cette carte. La Formation de Fauquez n'affleure qu'en un seul endroit dans le talus du chemin qui relie Rebecq à la ferme de la Grande Haie. En conséquence, ces deux formations ont partout été regroupées.

Formation de Huet (HUE)

Origine du nom : de la carrière abandonnée Huet, au nord de Fauquez en rive ouest de la Sennette. Défini par Van Grootel *et al*. (1997).

Cette formation constituée de siltites argilo-carbonatées à nombreux débris de fossiles était anciennement connue sous le nom de « grauwacke schisteuse de Fauquez » ou encore « grauwacke schisteuse de Grand-Manil » (Leriche, 1920 ; Maillieux, 1926). Leriche (1920, p. 57) écrit : « La grauwacke schisteuse de Fauquez est une roche très facile à reconnaître, et Dumont avait déjà pu la suivre à travers les vallées du Brabant (vallées de la Senne, du ruisseau Coeurq, de la Sennette, de la Thines, de l'Orneau) ». Ceci n'est plus le cas actuellement, la plupart des affleurements ayant disparu. Il s'agit de schistes, de siltites et de grès fins, verdâtres à gris sombres, mal classés. Certains niveaux présentent des alvéoles jaune-orange caractéristiques qui correspondent à des fragments de fossiles (bryozoaires, brachiopodes, crinoïdes, graptolites et trilobites). Il s'agit de la première apparition de faunes d'eaux chaudes dans l'Ordovicien, ceci confirme qu'à partir de la fin du Caradocien la plaque Avalonia a atteint des latitudes sub-tropicales dans son rapide déplacement vers le nord-est à la rencontre de la plaque Baltica.

Épaisseur : au moins 60 m dans la vallée de la Sennette (Van Grootel *et al*., 1997).

Âge : les brachiopodes suggèrent un âge Caradocien ou Ashgillien (Maillieux, 1926) alors que les cystoïdes étudiées par Regnell (1951) indiquent un âge Caradocien (supérieur ?). Les investigations récentes de Vanmeirhaeghe *et al*. (2005) montrent un âge Caradocien terminal (Katien inférieur, fig. 3).

Pour en savoir plus : Van Grootel *et al*. (1997)
Verniers *et al*. (2005)
Vanmeirhaeghe *et al*. (2005)

Formation de Fauquez (FAU)

Origine du nom : du village de Fauquez, vallée de la Sennette. D'après Maillieux (1926, p 75) : « schistes noirs de Fauquez » ; plus formellement d'après Herbosch *et al.* (1991, fig. 6) et Van Grootel *et al*. (1997).

Connue depuis Gosselet et déjà datée du Caradoc par Leriche (1920), cette formation particulièrement caractéristique est constituée de schistes (claystones à mudstones) noirs pyriteux à graptolites. Ces graptolites sont localement très abondants, comme par exemple dans le célèbre chemin creux de Fauquez. Ces schistes montrent une alternance rythmique centimétrique à décimétrique de siltites grises et de schistes noirs très fins. Son examen dans le sondage de Lessines montre que la pyrite souligne la base des séquences qui peuvent être interprétées comme des turbidites de faible densité (modèle de Stow, Stow, Shanmugam, 1980) déposées en milieu anoxique (Herbosch *et al*., 1991, planche 1).

Épaisseur : au moins 50 à 60 mètres (Herbosch *et al*., 1991 ; Verniers *et al*., 2005).

Âge : les graptolites (Maletz, Servais, 1998) donnent un âge Caradocien supérieur à base de l'Ashgillien (Katien, fig. 3). Cette fourchette est confirmée par les chitinozoaires (Vanmeirhaeghe *et al*., 2005).

Pour en savoir plus : Herbosch *et al*. (1991)
Van Grootel *et al*. (1997)
Vanmeirhaeghe *et al*. (2005)
Verniers *et al.* (2005)

Formation de Madot (MAD)

Origine du nom : du nom de la colline située au sud de Fauquez en rive est du canal Bruxelles - Charleroi. Mentionnée pour la première fois par Van Grootel *et al*. (1997) et définie par Verniers *et al*. (2001).

Cette formation est constituée de schistes (mudstones), de siltites et de grès fins à débris de fossiles, parfois abondants. Dans la littérature ancienne, ces niveaux à débris de fossiles ont été confondus avec ceux, très semblables, de la Formation de Huet. Ces roches comportent fréquemment une composante volcanique (tuffites), ce qui en fait des roches volcano-

sédimentaires (ν). On y observe également des niveaux exclusivement volcaniques : tufs et coulées. Verniers *et al*. (2005) décrivent en détail, dans la coupe du canal à Fauquez, les sept membres qu'ils distinguent au sein de cette épaisse formation.

Toujours dans la même région (carte Braine-le-Comte – Feluy, Hennebert, Eggermont, 2002), au lieu-dit « Bois des Rocs », on observe le « complexe volcanique de Fauquez » (δ) (Corin, 1965 ; André, *in* Robaszynski, Dupuis, 1983 ; André, *in* André *et al.*, 1991) qui est un complexe volcano-sédimentaire situé à la partie supérieure de la formation. Ce complexe est constitué de laves, de brèches et de tufs dacitiques, interstratifiés dans les schistes ordoviciens. L'activité volcanique débute par des tufs dacitiques et des coulées boueuses bréchiques, composées de clastes volcaniques mal classés dans une matrice argileuse. Ces dépôts sont recouverts par des laves porphyriques dacitiques et des tufs grossiers granoclassés. L'activité se termine par une série d'horizons de tufs à grains fins interstratifiés dans les schistes. Latéralement vers le sud-est, le complexe se réduit en épaisseur et les lithologies changent, les laves étant remplacées par des tufs grossiers.

Sur cette carte située une dizaine de kilomètres au nord-ouest du « complexe volcanique de Fauquez », cette formation volcano-sédimentaire affleure en de nombreux points, particulièrement au sud de la planchette Rebecq. Cependant, la seule bonne coupe est celle décrite par Mortelmans (1952, planche I) dans la vallée du Coeurq au sud d'Hennuyères. On y observe environ 180 m de couches sédimentaires comportant deux puissants épisodes volcano-sédimentaires (Mortelmans utilise le terme « épisode pyroclastique »). D'après cet auteur, on y trouve des schistes et des schistes à débris de fossiles ainsi que deux puissantes séries de tufs (assez grossiers) et de tuffites (plus fins). De nombreuses failles normales affectent la coupe. Son interprétation est bien étayée (pp. 191-192) : « L'absence de bombes, lapilli ou cendres indique qu'il ne s'agit pas de cinérites ; il n'y a dans ces roches aucun indice qui permette de penser à des éruptions sous-marines. Toutes les observations convergent pour montrer qu'il s'agit de matériaux détritiques arrachés et classés par les vagues à des coulées de lave porphyriques émises sur une terre émergée ». Des laves dacitiques en strates massives sont visibles dans une ancienne carrière située en bordure nord du km 6,9 de la ligne de chemin de fer désaffectée au nord de Rognon (sud-ouest de la carte). Dans cette carrière, J. Verniers et L. André (comm. pers.) ont observé naguère des coraux en position de vie sur le substrat volcanique. Des pointements isolés de roches volcaniques (paléorelief du socle) sont également visibles dans les prairies à l'ouest de la ferme Le Croiseau (Leriche, 1912).

Au point de vue sédimentologique, l'ensemble de ces observations montre que cette formation s'est déposée à faible profondeur dans la zone d'action des vagues (des stratifications entrecroisées sont décrites dans les tufs par Mortelmans, *op. cit.*) et même par moment à très faible profondeur pour que des édifices coralliens et une faune benthique diversifiée s'y développent. Cette observation est importante, car c'est la première fois depuis la Formation de Tribotte que le milieu de dépôt est clairement sur la plate-forme à faible profondeur.

Épaisseur : 200 à 300 m dans la Sennette (Hennebert, Eggermont, 2002 ; Verniers *et al.*, 2005). Vu sa nature complexe en partie volcano-sédimentaire, son épaisseur semble assez variable.

Âge : la macrofaune et la flore montrent des crinoïdes, des bryozoaires, des brachiopodes, des trilobites, des coraux et des pelmatozoaires. Ces macrofaunes ne donnent pas un âge sûr. Les investigations récentes de Vanmeirhaeghe *et al.* (2005) montrent que la partie inférieure de la formation (Membres 1 à 4) est d'âge Caradocien terminal alors que la partie supérieure (Membres 4 à 6) appartient à l'Ashgillien inférieur à moyen. Ceci veut dire que l'activité volcanique intense s'étend de la fin du Caradocien jusqu'au milieu de l'Ashgillien, avec un pic vers la base de l'Ashgillien (vers 448 Ma), ce qui est un peu plus tôt que ce qui avait été écrit par Van Grootel *et al.* (1997).

Affleurements représentatifs :

Quelques centaines de mètres au sud-ouest de la gare d'Hennuyères sur le talus est de la ligne de chemin de fer (km 24,4-24,5), Mortelmans (1952) a décrit une succession de roches volcano-sédimentaires qu'on peut encore voir aujourd'hui (en nettoyant le talus, fig. 13 ; Lamb. 72 : 136 045, 148 392). On y observe des bancs de tufs de diverses granulométries à prépondérance d'éléments volcaniques et des bancs de tuffites (sombres à taches blanches) beaucoup plus fins où les éléments terrigènes dominent. Les bancs montrent une pente sud à polarité normale. Les affleurements se continuent une centaine de mètres au nord, le long d'un sentier qui longe le ruisseau à proximité de son passage sous la ligne de chemin de fer. On y observe des roches volcaniques et des roches sédimentaires à débris de fossiles carbonatés (coraux).

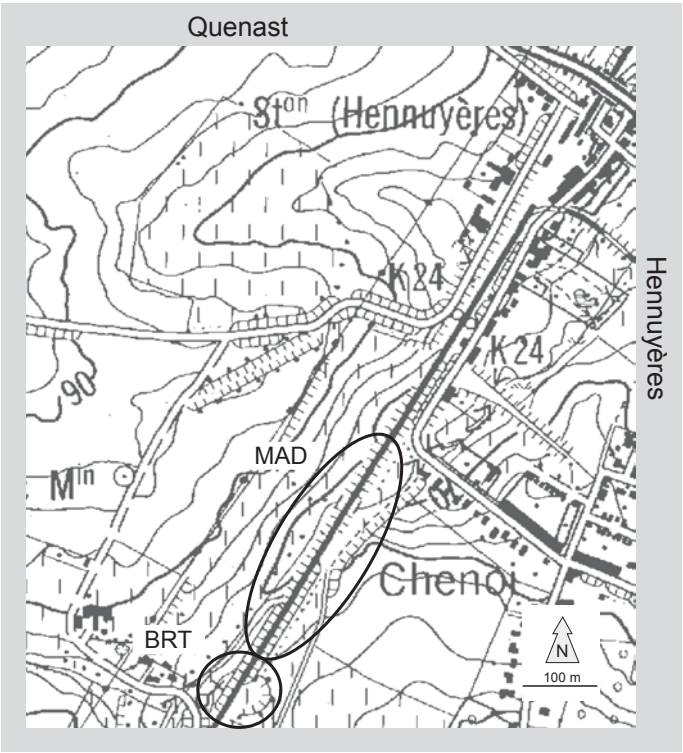


Fig. 13. Localisation des affleurements représentatifs des formations de Madot (MAD) et de Brutia (BRT) à Hennuyères le long du chemin de fer (km 24,4).

Pour en savoir plus : MORTELMANS (1952)
ANDRÉ *in* ANDRÉ *et al*. (1991)
VAN GROOTEL *et al*. (1997)
VERNIERS *et al.* (2005)

Formation de Brutia (BRT)

Origine du nom : d'un lieu-dit au sud de Gembloux (Delcambre, Pingot, 2002 p. 31).

La Formation de Brutia est constituée de deux membres :

- le membre inférieur (sans nom) comprend une cinquantaine de mètres de schistes et siltites assez compacts, gris foncé à traces vermétiformes plus foncées (*fucoïdes*) de type bioturbation qui, à Grand-Manil, surmontent directement les niveaux volcano-sédimentaires de la Formation de Madot (carte Chastre - Gembloux, Delcambre, Pingot, 2002 ; Herbosch, 2005).
- le Membre de Nivelles, est formé d'un ensemble volcano-sédimentaire d'environ 40 à 50 m d'épaisseur, connu dans la vallée de l'Orneau sous le nom « d'eurite de Grand-Manil » et dans la vallée de la Thisnes sous le nom « d'eurite de Nivelles » (Corin, 1965).

Sur cette carte, le membre inférieur a été reconnu grâce à son faciès à bioturbations à l'extrême sud de la vallée du Coeurq. La couverture tertiaire cache la suite.

Épaisseur : entre 80 à 100 m dans la vallée de l'Orneau, avec environ 40 m pour « l'eurite de Grand-Manil » (Delcambre, Pingot, 2002). Sur cette carte, seul le membre inférieur est visible sur environ 30 m.

Âge : les chitinozoaires des faciès bioturbés du membre inférieur donnent un âge Ashgillien moyen à supérieur, probablement Hirnantien (Samuelsson, Verniers, 2000). Les graptolites situés sous l'eurite, aussi bien à Nivelles qu'à Grand-Manil, indiquent un âge Rhuddanien, c'est-à-dire la base du Llandoverien. Cette formation est donc à cheval sur la limite Ordovicien-Silurien (fig. 3).

Affleurements représentatifs :

Un des rares affleurements visibles de cette formation se trouve au sud-ouest d'Hennuyères dans une ancienne carrière située une dizaine de mètres à l'est de la ligne de chemin de fer entre les km 24,625 et 24,580 (fig. 13 ; Lamb. 72 : 135 970, 148 220). Il s'agit d'un schiste (mudstone) gris foncé qui présente de nombreuses taches millimétriques plus foncées de forme grossièrement ronde à oblongue, allongées préférentiellement suivant la stratification. Ces taches sont interprétées comme des bioturbations. Un faciès identique est visible au même niveau stratigraphique au sud de Gembloux sous « l'eurite de Grand-Manil » (Herbosch, 2005).

Pour en savoir plus : Herbosch, Lemonne (2000)
Delcambre *et al*. (2002)
Herbosch (2005)

Formation de Fallais (FLL)

Origine du nom : du nom du village de Fallais, vallée de la Mehaigne, où Verniers (1983) a décrit la coupe-type.

La Formation de Fallais renferme des siltites et des schistes (claystones) vert-olive à gris-vert, souvent lustrés, se délitant en minces plaques. Ces couches renferment des intercalations de schistes à fines laminations parallèles. Dans la Mehaigne, la formation débute à l'apparition des schistes feuilletés verts ou olives et son sommet est placé aux premiers bancs de grès surmontant l'horizon cinéritique de Pitet. Dans la vallée de la Thisnes, on retrouve aussi un niveau volcano-sédimentaire (« porphyroïde de Monstreux ») près de son sommet.

Sur cette carte, seule la partie supérieure de la formation est visible en un unique point situé au nord de l'ancien Moulin d'Hou près de la Ferme des Prés.

Épaisseur : difficile à estimer, 300 à 400 m dans la vallée de l'Orneau (Delcambre, Pingot, 2002), plus de 450 m dans la vallée de la Thisnes et plus de 375 m dans la vallée de la Sennette (Verniers *et al*., 2001).

Âge : Llandoverien supérieur sur base des acritarches (Martin, 1969) et partie terminale du Llandoverien sur base des chitinozoaires (Verniers *et al*., 2001).

Formation de Corroy (COY)

Origine du nom : de la ville de Corroy, vallée de l'Orneau, cette formation correspond à la partie inférieure de l'« Assise de Corroy » définie par Malaise en 1900. Définition plus restreinte par Verniers *et al*. (2001).

Cette série est formée de schistes et siltites gris verdâtre alternant avec de minces bancs de grès fins. Les niveaux gréseux gris clair montrent des laminations obliques, des structures convolutes et une base souvent ondulante. Ces niveaux qui

montrent les structures caractéristiques de turbidites distales (séquences Tde, Tbcde, Tcde), ont une épaisseur de 2 à 10 cm et sont assez fréquents. On trouve également des minces passées sombres à fines lamines qui sont interprétées comme des dépôts hémipélagiques et qui contiennent des graptolites. La couleur verte de la partie inférieure de la formation fait progressivement place à une couleur plus gris foncé vers le haut. La base, transitionnelle avec la Formation de Fallais, est marquée par l'apparition d'au moins 3 bancs gréseux décimétriques par mètre de sédiment. Le sommet est marqué par la présence de nombreux bancs gréseux d'une épaisseur de plus de 5 cm.

Il n'y a qu'un unique affleurement sur cette carte situé à environ 100 m au nord-est de la Ferme des Prés à l'extrémité sud-ouest de la planchette Rebecq.

Épaisseur : environ 100 m dans la vallée de l'Orneau et 140 m dans celle de la Sennette.

Âge : de la base du Wenlockien au Wenlockien moyen sur base des graptolites (Verniers, Rickards, 1979).

Pour en savoir plus : Verniers *et al*. (2001)

Formation de Petit-Roeulx (PER)

Origine du nom : du nom du village Petit-Roeulx-lez-Braine situé au nord-ouest de Braine-le-Comte (Doremus, Hennebert, 1995).

Schistes et siltites de couleur gris sombre à l'état frais et plus jaune par altération. On y observe de minces bancs de grès dont l'abondance et l'épaisseur permettent de définir deux types extrêmes de lithologies. Dans le type de la Brainette, on observe de minces lits gréseux de quelques millimètres à 1 ou 2 cm d'épaisseur, séparés par des passées de schistes décimétriques à métriques. Dans le type de la Senne, les lits gréseux sont plus abondants et plus épais (2 à 10 cm) et ils sont séparés par des passées de schistes de 2 à 20 cm. Le premier type est bien représenté vers le nord-ouest dans la vallée de la Brainette, tandis que le second type s'accentue vers le sud-est dans les vallées de la Sennette puis de la Thisnes (Nivelles). Au point de vue sédimentologique, il s'agit de sédiments pélagiques interrompus par des turbidites distales.

En l'absence d'affleurement, la présence de cette formation a été déduite de l'observation des formations encaissantes.

Épaisseur : environ 200 à 300 m dans le bassin de la Senne.

Âge : Wenlockien moyen à supérieur sur base des chitinozoaires (Verniers, comm. pers. *in* Doremus, Hennebert, 1995).

Pour en savoir plus : Doremus, Hennebert (1995)
Hennebert, Eggermont (2002)

Formation de Steenkerque (STK)

Origine du nom : de la ville de Steenkerque dans la vallée de la Senne (Doremus, Hennebert, 1995).

Cette formation est constituée de schistes et de siltites gris noirâtre à l'état frais. Les silts s'y présentent sous forme de lits millimétriques. Mis à part l'affleurement de Pont-Tordoir (fig. 14) qui montre l'extrême sommet de la formation, les rares autres affleurements sont de très mauvaise qualité.

Épaisseur : de l'ordre de 300 m dans la vallée de la Sennette (Hennebert, Eggermont, 2002).

Âge : Wenlockien moyen à supérieur sur base des chitinozoaires.

Pour en savoir plus : Doremus, Hennebert (1995)
Hennebert, Eggermont (2002)

Formation de Froide Fontaine (FRF)

Origine du nom : du hameau de Froide Fontaine près de Horrues (Doremus, Hennebert, 1995).

Cette formation est l'équivalent vers l'ouest et le nord-ouest de la partie inférieure de la Formation de Ronquières. Elle est nettement plus gréseuse que les deux formations précédentes et parfois il semble y avoir autant de grès que de schistes. Il s'agit de bancs de grès souvent assez grossiers, décimétriques, à laminations obliques. La couleur est grise à gris-vert et les micas sont assez abondants.

Sur cette carte, un excellent affleurement de la base de la formation s'observe à Pont-Tordoir le long de la Senne (fig. 14).

Épaisseur : sur la carte Braine-le-Comte – Feluy l'épaisseur semble augmenter de l'est (120 m) vers l'ouest (200 m) (Hennebert, Eggermont, 2002).

Âge : Wenlockien moyen à Ludlowien inférieur sur base des chitinozoaires (Verniers, comm. pers. *in* Doremus, Hennebert, 1995).

Affleurements représentatifs :

Au bord sud-ouest de la carte dans la vallée de la Senne au lieu-dit « Pont-Tordoir », à 100 m à l'est du pont, on observe une série de pointements sur le versant est (fig. 14 ; Lamb. 72 : 130 116, 148 518). La coupe montre des schistes gris à rares lentilles de grès qui correspondent à la Formation de Steenkerque. Ensuite, plus vers le nord on voit une alternance de schistes et de grès en quantité égale. Les grès en bancs centimétriques à décimétriques montrent des laminations planes parallèles et obliques (turbidites), il s'agit de la base de la Formation de Froide Fontaine.

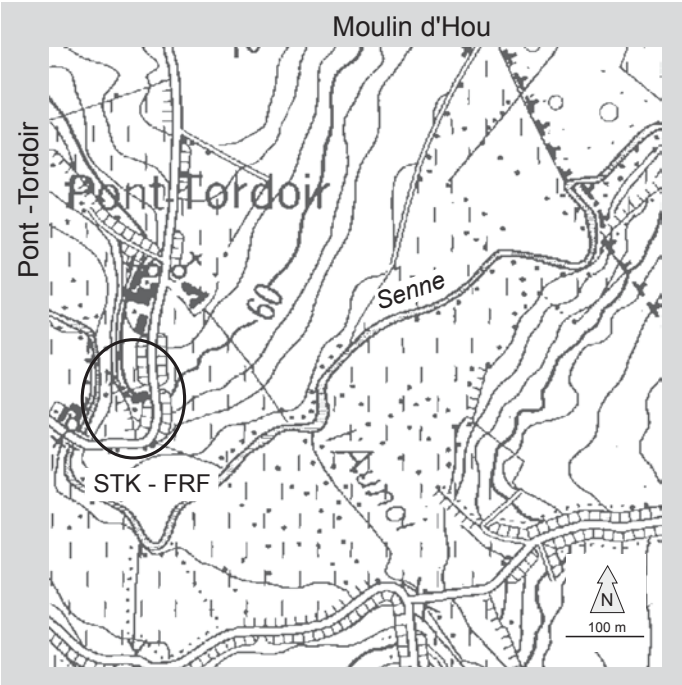


Fig. 14. Localisation des affleurements représentatifs des formations de Steenkerque (STK) et de Froide Fontaine (FRF) à Pont-Tordoir.

Pour en savoir plus : Doremus, Hennebert (1995)
Hennebert, Eggermont (2002)

Formation de Ronquières (RON)

Origine du nom : du village de Ronquières, vallée de la Sennette (Malaise, 1883 ; emend. Michot, 1954).

Il s'agit de schistes noirâtres interrompus tous les 20 ou 30 cm par des niveaux silteux de 1 à 2 cm d'épaisseur. Ces minces niveaux montrent des laminations planes parallèles ou obliques qui permettent de les interpréter comme des turbidites distales. On observe également au sein des schistes de fines passées sombres et finement laminaires qui correspondent à des sortes de varves pélagiques (d'origine climatique mais pas annuelle) caractéristiques du Silurien.

Épaisseur : dans la vallée de la Sennette 500 m (Louwye *et al*., 1992).

Âge : Ludlowien inférieur (Gorstien) mais peut-être aussi la partie tout à fait supérieure du Wenlockien d'après les chitinozoaires (Louwye *et al*., 1992).

Pour en savoir plus : Louwye *et al*. (1992)
Verniers *et al.* (1992)

2.2. La couverture cénozoïque

Remarque préliminaire

Les formations cénozoïques présentes sur la carte Rebecq – Ittre ont généralement été définies sur base de coupes-types (stratotypes), voire même de sondages, situés au cœur du bassin sédimentaire (situé en Flandre) où les lithologies sont bien développées. Or, cette carte est excentrée par rapport au cœur du bassin. Il en résulte que les faciès observés peuvent s'éloigner quelque peu du stratotype, tant au niveau de leur épaisseur que de leur constitution. Les descriptions de cette notice correspondent aux formations telles qu'observées sur cette carte.

Cadre général

Une couverture quasi horizontale de terrains cénozoïques est discordante sur le socle calédonien. Il s'agit de dépôts marins silto-carbonatés, argileux, argilo-sableux, sablo-argileux, sableux et sablo-gréseux du Paléocène supérieur

et de l'Éocène. Cette succession correspond à une série de transgressions et de régressions liées à d'importantes variations du niveau marin. Elles se marquent par des variations latérales de faciès et de nombreuses lacunes stratigraphiques souvent accompagnées de ravinements.

Les terrains tertiaires sont recouverts de terrains continentaux pléistocènes à holocènes. Seules les alluvions récentes sont représentées sur la carte (AMO). L'épaisseur des limons et colluvions qui recouvrent la presque totalité des pentes et plateaux de la région est mentionnée ponctuellement au droit des forages.

Formation de Hannut (HAN)

Origine du nom : de la localité de Hannut, 35 km à l'ouest de Liège, décrite pour la première fois formellement par Steurbaut (1998).

Il s'agit de sable fin à moyen vert à gris-vert, glauconifère avec des niveaux silteux et argileux. La base est parfois soulignée par un cailloutis de galets provenant du socle sur lequel la formation repose directement.

Épaisseur : varie entre 0 à 8 m.

Âge : Thanétien inférieur (partie supérieure du Paléocène ; Steurbaut, 1998).

Affleurements représentatifs :

Seul un affleurement de mauvaise qualité a pu être observé sur la carte, mais des témoignages de sa présence se retrouvent en sondages dans la partie centrale de la carte, le long du canal Bruxelles - Charleroi. Leriche (1927) a observé sa présence lors des travaux à l'écluse aux environs de Lembeek.

Pour en savoir plus : Leriche (1927)
Steurbaut (1986)
Dupuis *et al.* (1988)
Maréchal, Laga (1988)

Groupe d'Ypres

L'ensemble formé par les formations de Carnières à la base et de Mons-en-Pévèle au sommet est un équivalent latéral de la Formation de Kortrijk, globalement plus argileuse, qui est

de plus en plus présente vers le nord et le nord-est du Brabant (vers Bruxelles et Wavre).

Formation de Carnières (CAR)

Origine du nom : du village de Carnières (commune de Morlanwelz) situé au sud-est de La Louvière. Nouveau terme introduit par HENNEBERT, EGGERMONT (2002).

Sur le terrain, la formation se présente de la façon suivante : argile grise à gris-bleu, plastique, bigarrée d'ocre et de tons rouilles avec fréquemment un débitage en prismes plurimillimétriques à centimétriques. On y observe souvent une fraction silteuse ou sableuse parfois glauconifère ainsi que de rares nodules ferrugineux ocre foncé.

Actuellement le sommet de cette formation affleure correctement dans la zone de découverture de la carrière de Quenast. De façon synthétique, on y observe de la base vers le sommet :

- 2 m d'argile sableuse glauconifère bioturbée de couleur grise ;
- 3 m d'argile grise faiblement bioturbée avec de fréquentes lentilles sableuses dans la partie supérieure du niveau lui donnant un aspect laminaire ;
- 1 m de lacune d'observation ;
- 1 m d'argile silteuse parfois fortement sableuse, de couleur gris anthracite, bioturbée, à taches ocres ;
- 1 m de lacune d'observation ;
- 3 m d'argile silteuse gris anthracite ;
- 1 à 2 m d'argile sableuse grise, glauconifère, bioturbée, à taches ocres (sable moyen glauconifère), en corps lenticulaires ;
- 1 à 2 m d'argile gris anthracite, parfois silteuse, à niveaux plus ou moins argileux ou silteux bioturbés, en corps lenticulaires.

Épaisseur : environ 25 m.

Âge : Yprésien (partie inférieure de l'Éocène).

Utilisation : les argiles yprésiennes ont été utilisées pour la fabrication de briques ou de tuiles juste au sud de cette carte, à Hennuyères notamment. Ce niveau argileux relativement imperméable est à l'origine

d'un aquifère dans les sables des formations de Mons-en-Pévèle et de Bruxelles sus-jacentes.

Affleurements représentatifs :

Coupe de découverture de la carrière de Quenast (fig. 15 ; Lamb. 72 : 135 390, 149 876).

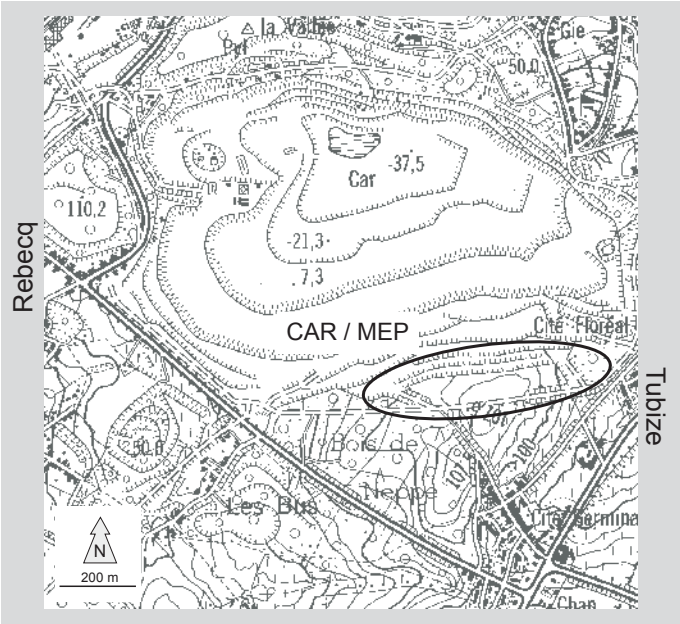


Fig. 15. Localisation des affleurements représentatifs des formations de Carnières (CAR) et de Mons-en-Pévèle (MEP) dans la zone de découverture de la carrière de Quenast.

Pour en savoir plus : Dupuis *et al*. (1988)
Steurbaut (1986, 1998)

Formation de Mons-en-Pévèle (MEP)

Origine du nom : de la localité de Mons-en-Pévèle, dans le nord-ouest de la France, au sud de Lille (« Sables de Mons-en-Pévèle », Ortlieb, Chellonneix, 1870).

Sur le terrain, la formation se présente de la façon suivante : sable fin et silt plus ou moins argileux, micacé, doux au toucher, de couleur brune, ocre, gris-ocre ou beige, glauconifère, parfois entrecoupés d'argile gris clair ou bigarrée d'ocre et présentant parfois des stratifications entrecroisées ou obliques.

Actuellement la base de cette formation affleure correctement dans la zone de découverture de la carrière de

Quenast. De façon synthétique, on y observe de la base vers le sommet :

- 4 à 5 m d'argile sableuse gris foncé, passant progressivement vers le haut à des sables argileux gris clair bigarrés d'ocre ;
- 4 à 5 m de sable argileux ocre foncé à ponctuations grises et à lentilles et galets argileux gris-bleu ou sableux gris-ocre ;
- 6 à 7 m de sable fin gris clair à ocre, à stratifications obliques bien marquées, à lentilles chenalisantes d'argile plastique gris-ocre et ferruginisées à la base.

Épaisseur : de l'ordre de 10 à 20 m.

Âge : Yprésien (Éocène inférieur).

Utilisation : les sables yprésiens ont été utilisés pour la construction et le moulage (Cornet, 1877).

Affleurements représentatifs :

Coupe de découverte de la carrière de Quenast (fig. 15 ; Lamb. 72 : 135 390, 149 876).

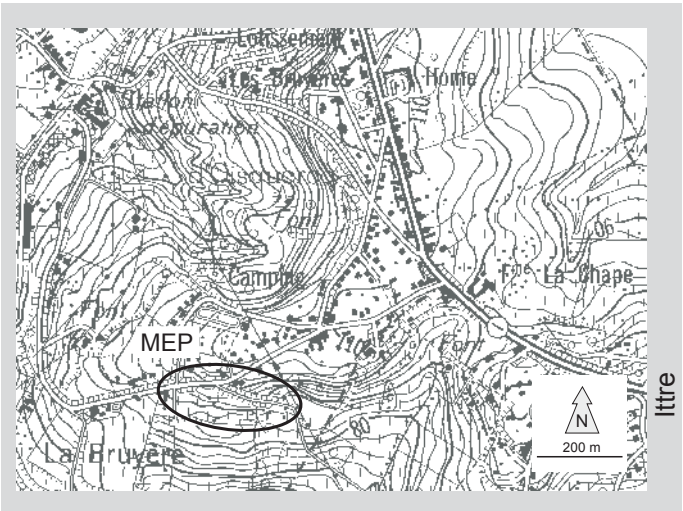


Fig. 16 Localisation de l'affleurement représentatif de la Formation de Mons-en-Pévèle (MEP) au lieu-dit « La Bruyère ».

Affleurements en prairie et talus de chemin au nord-est du lieu-dit « La Bruyère », entre Ittre et Oisquercq (fig. 16 ; Lamb. 72 : 140 235, 150 010). La Formation de Mons-en-Pévèle est présente localement dans la zone de passage à la Formation de Kortrijk (cf. Formation de Kortrijk).

Pour en savoir plus : Dupuis *et al*. (1988)
Steurbaut (1998)
Wouters, Vandenberghe (1994)

Formation de Kortrijk (KOR)

Origine du nom : de la ville de Kortrijk (Courtrai) en Flandre occidentale (Maréchal, Laga, 1988 ; Steurbaut, 1998). Introduit par Lyell (1852, p. 358) : « Argiles de Kortrijk ».

Au nord de la Senne et à l'est du canal Bruxelles - Charleroi, la distinction entre les formations de Carnières et de Mons-en-Pévèle n'est généralement plus guère possible tant pour les rares affleurements que sur base des données de forages archivées au Service géologique de Belgique. Étant donné que sur la carte Bruxelles - Nivelles (Buffel, Matthijs, 2002), située au nord de la carte Rebecq - Ittre, ces niveaux ont été cartographiés sous le nom de Formation de Kortrijk, nous avons opté pour cette même dénomination. Cependant localement (par exemples : entre le lotissement Les Bruyères et le lieu-dit « La Bruyère » à Oisquercq, en rive est du canal et en amont du Lembeekbosbeek au nord-est de Clabecq) les informations disponibles permettent encore de distinguer les faciès typiques des formations de Carnières à la base et de Mons-en-Pévèle au sommet. On se trouve en effet dans la zone de passage, sans doute progressif entre ces deux types de faciès. L'information trop ponctuelle n'a pas été reportée sur la carte.

À l'affleurement, les sédiments de la Formation de Kortrijk sont formés d'argile finement sableuse grise à gris-ocre, parfois à taches rouilles, avec de fréquentes lentilles de sable plus grossier glauconifère.

Épaisseur : environ 30 à 40 m.

Âge : Yprésien (partie inférieure de l'Éocène).

Formation de Bruxelles (BXL)

Origine du nom : « Sables Bruxelliens » ou « Bruxellien », introduit par Dumont en 1839.

La Formation de Bruxelles est constituée de sable moyen à grossier, quartzeux et parfois glauconifère, de couleurs variées (ocre, verdâtre, beige, gris, rouille). Ces sables sont parfois laminaires et bioturbés. On y observe souvent des concrétions ou des rognons indurés de silex ou de grès friable blanchâtre, fréquemment glauconifère ainsi que des lentilles limoniteuses rouilles, gréseuses claires ou argileuses grises.

Épaisseur : très variable avec un maximum de l'ordre de 60 m.

Âge : partie moyenne de l'Éocène, début du Lutétien.

Utilisation : les sables de la Formation de Bruxelles ont été intensément exploités pour la construction et la verrerie (ex : les verreries de Fauquez juste au sud de la carte). Les grès étaient exploités autrefois comme pierres de taille et comme moellons. Actuellement on utilise encore certains niveaux indurés pour la restauration de bâtiments. La Formation de Bruxelles est un excellent aquifère.

Affleurements représentatifs :

Ancienne carrière à l'est du lieu-dit « Tranendal » (fig. 17 ; Lamb. 72 : 145 092, 154 739), entre Braine-le-Château et Dworp et ancienne carrière au lieu-dit « Kesterbeekbos », à l'ouest de Dworp (fig. 18 ; Lamb. 72 : 143 243, 157 530).

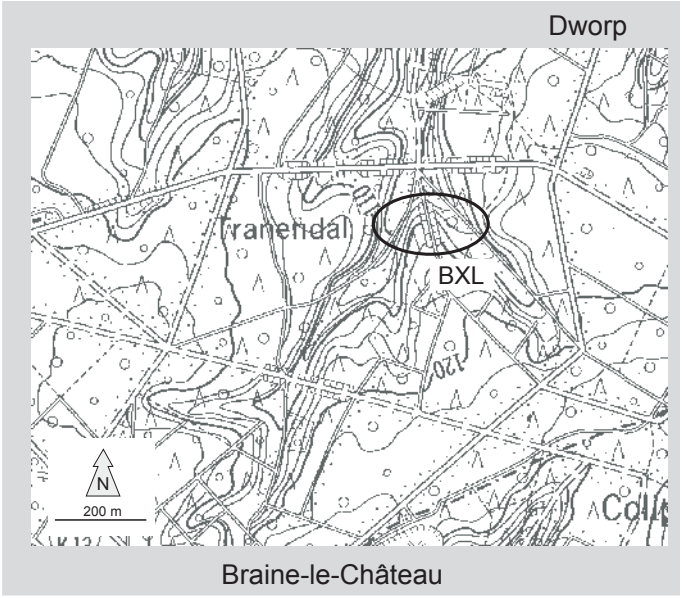


Fig. 17. Localisation d'un affleurement représentatif de la Formation de Bruxelles (BXL) à Tranendal.

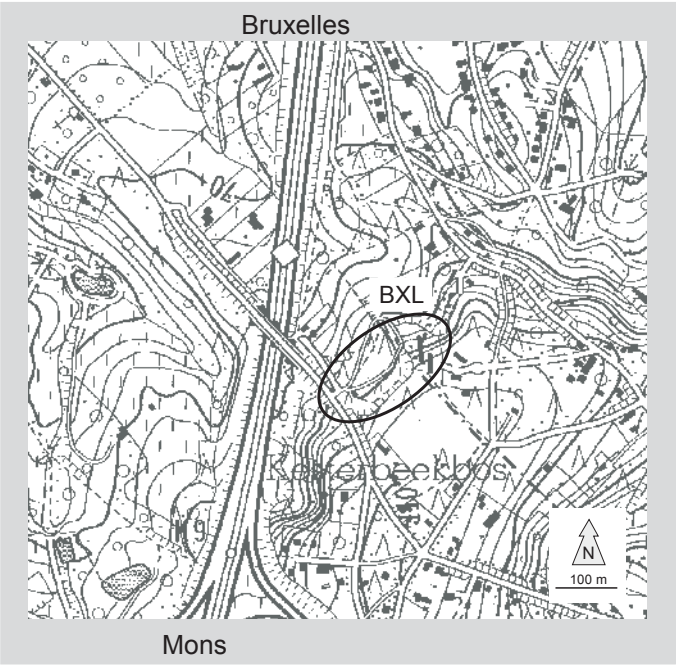


Fig. 18. Localisation d'un affleurement représentatif de la Formation de Bruxelles (BXL) à Kesterbeekbos.

Pour en savoir plus : Houthuys, Gullentops (1985)
Houthuys, Gullentops (1988)
Houthuys (1990)
Monteyne (1986)
Maréchal, Laga (1988)
Wouters, Vandenberghe (1994)

Formation de Lede (LED)

Origine du nom : « Sables de Lede », Mourlon (1873), du nom d'une localité située entre Gent et Aalst.

Un pointement dans un labour situé entre les fermes du Mortier et de Coquiamont (au nord-est d'Ittre) montre la présence d'un mélange d'argile et de sable grossier glauconifère gris-vert, bigarré d'ocre.

D'après des sondages archivés au Service géologique de Belgique, le sommet des reliefs situés entre Ittre et Braine-le-Château aux environs de la ferme de Coquiamont est constitué de deux unités lithologiques recouvrant la Formation de Bruxelles :

- à la base : sable gris jaunâtre finement glauconifère attribué par Mourlon (1895) à l'Étage lédien ;

- au sommet : argiles parfois sableuses, gris blanchâtres et jaunes, ferrugineuses, légèrement glauconifères, parfois micacées auxquelles sont associés des sables argileux jaune pâle. Ce niveau argileux peut être graveleux à la base. Mourlon (1895) l'attribue erronément au Tongrien.

L'attribution des sables de base à la Formation de Lede n'a jamais posé de problème, mais la question est plus délicate pour les argiles qui les surmontent. En effet, la consultation des cartes géologiques 116 Waterloo - La Hulpe (Mourlon, 1893) et 115 Rebecq-Rognon - Ittre (Velge *et al*., 1893) ainsi que les écrits de Mourlon (1895) montrent des incertitudes quant à l'attribution stratigraphique de ces argiles sommitales. Notons en outre que Rutot (1891) signale la présence de « grès ferrugineux à faciès diestien » au-dessus de ces argiles. À l'heure actuelle, l'absence d'affleurements incite à la prudence. C'est pourquoi nous nous sommes limités à l'utilisation de la Formation de Lede même si celle-ci intègre des niveaux supérieurs mal définis.

Épaisseur : les sondages montrent que cette formation est tout au plus épaisse de 7 mètres.

Âge : partie moyenne de l'Éocène, Lutétien (pour la Formation de Lede *sensu stricto*).

Pour en savoir plus : Mourlon (1895)
Maréchal, Laga (1988)
Vandenberghe *et al*. (1998)
Wouters, Vandenberghe (1994)

2.3. La couverture quaternaire

Limons quaternaires

Les limons de la région sont des sols continentaux issus en grande partie de limons nivéo-éoliens. À l'état non altéré, ce limon est un sédiment homogène, calcareux, brun jaunâtre clair, un peu gras et massif (sans structure). Sa composition granulométrique est très uniforme et caractérisée par une fraction 2 – 50 microns qui atteint en moyenne plus de 75 % du sédiment, dont 60 % sont compris entre 20 et 50 microns. La teneur en argile est peu élevée (plus ou moins 14 %) et variable suivant le degré d'altération, celle en sable comprise entre 7 et 10 %. Près du contact avec le substratum tertiaire ou primaire, ou par effet de solifluxion, les limons deviennent fréquemment contaminés par des particules argileuses, silteuses, sableuses et caillouteuses issues de celui-ci.

Notons que Tavernier (1948) signale la présence au Bois de la Houssière (situé juste au sud de cette carte) de dépôts quaternaires particuliers qu'il appelle « prêles ». Il s'agit de dépôts de cailloux généralement empâtés dans du sable argileux ou graveleux que l'on trouve à la base des limons ou des sables pléistocènes. Ces éléments constitutifs sont d'origines diverses et ne seraient pas liés à des dépôts de vallée. Leur formation daterait du Pléistocène inférieur ou moyen suivant les auteurs (Paepe, Mortelmans, 1969).

Sur cette carte, les limons quaternaires ne sont pas représentés en surcharge, car ils sont presque partout présents. On peut néanmoins avoir une idée de leur épaisseur en se référant aux forages repris sur la carte.

Épaisseur : elle est très variable, avec un maximum de l'ordre d'une vingtaine de mètres.

Âge : Pléistocène (Quaternaire).

Affleurements représentatifs :

Les limons sont visibles dans la grande majorité des sols des plateaux et des pentes de la région.

Pour en savoir plus : Cornet (1911)
Tavernier (1948)
Tavernier (1954)
Louis (1959 a et b)
Paepe, Mortelmans (1969)
Thorez *et al*. (1970)
Paepe, Vanhoorne (1976)

Alluvions modernes (AMO) et anciennes

Elles sont ici essentiellement constituées d'un mélange d'argiles et de limon avec parfois une fraction sableuse en fonction de la nature du substrat tertiaire et sont occasionnellement associées à de la matière organique. La couleur de ces dépôts est généralement gris-clair veinée d'ocre et de limets noirs liés à la présence de matière organique.

Des alluvions anciennes ont été signalées par Rutot (1903) qui discerne pour la Senne deux niveaux de terrasses respectivement aux cotes 80 et 90 m. Dans la première, des ossements de *Bos primigenius* d'âge moséen ont été retrouvés. Leriche (1927) signale une terrasse de la Senne à Lembeek située quelques mètres au-dessus du niveau de la plaine alluviale. Elle est constituée d'un cailloutis à éléments divers (cailloux

de roches primaires, galets de silex yprésiens, oligocènes et pliocènes, grès fistuleux bruxelliens). Le même auteur (1924) signale également la présence de terrasses alluviales dans la vallée du Cœurq.

Remarquons qu'associées aux alluvions, on trouve des traces de colluvionnements (dépôts mis en place par les eaux de ruissellement). Ces dépôts dont peu de témoins sont actuellement encore visibles, n'ont pas été représentés.

Âge : Pléistocène à Holocène (Quaternaire).

Pour en savoir plus : Louis (1959a et b)
Paepe, Vanhoorne (1976)

Remblais (X)

Sur la planchette Rebecq, les remblais sont constitués des morts terrains et stériles des exploitations de porphyre des carrières de Quenast et de Bierghes. Ces remblais forment des terrils qui modifient artificiellement le paysage.

Sur la planchette Ittre, les remblais se localisent essentiellement tout au long du canal Bruxelles - Charleroi et sont liés au creusement du nouveau canal dans les années 50. La carte pédologique (Louis, Tavernier, 1959) a également permis de délimiter localement la présence de ce type de dépôt.

3. Les roches magmatiques et volcano-sédimentaires

3.1. Introduction

De toutes les cartes de la Wallonie, celle de Rebecq - Ittre est sans aucun doute celle qui montre la plus forte abondance de roches magmatiques. On y trouve en effet, l'intrusion sub-circulaire de Quenast entaillée par une gigantesque carrière, ainsi que l'intrusion tabulaire (sill) de Bierghes également exploitée à ciel ouvert. Outre ces deux intrusions, des roches volcaniques et volcano-sédimentaires appartenant à la Formation de Madot (fin Caradocien à Ashgillien) s'observent en plusieurs points. On signalera également à Lembeek la « diorite de Saint-Véron » qui est encore visible dans une petite carrière noyée de faible dimension. Les descriptions anciennes et des investigations récentes (résumées dans Piessens *et al*., 2004, pp. 22-24) montrent que c'est un corps intrusif recoupant la Formation de Tubize et qu'il est vraisemblablement d'âge cambrien.

Ces roches sont connues depuis le début des investigations géologiques dans nos contrées (Omalius d'Halloy, 1808 ; Dumont, 1847) car elles étaient déjà souvent exploitées. La thèse de L. André consacrée au magmatisme du Massif du Brabant (André, 1983) montre que l'activité magmatique s'étend depuis la partie tout à fait supérieure de l'Ordovicien jusqu'au début du Silurien. Cette activité est concentrée le long d'une ceinture en arc de cercle qui suit le bord sud du massif où trois centres émissifs majeurs sont reconnus (André *in* André *et al*., 1991) : à l'ouest le centre de Deerlijk uniquement connu par sondage, au centre la région de Quenast-Bierghes-Lessines et enfin à l'est, la région de la Mehaigne.

Malgré leur assez grande diversité pétrographique (Denayer, Mortelmans, 1954 ; Corin, 1965), toutes ces manifestations volcaniques sont homogènes d'un point de vue géochimique et **forment une province géochimique calco-alcaline** (André, 1983 ; André *et al*., 1986). Ces roches dérivent toutes d'un magma parental similaire et de processus de différenciation basse-pression très proches où le plagioclase est la phase minérale séparée dominante. Cette province géochimique témoignerait d'un épisode de subduction à mettre en relation avec le début de la collision entre la plaque Avalonia et la plaque Baltica. Cet épisode de subduction de la lithosphère océanique sous la partie ouest du microcontinent Avalonia (Verniers *et al*., 2002 p. 80-82) est connu jusqu'en Angleterre (Pharaoh *et al*., 1991, 1993). Il semble assez bref (fin Caradocien-base du Wenlockien) et son paroxisme est daté avec précision de la fin du Caradocien jusqu'au milieu de l'Ashgillien (chitinozoaires de la Formation de Madot, Vanmeirhaeghe *et al*., 2005) ce qui est

un peu plus tôt que ce qui avait été écrit par VAN GROOTEL *et al.* (1997).

3.2. L'intrusion de « porphyre » de Quenast (η)

3.2.1. Introduction

Les documents les plus anciens faisant mention de l'exploitation de la pierre à Quenast-Rebecq remontent au 16ème siècle (PIRE, 1998). La carte Ferraris mentionne aussi les carrières en 1777. À la moitié du 18ème siècle, on comptait 7 carrières qui totalisaient 21 ouvriers. À partir de 1844, suite au creusement du canal Bruxelles - Charleroi, d'un « chemin à ornières de fer » et au développement des machines à vapeur, l'évolution est rapide et on passe de l'artisanat à l'industrie. En 1846, Quenast reçoit commande de 150 000 pavés spéciaux suivie d'un marché de 1 200 000 pavés pour la ville de Paris.

En 1864, le regroupement des carrières en une seule société la « S.A. des carrières de porphyre de Quenast » dirigée successivement par M. Zaman (1869), Urban (1908) et Jacques (1986) donne une envergure européenne à l'exploitation. L'approfondissement progressif de la carrière nécessite en 1875 le creusement d'un tunnel de 125 m, dans les schistes et porphyres de l'encaissant, pour évacuer les matériaux. L'exploitation de plus en plus intensive des pavés, puis du concassé donne naissance à la grande carrière actuelle qui empiète progressivement sur les voisines.

En 1985, les carrières sont reprises par la Gralex S.A. (qui exploite aussi le sill de Lessines) qui poursuit l'exploitation. Cette carrière fait plus de 1 200 m dans sa plus grande largeur et plus de 100 m de profondeur. Elle a une production de l'ordre de 1,5 millions de tonnes de granulats de haute qualité qui sont utilisés comme balast pour les chemins de fer (en particulier le TGV), pour les revêtements d'usure en travaux routiers, les bétons de très bonne qualité ou à haute résistance, etc.

3.2.2. Géologie

On trouvera dans les monographies de DENAYER, MORTELMANS (1954) et CORIN (1965) des synthèses exhaustives des travaux géologiques antérieurs concernant ce qu'on appelle communément le « porphyre » de Quenast. C'est une microdiorite quartzique à structure porphyrique ayant subi des modifications minéralogiques post-magmatiques importantes.

On utilise parfois aussi le terme de dacite qui est l'équivalent dans la nomenclature des roches volcaniques.

Pour André, *in* André *et al*. (1991) et André et Deutsch (1985) cette microdiorite forme un corps cylindrique à section elliptique de 2 km dans sa plus grande largeur, intrusif dans les schistes ordoviciens. Sa limite nord-est est marquée par une zone de failles subverticales de direction E-W ou NW-SE (avec brèches et grosses veines de quartz) qu'il considère comme faisant partie de la zone de faille Nieuwpoort-Asquempont (cf. 4.2.5. b). Debacker (2001) est du même avis, mais attribue la position particulière de ces failles au nord de l'intrusion à la présence d'une zone de forte déformation induite lors du plissement par la différence de compétence entre la diorite rigide et les schistes plus plastiques. Cette hypothèse est étayée par de nettes variations de la direction de la schistosité autour du corps dioritique, cette dernière s'oriente en effet parallèlement au contour nord de l'intrusion face à la direction du raccourcissement N-S. Il est aussi fort probable que cette zone de faiblesse ait rejoué en failles normales dans le système de failles Nieuwpoort-Asquempont (Dewaele, Muchez, 2004). La partie sud de la carrière est également traversée par une zone faillée de direction WNW-ESE (voir carte).

Cette intrusion a toutes les caractéristiques d'un conduit volcanique mis en place dans la partie supérieure de la lithosphère (quelques km de profondeur). Initialement, lors de sa mise en place, c'était une diorite porphyrique à hornblende très homogène formée de grands cristaux de plagioclase, de hornblende, de quartz et d'ilménite baignant dans une mésostase de très fins cristaux. Actuellement, elle montre quatre zones concentriques d'altération dont les paragenèses de faciès schiste vert se sont développées durant un évènement hydrothermal daté de 433+/-28 Ma (Rb-Sr sur roche totale, André, Deutsch, 1986), peu de temps après la mise en place du magma datée de 438+/-10 Ma (U/Pb sur zircon, André, Deutsch, 1984). On trouve ainsi au niveau topographique 50 m, du bord vers le centre de l'intrusion :

- une zone peu épaisse (une dizaine de mètres) à « calcite-muscovite-chlorite » avec les paragenèses albite+muscovite+calcite et muscovite+chlorite+calcite ;
- une zone à « épidotes zonées » de paragenèse albite+épidote et chlorite+biotite+épidote ;
- une zone épaisse (environ 200 m) à « nodules d'épidotes » de paragenèse albite+épidote et chlorite+épidote ;
- une zone centrale à « épidote-chlorite-feldspath K » de paragenèse albite+chlorite+FK et chlorite+épidote.

Dans les zones les plus profondes de la carrière, la 2e et la 3e zones sont remplacées par une zone à biotite. La mésostase

est formée par un mélange très fin de quartz et de feldspath, avec éventuellement chlorite, biotite et sphène. Les isotopes du Sr ont montré que l'altération hydrothermale est due à une circulation convective des eaux connées.

La diorite contient deux types d'enclaves, les premières n'ont pas de relation avec le magma parental (xénolithes), ce sont dans l'ordre d'abondance : des schistes plus ou moins métamorphisés, des micaschistes et des gneiss. Les secondes sont des enclaves microgrenues de taille millimétriques à métriques et des enclaves à structure de cumulat (plagioclase) qui sont liées à l'histoire du magma.

3.2.3. Contours de l'intrusion sous couverture et nature de l'encaissant

Plusieurs campagnes de sondage effectuées par les exploitants nous ont permis de délimiter avec une bonne précision les contours de l'intrusion sous la couverture cénozoïque. On remarquera que la carrière en exploitation (état en 2001) n'occupe que la moitié nord du corps intrusif qui se poursuit vers le sud, de l'autre côté de la route Rebecq-Hennuyères où s'observent trois anciennes exploitations. On notera également le lobe au sud-est qui rejoint presque les affleurements volcano-sédimentaires de la Formation de Madot à Hennuyères.

Les anciennes cartes et la littérature (Fourmarier, 1920 ; Mortelmans, 1937 ; Legrand, 1968 ; Beugnies *in* Waterlot *et al*., 1973) semblent montrer que les schistes encaissants sont essentiellement ceux de la Formation de Rigenée. Ce levé montre au contraire que l'intrusion recoupe une bonne partie des formations de l'Ordovicien, depuis la Formation de Rigenée au nord, jusqu'aux formations d'Ittre, de Bornival, de l'Hospice de Rebecq à l'ouest, de Huet et de Fauquez au sud-ouest et fort probablement de Madot à son extrémité sud. On ne connaît pas la géométrie de l'intrusion en profondeur.

3.2.4. Remarques concernant l'âge de mise en place de l'intrusion

Telle qu'elle apparaît sur la carte l'intrusion de Quenast semble être un corps intrusif post-tectonique. En effet, la carte montre un massif en forme de corps cylindrique dont le contour elliptique subcirculaire recoupe à l'emporte-pièce plusieurs formations dont la stratification est redressée. Le corps magmatique est apparemment (manque d'étude exhaustive récente) exempt de structures de déformation pénétratives comme mylonitisation ou schistosité.

Cette observation est apparemment en contradiction avec les données de la littérature. Un premier argument est l'âge de mise en place déduit de la datation des zircons (433+/-10 Ma ; André, Deutsch, 1984) qui correspondait à la limite Ordovicien-Silurien mais actuellement au sommet du Llandovery (Silurien) (fig. 3). Cependant, si on examine ces données de manière critique (nous remercions J.-P. Liègeois pour l'aide fournie) on peut dire que la discordia construite avec les trois lots de zircon montre un intercept supérieur vers 4 850 Ma qui est dénué de signification géologique et invalide donc cette construction. Néanmoins, sur les trois lots de zircon, un seul (provenant d'une enclave) est subconcordant et donne un âge de mise en place de 430+/-60 Ma, il s'agit d'un âge minimum. Il est donc clair que cet argument de datation n'est plus valable avec les normes actuelles et qu'une nouvelle datation sur zircons individuels devrait être faite. On peut néanmoins faire remarquer que l'âge de 430 Ma est assez éloigné de l'âge du pic de volcanisme (448 Ma, fig. 3) déduit des chitinozoaires de la Formation de Madot (cf. 2.1. Description de la Formation de Madot).

Un second argument est l'influence exercée par l'intrusion de Quenast sur la déformation (Debacker, Sintubin, 2008). En effet, comme il vient d'être décrit plus haut (cf. 3.2.2.), les variations de la schistosité autour de l'intrusion suggèrent fortement une mise en place de l'intrusion antérieure à la formation de la schistosité. Des données complémentaires (Debacker, non publié) montrent aussi que l'intensité de la schistosité (mesurée au goniomètre de texture) est plus forte au nord et diminue vers l'ouest-nord-ouest, ce qui confirme l'hypothèse d'un raccourcissement orienté N-S. Cette dissymétrie permet d'infirmer une autre hypothèse qui serait celle d'une schistosité induite par la mise en place du corps magmatique après plissement.

En conclusion, ceci montre qu'il faut être prudent et que l'âge de la mise en place de l'intrusion de Quenast n'est pas encore parfaitement prouvé, même si nous pensons qu'il y a actuellement plus d'arguments en faveur d'une mise en place syn -à anté- tectonique.

3.3. Le sill de Bierghes (η)

La carrière de Bierghes a été ouverte en 1873 (Corin *et al.*, 1964 ; Corin, 1965) pour exploiter un « porphyre » assez proche de celui de Quenast et de Lessines. La carrière est toujours exploitée pour granulats par la société Carrières Unies de Porphyre.

3.3.1. Géologie

On trouvera une synthèse des travaux géologiques antérieurs dans Denayer et Mortelmans (1954) et Corin (1965). On signalera également l'étude très complète de Corin *et al.* (1964). Ce qui frappe l'observateur en visite à Bierghes c'est la structure columnaire qui s'observe au nord de la carrière, alors que vers le sud la roche est plus massive. Ce débitage en prisme, déjà décrit par de la Vallée Poussin et Renard (1885), est encore visible sur une hauteur de l'ordre de 15 à 20 m sur la paroi nord-ouest de l'excavation. Les prismes, fort redressés (d = N54°E, p = 60°NE), montrent une section pentagonale d'un diamètre moyen de 30 cm et des joints à enduit chloriteux. La formation des prismes est bien due au refroidissement du corps intrusif (Schippers, 1979), elle serait donc grossièrement perpendiculaire à la pente générale des couches sédimentaires encaissantes si c'est un filon-couche (sill). La succession observée du nord vers le sud (prismes-dalles-roche massive) étaye l'hypothèse d'un sill à pente de 30° sud-ouest, assez comparable à celui de Lessines (André, *in* Robaszynski, Dupuis, 1983).

Pour André (1983) et André et Deutsch (1985) l'intrusion de Bierghes est bien un sill, c'est-à-dire un corps tabulaire de plus de 300 m d'épaisseur qui plonge de 30° vers le sud-ouest. Son extension latérale n'est pas bien connue (cf. 3.3.2.) et pourrait, comme son homologue de Lessines, se poursuivre sur plusieurs kilomètres (Tavernier *et al.*, 1967). Au point de vue pétrographique, c'est également une microdiorite quartzique (dacite) profondément altérée. À la différence de Quenast, on observe une importante foliation d'orientation NW-SE à plongement de 50 à 85° vers le nord-est, qui semble correspondre à la schistosité régionale (cf. 4.2.6.). André et Deutsch (1985) signalent également une zone de mylonites à carbonates liée à la zone de faille de Nieuwpoort-Asquempont (zone faillée de Bierghes, Legrand, 1968 ; Corin, Ronchesne, 1936). Ces roches sont datées de 373 +/- 11 Ma (isochrone Rb-Sr), valeur interprétée comme l'âge de formation de la zone faillée. Les investigations géochimiques montrent que cette intrusion non différenciée et l'intrusion de Quenast ont des magmas de composition très proches.

Le système de veines à quartz-carbonates signalé par André et Deutsch (*op. cit.*) a récemment fait l'objet d'une étude minéralogique et thermométrique détaillée (Dewaele, Muchez, 2004) qui conclut à une minéralisation mésozonale orogénique post-schistosité.

3.3.2. Extension de l'intrusion sous la couverture et nature de l'encaissant

Une importante campagne de sondage effectuée par les exploitants en 1973 nous a permis de délimiter avec précision les contours de l'intrusion. Le porphyre affleure sous les limons quaternaires peu épais (3 à 10 m) suivant une ellipse d'environ 1 000 m sur 700 m dont seule la partie est a été exploitée. L'intrusion se poursuit vers l'ouest en s'élargissant sous la couverture tertiaire (Formation de Kortrijk) rejoignant le toit du socle qui semble localement un peu plus haut (cote 50 m). Au bord ouest de la carte, le sill occupe une largeur E-W d'environ 1 100 m et se prolonge vraisemblablement sur la carte Bever-Enghien (cf. écorché du socle).

Les schistes encaissants ne sont actuellement pas visibles et on ne connaît ni leur appartenance stratigraphique, ni l'allure de la stratification. Dans les archives de la planchette (point SGB, planchette n°115 ouest, affleurement n°41), Malaise dit que la carrière est ouverte « dans un porphyroïde stratifié avec inclinaison au N60E, comme les phyllades voisins », direction qui correspond à celle de la prismation (voir plus haut), mais qui paraît incompatible avec l'allure des couches connues vers Rebecq à 3 km vers le sud-est (et aussi avec la schistosité). Les failles reportées sur la carte dans la carrière sont celles figurées par André et Deutsch (1985, fig. 4).

3.4. Les roches volcaniques et volcano-sédimentaires

Toutes les autres roches volcaniques et volcano-sédimentaires qui affleurent sur cette carte appartiennent à la Formation de Madot qui est décrite en détail au chapitre 2. Les roches volcaniques sont visibles en pointements isolés (paléo-reliefs du socle) près de la ferme Le Croiseau (sud de Rebecq) et dans une carrière abandonnée près du croisement des anciennes lignes de chemin de fer au nord-ouest de l'ancienne gare de Rognon et du Hameau d'Hou. Divers types de tufs volcano-sédimentaires affleurent particulièrement bien le long du chemin de fer à Hennuyères (fig. 13) pour lesquels nous renvoyons aux excellentes descriptions de Mortelmans (1952).

Ces affleurements n'ont jamais fait l'objet d'études pétrographiques récentes, mais on peut les rapprocher de la coupe complète de la rive est du canal à Fauquez très bien décrite par Verniers *et al.* (2005) et du « complexe volcanique de Fauquez » (Corin, 1965 ; André, *in* Robazinski, Dupuis, 1983 ; André, *in* André *et al.*, 1991) qui se trouvent sur la carte voisine sud (Hennebert, Eggermont, 2002). On y observe des

laves dacitiques, des brèches volcano-sédimentaires et des tufs interstratifiés dans des schistes (André *in* André *et al*., 1991).

Un complément d'informations est présent dans l'addendum page 89.

4. La géologie structurale

Les terrains de la carte Rebecq - Ittre se répartissent en deux grands ensembles tectoniques séparés par une surface de discordance :

- une couverture cénozoïque tabulaire ;
- un socle calédonien plissé, faillé et métamorphisé.

Ces ensembles tectoniques sont bien visibles sur les coupes associées à la carte géologique (coupes a-a', b-b' et c-c'). La coupe c-c' a été dessinée, sans exagération verticale, pour donner au lecteur une idée générale de l'allure des couches dans le socle. Toutefois, vu la mauvaise qualité des informations concernant le socle, cette allure est probablement relativement éloignée de la réalité.

4.1. Structure de la couverture cénozoïque

Les dépôts de la couverture, essentiellement cénozoïques, ont conservé leur structure d'ensemble tabulaire. L'existence d'une sédimentation d'âge mésozoïque dans la région est cependant attestée par des plaquages argileux riches en radioles d'oursins probablement crétacés (A. Vergari, com. pers.). Ces sédiments qui ont été observés dans la carrière de Quenast, ont été conservés très localement dans des dépressions du porphyre altéré en boules.

Les dépôts cénozoïques les plus anciens observés sur cette carte sont ceux de la Formation de Hannut (Paléocène supérieur). Préservés à la faveur de dépressions dans le toit du socle imparfaitement aplani, ces lambeaux sont les seuls témoins de cette phase de sédimentation suite à l'action érosive de la transgression yprésienne. Celle-ci est à l'origine d'un puissant dépôt d'argile surmonté de sable, reposant généralement directement et en discordance sur le socle calédonien. Localement, la base des dépôts yprésiens se marque par un mélange d'argiles et de sable coloré en jaune par de la limonite, formant parfois d'importantes concrétions anciennement appelées « croûte de fer » (Leriche, 1924).

À l'est du canal Bruxelles - Charleroi, les points hauts sont constitués essentiellement de sables de la Formation de Bruxelles dont la base est ravinante (coupes a-a' et b-b'). Celle-ci, bien que très irrégulière, présente en moyenne une pente de 0,15° vers le nord-nord-est. Dans un cadre paléogéographique plus général, les sables bruxelliens affleurent dans la partie centrale de la Belgique où ils remplissent, avec des épaisseurs

variant de 10 à plus de 60 m, une vaste dépression large d'environ 50 km, parcourue de chenaux orientés SSW-NNE.

La genèse de cette zone chenalisante est liée à d'importants courants tidaux issus du passage de la mer par le Détroit de Laon reliant l'Atlantique et la Mer du Nord. Parallèlement au creusement, ces courants sont à l'origine d'importants dépôts de sable relativement grossier, localement glauconifère. Ceux-ci forment de véritables barres sableuses orientées SSW-NNE dont l'une, particulièrement nette, souligne l'extrémité ouest d'un vaste chenal bruxellien (reliefs marqués entre Le Roeulx - Bois de La Houssière - Bois d'Oisquercq - Lembeekbos - Kesterbeekbos). Suite à la fermeture du Détroit de Laon, les courants diminuant d'intensité, des sables plus fins, carbonatés et finement glauconifères, se sont déposés entre les barres sableuses aplanissant les reliefs. L'altération des carbonates de ces sables a produit un tassement de ceux-ci et a remis en relief les barres sableuses qui forment actuellement des crêtes orientées SSW-NNE bien marquées dans le paysage.

Un complément d'informations est présent en page 89 de cette notice.

4.2. Structure du socle calédonien

4.2.1. La Faille d'Asquempont, nouvelle définition et interprétation

a. Historique

Sans entrer dans les détails historiques que l'on trouvera dans Debacker *et al*. (2003, 2004a), la Faille d'Asquempont a été nommée et décrite par Legrand (1967) suite au creusement du nouveau canal en rive est, au km 40,120 à quelques centaines de mètres au sud du pont d'Asquempont (juste au nord de la carte Braine-le-Comte - Feluy, Hennebert, Eggermont, 2002). Legrand considère qu'il s'agit d'une faille inverse pentée à 80° vers le nord-est, formant la limite entre les formations d'Oisquercq et de Chevlipont. Il souligne son rejet exceptionnellement important, puisque cette faille escamote la partie supérieure de la Formation d'Oisquercq, toute la Formation de Mousty et une bonne partie de la Formation de Chevlipont. Étonnemment, la carte géologique du Massif du Brabant qu'il publie un an plus tard ne reprend pas cette faille (Legrand, 1968).

L'importance du rejet de cette faille ne sera réellement perçue et prouvée que par la datation de la Formation

d'Oisquercq, attribuée à la limite Cambien inférieur - Cambrien moyen (Vanguestaine, 1991 ; Herbosch *et al*., 1991). En effet, cette découverte démontre que la Formation d'Oisquercq ne peut pas être une variation latérale de faciès de la Formation de Mousty d'âge cambrien supérieur - base du Trémadoc, comme l'avaient proposé divers auteurs (Fourmarier, 1920 ; Vanguestaine, 1978).

b. Nouvelles observations et nouvelle définition

Les investigations menées pour le levé de cette carte ainsi que celles faites par T. Debacker dans le cadre plus large de sa thèse (Debacker, 2001) ont permis de revoir complètement et la définition et l'interprétation de la Faille d'Asquempont (Debacker *et al*., 2003, 2004a). Celle-ci a non seulement été complètement nettoyée dans sa coupe-type (Debacker *et al*., 2003 fig. 12), mais a également pu être observée sur cette carte en deux autres points connus mais diversement interprétés :

- au km 8,2 de la tranchée de l'ancien vicinal au nord de Virginal (Mortelmans, 1955 ; Vanguestaine, 1978 ; Lenoir, 1987 ; Debacker *et al*., 2003 fig. 9) ;
- au km 3,35-3,4 du chemin de fer au nord-est de la gare de Quenast (Vanguestaine, 1978 ; Lenoir, 1987 ; Debacker *et al*., 2004a fig. 11).

La coupe du canal à Asquempont fournit les arguments les plus démonstratifs, ce qui nous conduit à la décrire même si elle ne se trouve pas sur cette carte. Le schéma de la figure 19 est une synthèse des observations. On y voit que la Formation d'Oisquercq, formée de schistes gris-vert, est séparée de la Formation de Chevlipont, formée de roches plus foncées souvent bréchifiées, par deux zones de failles distinctes :

- une première zone de failles subverticales F7, large d'environ 6-7 m, est soulignée par des lentilles de quartz et de carbonates, par des petits plis post-schistosité ainsi que par des brèches. Cette zone intensément déformée est manifestement post-schistosité et ne semble pas constituer le contact Oisquercq-Chevlipont originel ;
- une seconde zone de faille F8, située dans le bas de l'affleurement au nord de F7, est formée par une zone de contact large de 0,5 à 1 m qui se trouve sous un antiforme post-schistosité dans les schistes de faciès Oisquercq et au-dessus de roches sombres non bréchifiées appartenant à la Formation de Chevlipont (identifiée par acritarches, Lenoir, 1987). La zone de contact contient des lentilles appartenant aux deux formations dont les contacts sont nets et soudés et qui sont traversées sans perturbation par la schistosité ce qui suggère une origine pré-schistosité. Le « vrai » contact entre les formations

d'Oisquercq et de Chevlipont F8 est en plus déformé par la structure antiforme et tronqué par la zone de faille post-schistosité F7 (ainsi que par deux petites failles normales).

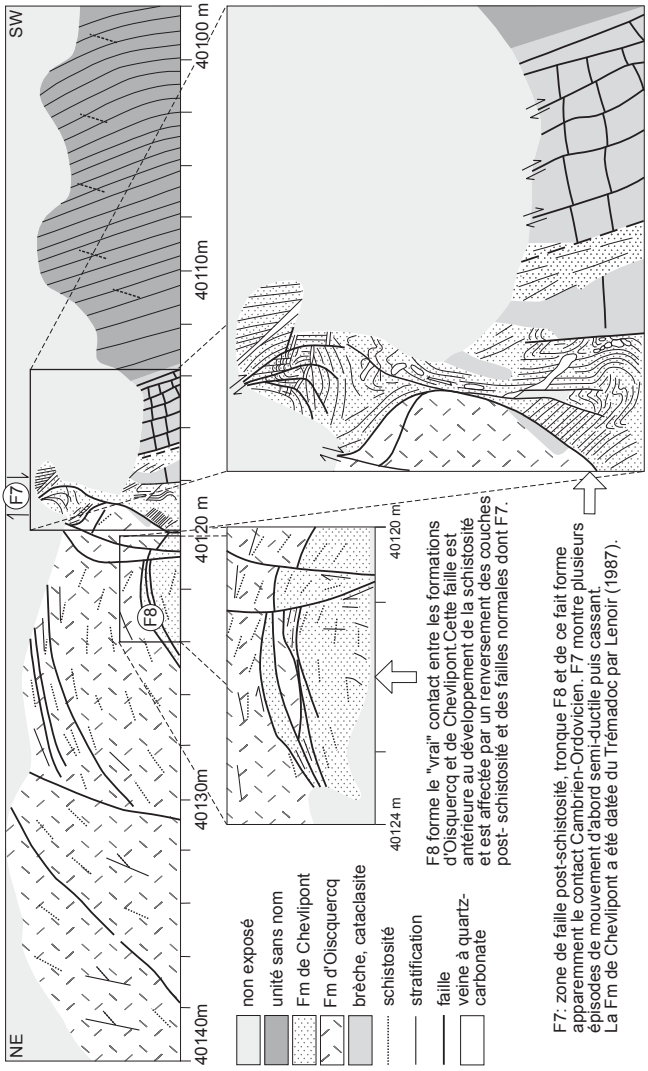


Fig. 19. Schéma de l'affleurement type de la Faille d'Asquempont d'après Debacker *et al*. (2003). Les distances en kilomètre correspondent à celles du canal rive est.

D'après les descriptions de Legrand (1967), c'est la première zone de faille post-schistosité F7 qu'il appelle Faille d'Asquempont et qu'il considère comme le contact Cambrien-Ordovicien. Comme nous venons de le voir, ce contact n'est pas formé par F7 mais par la faille pré-schistosité F8. **C'est donc la zone de contact pré-schistosité F8 que nous redéfinissons comme la Faille d'Asquempont**.

Au km 8,2, la coupe du vicinal à Virginal montre beaucoup plus clairement le contact entre les schistes gris-vert massifs de la Formation d'Oisquercq au nord-est, et les siltites à litage ondulant de la Formation de Chevlipont qui s'observent

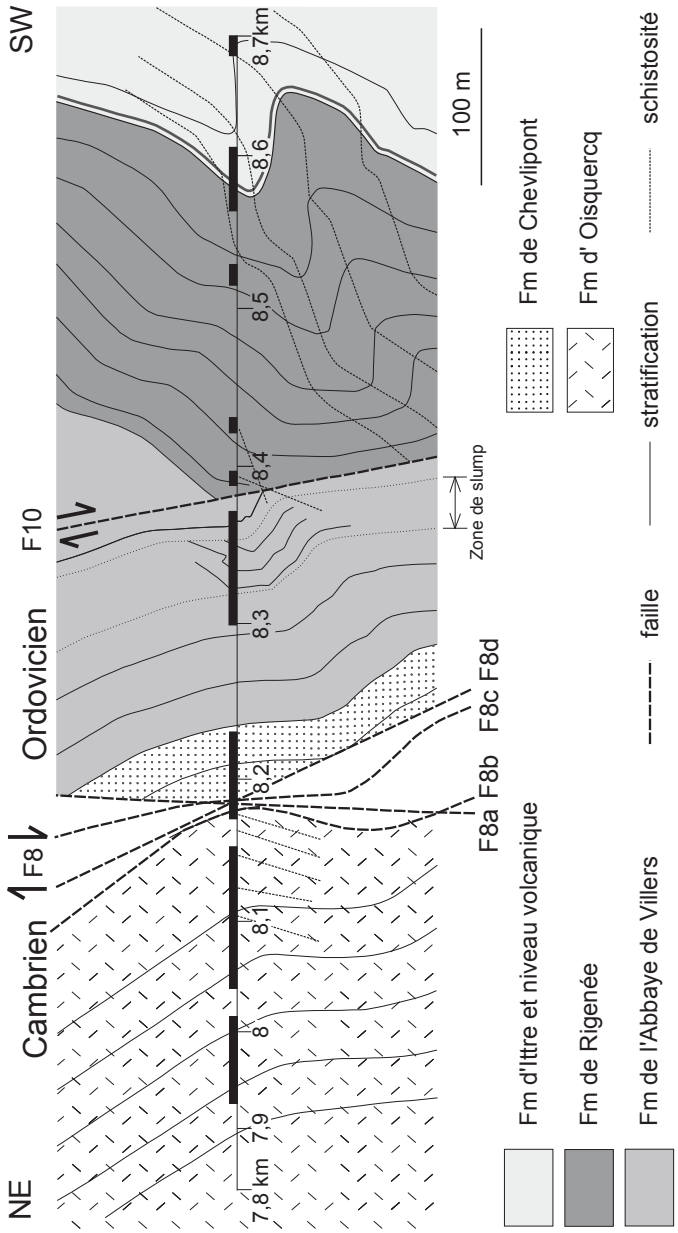


Fig. 20. Coupe du vicinal à Virginal montrant le passage de la Faille d'Asquempont F8 avec 4 traces possibles (F8a et F8d : hypothèses post-plis ; F8b et F8c : hypothèses pré-plis). Vers le sud une faille normale F10 sépare les formations de l'Abbaye de Villers et de Rigenée. Les zones d'affleurements sont soulignées en noir et les distances km sont celles du vicinal (d'après Debacker *et al.*, 2003). L'échelle verticale est légèrement inférieure à l'échelle horizontale.

ici sur environ 40 m vers le sud-ouest (fig. 20). Le passage de la Faille d'Asquempont F8 correspond à une zone de quelques mètres de large où s'observent des lentilles imbriquées des deux formations. L'observation détaillée montre que la schistosité traverse les limites entre les fragments, ce qui montre à nouveau que la faille est antérieure à la schistosité. Par contre, l'orientation de cette zone de faille est difficile à préciser : la comparaison entre les deux talus donne une direction de 320° à 330° oblique sur la schistosité, le pendage apparaît fort redressé mais ne peut être mesuré vu la surimpression par la schistosité (la figure 20 montre les hypothèses possibles).

Enfin, la coupe du chemin de fer au nord-est de la gare de Quenast montre entre les km 3,350 et 3,400 une situation tectonique pratiquement identique à celle du vicinal à Virginal : le passage de la Faille d'Asquempont F8 correspond à une zone de contact tectonique à fort pendage entre les formations d'Oisquercq au nord et de Chevlipont ou de l'Abbaye de Villers au sud (identifiées par acritarches, Lenoir, 1987), toutes en position subverticale (fig. 21). À nouveau, la schistosité traverse les contacts des éléments bréchiques de la zone de faille démontrant sa nature pré-schistosité.

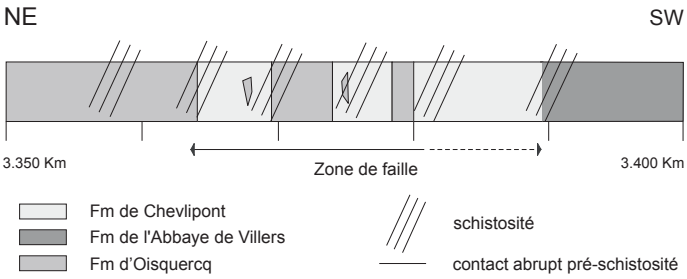


Fig. 21. Schéma du passage de la Faille d'Asquempont (zone de faille) sur le talus est du chemin de fer au nord-est de la gare de Quenast (localisation au fig. 9). Soulignons la répétition des différentes unités lithologiques traversées par la schistosité. Les distances sont celles de la voie ferrée (d'après Debacker *et al.*, 2004a).

c. Discussions et interprétations

L'observation de ces trois coupes replacées dans le contexte géologique complexe de la zone Asquempont-Virginal montre que, contrairement à l'opinion de Legrand (1967), le contact réel entre le Cambrien et l'Ordovicien est formé dans cette région par une faille pré-schistosité large de quelques mètres qui se suit depuis Asquempont jusqu'à Quenast sur environ 6 km. Nous l'avons redéfinie comme la Faille d'Asquempont (F8 des fig. 19 et 20).

Des arguments trop longs à exposer ici, mais que l'on peut trouver dans Debacker *et al*. (2004a, p. 62), permettent de montrer que la Faille d'Asquempont est non seulement antérieure à la schistosité, mais aussi antérieure au plissement. Plus fondamental, puisque cette faille place des terrains plus jeunes sur des terrains plus vieux (fig. 22), c'est une faille normale (et pas inverse comme le pensait Legrand). **En conséquence de cette nature précoce antérieure au plissement, nous avons suggéré que la Faille d'Asquempont est une faille de détachement en extension à faible angle** (Debacker *et al*., 2003, 2004a).

La complexité structurale de la région d'Asquempont, dont seule la partie nord affleure sur cette carte, est expliquée sous forme d'étapes successives dans le temps à la figure 22 :

1° dans une phase bien antérieure au plissement, une faille de détachement (Faille d'Asquempont) place les terrains ordoviciens (en gris) au-dessus de la Formation d'Oisquercq (en blanc) en concordance apparente ;

2° plissement et formation de la schistosité avec formation d'un synforme (synforme d'Asquempont, Debacker *et al*., 2001) ;

3° développement d'une zone de grands plis en chevrons (kinks) dans le flanc nord subvertical du synforme ;

4° formation d'une faille normale verticale post-schistosité qui déplace les kinks et la Faille d'Asquempont.

Au niveau d'érosion actuel, la coupe-type d'Asquempont se trouve juste à l'intersection d'une grande faille normale post-schistosité (F7) qui déplace la Faille d'Asquempont (F8) et les kinks. Cette situation complexe et exceptionnelle explique la confusion concernant la nature du « vrai » contact entre le Cambrien et l'Ordovicien.

d. Tracé de la Faille d'Asquempont

Comme on peut le voir sur l'écorché du socle (sous la carte), le tracé de la Faille d'Asquempont a pu être précisé sur toute l'étendue de la carte et se poursuit certainement vers l'ouest sur la carte Bever - Enghien. Dans la partie est, les affleurements aux passages des vallées de la Sennette (et de ses affluents rive ouest), du Coeurq et de la Senne ainsi que les tranchées du vicinal à Virginal (fig. 20) et du chemin de fer au nord-est de Quenast (fig. 21) fournissent d'excellentes contraintes. À l'ouest de la Senne, une série de sondages (sondages n° 218, 122 et 140) a permis de poursuivre sa trace jusqu'au nord-ouest de Bierghes.

Cette faille traverse la carte du sud-sud-est vers le nord-nord-ouest avec une trace légèrement courbe qui recoupe la stratification des formations encaissantes sous un très faible

angle. Sa pente est proche de celle des couches encaissantes, c'est-à-dire fort pentée entre les vallées de la Sennette et de la Senne (cf. coupe c - c').

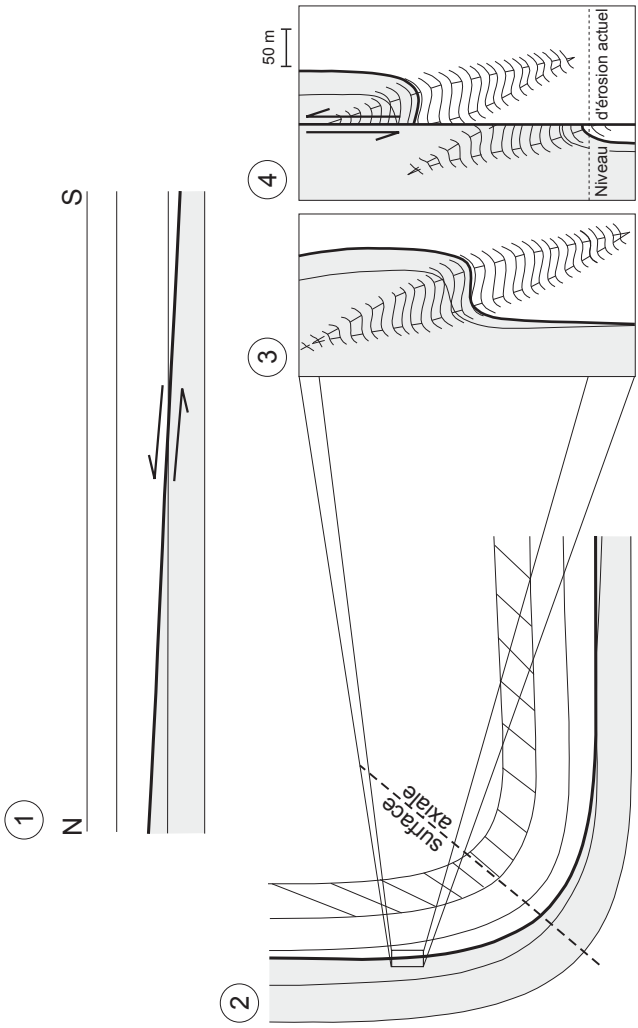


Fig. 22. Représentation schématique de la formation successive 1) de la Faille d'Asquempont par un détachement précoce à faible angle, 2) du plissement et de la schistosité avec formation d'un synforme, 3) de plis en chevrons (kinks) à grande échelle, 4) de la faille normale verticale qui déplace les kinks et la Faille d'Asquempont (d'après Debacker *et al.*, 2003, 2004a).

4.2.2. Définition de deux unités

Comme nous venons de le voir une faille majeure, la **Faille d'Asquempont**, traverse la carte en diagonale du nord-ouest au sud-est et cause la disparition d'au minimum tout le

Cambrien moyen et supérieur, en l'occurence les formations d'Oisquercq *pro parte,* de Mousty totalement et de Chevlipont *pro parte*. Cette faille structure le socle en deux unités (voir écorché du socle) :

- l'**Unité centrale du Brabant**, située au nord-est, comprend ici les formations de Blanmont, de Tubize et d'Oisquercq ;
- l'**Unité Senne-Dyle-Orneau**, située au sud-ouest, comprend ici la quasi totalité de l'Ordovicien et la majeure partie du Silurien.

Ces deux unités sont donc définies par leur position relative à la faille d'Asquempont, l'Unité centrale du Brabant étant située sous cette faille et l'Unité Senne-Dyle-Orneau à son toit.

Ces deux unités s'observent tout au long du bord sud du massif et ont respectivement été appelées Unité tectono-stratigraphique inférieure et Unité tectono-stratigraphique supérieure sur la carte Nivelles - Genappe (Herbosch, Lemonne, 2000), puis Unité brabançonne supérieure et Unité Sennette-Thyle-Orneau sur la carte Chastre - Gembloux (Delcambre *et al.*, 2002) et enfin avec la présente appellation sur la carte Wavre - Chaumont-Gistoux (Herbosch, Blockmans, 2012). La terminologie a évolué au fur et à mesure de l'amélioration de notre compréhension de la structure d'ensemble du Massif du Brabant. Comme nous le verons par la suite, si nos conceptions tectono-stratigraphiques ont fortement évolué depuis l'établissement des cartes des bassins de la Dyle et de l'Orneau, par contre la définition utilisée pour définir ces deux unités sur cette carte reste cohérente avec les cartes déjà publiées. **Ces deux unités sont partout définies par leur position relative à un système de failles** dénommé «Système de détachement d'Asquempont» qui sépare le coeur cambrien du Massif du Brabant de sa bordure sud (Debacker, 2001 ; Debacker *et al*., 2003, 2005, 2011 ; Herbosch *et al*., 2008).

Il est également important de noter, maintenant que tout le bord sud du massif a été cartographié, que la position stratigraphique de la limite entre ces deux unités varie spatialement :

- dans le bassin de la Senne, la limite est marquée par la Faille d'Asquempont et se situe entre les formations d'Oisquercq et de Chevlipont/Abbaye de Villers ;
- dans les bassins de la Dyle et de l'Orneau, la limite est marquée par la Faille de Genappe relayée par la Faille de l'Orne puis par la Faille de Noirmont-Beaudecet et se situe entre les formations de Tubize/Blanmont et de Mousty (Debacker *et al*., 2005) ;

- enfin, dans le bassin de la Grande Gette, la limite est aussi marquée par une faille et se situe entre les formations de Blanmont et de Jodoigne (Dumoulin *et al*., à paraître).

Les deux unités qui viennent d'être définies sont d'un type un peu particulier et ne peuvent pas être considérées comme des unités tectoniques classiques puisqu'elles sont antérieures à la phase de plissement majeure. Ce ne sont donc ni des unités stratigraphiques ni des unités tectoniques classiques, c'est la raison pour laquelle nous ne leur avons pas donné de qualificatif.

4.2.3. Types de plis dans le Massif du Brabant

D'une manière générale et simplifiée, on observe deux types de plis majeurs au bord sud du Massif du Brabant (Fourmarier, 1920 ; Debacker, 2001 ; Debacker *et al*., 2004a, 2004b, 2011) :

- **un type de plis A** : ce sont des plis dont les axes sont subhorizontaux ou à plongement faible (< 20°) et dont la surface axiale est déjetée à déversée (pendage entre 30 et 80°, fig. 23 - schéma 1). Ces plis ont généralement une asymétrie à vergence sud-ouest. Les plis les plus amples ont une longueur d'onde de 2 à 4 km ;
- **un type de plis B** : ce sont des plis dont les axes sont à très fort plongement (60 à 80°) et dont la surface axiale est déjetée (60 à 80°) (fig. 23 - schéma 2). Ces plis ont été décrits initialement à Lembeek (Sintubin *et al*., 1998) où ils montrent une géométrie en Z avec des flancs rectilignes longs orientés NW-SE et des flancs courts NE-SW. Il existe des variantes sur ce modèle de base (Debacker e*t al*., 2004b, 2005 ; Piessens *et al*., 2004). La longueur d'onde est de l'ordre de 50 à 150 m et le haut des couches est vers l'ouest. La schistosité est subverticale et en éventail avec changement de direction suivant les flancs longs ou courts (fig. 23 - schéma 2).

Comme on le voit très bien sur la figure 23, la principale différence entre ces deux types de plis est le plongement de l'axe du pli. Cela se voit très bien sur le terrain grâce à la linéation d'intersection (intersection entre la schistosité et la stratification) qui dans les plis A est d'allure horizontale alors que dans les plis B elle est proche de la verticale. Les relations schistosité-plis montrent que ces deux types de plis sont cogénétiques avec la schistosité.

Les types de plis B ont jusqu'à présent toujours été observés dans le cœur cambrien du massif ou à proximité immédiate de sa bordure (sous le système de détachement). Dans le bassin de la Dyle, par exemple, on trouve souvent des

plis de type B et plus rarement de type A dans les formations de Tubize et de Blanmont, alors que dans la Formation de Mousty on ne trouve des plis de type B qu'à proximité du système de faille de détachement (Debacker *et al*., 2005).

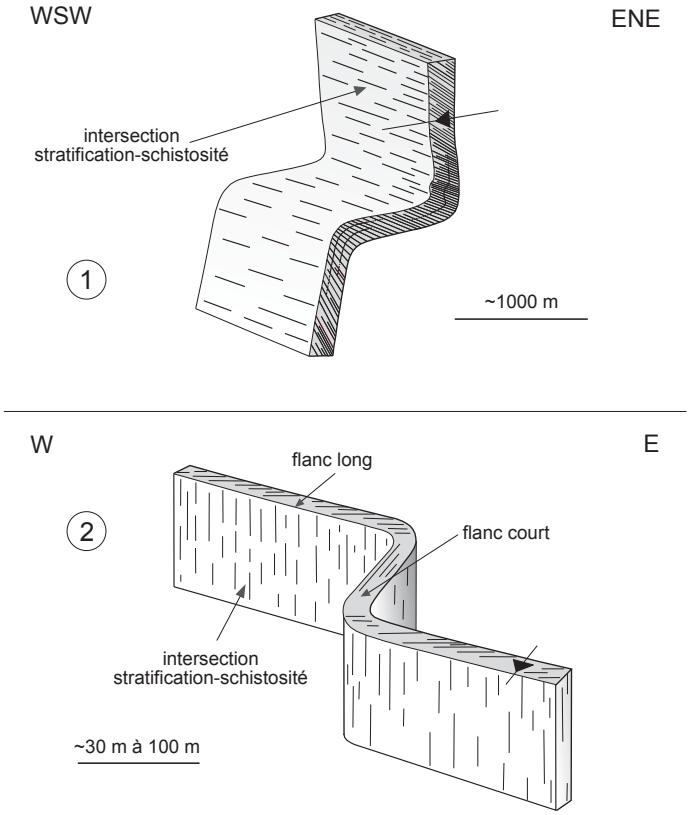


Fig. 23. Schéma des deux types de plis majeurs observés dans le Massif du Brabant : schéma 1 type de plis A subhorizontaux ou à plongement faible, schéma 2 type de plis B à très fort plongement. La direction du haut des couches est marquée par une flèche noire (modifié d'après Debacker *et al*., 2004b).

4.2.4. L'Unité centrale du Brabant

Sur cette carte, cette unité est par définition celle qui se trouve sous la Faille d'Asquempont. Elle occupe toute la zone située au nord de cette faille, c'est-à-dire presque la totalité de la planchette Ittre et les deux tiers nord de la planchette Rebecq (cf. écorché du socle). Au point de vue stratigraphique, elle est exclusivement formée de terrains cambriens.

Les plis

Dans cette unité les deux types de plis coexistent, mais les types de plis B à très fort plongement sont les plus caractéristiques et semblent particulièrement fréquents. En fait, les types de plis B s'observent surtout à l'est et au nord-est sur la planchette Ittre dans les formations de Tubize et d'Oisquercq à proximité et au nord de la limite entre ces deux formations (linéament magnétique d'Asquempont , voir à ce sujet Debacker *et al*., 2003, pp. 25-26 et fig. 25).

La région Lembeek-Halle a pu être étudiée avec assez bien de détails grâce aux travaux du TGV. C'est là, entre le km 14,9 et 15,6 qu'ont été observés et décrits pour la première fois des plis en Z à fort plongement de type B (Sintubin *et al*., 1998). Cette région complexe montre des types de plis B ainsi que plus rarement des types de plis A, comme à Halle où s'observe un synclinal suivi d'un anticlinal. Cette zone vient de faire l'objet d'une synthèse pluridisciplinaire à laquelle nous renvoyons le lecteur pour plus d'information (Piessens *et al*., 2004, en particulier les fig. 18, 21 et 22).

On observe la relation schistosité-stratification caractéristique des types de plis B particulièrement bien à Rogissart (vallée du Hain) dans les grès et siltites du Membre de Rogissart de la Formation de Tubize qui affleurent de manière discontinue mais toujours en position subverticale sur environ 800 à 1000 m d'épaisseur (fig. 6). Il semble, par comparaison avec la situation tectonique de Lembeek, que toute cette zone se situe dans le flanc long, rectiligne et subvertical, d'un pli B à fort plongement, le haut des couches étant vers l'ouest (Debacker *et al*., 2004b ; fig. 22B).

Dans la Formation d'Oisquercq, une zone de transition entre les types de plis A et B a été étudiée en détail par Debacker (2001) et Debacker *et al*. (2004b) au nord du pont d'Asquempont où existent des coupes assez continues le long du canal. On observe d'abord au sud des types de plis A, puis une zone de transition longue de quelques centaines de mètres où les types de plis A et B alternent et enfin, au nord des types de plis B. Le schéma de la figure 24 donne une idée en trois dimensions des changements de géométrie de la stratification.

Enfin, un pli de type A de longueur d'onde kilométrique s'observe entre Narmont et Chenoi (vallées de la Senne et du Coeurq), il s'agit d'un anticlinal dont le cœur est occupé par la Formation de Tubize entourée de toute part par la Formation d'Oisquercq. On remarquera aussi que ce pli est dissymétrique à vergence sud-ouest (coupe c-c').

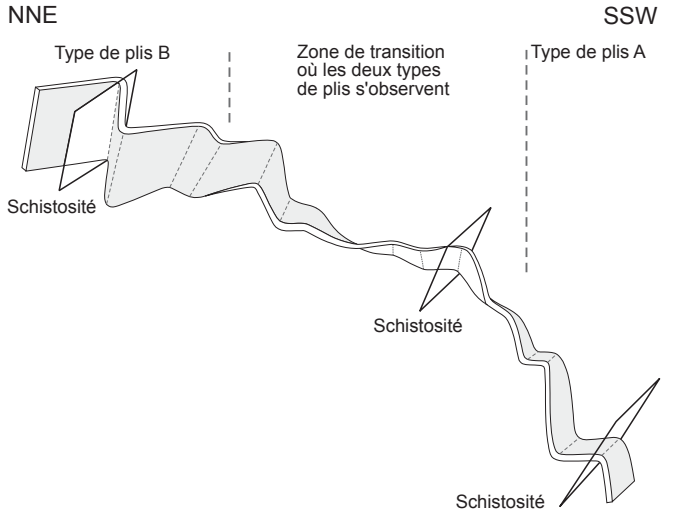


Fig. 24. Représentation schématique de la géométrie de la stratification dans la zone de transition entre les types de plis A au sud et les types de plis B au nord. Observations faites dans la coupe du canal rive est, km 40, 6 à 41,1 (modifié d'après Debacker *et a*l., 2004b).

4.2.5. L'Unité Senne-Dyle-Orneau

Sur cette carte, cette unité est par définition celle qui se trouve au toit de la Faille d'Asquempont. Dans l'hypothèse d'une faille de détachement en extension, cette unité aurait glissé le long de la faille avec formation d'un hiatus stratigraphique et d'une discordance de faible angle non visible sur le terrain (disconformity ou paraconformity des auteurs anglais). Elle occupe toute la partie de la carte située au sud de cette faille (cf. écorché du socle).

a) Les plis

Dans cette unité, on observe exclusivement des types de plis A à faible plongement. Ils s'observent assez mal dans l'Ordovicien, d'abord car les affleurements sont rares et de mauvaise qualité, ensuite car la région est fort découpée par les failles de la zone de Nieuwpoort-Asquempont (cf. paragraphe suivant). Le seul pli bien visible sur le terrain est le synclinal, situé au nord-est de Quenast dans la formation de l'Abbaye de Villers, qui s'observe le long de la coupe du chemin de fer (km 3,3-4,0 ; fig. 9). Son flanc nord, fort redressé et court, est coupé par la Faille d'Asquempont et son flanc sud, assez long et ondulé, dessine ensuite un petit dôme anticlinal avant de repartir en pente sud dans la Formation de Tribotte (cf. coupe

c-c'). Par contre, dans le Silurien on observe des plis très amples et réguliers de longueur d'onde plurikilométrique, comme par exemple le Synclinal de la Tête d'Aval (cf. écorché du socle) qui se prolonge sur 10 km vers le sud-est (carte Braine-le-Comte – Feluy, Hennebert, Eggermont, 2002).

b) Les failles

Les terrains ordoviciens de cette carte appartiennent à l'extrémité est de la zone de faille Nieuwpoort-Asquempont (De Vos *et al*., 1993) antérieurement appelée zone faillée de Oudenaarde - Bierghes (Legrand, 1968 ; André, Deutsch, 1985). Ce réseau de failles est particulièrement bien visible sur la bordure centre sud de cette carte, à l'ouest du canal de Bruxelles - Charleroi où il est dense et où plusieurs coupes permettent de le mettre en évidence. Ce réseau de failles d'orientation globale NW-SE s'observe depuis Asquempont au nord jusque Fauquez au sud sur environ 3 km de large à cheval sur cette carte et celle de Braine-le-Comte - Feluy (Hennebert, Eggermont, 2002 ; Debacker, 2001 ; Verniers *et al*., 2005). Ce réseau se continue vers l'ouest sur la planchette Rebecq où il affecte les abords et fort probablement aussi les intrusions de Quenast et Bierghes (cf. écorché du socle et chap. 3), mais dans cette zone la rareté des affleurements ne permet pas une bonne cartographie. Ce sont des failles importantes, fortement pentées, normales et post-schistosité qui contiennent fréquemment des remplissages de quartz ou de carbonates (Debacker *et al*., 2003 ; 2004a). L'âge de ces failles est post-schistosité, mais il est probable que certaines se sont initiées avant la discordance dévonienne (Legrand, 1967). Pour André et Deutsch (1985), les âges groupés autour de 375 Ma qu'ils obtiennent sur les intrusions de Quenast et Bierghes et sur les ignimbrites de Deerlijk et Harelbeke (isochrones Rb-Sr) correspondraient à l'âge de formation de la zone de faille Nieuwpoort-Asquempont (Frasnien dans l'échelle de l'International Commission on Stratigraphy, 2004).

Au sud-ouest, la faille qui sépare l'Ordovicien du Silurien s'identifie aisément avec la **Faille Sud de Fauquez**, définie par Hennebert et Eggermont (2002) sur la carte voisine sud (Faille de Fauquez de Fourmarier, 1920). Elle est, en effet, située dans son prolongement. Cette faille escamote la base du Silurien (formations de Brutia et Fallais *pro parte* et toute la Formation de Bois Grand-Père). Pour Hennebert et Eggermont (*op. cit*.) il s'agit d'une faille de chevauchement avec un rejet de 100 à 150 m. Nous sommes plus enclins à considérer, avec Debacker *et al*. (2004a) et Verniers *et al*. (2005), qu'il s'agisse d'une faille normale du même type que celles qui viennent d'être décrites, appartenant à la zone de failles de Nieuwpoort-Asquempont.

À environ 1 km au nord de la Faille sud de Fauquez, nous avons placé une autre faille (sans nom) qui met en contact deux synclinaux. Il se pourrait que cette faille se continue vers l'est au travers de l'intrusion de Quenast et se raccorde avec la Faille du Château reconnue par HENNEBERT et EGGERMONT (2002) sur la carte Braine-le-Comte - Feluy (faille normale à pente sud également reconnue par DEBACKER, 2001 ; voir aussi VERNIERS *et al*., 2005).

4.2.6. La schistosité

Sur cette carte, on observe une schistosité bien marquée dont la direction WNW-ESE est assez constante (N290°E à N310°E) et dont la pente nord-est est beaucoup plus variable (30 à 80°). Cette pente semble nettement plus redressée dans la partie nord de la carte où elle est supérieure à 70° (coupe de Rogissart : d = N310°E p = 74°NE moyenne de 42 mesures ; zone Stéhou-Ripain-Narmont : d = N302°E p = 70°NE, 18 mesures), alors qu'au sud-ouest elle diminue parfois sous 30° (sud-ouest de Rebecq : d = N304°E p = 42°NE, 31 mesures). Cette schistosité affecte indifféremment les deux unités, sans changer de direction au passage de la Faille d'Asquempont.

Ces observations affinent les observations d'ensemble (FOURMARIER, 1920) montrant que les roches du bord sud du Massif du Brabant sont affectées par une schistosité souvent fort redressée à pente nord, qui forme un arc de cercle s'incurvant progressivement de E-W au centre (bassin de la Dyle) vers WNW-ESE à l'ouest (bassin de la Senne) et ENE-WSW à l'est (bassin de la Mehaigne).

5. Le métamorphisme régional

5.1. Nature et description

Les roches calédoniennes de la bordure sud du Massif du Brabant sont clairement affectées par un métamorphisme comme en témoigne la présence de minéraux néoformés :

- **magnétite** dans la Formation de Tubize (De Windt, 1897 ; de Magnée, Raynaud, 1944 ; Vander Auwera, André, 1985) ;
- **grenat spessartine** dans la Formation de Mousty (De Windt, 1897 ; de Magnée, Anciaux, 1945 ; Herbosch *in* André *et al*., 1991) ;
- **biotite** dans les formations de Mousty et de Jodoigne (de Magnée, Anciaux, 1945 ; de Magnée, 1977) ;
- **ilménite** dans la Formation de Mousty (de Magnée, Anciaux, 1945 ; Van Tassel, 1986) ;
- **monazite grise** dans les formations ordovico-siluriennes (Nonnon, 1989) ;
- **andalousite, ilménite Mn** dans la Formation de Mousty (Herbosch *in* André *et al*., 1991).

Ces minéraux porphyroblastiques ne sont pas très abondants et sont surtout observés dans les formations les plus anciennes, la Formation de Mousty présentant la plus grande variété : grenat, ilménite (parfois Mn), biotite, andalousite. Les autres formations montrent essentiellement des minéraux caractéristiques des zones les plus avancées de la diagenèse (anchizone) comme la chlorite et les sandwichs illite-chlorite. Ces derniers sont particulièrement abondants quel que soit le niveau stratigraphique. Sur cette carte, le seul minéral de métamorphisme visible à l'oeil nu est la magnétite, assez fréquente dans les trois membres de la Formation de Tubize.

La question de l'extension et de l'intensité de ce métamorphisme a été jusque très récemment sous-estimée et méconnue. de Magnée et Anciaux (1945) semblent être les premiers à parler d'un métamorphisme régional calédonien et il faut attendre Vander Auwera et André (1985) pour une approche rigoureuse, basée sur l'étude des paragenèses de la Formation de Tubize. Pour ces auteurs, la conservation de biotites détritiques et la stabilité de l'association épidote-chlorite-albite-magnétite-quartz des grauwackes fixent la température du métamorphisme régional calédonien dans l'intervalle 200-250°C.

Van Grootel *et al*. (1997) montrent à partir de l'étude de la cristallinité de l'illite, que toutes les roches cambro-ordoviciennes du cœur de l'anticlinal du Brabant sont affectées

par un métamorphisme situé de part et d'autre de la limite épizone-anchizone (300 à 350° suivant les auteurs), confirmant son caractère régional. Giese *et al*. (1997) confirment ces observations sur base de la cristallinité de l'illite et de la réflectivité de la matière organique. Le pic de métamorphisme paraît pré- ou précoce syncinématique par rapport à la déformation calédonienne et, malgré un faible nombre de mesures, ces auteurs concluent à une augmentation du métamorphisme du Silurien vers le Cambrien inférieur.

Ces études ont tout récemment été complétées par la thèse de Larangé (2002) qui montre, sur base de la cristallinité et de l'équidistance b_0 des micas blancs, que ce métamorphisme est de pression basse à intermédiaire avec un paléogradient géothermique de l'ordre de 50°C/km. Contrairement à l'étude de Giese *et al.* (*op. cit*.) les nombreuses données de cristallinité ne montrent pas de relation entre le degré de métamorphisme et l'âge des roches du socle. Un flux géothermique assez élevé, causé par un régime en extension, a produit un métamorphisme de faible degré à aspect d'enfouissement, ce qui est compatible avec les résultats de Giese *et al*. (*op. cit*). Ceci suggère que le métamorphisme s'est développé assez tôt dans la phase de remplissage du bassin, et en tout cas avant la phase de fermeture où le plissement se fait, montrant que les roches étaient déjà proches de leur plus haute température avant le développement de la schistosité.

5.2. Âge

Pour André *et al*. (1981), l'âge de 401 +/- 13 Ma obtenu sur les biotites d'Opprebais par la méthode Rb-Sr (Michot *et al*., 1973) représente un événement tardi-métamorphique qu'il attribue à la phase acadienne du plissement calédonien. Dans l'échelle de temps de l'International Commission on Stratigraphy (2004), cet âge correspond à l'Emsien. Cet âge est en accord avec l'ensemble des observations et montre également que la phase de déformation majeure est synchrone dans l'ensemble de « l'Anglo-Brabant Deformation belt » (Van Grootel *et al*., 1997, p. 612).

Plus récemment, Debacker (2001), Verniers *et al*. (2002), Debacker *et al*. (2002, 2005) ont essayé d'intégrer toutes les contraintes structurales, géophysiques, métamorphiques, stratigraphiques et sédimentologiques concernant l'âge de la déformation. Cette synthèse suggère un diachronisme de la déformation. Apparemment, les formations plus anciennes du centre du Massif du Brabant se trouvaient déjà sous contrainte pendant le dépôt du Silurien supérieur et du Dévonien inférieur (érodé) sur son bord sud. En conséquence, l'âge de la déformation

pourrait être Emsien ou même plus jeune dans le Silurien du bord sud, tandis que dans le Cambrien et l'Ordovicien du centre du massif il s'étendrait entre la fin du Llandovery et le début du Dévonien moyen. Ceci semble être confirmé par les datations Ar/Ar sur micas blancs néoformés dans une zone de cisaillement à Marcq (Dewaele *et al*., 2002 ; Dewaele, 2004) qui donnent trois groupes d'âge : un âge plateau de 426 +/- 0,6 Ma, cinq résultats entre 419 et 413 Ma et deux résultats entre 407 et 401 Ma. Ces âges impliqueraient une circulation des fluides métamorphiques pendant une période de 25 Ma qui commencerait vers 426 Ma au Wenlock moyen (échelle de l'International Commission on Stratigraphy, 2004) et se terminerait vers 401 Ma à la fin de l'Emsien. On trouvera une argumentation plus développée dans Dewaele, Muchez (2004) et Debacker *et al*. (2005).

6. Ressources du sous-sol

6.1. Hydrogéologie

Sur cette carte, les aquifères principaux se situent dans la Formation de Bruxelles et dans celles qui se trouvent au toit du socle calédonien. Les sables fins de la Formation de Mons-en-Pévèle, les sables de la Formation de Hannut ainsi que certains dépôts quaternaires suffisamment grossiers constituent également, mais localement, des aquifères de moindre importance.

Les argiles des formations de Kortrijk et/ou de Carnières forment un substratum imperméable délimitant une nappe dans les sables surincombants (François, 1889). Des lignes de sources bien développées s'observent d'une part, à la limite entre la Formation de Kortrijk et la Formation de Bruxelles à l'est du canal, entre Braine-le-Château et Ittre et d'autre part, entre la Formation de Carnières et la Formation de Mons-en-Pévèle, plus sableuse, à l'ouest du canal, au sud d'Oisquercq.

Une liste des captages actuels destinée à une utilisation publique est donnée en annexe.

6.2. Industrie extractive de matériaux utiles

6.2.1. Sables et argiles

Les sables et argiles de la Formation de Hannut ont été utilisés en briquetterie entre Lembeek et Tubize (Leriche, 1912 et 1927).

Les argiles yprésiennes ont anciennement été intensivement exploitées, notamment à Warichaix dans la Tuilerie du Progrès où une vaste excavation s'observe toujours (Leriche, 1924).

Les sables de la Formation de Bruxelles ne sont actuellement plus exploités dans la région. Anciennement, ces sables, souvent blancs, présentaient les qualités requises pour entrer dans la fabrication du verre à vitre, des glaces et de tous les verres incolores (Cornet, 1877). Les anciennes exploitations, de taille souvent importante, sont abandonnées ou en voie de remblaiement. Les plus importantes, situées au nord de Braine-le-Château, ont été réhabilitées en Centres d'Enfouissement Technique par la Région wallonne.

6.2.2. Indurations gréseuses

Dans les environs de Dworp, plusieurs bâtiments du XVIIIème et XIXème siècles ont été construits avec des moellons de grès ferrugineux de la Formation de Bruxelles (Galeotti, 1837 ; Bos, Gullentops, 1990).

6.2.3. Roches du socle

Les quartzites de la Formation de Blanmont furent intensivement exploités pour la confection de pavés. On trouve encore des traces d'anciennes exploitations (haldes et étangs) aux environs de Dworp.

Les schistes de la Formation d'Oisquercq ont été exploités et taillés en plaques ou en disques afin de morfiler les outils (Leriche, 1924). D'anciennes carrières existent encore à Ripain, Narmont et Stéhou.

Les grès du Membre de Rogissart de la Formation de Tubize ont été abondamment exploités jusqu'au début du XIXème siècle dans la vallée du Hain et de la Sennette depuis Clabecq jusqu'aux faubourgs sud de Halle (Dehem, 1908). Il ne reste que quelques carrières noyées et petites excavations dans la vallée du Hain aux environs de Rogissart. L'église de Lembeek en constitue un bel exemple.

Les porphyres (microdiorite quartzique) des carrières de Quenast et de Bierghes sont actuellement encore en exploitation, essentiellement comme concassés. Ces concassés ont des qualités de résistance à l'abrasion qui en font un matériau de choix pour les voies de TGV. Anciennement, les porphyres servaient à la fabrication des pavés. En effet, les carrières de Quenast (Brabant) et de Lessines (Hainaut) étaient les plus renommées en Belgique tant par leur importance que par la qualité des produits fournis (Cornet, 1877).

6.2.4. Limons

Le limon non altéré a été localement extrait pour chauler les champs. On rencontre parfois encore la trace de cette extraction sous forme de puits ronds au milieu des zones cultivées : il s'agit d'anciennes marnières (Louis, 1959 a et b).

Remerciements

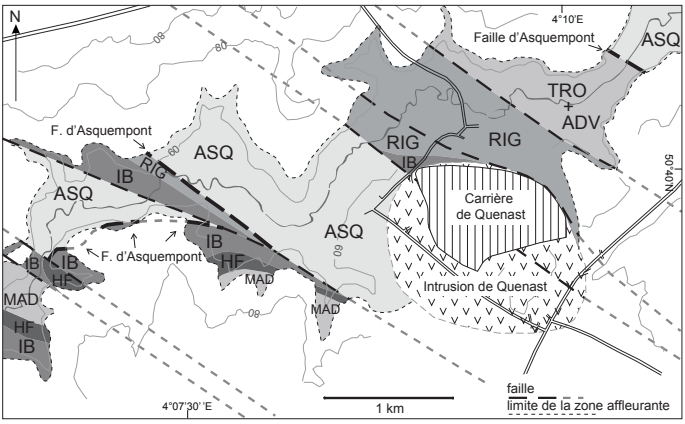
Nous tenons à remercier Mme A. Vergari pour la chaleur de son accueil à la carrière de Quenast et les nombreuses informations fournies, MM C. Dupuis (FPMs), P. Laga (SGB), E. Steurbaut (IrScNB) et Mme C. Vanneste (FPMs) pour les fructueuses discussions concernant la stratigraphie de l'Yprésien, M J. Verniers (UGent) pour les visites et discussions sur le terrain ainsi que pour les investigations micropaléontologiques sans lesquelles il nous aurait été difficile de reconnaître certains affleurements. Enfin, nous remercions MM J. Bellière (ULG) et E. Poty (ULG) pour leurs remarques constructives lors de la relecture.

Addendums au moment de la publication (mars 2013)

Depuis la rédaction de cette notice en 2005 et sa mise à jour en 2009, la poursuite des levés géologiques ainsi que les recherches sur le Massif du Brabant ont fortement fait progresser les connaissances sur la lithostratigraphie et le magmatisme, son âge et ses modalités de mise en place. Des précisions ont également été apportées sur la mise en place de la Formation de Bruxelles.

1. Lithostratigraphie : la Formation de l'Hospice de Rebecq

Les travaux détaillés sur les propriétés magnétiques des roches pélitiques du Brabant par divers auteurs ont conduit à la conclusion que, sur cette carte, la Formation de l'Hospice de Rebecq n'existe pas mais qu'il s'agit du Membre d'Asquempont de la Formation d'Oisquercq. Une nouvelle interprétation cartographique et tectonique a été proposée par Debacker *et al.* (2011 fig. 8) et Herbosch et Verniers (2013b, fig. 4).



D'après la figure 8 de Debacker *et al.*, 2011.

En conséquence, du point de vue tectonique la présence de la Formation d'Oisquercq au sud de la Faille d'Asquempont s'explique par la réapparition du mur (bloc en-dessous) du Système de Détachement d'Asquempont (= l'Unité centrale du Brabant) à la faveur de la zone de faille de Nieuwpoort-Asquempont (cf. Debacker *et al.*, 2011 coupe Fig. 7).

De plus, à Grand-Manil (Gembloux, vallée de l'Orneau), la Formation de l'Hospice de Rebecq existe bien au même niveau stratigraphique (partie inférieure du Katien) mais a été

rebaptisée Formation du Cimetière de Grand-Manil (Debacker *et al*., 2011; Herbosch, Verniers, 2013b Fig. 6).

Debacker T.N., Herbosch A., Verniers J., 2011. The presumed Upper Ordovician green rocks at Rebecq re-interpreted as a resurfacing of the Cambrian Oisquercq Formation (Senne valley, Anglo-Brabant Deformation Belt, Belgium). *Geologica Belgica*, 14, 249-264.

Herbosch A., Verniers J., 2013. Stratigraphy of the Lower Paleozoic of the Brabant Massif, Belgium. Part I: The Cambro-Ordovician from the Halle and Ottignies groups. *Geologica Belgica*, 16: 49-65.

Herbosch A., Verniers J., 2013b. Stratigraphy of the Lower Palaeozoic of the Brabant Massif, Belgium. Part II: The Middle Ordovician to lowest Silurian of the Rebecq Group. *Geologica Belgica*.

2. Magmatisme, âge et modalités de mise en place

La mise en place de l'intrusion de Quenast a été datée sur zircons (méthode U-Pb par Ablation Laser-ICP-MS; Linnemann *et al*., 2011) de 430+/-3 Ma, âge qui correspond au milieu du Wenlockien (partie inférieure du Silurien). Ceci montre que cette intrusion s'est mise en place tout au début de l'inversion tectonique brabantienne, conséquence fort probable de la collision entre les plaques Avalonia-Baltica et Laurentia (Cocks, Torsvik, 2002, 2005, Linneman *et al*, 2012).

Cocks L.R.M., Torsvik T.H., 2002. Earth geography from 500 to 400 million years ago: a faunal and palaeomagnetic review. *Journal of the Geological Society*, London, 159, 631-644.

Cocks L.R.M., Torsvik T.H., 2005. Baltica from the late Precambrian to mid-Palaeozoic times: the gain and loss of a terrane's identity. *Earth-Science Reviews*, 72, 39-66.

Linnemann U., Herbosch A., Liégeois J.P., Pin C., Gärtner A., Hofmann M., 2012. The Cambrian to Devonian odyssey of the Brabant Massif within Avalonia: A review with new zircon ages, geochemistry, Sm-Nd isotopes, stratigraphy and palaeogeography. *Earth-Science Reviews*, 112, 126-154.

3. Modèle de mise en place de la Formation de Bruxelles

Tout récemment, Houthuys (2011) a proposé un nouveau modèle de mise en place de la Formation de Bruxelles. Une phase régressive majeure datant de 50Ma (Yprésien sup.) a laissé un vaste bassin qui a progressivement été comblé lors d'une phase transgressive. Les sables de la Formation de Bruxelles se sont déposés dans un premier temps dans un estuaire et ensuite une baie à caractère tidal (tidal marine embayment). Le bassin a progressivement été comblé d'ouest en est par progradation latérale. La section du bassin ainsi réduite (flow-section restriction) a eu pour conséquence l'augmentation de l'intensité du flux des courants marins à l'origine d'érosions locales verticales et latérales.

Houthuys R. J., 2011. A sedimentary model of the Brussels Sands, Eocene, Belgium. *Geologica Belgica*, 14, 55-74.

BIBLIOGRAPHIE

André L., 1983. Origine et évolution des roches éruptives du Massif du Brabant. *Thèse de Doctorat, inédit Univ. Libre Bruxelles.*, 123 p.

André L., Deutsch S., Michot J., 1981. Données géochronologiques concernant le développement tectono- métamorphique du segment calédonien brabançon. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 104, 241-253.

André L., Deutsch S., 1984. Les porphyres de Quenast et de Lessines : géochronologie, géochimie isotopique et contribution au problème de l'âge du socle précambrien du Massif du Brabant (Belgique). *Bull. Soc. belge Géol.*, 93, 375-384.

André L., Deutsch S., 1985. 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. *Journ. Geol. Soc. London,* 142, 911-923.

André L., Deutsch S., 1986. Magmatic 87Sr/86Sr relicts in hydrothermal altered quartz diorite (Brabant Massif, Belgium) and the role of epidote as a Sr filter. *Contr. Min. Petr.*, 92, 104-112.

André L., Hertogen J., Deutsch S., 1986. Ordovician-Silurian magmatic provinces in Belgium and the Caledonian orogeny in middle Europe. *Geology*, 14, 879-882.

André L., Herbosch A., Louwye S., Servais T., Van Grootel G., Vanguestaine M., Verniers J., 1991. Guidebook to the excursion on the stratigraphy and magmatic rocks of the Brabant Massif, Belgium. *In* : André L., Herbosch A., Vanguestaine M. & Verniers J. (Ed.) Proceedings of the International Meeting on the Caledonides of the Midlands and the Brabant Massif. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 114, 283-323.

Anthoine R., Anthoine P., 1943. Les assises de Mousty et de Villers-la-Ville du bassin supérieur de la Dyle. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 66, 53-170.

Asselberghs E., 1918. Gîtes nouveaux d'*Oldhamia radiata* à Oisquercq (vallée de la Sennette). *Bull. Soc. belge Géol.*, 24, 102-103.

Bos K., Gullentops F., 1990. Ijzerzandsteen als bouwsteen in en rond het Hageland. *Bull. Soc. belge Géol.*, 99, 131-151.

Buffel Ph., Matthijs J., 2002. Carte géologique de Belgique, Région de Bruxelles-Capitale, carte Bruxelles-Nivelles, planche 31-39 (1-4 *pro parte*), 1/50 000. *Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap*.

Chen X., Rong J., Fan J., Zhan R., Mitchell E., Harper D., Melchin M.J., Peng P., Finney S.C., Wang X., 2006. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Hirnantian Stage, 29, 183-196.

Cocks L.R.M., 1988. The Ordovician-Silurian boundary an dits working group, pp. 9-15. *In* : Winchester *et al*. (Ed) A Global analysis of the Ordovician-Silurian Boundary. *Bull. British Museum*, *Geology,* 43.

Cooper R.A., Nowlan G.S., Williams S.H., 2001. Global Stratotype and Point for base of the Ordovician System. *Episodes,* 24, 19-28.

Corin F., 1963. Sur les roches éruptives de la tranchée d'Asquempont, canal de Charleroi. *Bull. Soc. belge Géol.*, 72, 94-98.

Corin F., 1965. Atlas des roches éruptives de Belgique. *Mém. expl. Cartes Géol. Min. Belgique*, 4, 148 p.

Corin F., Francart J.P., Van Tassel R., 1964. Étude géologique de la carrière de Bierghes. Les filons carbonatés. *Bull. Soc. belge Géol.*, 72, 150-182.

Corin F., Ronchesne P., 1936. Une mylonite dans le porphyre de Bierghes (Brabant). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 59, 66-68.

Cornet F-L., 1877. Mines et carrières. *In* : *Van Bemmele : Patria Belgica, Encyclopédie nationale ou exposé méthodique de toutes les connaissances relatives à la Belgique ancienne et moderne, physique, sociale et intellectuelle. T. 1: Belgique Physique*, Bruxelles, 193-240.

Cornet J., 1911. Note préliminaire sur la composition chimique des argiles et des limons, *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 28, 240-244.

Debacker T.N., 2001. Paleozoïc deformation of the Brabant Massif within eastern Avalonia : how, when and why? *Unpublished Doctoral thesis, University of Gent*. 225 p.

Debacker T.N., Sintubin M., Verniers J., 2001. Large-scale slumping deduced from structural relations and sedimentary features : a study in the Lower Paleozoic Anglo-Brabant fold belt, Belgium. *Journ. Geol. Soc. London*, 158, 341-352.

Debacker T.N., Sintubin M., Verniers J., 2002. Timing and duration of the progressive deformation of the Brabant Massif (Belgium). *Aardkundige Mededelingen*, 12, 73-76.

Debacker T.N., Herbosch A., Sintubin M., Verniers J., 2003. Paleozoic deformation history of the Asquempont-Virginal area (Brabant Massif, Belgium) : large scale slumping, low-angle extensional detachment development (the Asquempont Fault

redefined) and normal faulting (the Nieuwpoort-Asquempont fault zone). *Mem. Geol. Surv. Belgium,* 49, 30 p.

Debacker T.N., Herbosch A., Verniers J., Sintubin M., 2004a. Fault in the Asquempont area, southern Brabant Massif, Belgium. *Netherlands Journal Geosciences* , 83, 49-65.

Debacker T.N., Sintubin M., Verniers J., 2004b. Transitional geometries between gently plunging and steeply plunging folds : an example from the Lower Paleozoic Brabant Massif, Anglo-Brabant deformation belt, Belgium. *Journ. Geol. Soc. London*, 161, 641-652 p.

Debacker T. N., Herbosch A., Sintubin M., 2004c. 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.

Debacker T.N., Herbosch A., Verniers J., 2011. The presumed Upper Ordovician green rocks at Rebecq re-interpreted as a resurfacing of the Cambrian Oisquercq Formation (Senne valley, Anglo-Brabant Deformation Belt, Belgium). *Geologica Belgica*, 14, 249-264.

Debacker T.N., Dewaele S., Sintubin M., Verniers J., Muchez Ph., Boven A., 2005. Timing and duration of the progressive deformation of the Brabant Massif, Belgium. *Geologica Belgica*, 8, 20-34.

Dehem M.A., 1908. L'emploi de l'arkose dans les constructions. *Annales des Travaux publics de Belgique*, 13, 427-455.

de la Vallée Poussin J., 1931. Contribution à l'étude du Massif « Cambrien » dans les vallées de la Dyle et de la Gette. *Mém. Inst. Géol. Univ. de Louvain*, 6, 319-353.

de la Vallée Poussin J., Renard A., 1885. Les porphyres de Bierges. *Bull. Acad. Roy. de Belgique*, 3e série, 9, 254-280.

Delcambre B., Pingot J.L., 2002. Notice explicative de la carte géologique Chastre - Gembloux n° 40/5-6, *Ministère de la Région Wallonne,* Namur, 72 p.

Delcambre B., Pingot J.L. avec la collaboration de Herbosch A. pour le socle, 2002. Carte géologique Chastre - Gembloux n° 40/5-6, *Ministère de la Région Wallonne,* Namur.

de Magnée I., 1977. Glauconie transformée en biotite dans les phyllades et quartzophyllades du Massif Cambro-Ordovicien du Brabant. *Bull. Soc. belge Géol.*, 86, 25.

de Magnée I., Raynaud J., 1944. Étude magnétique de la tectonique du Cambrien du Brabant à l'est de Court-St-Etienne. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 67, M495-M550.

de Magnée I., Anciaux P., 1945. Note préliminaire sur le métamorphisme à grenats du Brabant. *Bull. Soc. belge Géol.*, 54, 77-85.

de Magnée I., Lambeau J., 1966. Le poudingue phosphaté et manganésifère de Thy (vallée de la Dyle). *Bull. Soc. belge Géol.*, 74, 293-300.

Denayer M.E., Mortelmans G., 1954. Les roches éruptives. *In* : *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*. Liège, 747-792.

De Vos W., Verniers J., Herbosch A., Vanguestaine M., 1993. A new geological map of the Brabant Massif, Belgium. *Geol. Mag*., 130, 605-611.

Dewaele S., 2004. Metallogenesis at the southern margin of the Anglo-Brabant fold belt, Belgium. *Thèse de Doctorat non publiée*, *Universiteit Leuven*.

Dewaele S., Boven A., Muchez Ph., 2002. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of mesothermal, orogenic mineralization in a low-angle reverse shear zone in the Lower Palaeozoic of the Anglo-Brabant fold belt, Belgium. *Transactions Institution Mining Metallurgy*, 111, B215-220.

Dewaele S., Muchez Ph., 2004. Alteration, mineralisation and fluid flow characteristics in the Bierghes sill, Anglo-Brabant Fold Belt, Belgium. *Geologica Belgica*, 7, 55-69.

De Windt J., 1897. Sur les relations lithologiques entre les roches considérées comme cambriennes des Massifs de Rocroi, du Brabant et de Stavelot. *Mém. Acad. Roy. Belg,* 56, 96 p.

Doremus P., Hennebert M., 1995. Carte géologique Lens -Soignies n° 38/7-8 et sa notice explicative. *Ministère de la Région Wallonne*, Namur.

Dumont A., 1839. Rapports sur les travaux de la carte géologique de Belgique en 1839, avec une carte de Belgique des environs de Bruxelles. *Bull. Acad. Roy. de Belg.,* 6 (2ème partie), 464-485.

Dumont A., 1847. Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condroz. *Mém. Acad. roy. de Belgique,* coll. in 4°, 2è série, 4, 94 p.

Dumoulin V., Blockmans S., Herbosch A., Debacker T., à paraitre. Carte géologique de Wallonie, Jodoigne-Jauche n°40/3-4, *Service public de Wallonie, DGARNE*, Namur.

Dupuis C., Brych J., Laga P., Vandenberghe N., 1988. Sondage stratigraphique au Mont-Panisel : premiers résultats géologiques et géotechniques. *Bull. Soc. belge Géol.*, 97, 35-46.

Fourmarier P., 1920. La tectonique du Brabant et des régions voisines. *Mém. Acad. Roy. de Belg.*, Classe Sci., coll. in 4°, 2e série, 4, 93 p.

François Ch., 1889. Étude géologique et hydrologique de la région de Rebecq - Rognon faite pour l'établissement d'un projet d'alimentation en eau potable. *Bull. Soc. belge Géol.*, 3, 194-195.

Galeotti H., 1837. Mémoire sur la constitution géognostique de la province de Brabant. *In* : *Mém. Couronnés Acad. Roy. Sci. Belles-Lettres Bruxelles, 12, Hayez*.

Giese U., Katzung G., Walter R., Weber J., 1997. The caledonian deformation of the Brabant Massif and the early Paleozoic in northeast Germany compared. *Geol. Mag.*, 134, 637-652.

Gradstein F., Ogg J., Smith A., 2004. A Geologic Time Scale. *Cambridge Univ. Press,* 589 p.

Hedberg H., 1976. International stratigraphic guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure. *John Wiley & Sons*, 200 p.

Hennebert M., Eggermont B., 2002. Carte géologique Braine-le-Comte - Feluy, n° 39-5/6 et sa notice explicative, 63 p. *Ministère de la Région Wallonne,* Namur.

Herbosch A., 2005. La Formation de l'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. Étude lithostratigraphique, biostratigraphique et sédimentologique du sondage de Lessines. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 114, 195-212.

Herbosch A., Lemonne E., 2000. Carte géologique Nivelles - Genappe n° 39/7-8 et sa notice explicative, 59 p. *Ministère de la Région Wallonne*, Namur.

Herbosch A., Verniers J., Debacker T.N., Billiaerts B., De Schepper S., Bellemans M., 2002. The Lower Palaeozoïc stratigraphy and sedimentology of the Brabant Massif in the Dyle and Orneau valleys and the Condroz inlier at Fosses : an excursion guidebook. *Geologica Belgica*, 5, 71-143.

Herbosch A., Blockmans S., 2012. Carte géologique Wavre - Chaumont-Gistoux n° 40/1-2 et sa notice explicative, 66 p. *Ministère de la Région Wallonne,* Namur.

Herbosch A., Debacker T., Piessens K., 2008. The stratigraphic position of the Cambrian Jodoigne Formation redefined (Brabant massif, Belgium). *Geologica Belgica*, 11, 133-150.

Houthuys, R., 1990. Vergelijkende studie van de afzettingsstructuur van getijdenzanden uit het Eoceen en van de huidige Vlaamse banken. *Aardkundige Mededelingen*, *KUL*, 5, 137 p.

Houthuys R., Gullentops F., 1985. Brusseliaan facièssen en hun invloed op het relief ten zuiden van Brussel. *Bull. Soc. belge Géol.*, 94, 11-18.

Houthuys R., Gullentops F., 1988. Tidal transverse bars building up a longitudinal sand body (Middle Eocene, Belgium). *In* : Tide-influenced sedimentary environments and faciès (P.L. de Boer, A. Van Gelder & S.D. Nio, Eds.), *D. Reidel Publishing Company, Dordrecht*, 153-166.

International Commission on Stratigraphy, 2004. International Stratigraphic Chart. IUGS voir ICS website : www.stratigraphy.org.

Jedwab J., 1950. Introduction à l'étude structurale de la microdiorite de Quenast. *Bull. Soc. belge Géol.*, 59, 225-230.

Larangé F., 2002. Low-grade metamorphism and geotectonic setting of the Brabant Massif and the medio-occidental part of the Ardenne, Belgium : application of white mica cristallinity, *b* cell dimension and transmission electron microscope studies. *Thèse de doctorat inédite, Univ. de Louvain*, 209 p.

Lecompte M., 1948. Existence du Trémadocien dans le Massif du Brabant. *Bull. Acad. Roy. Belg.,* Cl. Sci.*,* 5e série*,* 34, 677-678.

Lecompte M., 1949. Découverte de nouveaux gîtes à *Dyctionema* dans le Trémadocien du Massif du Brabant. *Bull. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg.*, 25, 1-8.

Legrand R., 1964. Chez Michot 1980.

Legrand R., 1967. Ronquières, documents géologiques. *Mém. explic. cart. géol. min. Belgique*, 6, 60 p.

Legrand R., 1968. Le Massif du Brabant. *Mém. explic. cart. géol. min. Belgique*, 9, 148 p.

Lenoir J.L., 1987. Étude cartographique, pétrographique et palynologique de l'Ordovicien inférieur du bassin de la Senne. *Mémoire de licence inédit. Univ. Libre de Bruxelles,* 119 p.

Leriche M., 1912. Livret-guide des excursions géologiques organisées par l'Université de Bruxelles. 1er fascicule, 19 p.

Leriche M., 1920. L'étage de Caradoc dans la vallée de la Sennette. *Bull. Soc. belge Géol.*, 30, 56-59.

Leriche M., 1924. Compte rendu de l'excursion du 4 mai 1924, dans la vallée du ruisseau de Coeurq, au Bois de la Houssière et dans la vallée de la Sennette. *Bull. Soc. belge Géol.,* 24, 42-53.

Leriche M., 1927. Quelques observations géologiques nouvelles dans la vallée de la Senne, aux environs de Lembeecq (Brabant). *Bull. Soc. belge Géol*., 37, 111-116.

Lohest M., 1904. Les grandes lignes de la géologie des terrains primaires belges. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 31, M 221 et suiv.

Louis A., 1959a. Texte explicatif de la planchette de Rebecq -Rognon 115 W. Cartes des Sols de la Belgique 1/20 000*, I.R.S.I.A., Gembloux*.

Louis A., 1959b. Texte explicatif de la planchette d'Ittre 115 E. Cartes des Sols de la Belgique 1/20 000*, I.R.S.I.A., Gembloux*.

Louis A., Tavernier R., 1959. Carte des sols de la Belgique, Rebecq-Ittre 115 E. *Comité pour l'établissement de la carte des sols et de la végétation de la Belgique. Gembloux*.

Louwye S., Van Grootel G., Verniers J., 1992. The stratigraphy of the type locality of the ? late Wenlock/early Ludlow Mont Godart Formation and the early Ludlow Ronquières Formation, Brabant Massif. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 115, 307-331.

Lundegard P.D., Samuels N.D., 1980. Field classification of fine-grained rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 781-786.

Lyell C., 1852. The Tertiary strata of Belgium and french flanders. *Quat. J. Geol. Soc. London,* 8, 276-370.

Maillieux E., 1926. Remarques sur l'Ordovicien de la Belgique. *Bull. Soc. belge Géol.*, 36, 67-85.

Malaise C., 1873. Description du terrain Silurien du centre de la Belgique. *Mém. couronnés Acad. Roy. de Belg.*, Cl. Sci., 37, 122 p.

Malaise C., 1883. Étude sur les terrains siluriens et cambriens de la Belgique. *Bull. Acad. Roy. de Belg.*, Cl. Sci., 5, 30 p.

Malaise C., 1900. État actuel de nos connaissances sur le Silurien de la Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 25, 179-211.

Malaise C., 1909. Échelle stratigraphique du Silurien de Belgique et âge géologique des schistes noirs de Mousty. *Ann. Soc. Géol. Belg*., 36, M31-M39.

Maletz J., 1999. Lowermost Silurian graptolites of the Deerlijk 404 well, Brabant Massif (Belgium). *Jahrbuch für Geologie und Paleontologie,* Abh., 213, 335-354.

Maletz J., Servais T., 1998. Upper Ordovician graptolites from the Brabant Massif, Belgium. *Geobios*, 31, 21-37.

Mansy J.-L., Everaerts M., De Vos W., 1999. Structural analysis of the adjacent Acadian and Variscan fold belt in Belgium and

Northern France from geophysical and geological evidence. *Tectonophysics*, 309, 99-116.

Maréchal R., Laga P., 1988. Voorstel lithostratigraphische indeling van het Paleogeen *in Commissie Tertiair. Nation. Comm. voor Stratigr., Brussel*, 207 p.

Martin F., 1969. Les acritarches de l'Ordovicien et du Silurien belge. Détermination et valeur stratigraphique. *Bull. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg.*, 160, 1-76.

Martin F., 1976. Acritarches du Cambro-Ordovicien du Massif du Brabant. *Bull. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg.*, 51, 1-33.

Martin F., Rickards B., 1979. Acritarches, chitinozoaires et graptolithes ordoviciens et siluriens de la vallée de la Sennette (Massif du Brabant, Belgique). *Ann. Soc. Géol. Belg.,* 102, 181-197.

Michot J., Franssen L., Ledent D., 1973. Preliminary age measurements on metamorphic formation from the Ardennes anticline and the Brabant Massif (Belgium). *Fortschr. Miner.*, 50, 107-109.

Michot P., 1954. Le Silurien. *In :* Prodrôme d'une description géologique de la Belgique*. Imprimerie Vaillant carmane, Liège,* 39-82.

Michot P., 1977. L'Ordovicien de la vallée de la Thyle (Brabant) : structure tectonique, stratigraphie et lithologie. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 100, 223-231.

Michot P., 1980. Le segment tectogénique calédonien belge. *Mém. Acad. Roy. de Belg.*, Cl. Sci. in-8°, 2e série, 43, 61 p.

Monteyne R., 1986. Étude structurale de la formation sableuse bruxellienne. Rapport final de la convention Région Wallonne-Université Libre de Bruxelles pour l'étude des sablières du Brabant Wallon. Géologie Univ. Libre de Bruxelles. Inédit.

Mortelmans G., 1937. Le métamorphisme de contact à Quenast. *Bull. Soc. belge Géol.*, 47, 164-207.

Mortelmans G., 1952. Observations nouvelles sur les « porphyroïdes » caradociens de la gare d'Hennuyères. *Bull. Soc. belge Géol*., 61, 176-197.

Mortelmans G., 1955. Considérations sur la structure tectonique et la stratigraphie du Massif du Brabant. *Bull. Soc. belge Géol.*, 64, 179-218.

Mourlon M., 1873. Géologie de la Belgique. *Patria Belgica*, 100 p.

Mourlon M., 1893. Carte géologique Waterloo - La Hulpe n° 116. Échelle 1/40 000, *Inst. Géog. Militaire*.

Mourlon M., 1895. Observations à propos du gîte fossilifère découvert par M. Velge dans l'argile de La Bruyère de Haut-Ittre. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 22, 225-235.

Nijs R., Logier B., 1990. Petrographical characteristics of the cambrian ("Devillian") quartzites from the Brabant Massif. *Natuurwet. Tijdschrift*, 72, 90-102.

Nonnon M., 1989. Une nouvelle occurrence de monazite grise en Belgique. *Bull. Soc. belge Géol.,* 98, 73-76.

Omalius d'Halloy J.J., 1808. Essais sur la géologie du Nord de la France. *Journal des Mines*, 24, 123-158, 271-318, 345-392, 439-466. Paris.

Ortlieb J., Chellonneix E., 1870. Étude géologique des collines tertiaires du département du N comparées avec celles de la Belgique. *Ed. Quarré et Castiaux*, *Lille*, 228 p.

Paepe R., Mortelmans G., 1969. Sur la présence de sols fossiles pléïstocènes pré-eémiens entre Hal et Tournai. *Bull. Soc. belge Géol.*, 78, 57-68.

Paepe R., Vanhoorne R., 1976. The Quaternary of Belgium in its relationship to the stratigraphical legend of geological map. *Mém. explic. cart. géol. min. Belgique*, 18, 38 p.

Pharaoh T.C., Merriman R.J., Evans J.A., Smith N.J., 1991. Early Paleozoic arc-related volcanism in the concealed Caledonides of southern Britain. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 114, 63-92.

Pharaoh T.C., Brewer T.S., Webb P.C., 1993. Subduction-related magmatism of late ordovician age in eastern England. *Geological mag.*, 130, 647-656.

Piessens K., De Vos W., Herbosch A., Debacker T., Verniers J., 2004. Lithostratigraphy and geological structure of the Cambrian rocks at Halle-Lembeek (Zenne valley, Belgium). *Geol. Surv. Belgium. Prof. Paper.*, 300, 166 p.

Pire C., 1998. Les carrières de Quenast. *Fascicule édité par l'auteur : Ch. de Charleroi, 53, Genappe.*

Raynaud J., 1952. Contribution magnétique à la connaissance géologique du massif de la Gette. *Ann. Soc. Géol. Belg.,* 75, B283- B291.

Regnell G., 1951. Revision of the Caradocian - Ashgillian cystoid fauna of Belgium with notes on isolated pelmatozoan stem fragments. *Mém. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg.,* 120, 1-47.

Robaszynski F., Dupuis C., 1983. Belgique. Guides géologiques régionaux. *Masson (Ed)*, 204 p.

Rutot A., 1891. Sur l'extention des sédiments diestiens au sud de Bruxelles. *Bull. Soc. belge Géol.*, 5, 88-90.

Rutot A., 1903. Découvertes d'ossements aux carrières de Quenast. *Bull. Soc. belge Géol.*, 17, 195-197.

Sadler P.M., Cooper R. A., 2004. Calibration of the Ordovician Timescale, pp. 48-51. *In* : *Webby B.D., Paris F., Droser M.L., & Percival I. G. (Ed.) The Great Ordovician Biodiversificatio Event. Columbia Univ. Press*, 484 p.

Samuelsson J., Verniers J., 2000. Ordovician Chitinozoan Biozonation of the Brabant Massif, Belgium. *Review of Paleobotany and Palynology*, 113, 105-129.

Schippers T., 1979. Étude structurale du massif de Bierghes. *Mémoire fin d'étude inédit, Univ. Libre Bruxelles*, 72 p.

Servais T., 1991a. Contribution to the Stratigraphy of the Ordovician Rigenée Formation (Brabant Massif, Belgium). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 114, 233-245.

Servais T., 1991b. Discovery of turbiditical levels in the late Ordovician of the Sennette valley (Brabant Massif, Belgium). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 114, 247-251.

Servais T., 1993. Acritical review of some Ordovician acritarchs taxa and their stratigraphical implications in Belgium and Germany. *Thèse de Doctorat inédite, Univ. Liège.*

Servais T., Vanguestaine M., Herbosch A., 1993. Review of the stratigraphy of the Ordovician in the Brabant Massif, Belgium. *Geol. Mag.*, 130, 699-710.

Service géologique de Belgique, 1997. Cartes aéromagnétiques Belgique-Luxembourg, 1:500.000. Champs total réduit au pôle.

Sintubin M., Brodkom F., Laduron D., 1998. Cleavage-fold relationships in the lower Cambrian Tubize Group, southeast Anglo-Brabant fold belt (Lembeek, Belgium). *Geol. Mag.*, 135, 217-226.

Sintubin M., Lemonne E., Herbosch A., 2002. Some structural particularities on a Tubize-Formation outcrop at Mont-St-Guibert (Brabant Massif, Belgium). *Geologica Belgica*, 5, 51-53.

Steurbaut E., 1986. Late middle Eocene to middle Oligocene calcareous nannoplankton from the Kallo Well, some boreholes and exposures in Belgium and a description of the Ruisbroek Sand member. *Meded. Werkgr. Tert. Kwart. Geol.*, 23, 49-83.

Steurbaut E., 1998. High-resolution holostratigraphy of Middle Paleocene to Early Eocene strata in Belgium and adjacent areas. *Palaeontographica Abt. A*., 247, 91-156.

Stow D.A.V., Shanmugam G., 1980. Sequence of structures in fine-grained turbidite; comparison of recent deep-sea an ancient flysch sediments. *Sedim. Geol*., 25, 23-42.

Tavernier R., 1948. Les formations quaternaires de la Belgique en rapport avec l'évolution morphologique du pays. *Bull. Soc. belge Géol.*, 57, 609-641.

Tavernier R., 1954. Le Quaternaire. Prodrome d'une description géologique de la Belgique, pp. 555-584, Liège.

Tavernier R., De Breuck W., De Moor G., 1967. Geo-electrisch onderzoek in de streek van Lessines. *Med. Ko. Akad Klasse Wetenschappen,* 29, 3-64.

Thorez J., Bourguignon P., Paepe R., 1970. Étude préliminaire des associations de minéraux argileux des loess pléistocènes en Belgique. *Ann. Soc. géol. Belg.,* 93, 265-285.

Vandenberghe N., Laga P., Steurbaut E., Hardenbol J., Vail P.R., 1998. Tertiary sequence stratigraphy at the southern border of the North Sea Basin in Belgium. *In :* Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, SEPM Special Publication,* 60, 119-154.

Vander Auwera J., 1983. Étude pétrographique, sédimentologique et géochimique de l'assise de Tubize, Massif du Brabant (Belgique). *Mémoire de fin d'étude inédit, Université Libre de Bruxelles,* 123 p.

Vander Auwera J., André L., 1985. Sur le milieu de dépôt, l'origine des matériaux et le faciès métamorphique de l'assise de Tubize. *Bull. Soc. belge Géol.,* 94, 171-184.

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. *Geol. Mag.,* 134, 607-616.

Vanguestaine M., 1978. Données palynologiques nouvelles dans l'Ordovicien inférieur de la Senne, Massif du Brabant, Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belg.,* 100 (1977), 193-198.

Vanguestaine M., 1991. Datation par acritarches des couches cambro-trémadociennes les plus profondes du sondage de Lessines. *Ann. Soc. Géol. Belg.,* 114, 213-231.

Vanguestaine M., 1992. Biostratigraphie par acritarches du Cambro-Ordovicien de Belgique et des régions limitrophes: synthèse et perspectives d'avenir. *Ann. Soc. Géol. Belg.,* 115, 1-18.

Vanguestaine M., Wauthoz B., 2011. Acritarchs from the Abbaye de Villers and Tribotte Formations in their type section, stratigraphic implications (Middle Ordovician, Brabant Massif, Belgium). *Geologica Belgica*, 14, 3-22.

Vanmeirhaeghe J., Storme A., Van Noten K., Van Grootel G., Verniers J., 2005. Chitinozoan biozonation of the Upper Ordovician of the Fauquez area (Brabant Massif, Belgium). *Geologica Belgica,* 4, 145-159.

Van Tassel R., 1986. Contribution à la lithologie du segment calédonien des vallées de la Dyle et de la Thyle, Brabant, Belgique. *Aardk. Mededel., KUL,* 3, 239-268.

Velge M.G., 1894. Carte géologique Lennick-St-Quentin -Hal n° 101 à l'échelle du 1/40 000. *Institut cartographique militaire*.

Velge M.G., Malaise C., de la Vallée Poussin J., Renard A., 1893. Carte géologique Rebecq-Rognon - Ittre n° 115 à l'échelle du 1/40 000. *Institut cartographique militaire*.

Verniers J., 1983. The Silurian of the Mehaigne area (Brabant Massif, Belgium) : lithostratigraphy and features of the sedimentary basin. *Prof. Paper Belgian Geol. Surv*., 203, 57 p.

Verniers J., Rickards., 1979. Graptolites et chitinozoaires siluriens de la vallée de la Burdinale. Massif du Brabant, Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 101, 149-161.

Verniers J., Louwye S., Van Grootel G., 1992. Lithostratigraphical descriptions of the Mont Godart and Ronquières Formations in their type localities and evaluation of the previous descriptions. *Prof. Paper Belgian Geol. Surv.*, 252, 67 p.

Verniers J., Samuelsson J., Van Grootel G., De Geest P., Herbosch A., 1999. The Ordovician in Belgium : new litho- and biostratigraphical data with Chitinozoa from the Brabant Massif and the Condroz Inlier (Belgium). *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 43, 93-96.

Verniers J., Herbosch A., Vanguestaine M., 2001. Cambrian-Ordovician-Silurian lithostratigraphic units. *In* : « Lithostratigraphic scale of Belgium » *Ed. Bultynck P. & Dejonghe L., Geologica Belgica*, 4, 5-38.

Verniers J., Pharaoh T., André L., Debacker T.M., De Vos W., Herbosch A., Sintubin M., 2002. Lower Paleozoic basin development and Caledonian deformation history in and around Belgium in the framework of Eastern Avalonia. *In* : Winchester J., Verniers J. & Pharao T. (Ed.) Paleozoic Amalgamation of Central Europe. *Geological Society, London, Special Publ.*, 201, 47-93.

Verniers J., Van Grootel G., Debacker T.N., 2005. The Upper Ordovician lithostratigraphy and structural architecture of the Fauquez area (Brabant Massif, Belgium). *Geologica Belgica*, 8, 160-175.

Von Hoegen J., Kramm U., Walter R., 1990. The Brabant Massif as part of Armorica/Gondwana : U-Pb isotopic evidence from detrital zircons. *Tectonophysics*, 185, 37-50.

Waterlot G., Beugnies A., Bintz J., 1973. Ardennes-Luxembourg. Guides géologiques régionaux. *Masson et Cie*, 206 p.

Webby B. D., Cooper R. A., Bergström S. M., Paris F., 2004. Stratigraphic Framework and Time Slices. pp. 41-47. *In :* Webby B.D., Paris F., Droser M.L., & Percival I.G. (Ed.) The Great Ordovician Biodiversificatio Event. *Columbia Univ. Press*, 484 p.

Wouters L., Vandenberghe N., 1994. Géologie de la Campine, Essai de synthèse. *ONDRAF*, Bruxelles, 208 p.

ANNEXE

Liste des captages

X	Y	Commune	Nature d'ouvrage	Activité de l'exploitant
131.732	151.394	Rebecq	Puits foré	Activité agricole
131.733	151.448	Rebecq	Puits traditionnel	Activité agricole
142.770	152.490	Braine-le-Château	Puits foré	Activité commerciale
142.319	152.166	Braine-le-Château	Puits traditionnel	Activité industrielle
138.483	154.928	Tubize	Puits foré	Administration publique (non distribution) et activité agricole
131.160	153.171	Rebecq	Carrière	Carrière
134.698	151.601	Rebecq	Puits foré	Sociétés d'embouteillage et de boissons
134.733	151.608	Rebecq	Puits foré	Sociétés d'embouteillage et de boissons

Source : MRW - Division de l'Eau – Direction des Eaux souterraines - Avenue Prince de Liège, 15 - 5100 JAMBES (08/10/2010).

FARBEN - UND ZEICHENERKLÄRUNG – *LEGENDE* – LEGEND

Gesteinsgrenze – *Formatiegrens* – Geological boundary

Gesteinsgrenze verdeckt – *Formatiegrens onder bedekking* – Geological boundary under cover

Verwerfung – *Breuk* – Fault

Verwerfung verdeckt – *Breuk onder deklagen* – Covered fault

Steinbruch (Umriss der Aushöhlung) – *Groeve : omtrek van de uitgraving* – Quarry : contour of the excavation

(XYZ) Formation verdeckt – *Formatie onder deklagen* – Concealed formation

a Schichtung : Streichen und Fallen (a) der normal gelagerten Schichten – *Gelaagdheid : strekking en helling (a) van normaal hellende lagen* – Stratification : strike and dip (a) of inclined strata

a Schieferung : Streichen und Fallen (a) – *Hellende druksplijting : strekking en helling (a)* – Dipping cleavage : strike and dip(a)

Steinbruch im Betrieb – *Steengroeve in uitbating* – Active quarry

Steinbruch außer Betrieb – *Verlaten steengroeve* – Disused quarry

Aufgeschütteter Steinbruch – *Opgevulde steengroeve* – Filled quarry

a m
b br
b pr

Bohrung, a ist die Mächtigkeit (Meter) (m: der modernen Ablagerungen) ; b ist die Tiefe (Meter) (br: der paläozoischen Decke ; pr: der Bohrung) – *Boring waar a de dikte (in meter) (m: van de recente afzettingen) ; waar b de diepte is (in meter) (br: van de top van de paleozoische sokkel ; pr: van de boring)* – Borehole where a is the thickness (meter) (m: of the superficial deposit) ; where b is the depth (meter) (br: of the Paleozoic basement top ; pr : of the borehole)

Wassergewinnung – *Waterwinning* – Groundwater pumping station

Aufgeschürfter Sockel – *opengewerkte tekening van de sokkel* – cutaway diagram of the basement

Mögliche Verwerfung – *Vermoedlijke overschuiving* – Hypothetical fault

Mögliche Gesteingrenze – *Vermoedelijke formatiegrens* – Hypothetical geological boundary

Verlauf der Antiklinalachse – *Spoor van anticlinaal assenvlak* – Anticline axial surface trace

Verlauf der Synklinalachse – *Spoor van synclinaal assenvlak* – Synclinal axial surface trace

X

Aufschüttungen.
Opvulling, ophoging.
Embankments.

AMO

Jüngere alluviale Ablagerungen : Tone, Sande, Lehme, Schotter und Kieselsteine.
Moderne alluviale afzettingen : kleien, zanden, leem, grind en keien.
Modern alluvial deposits : clays, sands, loam, gravel and boulders.

LED

Lede Formation : grau-gelblicher, glaukonitführender Sand, sowie manchmal sandiger, grau-gelblicher, eisenhaltiger und glaukonitführender Ton, manchmal kieselig an der Basis.
Formatie van Lede : gelig grijs glauconiethoudend zand en gelig grijze soms zandige, ijzerhoudende en glauconiethoudende klei, soms grindachtig aan de basis.
Lede Formation : yellowish-grey glauconite-rich sand, and yellowish-grey glauconite-rich, ferruginous locally sandy clay, sometimes gravelly near the base.

BXL

Bruxelles Formation : Mittel- bis grobkörnige, quarzitische Sande verschiedener Farben, stellenweise glaukonitführend, laminiert und bioturbiert ; Vorkommen von Feuersteinen und Sinterlagen aus weißfarbenen Sandsteinen oder aus limonitischen Linsen.
Formatie van Brussel : middelmatig tot grof zand, kwartsrijk en gevarieerd in kleur, soms glauconietrijk, gelamineerd en gebioturbeerd ; aanwezigheid van vuursteenconcreties en van witachtige zandsteen of van limonietrijke lenzen.
Brussel Formation : medium to coarse sand, quartz-rich, in various colours, locally glauconite-rich, laminated and bioturbated ; presence of flint concretions and of whitish sandstone or limonitic lenses.

KOR

Kortrijk Formation : Sandige, grau bis grau-ockerfarbene Tone mit Linsen aus glaukonitischem Sand.
Formatie van Kortrijk : grijze tot okergrijze zandige klei met lenzen van glauconiethoudend zand.
Kortrijk Formation : grey to ochre-grey sandy clay with lenses of glauconitic sand.

MEP

Mons-en-Pévèle Formation : Feine, braune, beige, glaukonitführende und sich weich anfühlende Sande und Siltite ; zwischengelagert mit grauen oder ockerfarbenen Tonen ; Vorkommen von Schräg- oder Wechselschichtung.
Formatie van Mons-en-Pévèle : bruin, beige fijn zand en zacht aanvoelende silt, glauconiethoudend, onderbroken door grijze of okerkeleurige klei ; aanwezigheid van gekruiste of schuine gelaagdheid.
Mons-en-Pévèle Formation : brown, beige sand and soft silt, glauconitic, interrupted by grey to ochre-coloured clay ; presence of cross-stratification or inclined stratification.

CAR

Carnières Formation : Plastischer, glaukonitführender, bioturbierter Ton und sandiger Ton, in grauen bis grau-blauen Farben, mit grauen oder ockerfarbenen Sandlinsen.
Formatie van Carnières : grijze tot blauw-grijze plastische, glauconiethoudende, gebioturbeerde klei en zandige klei met grijze tot okerkleurige zandige lenzen.
Carnières Formation : grey to bluish-grey, plastic, glauconitic and bioturbated clay and sandy clay with grey or ochre-coloured sand lenses.

HAN

Hannut Formation : Feiner bis mittelkörniger, grün bis grau-grüner Sand mit siltischen und tonigen Lagen. An der Basis manchmal eine Kiesschicht.
Formatie van Hannut : grijsgroen fijn tot middelmatig zand met siltige en kleirijke niveaus. Soms grindjes aan de basis.
Hannut Formation : greyish-green fine to medium sand with silty and clayey layers. Sometimes gravelly at the base.

RON

Ronquières Formation : Schwarzfarbene Schiefer, mit feinkörnigen, laminierten, stellenweise etwas sandigeren Siltitlagen.
Formatie van Ronquières : zwarte schiefers met fijne silrijke niveaus, gelamineerd, soms wat zandig.
Ronquières Formatie : blackish shales with fine silty layers, laminated, locally sandy.

FRF

Froide Fontaine Formation : Dezimetermächtige Bänke aus relativ grobem, oft glimmerigem Sandstein, begleitet von Schiefern und Siltiten.
Formatie van Froide Fontaine : decimeter-dikke banken van vrij grove zandsteen, dikwijls glimmerhoudend, met schiefers en siltstenen.
Froide Fontaine Formation : decimetric beds of rather coarse sandstone, often micaceous, with shales and siltstones.

STK

Steenkerque Formation : Schiefer und Siltite, mit seltenen, millimeterdicken Lagen aus feinen Sandsteinen und grobkörnigen Siltiten.
Formatie van Steenkerque : schiefers en siltstenen met zeldzame millimetersdikke niveaus van fijnkorrelige zandsteen of grove siltsteen.
Steenkerque Formation : shales and siltstones with millimetric beds of fine sandstone or coarse siltstone.

PER

Petit-Roeulx Formation : Schiefer und Siltite, mit zentimeterdicken Bänken aus Sandsteinen mit Schrägschichtung.
Formatie van Petit-Roeulx : schiefers en siltstenen met centimeter-dikke banken van zandsteen met schuine gelaagdheid.
Petit-Roeulx Formation : shales and siltstones with centimetric beds of sandstone with inclined stratification.

COY

Corroy Formation : Grau-grünfarbene Schiefer, mit zahlreichen kleinen Bänken aus hellgrauem Sandstein mit Schrägschichtung (Turbidite).
Formatie van Corroy : groen-grijze schiefers met talrijke dunne bankjes van bleekgrijze zandsteen met schuine gelaagdheid (turbidieten).
Corroy Formation : greyish-green shales with numerous thin beds of pale-grey sandstone with inclined stratification (turbidites).

FLL

Fallais Formation : Sandige, grüne bis gelb-grüne Schiefer und Siltite, in feinen Blättern zerlegt.
Formatie van Fallais : groene tot geelgroene schiefers en zandige siltstenen die in dunne plakjes uit elkaar vallen.
Fallais Formation : green to yellowish-green shales and sandy siltstones that split into thin sheets.

BRT

Brutia Formation (nur das untere Schichtglied) : Tonige, dunkelgraue Siltite, mit millimeterdicken, länglichen, dunkleren Bioturbationen.
Formatie van Brutia (alleen het onderste lid) : donkergrijze kleirijke schiefers met meer donkere uitgerokken millimetersgrote bioturbaties.
Brutia Formation (only the lower member) : dark-grey clayey siltstones with more dark millimetric elongated bioturbations.

MAD

Madot Formation : Schiefer, Siltite und feine Sandsteine, dunkelgrau, stellenweise mit Fossilresten (Brachiopoden, Trilobiten, Krinoiden, Korallen), entweder mit einer vulkanischen Komponente oder mit vulkanischen (Dazite) oder vulkanisch-sedimentären Lagen.
Formatie van Madot : donkergrijze schiefers, siltstenen en fijnkorrelige zandstenen, soms met brokstukken van fossielen (brachiopoden, trilobieten, crinoïden, koralen), die ofwel een vulkanische component bevatten, ofwel vulkanische (dacieten) of vulkano-sedimentaire niveaus (u) insluiten.
Madot Formation : dark-grey shales, siltstones and fine-grained sandstones, sometimes with fossil debris (brachiopods, trilobites, crinoids, corals) that either enclose a volcanic component or contain volcanic (dacites) or volcano-sedimentary layers.

HF	FAU

Zusammenlegung der Huet und Fauquez Formationen : Fauquez Formation : Wechsellagerung aus zentimeterdicken, grauen Siltiten und schwarzen, pyritführenden Schiefern. Häufig Graptoliten.
Hergroepering van de formaties van Huet en van Fauquez : Formatie van Fauquez : centimeterdikke afwisseling van grijze siltstenen en zwarte pyriethoudende schiefers. Graptolieten frequent.
Re-grouping of the Huet and Fauquez formations : Fauquez Formation : centimetric alternation of grey siltstones and black shales with pyrite. Frequent graptolites.

HF	HUE

Zusammenlegung der Huet und Fauquez Formationen : Huet Formation : tonig-karbonatische Siltite, grau-grünfarben bis dunkelgrau, mit zahlreichen Fossilresten (Bryozoen, Krinoiden, Trilobiten und Korallen).
Hergroepering van de Huet en Fauquez Formaties : Formatie van Huet : kleirijke carbonaathoudende groengrijze tot donkergrijze siltstenen met brokstukken van fossielen (bryozoa, crinoïden, trilobieten en koralen).
Re-grouping of the Huet and Fauquez formations : Huet Formation : greenish-grey to dark-grey clayey and calcareous siltstones with fossil debris (bryozoans, crinoids, trilobites and corals).

RH	HOR

Hospice de Rebecq Formation : grau-grüne, massive Schiefer, mit feinen Pyritkristallen.
Formatie van de Hospice de Rebecq : grijsgroene compacte schiefers met kleine pyrietkristallen.
Hospice de Rebecq Formation : greyish-green compact shales with small pyrite crystals.

RH	IB	BNV

Bornival Formation : Wechsellagerung aus zentimeterdicken, dunkelgrauen Siltiten und laminierten, dunkleren Schiefern. Im oberen Teil seidig glänzende, schwarze Schiefer.
Formatie van Bornival : centimeterdikke afwisseling van donkergrijze siltstenen en meer donkere gelamineerde schiefers. Naar de top toe zwarte satijnachtige schiefers. Centimetric alternation of dark.
Bornival Formation : grey siltstones and more dark laminated shales. Towards the top black silky shales.

RH	IB	ITT

Ittre Formation : Rhythmische Wechsellagerungen aus feinen Sandsteinen, Siltiten und dunkelgrauem Schiefer in dezimetermächtigen Bänken (Turbidite).
Formatie van Ittre : ritmische afwisseling van fijnkorrelige zandstenen, siltstenen en donkergrijze schiefers in decimeterdikke banken (turbidieten).
Ittre Formation : rhythmically alternating fine-grained sandstones, siltstones and dark-grey shales in decimetric beds (turbidites).

RH	RIG

Rigenée Formation : Schiefer und tonige Siltite, dunkelgrau bis grau-blau, mit Pyrit und Graptoliten.
Formatie van Rigenée : donkergrijze tot blauwgrijze schiefers en kleirijke siltstenen met pyriet en zeldzame graptolieten.
Rigenée Formation : dark-grey and grey-blue shales and clayey siltstones with pyrite and rare graptolites.

TRO

Tribotte Formation : Grau-gelbe bis braune Sandsteine und tonige Sandsteine mit Schrägschichtung, mehr tonhaltig und vertikal bioturbiert in der oberen Hälfte.
Formatie van Tribotte : grijsgele tot bruine zandsteen en kleiige zandsteen met schuine gelaagdheden, die in de bovenst helft kleirijker en meer gebioturbeerd worden.
Tribotte Formation : greyish-yellow sandstones and clayey sandstones with inclined stratifications, becoming more clay-rich and bioturbated in the upper half.

ADV

Abbaye de Villers Formation : Grau-schwarze, tonige Siltite und/oder Tonsteine in Laminar- oder (millimeterdicken) Linsenstrukturen, mit starker horizontaler Bioturbation.
Formatie van de Abbaye de Villers : kleirijke grijs-zwarte siltstenen en/of slikstenen met gelamineerde tot lensvormige strucuur (op millimeterschaal), sterke horizontale bioturbatie.
Abbaye de Villers Formation : greyish-black clay-rich siltstones and/or mudstones with millimetric laminated or lenticular structure and strong horizontal bioturbation.

CHV

Chevlipont Formation : Millimeterdicke Wechsellagerungen aus hellgrauen Siltiten, tonigen Siltiten und dunkelgrauen Tonsteinen in wellenförmiger Lagerung.
Formatie van Chevlipont : millimeterdikke afwisselingen van bleekgrijze siltstenen, kleirijke siltstenen en donkergrijze slikstenen met ondulerende gelaagdheid.

Chevlipont Formation : millimetric alternations of pale-grey siltstones, clayey siltstones and dark-grey mudstones with ondulating bedding.

OIS	ASQ

Oisquercq Formation : Asquempont Schichtglied : Massive, sehr feine, graue bis grau-grüne Schiefer, siltiger und besser gelagert im oberen Teil.
Formatie van d'Oisquercq : Lid van d'Asquempont : zeer fijnkorrelige, compacte, grijze tot grijsgroene schiefers die naar de top meer siltrijker en beter gelaagd worden.
d'Oisquercq Formation : d'Asquempont Member : very fine-graines, compact, grey to grey-green shales becoming more silty and well-bedded towards the top.

OIS	RIP

Oisquercq Formation : Ripain Schichtglied : Sehr feine, massive, violettfarbene Schiefer, die leicht rotfarben verwittern.
d'Oisquercq Formatie : Lid van Ripain : zeer fijne schiefers, compact, violet van kleur en gemakkelijk rood verwerend.
d'Oisquercq Formation : Ripain Member : very fine shales, compact, purple in colour, easily weathering into red.

TUB	FRG

Tubize Formation : Forges Schichtglied : Grau-grüne, manchmal grau-blaue Schiefer und Siltite, mit Magnetit. Zentimeterdicke grüne Lagen (distale Turbidite).
Formatie van Tubize : Lid van de Forges : grijsgroene schiefers en siltstenen met magnetiet. Groene centimeterdike laagjes (distale turbidieten).
Tubize Formation : Les Forges member : grey-green shales and siltstones with magnetite. Green centimetric beds (distal turbidites).

TUB	ROG

Tubize Formation : Rogissart Schichtglied : Sandsteine, feldspatführende Sandsteine, und Grauwacken in meterdicken, hellen Bänken, die gradierte Abfolgen mit Siltiten und grau-grünen Schiefern mit Magnetiten bilden (Turbidite).
Formatie van Tubize : Lid van Rogissart : bleke zandstenen, veldspaatrijke zandstenen, greywackes in metersdikke banken die gegradeerde sequenties vormen met grijsgroene siltstenen en schiefers (turbidieten).
Tubize Formation : Rogissart Member : Pale sandstones, feldspathic sandstones, greywackes in metric beds forming graded-bedded sequences with grey-green siltstones and shales (turbidites).

TUB	MSG

Tubize Formation : Mont-Saint-Guibert Schichtglied : Massive grau-grüne Schiefer und Siltite mit Magnetit. Seltener rythmische dezimetermächtige Abfolgen aus Sandsteinen, Siltiten und Schiefern (Turbidite).
Formatie van Tubize : Lid van Mont-Saint-Guibert : compacte grijsgroene schiefers en siltstenen met magnetiet. Zeldzame ritmische decimeterdikke sequenties van zandstenen, siltstenen en schiefers (turbidieten).
Tubize Formation : Mont-Saint-Guibert Member : greyish-green shales and compact siltstones with magnetite; more seldomly decimetric rhythmic sequences of sandstones, siltstones and shales (turbidites)

BLM

Blanmont Formation : grau-beige, grün- oder rotfarbene Quarzite in grossen, schlecht gelagerten Bänken.
Formatie van Blanmont : grijs-beige, groenachtige of roodachtige kwartsieten in dikke slecht gelaagde banken.
Blanmont Formation : grey-beige, grenish or reddish quartzites in thick, less-good stratified beds.

η

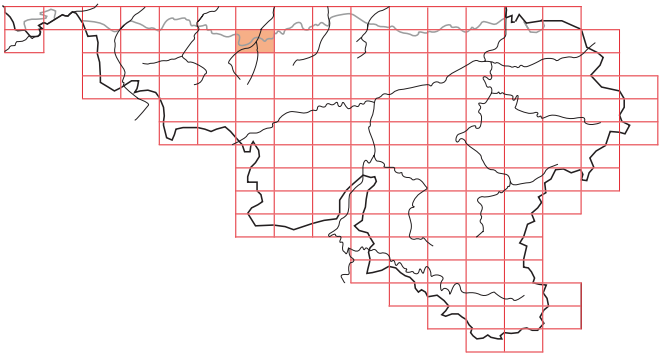
Mikrodiorit (Dazit) der Quenast Intrusion und des Sills von Bierghes. Saint-Véron Diorit von Lembeek.
Microdioriet (daciet) van de intrusie van Quenast en van de sill van Bierghes. Dioriet van Saint-Véron in Lembeek.
Microdiorite (dacite) of the Quenast intrusion and the Bierghjes sill. Diorite of Saint-Véron in Lembeek.

TABLE DES MATIÈRES

Résumé 3
1. Introduction 5
1.1. Conditions d'établissement de la carte 5
1.2. Méthodologies et avertissements 6
Méthodologie de levé 6
Méthodologie de tracé de la carte 7
Avertissements 7
1.3. Cadre géographique et géologique général 8
2. Description des formations (lithostratigraphie) 11
2.1. Le socle cambro-silurien 11
Cadre général 11
Nouvelle stratigraphie de l'Ordovicien 14
Formation de Blanmont (BLM) 16
Formation de Tubize (TUB) 18
Membre de Mont-Saint-Guibert (MSG), Membre de Rogissart (ROG) et Membre des Forges (FRG) 18
Formation d'Oisquercq (OIS) 22
Formation de Chevlipont (CHV) 26
Formation de l'Abbaye de Villers (ADV) 28
Formation de Tribotte (TRO) 30
Regroupement des formations de Rigenée, d'Ittre, de Bornival et de l'Hospice de Rebecq (RH) 32
Formation de Rigenée (RIG) 32
Regroupement des formations d'Ittre et de Bornival (IB) 33
Formation d'Ittre (ITT) 34
Formation de Bornival (BNV) 34
Formation de l'Hospice de Rebecq (HOR) 36
Regroupement des formations de Huet et de Fauquez (HF) 39
Formation de Huet (HUE) 39
Formation de Fauquez (FAU) 40
Formation de Madot (MAD) 40
Formation de Brutia (BRT) 44
Formation de Fallais (FLL) 45
Formation de Corroy (COY) 45
Formation de Petit-Roeulx (PER) 46
Formation de Steenkerque (STK) 47
Formation de Froide Fontaine (FRF) 47
Formation de Ronquières (RON) 49
2.2. La couverture cénozoïque 49
Remarque préliminaire 49
Cadre général 49
Formation de Hannut (HAN) 50
Groupe d'Ypres 50
Formation de Carnières (CAR) 51
Formation de Mons-en-Pévèle (MEP) 52
Formation de Kortrijk (KOR) 54

Formation de Bruxelles (BXL) 54
Formation de Lede (LED)..... 56
2.3. La couverture quaternaire 57
Limons quaternaires..... 57
Alluvions modernes (AMO) et anciennes..... 58
Remblais (X)..... 59
3. Les roches magmatiques et volcano-sédimentaires 60
3.1. Introduction..... 60
3.2. L'intrusion de « porphyre » de Quenast (η)..... 61
3.2.1. Introduction..... 61
3.2.2. Géologie..... 61
3.2.3. Contours de l'intrusion sous couverture et nature de l'encaissant 63
3.2.4. Remarques concernant l'âge de mise en place de l'intrusion 63
3.3. Le sill de Bierghes (η)..... 64
3.3.1. Géologie..... 65
3.3.2. Extension de l'intrusion sous la couverture et nature de l'encaissant 66
3.4. Les roches volcaniques et volcano-sédimentaires 66
4. La géologie structurale..... 68
4.1. Structure de la couverture cénozoïque..... 68
4.2. Structure du socle calédonien 69
4.2.1. La Faille d'Asquempont, nouvelle définition et interprétation 69
a. Historique..... 69
b. Nouvelles observations et nouvelle définition 70
c. Discussions et interprétations..... 73
d. Tracé de la Faille d'Asquempont 74
4.2.2. Définition de deux unités..... 75
4.2.3. Types de plis dans le Massif du Brabant 77
4.2.4. L'Unité centrale du Brabant 78
Les plis 79
4.2.5. L'Unité Senne-Dyle-Orneau..... 80
a) Les plis..... 80
b) Les failles..... 81
4.2.6. La schistosité 82
5. Le métamorphisme régional 83
5.1. Nature et description..... 83
5.2. Âge..... 84
6. Ressources du sous-sol 86
6.1. Hydrogéologie..... 86
6.2. Industrie extractive de matériaux utiles 86
6.2.1. Sables et argiles..... 86
6.2.2. Indurations gréseuses 87
6.2.3. Roches du socle..... 87
6.2.4. Limons..... 87
Remerciements *88*
Addendums au moment de la publication (mars 2013) 89
ANNEXE 105
Liste des captages 105
FARBEN - UND ZEICHENERKLÄRUNG – ***LEGENDE*** – LEGEND 106

SPW | *Éditions*



Service public de **Wallonie**

DIRECTION GÉNÉRALE OPÉRATIONNELLE
DE L'AGRICULTURE, DES RESSOURCES
NATURELLES ET DE L'ENVIRONNEMENT

DGO 3