WAVRE CHAUMONT-GISTOUX 40/1-2

SPW | Éditions

CARTE GÉOLOGIQUE DE WALLONIE

ÉCHELLE : 1/25 000

NOTICE EXPLICATIVE

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/2012/11802/29

Éditeur responsable : Claude Delbeuck, Directeur général,
DGARNE - Avenue Prince de Liège, 15 - B-5100 Namur.

Reproduction interdite.

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

WAVRE
-
CHAUMONT
-
GISTOUX

Alain HERBOSCH
&
Sabine BLOCKMANS

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

Photographie de couverture :
Ancienne carrière de Franquenies à Mousty. Formation de Mousty, Membre de Franquenies. Au centre, lentille de phtanite alignée dans la schistosité et noyée dans les schistes noirs.

NOTICE EXPLICATIVE
2012

Acceptée pour publication en octobre 2005

Carte Wavre - Chaumont-Gistoux n°40/1-2

Résumé

La carte géologique 40/1-2 Wavre - Chaumont-Gistoux couvre les derniers affleurements vers le nord du Massif cambro-silurien du Brabant. Ce vieux socle paléozoïque est en grande partie caché sous une couverture de terrains mésozoïques et cénozoïques qui occupe la majeure partie de cette 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. Mis à part quelques petits pointements au nord de la carte, ce socle n'est visible que dans la vallée de la Dyle entre Court-Saint-Etienne et Limelette ;*
- *une couverture méso-cénozoïque quasiment horizontale et discordante sur le socle calédonien. À sa base, le Crétacé n'affleure qu'au fond des principales vallées de l'extrême nord de la carte. Au-dessus, les formations paléocènes et éocènes sont recouvertes de loess et limons pléistocènes qui les masquent très souvent.*

Les terrains calédoniens affleurent essentiellement dans la vallée de la Dyle (planchette Wavre) où s'observent les formations cambriennes de Tubize et de Mousty. En outre, quelques pointements de la Formation de Blanmont s'observent dans la partie nord de la carte dans les vallées de la Dyle, du Train et du Piétrebais. Ces terrains sont formés de roches terrigènes essentiellement pélitiques (schistes et siltites), mais aussi arénacées (grès fins et quartzites). D'un point de vue structural, la Faille de l'Orne, méridienne, fait place vers l'ouest à la Faille d'Ottignies, de direction longitudinale. Ces failles délimitent deux unités bien distinctes dans le socle : l'Unité centrale du Brabant, constituée des formations de Blanmont et de Tubize, et l'Unité Senne-Dyle-Orneau, formée par les roches plus récentes. L'allure des plis et le développement d'une schistosité régionale montrent une direction de raccourcissement dirigée globalement du nord vers le sud.

La couverture comprend, à sa base, du Crétacé supérieur (Formation de Gulpen) formant un biseau de craies blanches qui s'épaissit vers le nord. Ces craies apparaissent localement dans les sondages du premier tiers sud-est de la carte et atteignent une épaisseur de l'ordre de 15 mètres au nord de la carte où elles commencent à affleurer dans le fond des vallées

de la Dyle et du Train. S'y superposent des terrains paléocènes et éocènes qui, en dehors des vallées, peuvent atteindre une épaisseur de l'ordre de 50 à 80 mètres. À la base, on trouve les sables argileux, le tuffeau et les sables fins glauconifères du Paléocène supérieur (Formation de Hannut). Ensuite, on trouve les formations de l'Éocène qui commencent par les argiles et sables argileux yprésiens (Formation de Kortrijk), passent aux sables et grès lutétiens (Formation de Bruxelles), eux-mêmes surmontés, essentiellement sur les points culminants, par les sables fins et sables argileux priaboniens (Formation de Sint-Huibrechts-Hern).

Les épaisseurs mentionnées dans la notice pour les terrains paléocènes et éocènes sont très variables, car la base des formations tertiaires est souvent érosive. Ceci explique la disparition partielle ou totale de certaines formations et l'allure parfois très irrégulière des corps sédimentaires. La Formation de Bruxelles illustre ceci particulièrement bien : des corps sableux lenticulaires remplissent une zone chenalisante de direction SSW-NNE qui s'étend de part et d'autre de la Dyle sur une cinquantaine de kilomètres de large, entre Leuven au nord et Ottignies au sud. L'épaisseur des dépôts varie de 10 à 60 mètres dans le cœur des dépressions. Deux surcreusements de cette zone chenalisante, parallèles à celle-ci, sont bien visibles sur les coupes réalisées pour cette carte. Le premier suit la rive est de la Dyle en passant à l'ouest de Louvain-la-Neuve et à l'est de Wavre. Il s'agit de l'extrémité sud-ouest du chenal d'Archennes. Le second passe à l'est du Train, se dirigeant du nord de la carte vers Chaumont-Gistoux. Ces chenaux expliquent la disparition de la Formation de Kortrijk sur la rive ouest du Pisselet au nord de Dion-le-Mont et sur la rive est du Train au sud de Biez.

Les formations tertiaires sont généralement recouvertes par les læss et limons pléistocènes dont l'épaisseur, très variable, augmente cependant globalement vers le sud-est. Localement leur épaisseur peut dépasser 15 mètres comme aux alentours de Corbais et Nil-Saint-Martin.

1. Introduction

1.1. Établissement de la carte

Le levé de la carte Wavre – Chaumont-Gistoux (feuille n° 40/1-2) a été réalisé par l'équipe de l'Université Libre de Bruxelles, dans le cadre du Programme de Révision de la Carte géologique de Wallonie.

Ce programme a été commandité et financé par le Service public 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, faisant suite à un programme pilote, qui avait débuté en 1990.

Collaborent à ce programme l'Université de Liège, l'Université Catholique de Louvain, l'Université Libre de Bruxelles, les Facultés Universitaires Notre-Dame de la Paix, 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 (IGN). 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 constitue la deuxième édition de la carte géologique Wavre - Chaumont-Gistoux. Une version précédente, datée de 1893 et publiée à 1/40 000 par la Commission Géologique de Belgique, a été réalisée par Mourlon avec le concours de Malaise pour le Cambrien. D'autres documents cartographiques à plus grande échelle recouvrent également cette carte (Fourmarier, 1920 ; de la Vallée Poussin, 1930 ; Anthoine, Anthoine, 1943 ; De Vos *et al*., 1993a ; Herbosch *et al*., 2002).

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.

L'entièreté de ces documents peut être consultée 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 et SENSICOM).

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://environnement.wallonie.be/cartosig/cartegeologique/

ou via le Portail cartographie de la Région wallonne :

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

1.2. 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.

Le levé de cette feuille a été réalisé, à l'échelle du 1/10 000, par Alain Herbosch et Sabine Blockmans.

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

- d'un nouveau travail d'observation sur le terrain complété par de nombreux sondages effectués à la tarière manuelle. Au total, 484 nouveaux points ont été intégrés ;
- des données d'affleurements et de sondages (383 + 172 points d'observation) archivées au Service géologique de Belgique dans le dossier des « minutes de la Carte géologique de Belgique ». 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 des travaux dont les références figurent à la fin de ce livret ;
- des essais de pénétration géotechniques et de quelques

sondages effectués par le Ministère wallon de l'Équipement et des Transports pour des travaux autoroutiers ;

- de l'interprétation des récentes cartes géomagnétiques de la Belgique (Service géologique de Belgique, cartes aéromagnétiques Belgique-Luxembourg, 1/500 000, 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 Wavre – Chaumont-Gistoux, 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.

Avertissement : 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 obtenus auprès de l'Administration régionale ainsi que sur son site Internet

1.3. Cadre géographique et géologique

La carte Wavre - Chaumont-Gistoux se situe entièrement dans la Province du Brabant wallon où elle couvre les communes de Wavre, Ottignies - Louvain-la-Neuve et Chaumont-Gistoux, ainsi que partiellement les communes de Rixensart, Grez-Doiceau, Incourt, Court-Saint-Etienne, Mont-Saint-Guibert, Walhain et Perwez (fig. 1).

La carte appartient entièrement au bassin hydrographique de la Dyle. Les principales vallées sont orientées S-N, avec de l'ouest vers l'est, successivement, la Lasne, la Dyle, le Pisselet et le Train. Tous ces cours d'eau ont leur confluence avec la Dyle plus au nord en dehors de cette carte et ils comportent généralement des affluents de direction grossièrement E-W ou SE-NW. Dans le coin nord-est, le Piétrebais montre une direction E-W. Enfin, au sud-est la haute vallée du Nil forme un petit arc de cercle se dirigeant de l'est vers l'ouest.

D'une manière générale l'altitude décroît insensiblement du sud-est, où elle se situe souvent entre 140 et 150 m, vers le nord-ouest, où elle dépasse rarement 110 m. Les points les plus bas sont rencontrés dans les vallées parfois profondes, comme celle de la Dyle dont le lit alluvionnaire évolue d'une altitude de 60 m à la limite sud de la carte à 40 m à sa limite nord.

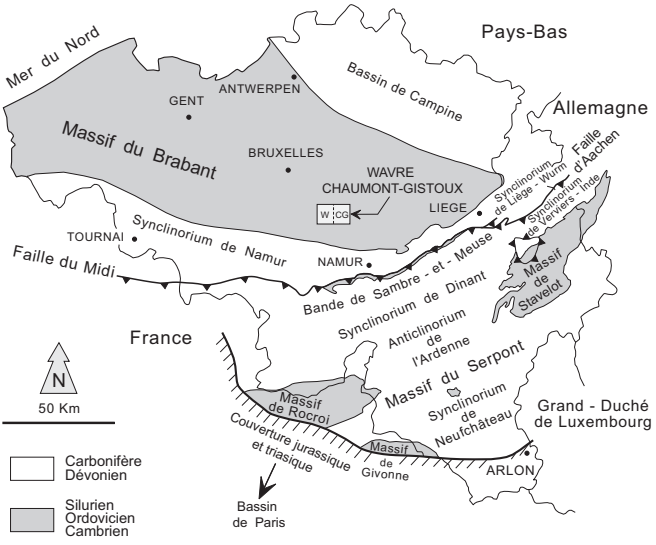

Fig. 1. Situation de la carte 40/1-2 dans le cadre géologique régional.

Deux types de paysages s'observent :

- les plateaux de la Hesbaye au sud et à l'est : ces larges plateaux limoneux sont généralement en pente insensible vers le nord-ouest, entre 155 m et 130 m d'altitude. Ils sont favorables à l'agriculture et forment un paysage mollement

ondulé, à peine entaillé par le réseau hydrographique. Hormis quelques villages, le domaine oriental est presque exclusivement agricole ;

- les « Ardennes brabançonnes » au nord et nord-ouest : ce domaine occidental est plus accidenté, surtout vers le centre nord de la carte (région de Dion et Bonlez). Les vallées du Pisselet et du Train entaillent bien la couverture, les versants y sont abrupts et boisés, avec une dénivellation qui atteint souvent 40 à 50 m. Ces deux vallées ont un interfluve limoneux assez étroit d'orientation nord-sud. À l'ouest, la vallée de la Dyle coule dans une vallée ample qui s'élargit de plus en plus vers le nord. Trois affluents (la Thyle, le Ri Angon-Ri de Ruchaux et le Blanc Ri) entaillent la couverture jusqu'au socle sur sa rive sud-est.

En ce qui concerne la géologie, décrivons succinctement ce qu'on observe, en allant du plus jeune au plus ancien.

Les lœss, limons et graviers de base quaternaire se sont déposés sur des niveaux d'érosion étagés en altitude, en discontinuité soit sur le socle primaire, soit sur les terrains tertiaires. Ainsi, dans le bassin de la Dyle, Fourneau (1974) a reconnu quatre niveaux d'érosion supérieurs (fin du Miocène à Pléistocène-Mindel) et quatre niveaux d'érosion inférieurs (Mindel à Würm). Les replats de la topographie actuelle se sont développés sur le limon würmien à la fin du Pléistocène.

Les terrains méso-cénozoïques sont constitués de craies, de calcaires argileux, de sables (parfois glauconieux), 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 (de 1 degré au maximum). Les dépôts de base, crétacés, paléogènes ou éocènes suivant les lieux, sont transgressifs vers le sud et discordants sur les terrains paléozoïques. Les terrains éocènes sont souvent visibles dans les chemins creusant le haut des versants ou les plateaux limoneux (« chemins creux »).

Les roches consolidées (shales, schistes, siltites, grès) du socle calédonien existent partout sous la couverture méso-cénozoïque qui vient d'être décrite. Le toit du socle pend assez régulièrement vers le nord-ouest, sauf dans la partie nord-est de la carte où il présente une zone haute (Camerman, 1950 a et b) correspondant aux quartzites de la Formation de Blanmont. Le Cambrien affleure essentiellement dans la vallée de la Dyle, depuis la limite sud de la carte (Court-Saint-Etienne) jusqu'à hauteur de Limelette. Quelques pointements de Cambrien inférieur (Formation de Blanmont) affleurent à l'entrée sud de Wavre et tout au nord de la planchette Chaumont-Gistoux (Biez, Piétrebais).

2. Description des formations

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. 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.

2.1. Le socle cambro-silurien

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 Jodoigne, de Blanmont et de Tubize qui constituent la partie centrale du Massif, appartiennent fort vraisemblablement à la partie inférieure du Cambrien inférieur (Verniers *et al*., 2001). Ces formations qui affleurent à peine sous la couverture sont très mal connues ; on n'y a pas encore trouvé de microfossiles (cf. synthèse Vanguestaine, 1992) et l'ordre de leur succession n'est pas encore définitivement établi. Leur position stratigraphique est donc essentiellement basée sur la présence, dans les formations de Tubize et de Blanmont, des traces de fossile *Oldhamia* et la comparaison avec la partie supérieure du Groupe de Deville (Dvb à *Oldhamia*), daté par acritarches en Ardenne (Vanguestaine, 1992). La question posée par Mortelmans (1977) de l'appartenance au Précambrien terminal des formations les plus inférieures reste donc ouverte, même si les progrès récents de la stratigraphie du Cambrien inférieur rendent cette hypothèse peu probable (Verniers, De Vos, 1995).

La bordure sud du Massif du Brabant affleure sur de plus grandes surfaces à la faveur des principales vallées qui entaillent la couverture depuis la Dendre à l'ouest jusqu'à la Méhaigne 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 (Herbosch *et al*., 2002 ; Verniers *et al*., 2001). On y observe, dans le Cambrien moyen et supérieur, les formations d'Oisquercq et de Mousty puis, dans l'Ordovicien et le Silurien, une quinzaine de formations que nous ne citerons pas vu leur absence sur cette carte (on trouvera une synthèse dans Verniers *et al*., 2001). 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) et graptolites (Maletz, Servais, 1998 ; Maletz, 1999).

Si l'ensemble de cette succession semble être en concordance de stratification, les doutes déjà exprimés par Fourmarier (1920, p. 10 à 14) quant à la concordance entre la Formation de Tubize et celle de Mousty font toujours l'objet d'une controverse. En effet, si de nombreux auteurs ont opté pour la concordance, d'autres comme Anthoine et Anthoine (1943), Mortelmans (1955), André (1983) et plus récemment Mansy *et al*. (1999) ont opté pour un contact par charriage, aucune des deux écoles n'est cependant parvenue à établir une argumentation de terrain suffisamment solide pour mettre fin à cette controverse. Le levé de cette carte, des cartes voisines vers le sud et le sud-ouest (Chastre - Gembloux, Delcambre *et al.*, 2002 ; Nivelles - Genappe, Herbosch, Lemonne, 2000) et l'implantation de plusieurs sondages montrent que les formations de Tubize et de Blanmont sont toujours en contact par faille avec les formations plus jeunes. Dans la région allant du bassin de la Dyle à la vallée de l'Orneau, zone homogène entièrement levée, l'ensemble de tous les arguments va dans le sens d'un contact tectonique avec charriage vers le sud du coeur Cambrien inférieur sur les formations plus jeunes de l'avant-pays (Herbosch, Lemonne, 1997, 2000 ; Delcambre *et al.*, 2002). Le débat reste ouvert.

Ces levés confirment aussi l'absence de la Formation d'Oisquercq dans l'ensemble du bassin de la Dyle. Il y a donc lacune, d'origine tectonique, d'une partie du Cambrien inférieur-moyen (cf. colonne lithostratigraphique de la carte). La seule lacune sédimentaire prouvée à l'heure actuelle est celle de la partie supérieure du Trémadoc et d'une partie de l'Arenig entre les formations de Chevlipont et de l'Abbaye de Villers (Vanguestaine *in* André *et al*., 1991 ; Verniers *et al*., 1999).

Les roches calédoniennes sont essentiellement de type terrigène (grès, siltites, shales). Quelques roches mixtes à débris de fossiles carbonatés s'observent à l'Ordovicien supérieur. Enfin des roches extrusives 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 à la base de l'Ashgill (Van Grootel *et al*., 1997).

Seule la partie tout à fait inférieure de cette succession affleure sur cette carte, qui montre uniquement les formations appartenant au Cambrien, en l'occurrence les formations de Blanmont, de Tubize et de Mousty. La Formation de Jodoigne, supposée être la plus ancienne vu sa situation tectonique centrale, n'affleure pas sur cette carte (elle est uniquement

présente au nord-est sur la carte Jodoigne - Jauche). Ces unités lithostratigraphiques ont déjà été définies par Malaise dès la fin du XIX^{e} siècle et leur définition actuelle n'a pas subi de changements majeurs.

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 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. 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 très difficilement. On observe parfois des intercalations de grès ou 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, Pingot, 2002, fig. 3).

L'étude pétrographique de Neijs et Logier (1990) montre qu'il n'y a pas de différences notoires 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 des 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 bloc Gondwana. Ceci confère un âge post-orogénique précoce, proche de la limite Précambrien-Cambrien, à la Formation de Blanmont (ce qui est cohérent avec les évidences paléontologiques).

Les anciennes descriptions (Fourmarier, 1920 ; dela Vallée Poussin, 1930) soulignent, toutes, la nature très massive de ces quartzites qui semblent cependant parfois présenter des intercalations phylladeuses. Des faciès plus grossiers arkosiques ou conglomératiques à stratifications entrecroisées sont décrits dans la région de Mont-Saint-Guibert

par DE LA VALLÉE POUSSIN (*op. cit.*, p. 322), qui suggèrent un passage progressif à la Formation de Tubize par augmentation des lentilles de schistes. Des faciès grossiers à stratifications entrecroisées (DE LA VALLÉE POUSSIN, 1930) et des arkoses (RAYNAUD, 1952) sont également décrits dans les affleurements et carrières du bassin de la Gette.

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 avec la Formation de Jodoigne. 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 ».

Cette formation n'affleure que sous forme de pointements de très petite taille dans le fond des vallées du tiers nord de la carte. Ces zones d'affleurement sont au nombre de quatre dont deux sont encore visibles, il s'agit :

- sur la planchette Wavre, de pointements de quartzite décrits par Rutot et Malaise dans les archives de la carte (points n° 63 et 103), à l'entrée sud de Wavre en bordure et dans le lit de la Dyle. L'emplacement actuel de la Rue du Moulin ne montre plus rien, des sondages implantés à proximité montrent que le socle n'est effectivement pas loin sous les alluvions récentes (vers 35-37 m) et que sa topographie est irrégulière ;
- sur la planchette Chaumont-Gistoux, dans le lit du ruisseau du Glabais (affluent est du Train), CAMERMAN (1950b) décrit une série de niveaux gréseux massifs et de teinte claire qui barre le lit du ruisseau sur une cinquantaine de mètres de long ;
- à l'extrême nord de la planchette Chaumont-Gistoux, dans la vallée du Train, on ne voit plus que le lac qui occupe l'ancienne carrière de Biez abandonnée en 1905 (CAMERMAN, 1950b). Les débris de quartzite vert, gris-blanc ou rosé sont très nombreux mais il n'y a plus aucun affleurement ;
- dans le coin nord-est de la planchette, à Piétrebais en bordure du ruisseau du même nom, des pointements de grès clair massif, formant des paléoreliefs de 2 à 3 mètres de hauteur s'observent sur quelques centaines de mètres carrés entre le monument aux morts et le ruisseau vers le sud-ouest.

Épaisseur : indéterminable.

Âge : partie inférieure du Cambrien inférieur sur base de la présence des traces de fossile *Oldhamia sp*. (VERNIERS *et al*., 2001).

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

Affleurement représentatif :

Monument aux morts de Piétrebais et bois vers le ruisseau au sud-ouest (Lamb. 72 : 177 506, 157 779) (fig. 2).

Formation de Tubize (TUB)

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

Cette formation constituée essentiellement de mudstones 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, 1930 ; de Magnée, Raynaud, 1944 ; Legrand, 1968 ; Vander Auwera, André, 1985).

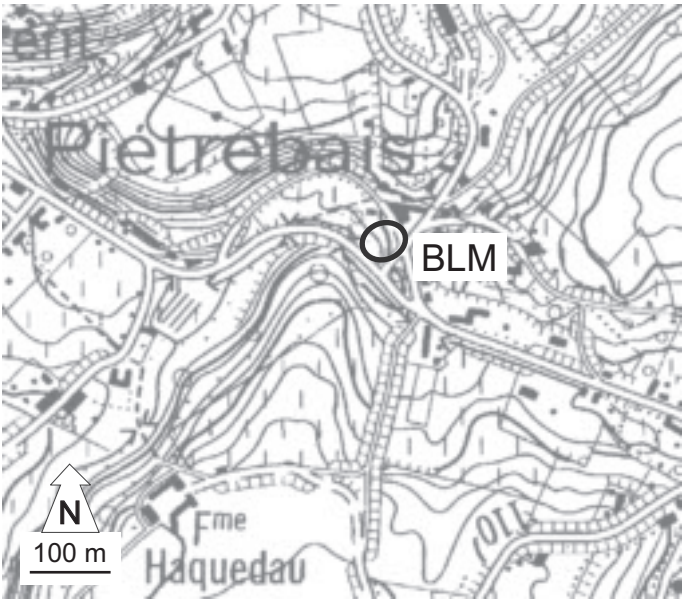

Fig. 2. Localisation de l'affleurement représentatif de la Formation de Blanmont (BLM) à Piétrebais.

Dans le bassin de la Senne où se trouvent les meilleurs affleurements, Vander Auwera et André (1985) décrivent trois unités lithostratigraphiques informelles : à la base l'unité de Rogissart, couverte par l'unité de Fabelta puis par l'unité des Forges. Le levé de la carte Rebecq - Ittre (Herbosch *et al*., à paraître ; Herbosch *et al*., 2002 ; Verniers *et al*., 2001) 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 de Oisquercq décrite par Legrand (1968, p. 15). Comme on y observe de la magnétite, il semble plus logique d'en faire le membre supérieur de la Formation de Tubize : c'est le Membre des Forges. Nous pensons comme Legrand (1968), qu'il existe un membre inférieur (sans nom), à dominante pélitique, mais il n'affleure presque pas 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 mudstones (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 souvent granoclassés et contiennent parfois des galets argileux de taille centimétrique, tandis que les grès et siltites montrent des laminations planes, obliques ou convolutes. Toutes ces structures sont caractéristiques de turbidites de forte densité selon le modèle de Bouma. Les séquences épaisses (parfois 1 à 2 m), de granulométrie grossière (3-4 mm) et parfois amalgamées de la base du membre (greywackes à débris de roches ignées ; Vander Auwera, André, 1985) semblent passer progressivement vers le haut à des séquences plus minces et de granulométrie plus fine.

La partie supérieure, Membre des Forges (nouveau terme, Verniers *et al*., 2001), est surtout formée de mudstones et siltites homogènes à zonaires, on y observe très souvent des fines passées millimétriques à centimétriques de teinte gris-vert mais aussi dans les gris foncé à gris-bleu (caractère distinctif de ce membre). La magnétite est toujours assez fréquente. Des séquences de Bouma assez complètes de taille décimétrique s'y observent soit par passées métriques, soit isolées dans les mudstones (schistes). Les fins lits millimétriques à centimétriques essentiellement formés de chlorite, déjà décrits par Vander Auwera et André (1985), présentent un ensemble de structures (laminations planes et convolutes) qui suggère fortement une origine par des courants de turbidité de faible densité (Herbosch *et al*., 2002).

Dans le bassin de la Dyle, que ce soit à Genappe à l'ouest ou vers Mont-Saint-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 les greywackes et arkoses du Membre de Rogissart, ni les roches plus fines de couleur gris-bleu du Membre des Forges. On pourrait se trouver stratigraphiquement plus bas (la Formation de Blanmont est assez proche) dans le membre

inférieur (sans nom) qui montre essentiellement des schistes et des siltites massifs ou à laminations diverses, de teinte gris-vert et à magnétite fréquente. Les passées gréseuses semblent assez rares.

Sur la carte Wavre - Chaumont-Gistoux, cette formation n'affleure que sur de petites surfaces dans la partie sud-ouest de la planchette Wavre dans la vallée de la Dyle, entre Ottignies et Limelette, ainsi que dans ses affluents (Thyle - Orne, Ri Angon - Ri de Ruchaux, Blanc Ri). On y observe des siltites et des schistes de teinte gris-vert à vert olive, rarement violacés. Les siltites sont massives, finement litées ou encore marquées tous les 30 ou 40 cm par des lits centimétriques de teinte différente. La magnétite s'observe rarement. Des bancs de grès décimétriques s'observent plus rarement. Ils s'observent aussi en alternances rythmiques granuloclassées révélant un mode de sédimentation turbiditique (affleurement de Blanc Ri, fig. 3 et 4).

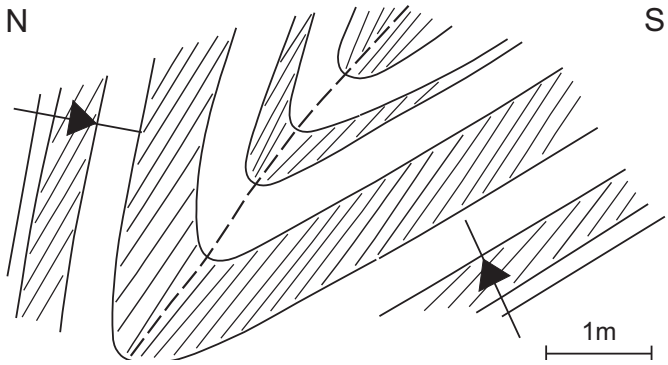

Fig. 3. Schéma du synclinal de l'affleurement de Blanc Ri (d'après Debacker, 2001).

Épaisseur : difficile à estimer mais certainement plus de 2000 m. Le Membre de Rogissart, à lui seul, est estimé à plus de 1000 m (carte Rebecq – Ittre, Herbosch *et al*., à paraître ; Herbosch *et al*., 2002).

Âge : partie inférieure du Cambrien inférieur sur base de la présence des traces de fossile *Oldhamia sp*. (Verniers *et al*., 2001).

Utilisation : pas d'utilisation actuellement.

Affleurement représentatif :

L'affleurement du vallon du Blanc Ri (fig. 3 et 4), situé dans la rue du même nom (Lamb. 72 : 165 017, 51 556), est instructif à plusieurs titres : tout d'abord, il montre quelques séquences de turbidites à base gréseuse d'épaisseur décimétrique qui donnent la polarité (normale) et ensuite un petit synclinal assez fermé, à

léger plongement est et assez fort déversé vers le sud (fig. 3). Ce type de pli droit à déjeté et à axe horizontal semble relativement rare dans la partie centrale du Massif du Brabant où les plis à axes subverticaux s'observent fréquemment (Debacker, 2001).

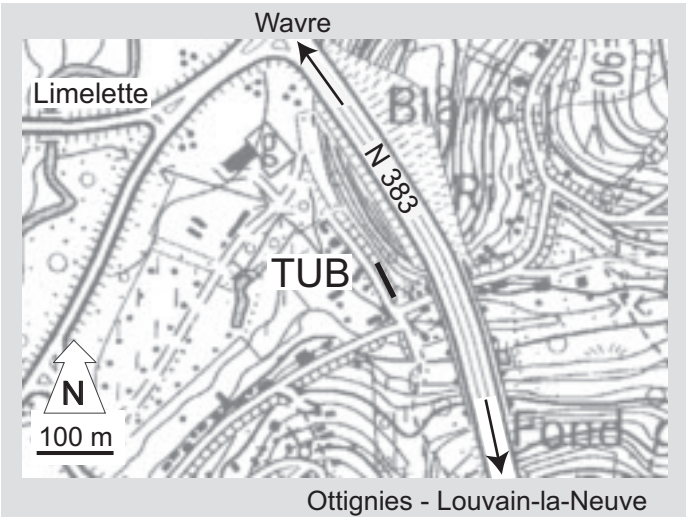

Fig. 4. Localisation de l'affleurement de Blanc Ri, représentatif de la Formation de Tubize (TUB).

Pour en savoir plus : Vander Auwera, André (1985)
Verniers *et al*. (2001)

Formation de Mousty (MST)

Origine du nom : du village de Mousty, dans la vallée de la Dyle entre Court-Saint-Etienne et Ottignies. D'après Malaise, d'abord informellement (1883, p. 200) « couches noires de Mousty », puis formellement (1900) comme une assise de l'Ordovicien : « Phyllades et schistes noirs ou graphiteux, avec phtanites, de Mousty ».

Schistes ou shales de teinte gris-bleu à gris-noir, graphiteux (tache les doigts) et pyriteux. La structure est souvent massive (pas de stratification), plus rarement finement laminaire comme dans les black shales typiques (variations rythmiques des teneurs en argiles et matière organique). La stratification est également assez souvent marquée par des lits ou lamines plus silteux (plus clairs ou parfois verdâtres) ou encore par des variations zonaires de la couleur. On note parfois aussi la présence de siltites plus ou moins argileuses grises à pyrite. On observe plus rarement et épisodiquement des passées gréseuses ou silteuses granuloclassées de taille centimétrique à décimétrique qui

peuvent s'interpréter comme des turbidites distales s'intercalant dans une série pélagique ou hémi-pélagique.

La présence de manganèse, signalée par de Magnée et Anciaux (1945), paraît très générale et se marque à l'affleurement par des enduits d'altération noirs à aspect chatoyant (oxydes). Le manganèse transformé en grenat par le métamorphisme rend certains lits très durs et de couleur plus claire, mimant des passées gréseuses. Dans certains mudstones massifs, les grenats sont parfois visibles à la loupe. L'ilménite manganésifère est également fréquente (Van Tassel, 1986 ; Jodard, 1986).

La partie supérieure de cette formation, dénommée Membre de Tangissart, se caractérise par l'apparition progressive et récurrente de passées de schistes ou shales noirs à lamines silteuses millimétriques plus claires abondantes (>3 par cm). C'est dans ce membre de transition que Lecompte (1948) a découvert des graptolites caractéristiques de la base du Tremadoc (*Rhabdinopora flabelliformis*) ainsi que des trilobites. La disparition des dernières passées de shales noirs marque le sommet de ce membre et le passage à la formation suivante.

Notons également qu'un sondage carotté récemment implanté à Court-Saint-Etienne (carte Chastre - Gembloux, Delcambre, Pingot, 2002) dans la zone médiane (?) de la formation montre des shales gris-noir pyriteux qui passent progressivement à des siltites grises pyriteuses et même à des grès. Ces faciès ne sont pas connus en affleurement.

Dans la partie inférieure de la formation nommée Membre de Franquenies (carrière de Franquenies et Bois des Rêves à Mousty et alentours, sur cette carte), on observe localement des lentilles métriques à plurimétriques très dures (siliceuses), massives, noires, à cassure conchoïdale et surface mamelonnée ou encore des bancs décimétriques bien stratifiés qui ont toutes les caractéristiques de phtanites. Les lentilles semblent orientées suivant la schistosité (photo de couverture), ce qui montrerait une formation par diagenèse tardive. Les phtanites bien stratifiés montrent en lame mince des petites structures oblongues qui suggéreraient des radiolaires, ce qui n'est pas en contradiction avec un environnement de dépôt profond. Ce faciès particulier était bien connu des anciens auteurs (Malaise, 1900, 1909 ; de la Vallée Poussin, 1930 ; Anthoine, Anthoine, 1943) qui décrivaient des calcaires noirs associés. Des investigations récentes sur les collections de Malaise montrent qu'il s'agit d'une erreur d'échantillonnage (Tourneur, comm. pers.) et qu'il n'y a donc sûrement pas de calcaires. Le contact avec la Formation de Tubize sous-jacente n'est nulle part visible dans le bassin de la Dyle. Cependant, vu l'absence de la Formation d'Oisquercq, ce contact est nécessairement tectonique.

Mise à part la partie supérieure de la formation (Membre

de Tangissart) et la partie inférieure (Membre de Franquenies), aucun critère objectif ne permet de subdiviser et cartographier cette épaisse et monotone formation en plusieurs membres (grès et schistes manganésifères, schistes noirs de Faux, schistes noirs zonés de Glory), comme l'avaient fait Anthoine et Anthoine (1943).

L'absence de la Formation d'Oisquercq (Cambrien inférieur-moyen) et le contact tectonique avec la Formation de Tubize (sur cette carte et celle de Chastre - Gembloux, Delcambre *et al.*, 2002) suggèrent que la Formation de Mousty n'est pas visible dans son entièreté. Une partie inférieure pourrait soit être cachée (charriage), soit avoir été enlevée par la tectonique, en même temps que la Formation d'Oisquercq.

Épaisseur : difficile à estimer, mais certainement supérieure à 500 m.

Âge : Cambrien moyen (?) à extrême base de l'Ordovicien (Membre de Tangissart). Les acritarches situés sous le Membre de Tangissart donnent un âge Cambrien moyen ou supérieur (Martin, 1977 ; Vanguestaine *et al*., 1989 ; Vanguestaine, 1992 ; Vanguestaine, comm. pers.). Les graptolites (*Rhabdinopora*) et acritarches du Membre de Tangissart prouvent l'âge trémadocien inférieur de ce membre (Lecompte, 1948 ; Vanguestaine *in* André *et al*., 1991).

Utilisation : pas d'usage actuellement. Anciennement utilisé comme pierre de construction et colorant noir.

Affleurements représentatifs :

Les meilleurs affleurements des schistes de Mousty s'observent sur les cartes Nivelles - Genappe (Herbosch, Lemonne, 2000) et Chastre - Gembloux (Delcambre, Pingot, 2002, p. 17) auxquelles nous renvoyons le lecteur. Les rares affleurements où les phtanites du Membre de Franquenies sont encore visibles se trouvent malheureusement dans des propriétés privées et ne sont donc pas accessibles. On pourra néanmoins observer les affleurements de moindre qualité suivants :

- sur le versant est de la Thyle au nord-est de Court-Saint-Etienne, au lieu-dit « Brûlotte » (fig. 5), on trouve plusieurs affleurements dans les talus de la rue et dans le fond du sentier qui monte vers Champia, à l'ouest de l'étang (Lamb. 72 : 164 639, 148 251) ;
- sur le versant ouest de la Dyle, environ 1 km au sud-sud-ouest de l'église d'Ottignies, au lieu-dit « Culot », sur les bords d'un chemin creux.

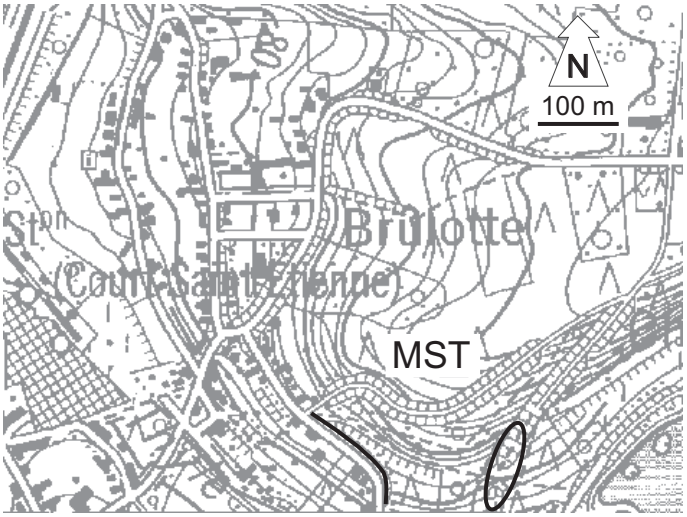

Fig. 5. Localisation des affleurements représentatifs de la Formation de Mousty (MST) à Brûlotte (Court-Saint-Etienne).

Pour en savoir plus : Anthoine, Anthoine (1943)
Van Tassel (1986)

2.2. La couverture méso-cénozoïque

Les formations méso-cénozoïques présentes sur la carte Wavre – Chaumont-Gistoux ont généralement été définies sur base de coupes-types (stratotypes), voire même de sondages, situés dans la partie nord du pays, au cœur du bassin sédimentaire, où les lithologies sont bien développées. Cette carte étant située en bordure du bassin, les faciès observés diffèrent quelque peu du stratotype, tant au niveau de leur épaisseur que de leur constitution. Les descriptions de ce livret correspondent aux formations telles qu'observées sur cette carte.

Une couverture quasi horizontale de terrains mésozoïques et cénozoïques est discordante sur le socle calédonien. Il s'agit de dépôts marins essentiellement crayeux pour le Crétacé supérieur, suivis de sédiments silto-carbonatés, argileux, silto-argileux, sableux et sablo-gréseux pour le Paléocène supérieur et l'Éocène. Cette succession correspond à une série de transgressions et de régressions marines liées à d'importantes variations du niveau marin. En conséquence, elles se marquent par des variations latérales de faciès et de nombreuses lacunes stratigraphiques souvent accompagnées de ravinements (certaines formations, en particulier la Formation de Bruxelles, érodent fortement leur substratum).

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 sur les points de sondage figurés sur la carte.

Formation de Gulpen (GUL)

Origine du nom : de la localité de Gulpen. Introduit comme les « Craies de Gulpen » dans Netherlands Geological Survey (1957) et décrit par Felder (1975).

Observée dans quelques sondages, cette formation est constituée de craies et calcaires blanc-jaune granuleux, faiblement indurés, avec parfois des rognons de silex gris. De vieilles descriptions rapportent que cette formation affleurait tout au nord de la carte dans le fond des vallées de la Dyle et du Train, sous quelques mètres d'alluvions modernes (AMO). Par endroit, cette craie blanche et dure surmonte une marne verte à glauconie et gravier de base. Cette marne, qui est probablement le témoin d'une formation plus ancienne, est peu épaisse (de l'ordre du mètre) et ne se rencontre que très localement. Elle n'est donc pas cartographiable.

Épaisseur : la Formation de Gulpen est au maximum épaisse de 10 à 15 m. Les fortes variations latérales d'épaisseur semblent témoigner de corps lenticulaires, sans doute résiduels dans des dépressions du socle. Cette formation n'est présente que sur le tiers nord de la carte et se prolonge sur la carte voisine nord (Leuven n° 32, Gullentops *et al*., 1994).

Âge : Crétacé supérieur, plus précisément Campanien supérieur et Maastrichtien inférieur (Gullentops *et al*., 1994).

Utilisation : cette formation constitue un excellent aquifère (cf. chap. 6.1). La craie a également été exploitée anciennement par travaux souterrains dans la région de Wavre, de Biez et de Grez-Doiceau (Mourlon, 1911 a et b). Les anciennes galeries servent parfois de captage d'eau (Grez-Doiceau).

Affleurements représentatifs :

Pas d'affleurement représentatif, observée uniquement en forages.

Pour en savoir plus : Wouters, Vandenberghe (1994)

Formation de Hannut (HAN)

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

Il s'agit de sédiments dans l'ensemble très fins, glauconieux, argileux, silteux ou sableux, parfois carbonatés et plus ou moins indurés.

Quelques affleurements de relativement bonne qualité permettent de distinguer différents faciès :

- à la base de la formation, on trouve une fine couche (épaisse de quelques dizaines de centimètres tout au plus) d'argile plastique sableuse, fortement glauconieuse, à cailloutis de base noir-verdâtre constitué de silex et/ou de fragments du socle (observés au contact avec la Formation de Mousty) ;
- ensuite, on trouve des argiles et silts sableux brun-verdâtre à verts alternant de façon lenticulaire avec des sables très fins argileux, glauconieux et carbonatés, souvent agglomérés par un ciment d'opale (« tuffeau »). Les lentilles indurées sont de couleur gris-blanchâtre ou gris-verdâtre à jaunâtre par altération. Ce faciès serait un équivalent latéral du Membre de Lincent présent sur la carte voisine nord (Leuven n° 32, Gullentops *et al*., 1994) ;
- au sommet de la formation, on trouve des sables fins homogènes, plus ou moins glauconieux et parfois relativement argileux, de couleur verte, gris-verdâtre ou vert-jaunâtre par altération. Ce faciès serait un équivalent latéral du Membre de Grandglise présent sur la carte voisine nord (Leuven n° 32, Gullentops *et al*., 1994).

Dans la partie sud de la carte, cette formation repose directement en discordance sur le socle tandis que, dans le tiers nord, elle est en légère inconformité (contact ravinant) sur le Crétacé.

Épaisseur : elle varie entre 10 et 40 m. Elle est globalement plus forte au nord de la carte et semble disparaître aux extrémités est et sud. Les épaisseurs les plus importantes se rencontrent d'une part, entre les chenaux d'Archennes et de Chaumont-Gistoux (cf. chap. 3.1.2.) où elle atteint 35 m entre le Bois de Bercuit et Griplotte (au sud-est de Dion-le-Mont) et d'autre part, juste à l'ouest du chenal d'Archennes où elle mesure une vingtaine de mètres entre Bierges et Limal.

Âge : Thanétien inférieur (Paléocène supérieur ; Steurbaut, 1998).

Utilisation : pas d'utilisation actuellement.

Affleurements représentatifs :

Doiceau, talus d'un chemin creux au sud-ouest du Château du Bercuit (Lamb. 72 : 171 172, 157 911) : sables silteux fins plus ou moins indurés du faciès type « Tuffeau de Lincent », surmontés de sables fins glauconieux (fig. 6).

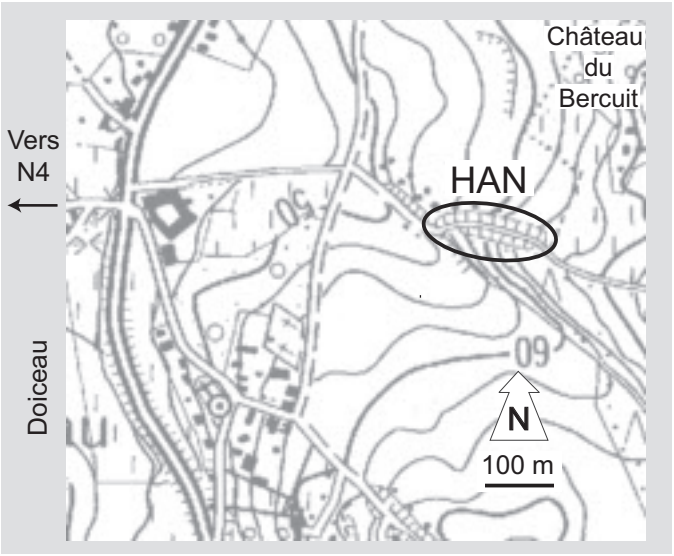

Fig. 6. Localisation de l'affleurement du Château du Bercuit, représentatif de la Formation de Hannut (HAN).

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

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) : « Argile de Kortrijk ».

Observés presque exclusivement en sondages, les sédiments de cette formation ont un caractère fortement argileux. Ils se présentent sous forme d'argiles légèrement sableuses ou silteuses, souvent plastiques, avec intercalations irrégulières de lentilles sablo-silteuses nettement moins argileuses. La fraction sableuse peut être plus ou moins glauconieuse. La couleur est

généralement grise, souvent bigarrée de taches orange-brunâtre par altération.

Étant donné les très mauvaises conditions d'affleurement et l'absence de toute coupe ou sondage de référence, il est impossible de distinguer au sein des formations argilo-sableuses yprésiennes les formations de Carnières et de Mons-en-Pévèle, comme pour les cartes Nivelles - Genappe (Herbosch, Lemonne, 2000) et Braine-le-Comte - Feluy (Hennebert, Eggermont, 2002). Nous avons préféré utiliser la dénomination « Formation de Kortrijk » comme les auteurs de la carte voisine au nord (Leuven n° 32, Gullentops *et al*., 1994) pour désigner l'unité argilo-sableuse yprésienne, d'autant plus que les sédiments yprésiens affleurant sur la carte Wavre - Chaumont-Gistoux en constituent la terminaison sud.

Sur la planchette Wavre, Stainier (1932) attribue à l'Yprésien des niveaux argileux de l'ordre du mètre surmontant les sables « landéniens » (Formation de Hannut) juste à l'est du passage à niveau formé par la route de Stimont vers Ottignies et la ligne de chemin de fer vers Charleroi. Actuellement, on retrouve en effet quelques traces d'argile gris-orange mêlées à du limon quaternaire dans les talus mais ce niveau argileux ne se suit plus latéralement. Ce niveau n'est pas cartographiable, mais important à noter.

Épaisseur : d'épaisseur très variable (10 m en moyenne, avec un maximum de 20 m à l'est de Dion-le-Mont, en rive est du Pisselet), cette formation n'affleure que dans la partie nord-ouest de la planchette Chaumont-Gistoux. On la trouve entre les rives ouest du Train et est du Pisselet. À l'ouest de Dion-le-Mont, elle semble également présente sur la rive sud du ruisseau de Louvrange, entre les lieux-dits « Le Bouli » et « Brocsou ». Vers le sud, la formation affleure jusqu'à 1,5 km au sud de Dion-le-Mont. Elle disparaît complètement latéralement à la faveur des chenaux d'Archennes et de Chaumont-Gistoux (cf. chap. 3.1.2.).

Âge : Yprésien (Éocène inférieur).

Utilisation : les argiles yprésiennes ont été utilisées pour la fabrication de briques ou de tuiles mais pas dans cette région. Ce niveau argileux relativement imperméable est à l'origine d'un aquifère dans les sables de la Formation de Bruxelles sus-jacents.

Affleurements représentatifs :

Pas d'affleurement naturel représentatif.

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

Formation de Bruxelles (BXL)

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

La Formation de Bruxelles est constituée d'une alternance de faciès siliceux, sableux ou gréseux, plus ou moins glauconieux et de faciès carbonatés. Des grès ferrugineux s'observent fréquemment.

Les faciès siliceux (faiblement carbonatés) sont homogènes ou à stratifications obliques (aux environs de Louvain-la-Neuve et dans les sablières en activité à Chaumont-Gistoux) et comportent de fines couches argileuses. Ces sables quartzeux sont globalement purs, relativement grossiers (surtout dans les niveaux à stratifications obliques) et de couleur blanchâtre, jaune, gris-verdâtre à vert foncé, selon leur teneur en glauconie, ou ocre par altération. Des traces de bioturbations verticales et horizontales y sont fréquentes et parfois cimentées par de la silice. Ces faciès peuvent également contenir des concrétions sous forme de « grès fistuleux » (encore appelés dans la région « pierres de grotte ») ou des lentilles gréseuses d'épaisseur décimétrique à métrique, parfois ferrugineuses. Localement, on peut également trouver des fins lits d'argile sableuse brunâtre, de marne parfois silicifiée, ou encore des petits galets mous d'argile (millimétriques à pluricentimétriques) blanc-jaunâtre.

Les faciès plus carbonatés sont constitués de sables plus fins et présentent une alternance de petits bancs de grès carbonaté ou de calcaire sableux et de niveaux sableux moins indurés. Ces faciès sont souvent décarbonatés et prennent alors une couleur brun-rouille. La lamination, souvent subhorizontale dans ces faciès, est fréquemment perturbée par la bioturbation. Ces faciès se retrouvent plutôt au sommet de la Formation de Bruxelles.

Les différents corps sableux qui constituent la Formation de Bruxelles sont lenticulaires et discontinus, à base érosive. Ceci explique la multitude de faciès que peut présenter la formation et ses fortes variations latérales. Dans la zone couverte par cette carte, on rencontre surtout les faciès siliceux qui correspondent aux membres d'Archennes, du Bois de la Houssière et de Chaumont-Gistoux (Maréchal, Laga, 1988).

Jusqu'au début du siècle, quand les exploitations le permettaient, cette formation a fourni une faune marine parfois abondante (coquilles de lamellibranches, brachiopodes, gastéropodes, céphalopodes du genre Nautilus, dents ou vertèbres

et plus rarement crânes de poissons, débris ou carapaces de tortues,...).

Épaisseur : de 20 m à plus de 50 m. L'épaisseur très variable de cette formation reflète sa mise en place dans une vaste zone chenalisante qui se marque sur cette carte par deux surcreusements de direction SSW-NNE : les chenaux d'Archennes et de Chaumont-Gistoux (cf. chap. 3.1.2.).

Âge : Éocène moyen, début du Lutétien.

Utilisation : les sables sont exploités pour la construction. Les grès étaient exploités autrefois pour la confection de pavés de trottoirs et la construction. Actuellement, on utilise encore certains niveaux indurés pour la restauration de bâtiments anciens. La Formation de Bruxelles est un excellent aquifère.

Affleurements représentatifs :

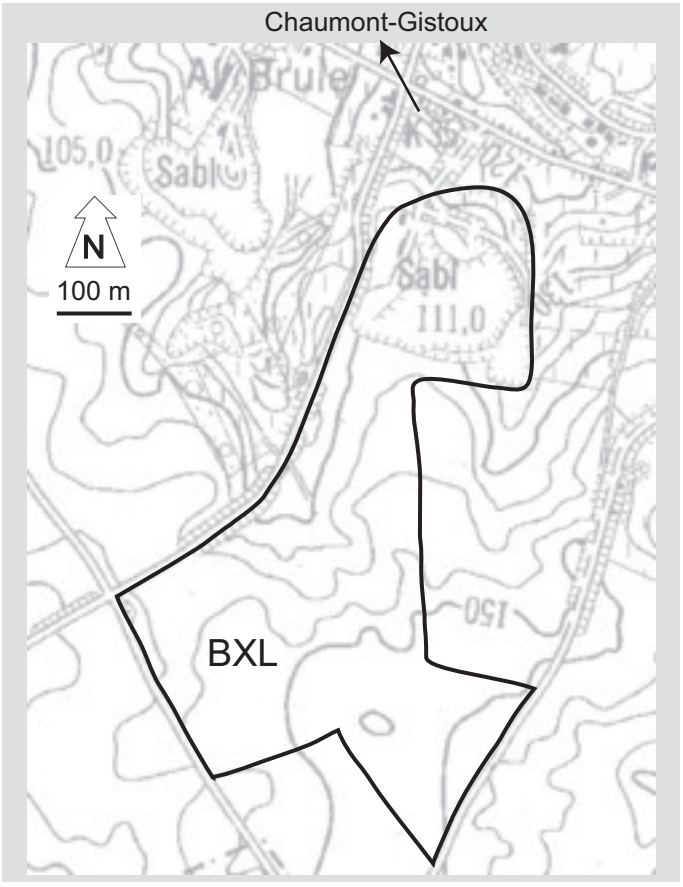

Fig. 7. Localisation de la carrière Hoslet à Chaumont-Gistoux, représentative de la Formation de Bruxelles (BXL).

La Formation de Bruxelles affleure assez bien dans les chemins creux (notamment dans les tranchées de la route encaissée entre les lieux-dits « La Bourse » et « Le Martineau » au nord-ouest de Limal) mais elle s'observe idéalement dans les sablières encore en activité.

Dans la sablière Hoslet à Chaumont-Gistoux (Lamb. 72 : 174 605, 150 912) (fig. 7), la Formation de Bruxelles est entamée sur au moins 25 m de hauteur et on y voit des sables grossiers à stratification entrecroisée, ainsi que des bancs de grès discontinus, parfois assez épais (jusque 2 m). Autorisation à demander.

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

Formation de Sint-Huibrechts-Hern (SHH)

Origine du nom : du village de Sint-Huibrechts-Hern situé dans les environs de Neerrepen et de Grimmertingen, commune de Hoeselt (Maréchal, Laga, 1988).

Il s'agit de sables très fins plus ou moins argileux ou d'argiles sableuses, parfois glauconieux ou micacés, orange-rougeâtre par altération, avec parfois des petits graviers à la base. Le Membre inférieur de Grimmertingen, plus argileux, et le Membre supérieur de Neerrepen, plus sableux (Wouters, Vandenberghe, 1994), sont vraisemblablement présents, mais l'absence de bonnes coupes ne nous a pas permis de les identifier formellement. En effet, cette formation étant toujours en position topographique haute, elle est systématiquement recouverte par d'importantes épaisseurs de lœss et limon.

Quelques affleurements constitués de sable très fin, parfois finement glauconieux, gris-jaune pâle marbré de taches orange-rougeâtre par altération et légèrement graveleux vers le bas, se rapprochent fortement de la Formation de Lede. Ces derniers se situent à l'est du Bois de Bierges, au sud de Champ Laurent et du côté du lieu-dit « La Réserve » (planchette Wavre) ou encore au nord et nord-ouest de Corroy-le-Grand (planchette Chaumont-Gistoux). Vu leur mauvaise qualité, leur faible épaisseur (quelques dizaines de centimètres tout au plus) et la proximité de la Formation de Sint-Huibrechts-Hern, nous les avons intégrés à cette dernière formation, comme l'avaient d'ailleurs déjà fait Rutot, Malaise (1893) puis Mourlon (1911a) pour la planchette de Jodoigne contiguë à celle de Chaumont-

Gistoux.

Il est également intéressant de noter que la Formation de Sint-Huibrechts-Hern est absente des cartes voisines sud de Chastre-Gembloux (Delcambre *et al.*, 2002) et ouest de Waterloo-La Hulpe (Mourlon, 1893). Sur la première, la Formation de Bruxelles est la formation cénozoïque la plus récente et sur la seconde, la Formation de Bruxelles est surmontée par la Formation de Lede, dans la zone contiguë à la planchette Wavre.

Épaisseur : les sondages montrent que cette formation est tout au plus épaisse de quelques mètres. Elle est présente sous forme de plaquages résiduels sur les sommets topographiques et occupe de grandes surfaces sur les zones hautes à l'est et au sud-est de la carte.

Âge : Priabonien supérieur (Éocène supérieur).

Utilisation : aucune utilisation n'est connue pour les sédiments de cette formation dans la région.

Affleurements représentatifs :

Les affleurements nécessitent généralement un dégagement ou un rafraîchissement à la bêche.

Le faciès argileux est visible dans les champs (labourés) et les tranchées de la route situés au sud du Bois du Manil et limitant au nord le golf de Louvain-la-Neuve (Lamb. 72 : 166 794, 152 803) (fig. 8).

Fig. 8. Localisation des affleurements représentatifs de la Formation de Sint-Huibrechts-Hern (SHH) à Louvain-la-Neuve.

Le faciès sableux est visible au sud de Champ Laurent (Lamb. 72 :

167 829, 152 589) et à l'est du bois de Lauzelle (Lamb. 72 : 167 273, 152 073) (fig. 8).

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

Limons

Les limons de la région sont des sols continentaux issus en grande partie de limons éoliens (lœss) ou nivéo-éoliens. Constitués de fines particules de quartz, d'argiles et de calcite, ils présentent une distribution granulométrique centrée autour de 30 microns et sont de couleur brun-jaune à gris-jaune ou gris-brun selon leur altération. La dissolution de la calcite par les eaux météoriques durant l'Holocène a formé un sol superficiel brunâtre bigarré pouvant atteindre près de 3 mètres d'épaisseur et appelé communément « terre à briques » (cf. chap. 6.2.6.).

Vers la base, les limons deviennent fréquemment contaminés par des particules silteuses et sableuses issues du substratum tertiaire. Ils sont parfois interstratifiés de lentilles graveleuses pouvant occuper de grandes surfaces (de l'ordre du km²) et dont l'épaisseur peut atteindre le mètre. Ces sables et graviers sont facilement repérables sur les profils des essais géotechniques. Ils sont constitués de silex pluricentimétriques, souvent brisés, à surface altérée, enrobés dans une matrice sablo-limoneuse. Ces dépôts graveleux s'étageraient en terrasses allant du Campinien au Pliocène (Mourlon, 1911a).

Sur cette carte, les limons ne sont pas représentés en surcharge car ils sont presque partout présents. On peut néanmoins avoir une idée de leur épaisseur avec le sigle « q » qui figure à côté des sondages sélectionnés ou excavations.

Épaisseur : sur les replats topographiques, elle est comprise entre 2 et 7 m et peut atteindre 15 à 20 m, notamment aux environs de Nil-Saint-Vincent, au sud-est de la carte.

Âge : Quaternaire (Pléistocène).

Utilisation : la « terre à briques » fut exploitée pour la fabrication de produits réfractaires. Les limons sont d'excellente qualité pour les terrains agricoles.

Affleurements représentatifs :

Les lœss et 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)
Fourneau (1974)
Paepe, Vanhoorne (1976)

Alluvions modernes (AMO) ou anciennes

Elles sont composées d'argiles, de limons, de sables, de graviers et de galets issus de l'érosion du substrat local. Leur composition granulométrique varie en fonction du mode de sédimentation local. Les alluvions modernes sont le résultat de l'activité actuelle des cours d'eau et les alluvions anciennes, de constitution similaire, se distribuent en différents niveaux de terrasses sur les flancs des vallées ou dans des vallons secs en amont des cours d'eau. Vu leur extension extrêmement réduite et les difficultés d'appréciation de leur tracé, ces dernières n'ont pas été cartographiées. À quelques endroits, les alluvions modernes ou anciennes sont tourbeuses (vallées de la Lasne et du Train, Camerman, 1950b).

Âge : Quaternaire (Pléistocène à Holocène (AMO)).

Utilisation : mortiers et bétons, recouvrement des chemins par les sables et graviers.

Pour en savoir plus : Paepe, Vanhoorne (1976)
Geurts (1976)

Travertins (T)

Un fait remarquable pour cette région est la présence de travertins dans la vallée du Train entre Gistoux et le hameau de Royenne (Camerman, 1950b), soit sur une longueur de 3,5 km. Quelques pointements sont également visibles dans la vallée du Glabais jusqu'à 800 m de sa confluence avec le Train. Dans ce secteur, la plaine alluviale subhorizontale est large de 50 à 150 m et est colmatée par environ 4 m de travertin dans lequel la rivière actuelle a creusé un étroit canyon profond de 4 à 6 m. À la faveur de l'érosion des limons de colluvions, plusieurs affleurements de travertins sont visibles dans le lit et sur les berges des rivières. Celui-ci repose sur les alluvions anciennes constituées de tourbe ou d'argile plastique gris-bleu. D'après Camerman (1950b), il s'agirait, vu son étendue et sa masse, du gisement de travertin le plus considérable parmi ceux observés en Belgique. Une étude palynologique de ces travertins (Geurts, 1976) montre qu'ils se sont formés durant l'Holocène, sur une période allant du Boréal à l'Atlantique.

3. Géologie structurale

Les terrains de la carte Wavre - Chaumont-Gistoux se répartissent en deux ensembles tectoniques séparés par une surface de discordance :

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

3.1. Structure de la couverture

Les dépôts méso-cénozoïques ont conservé leur structure d'ensemble tabulaire, ils présentent toutefois une très légère pente (inférieure à un degré) vers le nord. Ils se sont déposés en discordance angulaire sur le vieux socle calédonien érodé et imparfaitement aplani ; l'absence de conglomérat de base doit être soulignée. En effet, la surface de discordance, occasionnellement visible à la faveur de travaux de terrassement, est très nette et régulière et n'est le plus souvent soulignée que par quelques centimètres de dépôts graveleux à caillouteux où les silex sont souvent plus abondants que les débris anguleux du socle. Dans la carrière de Franquenies, la discordance est soulignée par des débris pluricentimétriques de schistes de la Formation de Mousty perforés par des lithophages. Dans la partie nord de la carte, les dépôts cénozoïques reposent en inconformité (ravinements) sur des lambeaux résiduels de terrains crétacés.

L'observation conjuguée de la carte géologique et des coupes est-ouest et nord-sud réalisées à partir des affleurements et sondages (voir cartouche de la carte géologique) met clairement en évidence deux structures géologiques particulières. La première concerne l'allure irrégulière du toit du socle paléozoïque et la seconde le caractère fortement ravinant de la base de la Formation de Bruxelles.

3.1.1. Allure du toit du socle paléozoïque

Bien que les sondages qui atteignent le socle sur cette carte soient trop peu nombreux et surtout trop mal répartis pour pouvoir dresser une carte des isohypses du toit du socle, ils permettent néanmoins de voir que ce dernier présente un paléorelief accusé de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres. Le trait le plus marquant est une remontée d'une vingtaine de mètres du toit du socle à l'est d'un axe approximativement NW-SE passant par Wavre, Louvain-la-Neuve et Mont-Saint-Guibert (cf. coupes en cartouche de la carte), qui se poursuit dans la partie

nord de la carte Chastre - Gembloux (cf. carte des isohypses du toit, Delcambre *et al.*, 2002). Cette élévation du socle selon une direction approximativement N-S semble souligner le passage (caché par la couverture) entre la Formation de Tubize gréso-pélitique à l'ouest et la Formation de Blanmont quartzitique et plus résistante à l'est. Cette limite de formation de direction méridienne correspond à la direction des couches connue en affleurement sur la carte voisine sud (Delcambre *et al.*, 2002) et se raccorde approximativement avec les pointements de quartzites de Blanmont anciennement décrits à l'entrée sud de Wavre (cf. écorché du socle et fig. 12). Cela correspond également au tracé (limite Dv1-Dv2) de la carte géologique publiée par de la Vallée Poussin en 1930.

Le toit du socle est aplani et pend assez régulièrement vers le nord au niveau des formations de Mousty et Tubize (cote variant de 90 m à Court-Saint-Etienne à 60 m à Limelette). Comme nous venons de le voir, il remonte assez rapidement vers l'est au niveau de la Formation de Blanmont où il montre en outre une allure fort irrégulière comme l'attestent les sondages et les pointements de quartzites émergeant ponctuellement de la couverture. Ces pointements s'observent dans les vallées de la Dyle à Wavre (cote 45 m), du Train à Biez (cote 50 m), du Glabais (cote 68 m) et du Piétrebais à Piétrebais (cote maximale 96 m). Les affleurements de Piétrebais montrent particulièrement bien l'allure très irrégulière du paléorelief affectant les quartzites de Blanmont à petite échelle (10 à 100 m). Outre ces irrégularités locales, le socle semble s'élever assez fortement dans toute la partie nord-est de la planchette Chaumont-Gistoux, phénomène qui semble se poursuivre sur la carte voisine à l'est (planchette Jodoigne) où le socle affleure à des cotes supérieures à 80 m.

Ces irrégularités du toit du socle avaient déjà été observées par Camerman (1950a) puis Legrand (1968). Si le premier de ces auteurs souligne la résistance à l'usure exceptionnelle des quartzites de Blanmont qui forment le cœur de la zone surélevée, il suggère cependant l'intervention d'un bombement anticlinal du socle qui se serait poursuivi jusqu'au Pléistocène. Legrand (1968, p. 25) fait intervenir un système de failles anciennes particulièrement développées entre Blanmont et Jodoigne (cf. fig. 23 de la notice Chastre - Gembloux ; Delcambre, Pingot, 2002) qui aurait rejoué à diverses reprises depuis l'Éocène jusqu'à maintenant (cf. tremblements de terre récents dans la région de Court-Saint-Etienne).

3.1.2. Caractère ravinant de la Formation de Bruxelles

Le contact entre la Formation de Bruxelles et les formations sous-jacentes de Kortrijk et de Hannut est marqué par des ravinements parfois importants qui peuvent atteindre

20 à 40 m de profondeur. Ceci s'observe particulièrement bien lorsqu'on examine l'extension de la Formation de Kortrijk dans la moitié nord de la carte où une série de vallées entaille la couverture : elle n'affleure qu'entre les vallées du Pisselet à l'ouest et du Train à l'est, jusqu'à hauteur de Gistoux vers le sud et disparaît totalement latéralement. On le voit de manière encore plus évidente sur les coupes aa' et bb' qui accompagnent la carte.

Dans un cadre géographique 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 au début du Lutétien. Parallèlement au creusement, ces courants sont à l'origine d'importants dépôts de sable relativement grossier, quartzeux et localement glauconifère. Ceux-ci forment de véritables barres sableuses orientées SSW-NNE dont l'une souligne l'extrémité ouest du vaste chenal bruxellien (reliefs entre Le Roeulx, le Bois de la Houssière et Lembeekbos). Suite à la fermeture du Détroit de Laon, les courants diminuant d'intensité, des sables plus fins, carbonatés, finement glauconifères, se sont déposés entre les barres sableuses, aplanissant les reliefs. L'altération des carbonates des sables de seconde génération à produit un « tassement » de ceux-ci et ont remis en relief les barres sableuses qui forment actuellement des crêtes orientées SSW-NNE bien marquées dans le paysage (Gullentops *et al*., 1988 ; Houthuys, Gullentops, 1988 ; Houthuys, 1990).

Ce contexte paléogéographique génère une vaste zone chenalisante large d'une cinquantaine de kilomètres, située entre Bruxelles et Tirlemont (Gullentops *et al*., 1988 et Houthuys, 1990), elle-même parcourue de chenaux et dépressions de plus faible ampleur (quelques kilomètres de large) et de direction SSW-NNE (fig. 9). La présente carte et celle de Leuven (Gullentops *et al*., 1994) couvrent la partie est de cette vaste zone. Le chenal passant à l'est de Wavre et à l'ouest d'Ottignies en longeant la rive est de la vallée de la Dyle a été décrit par Gullentops *et al*. (1988) et Houthuys (1990) sous le nom de « chenal d'Archennes ». Il est bien visible dans la carrière du même nom (carte Leuven) où il possède une forte extension verticale et horizontale. Il se poursuit vers le sud sur la présente carte et finit par s'estomper à hauteur de Céroux-Mousty où il s'arrête sur le socle après avoir érodé la couverture cénozoïque meuble. La seconde de ces dépressions est celle de Chaumont-Gistoux qui vient de la carte de Leuven au nord, passe par Chaumont-Gistoux en longeant la rive est du Train et s'estompe à la faveur de la remontée du socle paléozoïque.

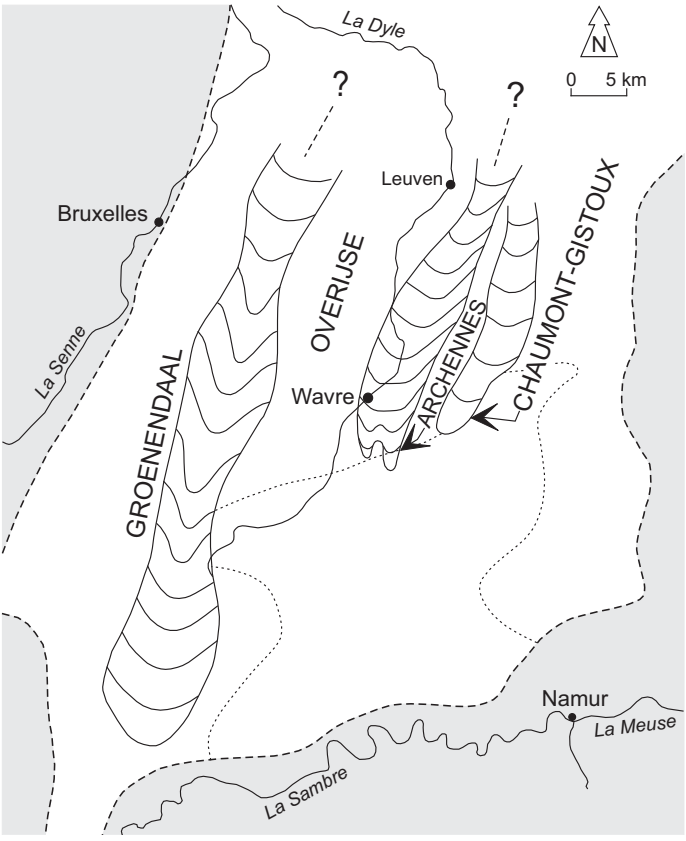

Fig. 9. Chenaux à la base de la Formation de Bruxelles, modifié d'après Gullentops *et al*. (1988).

Dans les dépressions du socle ou dans les zones plus épargnées par l'érosion liée à la mise en place des sables lutétiens, des résidus de formations plus anciennes peuvent se rencontrer en sondages (Formation de Gulpen à Chaumont-Gistoux, Formation de Hannut à Céroux-Mousty et Court-Saint-Etienne), ces dépôts ne sont évidemment pas cartographiables.

3.2. Structure du socle calédonien

3.2.1. Dans le bassin de la Dyle

La carte Wavre - Chaumont-Gistoux se situe au centre sud de l'Anticlinal du Brabant (Lohest, 1904 ; Fourmarier, 1920), structure très ample d'axe globalement WNW-ESE. Conformément à cette structure d'ensemble anticlinale, on passe successivement sur cette carte, des terrains les plus anciens formant le cœur du massif (formations de Blanmont et Tubize) au nord-ouest, vers les terrains cambriens supérieurs (Formation

de Mousty) au sud-ouest, puis à l'Ordovicien sur la carte Chastre-Gembloux. Cette situation n'est visible qu'à l'ouest sur la planchette Wavre, alors que celle de Chaumont-Gistoux est vraisemblablement essentiellement occupée (sous couverture) par la Formation de Blanmont (et peut-être celle de Jodoigne).

La structure du socle calédonien de cette carte ne peut se comprendre qu'en intégrant les données fournies par les cartes voisines Nivelles-Genappe (Herbosch, Lemonne, 2000) et Chastre-Gembloux (Delcambre *et al.*, 2002). Dans l'ensemble du bassin de la Dyle et de l'Orneau pro parte, entièrement levé en concertation par ces deux équipes, deux arguments majeurs militent en faveur d'un contact tectonique entre les formations du Cambrien inférieur (Blanmont, Tubize) et les formations plus jeunes (depuis Mousty). Le premier, est l'absence de la Formation d'Oisquercq (Cambrien inférieur à moyen) qui devrait normalement s'intercaler entre la Formation de Tubize et celle de Mousty. Le second, est la présence générale d'un contact anormal entre les formations de Tubize et de Blanmont et les formations plus jeunes, le plus souvent celle de Mousty. À cela s'ajoute, mais c'est plus difficile à quantifier, un style de plis et des orientations tectoniques fort différentes (observation déjà soulignée par de nombreux auteurs ; voir aussi les synthèses récentes de Herbosch *et al*., 2002 ; Debacker, 2001 ; Debacker *et al*., 2003).

En conséquence, deux unités structurales ont été définies :

- l'Unité centrale du Brabant qui comprend les formations de Blanmont et de Tubize ainsi que la Formation de Jodoigne, vraisemblablement plus ancienne mais qui n'affleure que sur la carte voisine (Jodoigne - Jauche) ;
- l'Unité Senne-Dyle-Orneau qui comprend l'ensemble des terrains allant du Cambrien moyen (Formation de Mousty) au Silurien.

Sur cette carte, ces deux unités sont clairement séparées par la Faille d'Ottignies et la Faille de l'Orne (Anthoine, Anthoine, 1943). Elles mettent en contact anormal la Formation de Mousty avec celle de Tubize. Soulignons également qu'aucun affleurement ou sondage ne permet d'observer directement le contact entre ces deux unités sur cette carte. Par contre, sur la carte voisine Chastre-Gembloux (Delcambre *et al.*, 2002), des arguments montrent que l'Unité centrale du Brabant pourrait être charriée sur l'Unité Senne-Dyle-Orneau. Le lecteur trouvera de plus amples renseignements à ce sujet dans la notice de cette carte.

Ces deux unités ont été respectivement appelées Unité tectono-stratigraphique inférieure et Unité tectono-stratigraphique supérieure sur la carte Nivelles - Genappe

(Herbosch, Lemonne, 2000) et sur la carte Chastre - Gembloux (Delcambre *et al.*, 2002) : Unité brabançonne supérieure et Unité Sennette-Thyle-Orneau. Ces changements de dénomination proviennent de l'évolution très rapide de nos conceptions concernant la structure tectonique globale du Massif du Brabant.

3.2.2. Tracé des failles d'Ottignies et de l'Orne

La Faille de l'Orne est connue depuis la réalisation de la carte géologique du bassin de la Dyle par Anthoine et Anthoine (1943). Elle met en contact anormal les grès et siltites à magnétite de la Formation de Tubize et les schistes noirs de la Formation de Mousty. Son tracé original (fig. 10) partait du sud du vallon du Glory (dans la partie nord de la carte Chastre - Gembloux) pour couper suivant une direction sub-méridienne la vallée de l'Orne puis, après une ondulation vers l'ouest, revenait vers l'est pour traverser la vallée du Ri Angon à l'est du chemin de fer et enfin revenait plein ouest pour traverser la vallée de la Dyle juste au sud de l'église d'Ottignies. Ce tracé est manifestement fort interprétatif. En effet, cette faille n'est jamais visible sur le terrain et la majeure partie de son trajet est cachée soit par la couverture cénozoïque, soit par les alluvions modernes.

Le tracé adopté pour cette carte (cf. écorché du socle et fig. 10 et 12) diffère, de nouvelles observations ayant été faites depuis lors :

- dès 1944, de Magnée et Raynaud précisent par un levé magnétique le tracé de cette faille sur sa moitié sud (ruisseau du Glory, Orne, ouest de Beaurieux). Ils démontrent également que la faille de l'Orne est inclinée vers l'est, ce qui est compatible avec l'hypothèse d'un charriage proposée par Anthoine et Anthoine (1943). Ce tracé approximativement méridien a été utilisé par Delcambre *et al.* (2002) pour la carte voisine sud et nous l'avons également utilisé en bordure sud de la carte (versant nord de la vallée de l'Orne) ;
- l'inflexion du tracé vers l'ouest, c'est-à-dire vers le km 31,5 de la ligne de chemin de fer Ottignies - Court-Saint-Etienne (point n° 175 des archives) a été supprimée. En effet, l'affleurement n° 175 avait été attribué de façon erronée à la Formation de Tubize par Anthoine et Anthoine (*op. cit.*, p. M 82). Ces schistes gris à gris-vert, fort altérés, montrent en lame mince de très nombreux grenats microscopiques ce qui permet de les attribuer formellement aux schistes de Mousty. Un tracé plus simple vers le nord a, en conséquence, été adopté ;

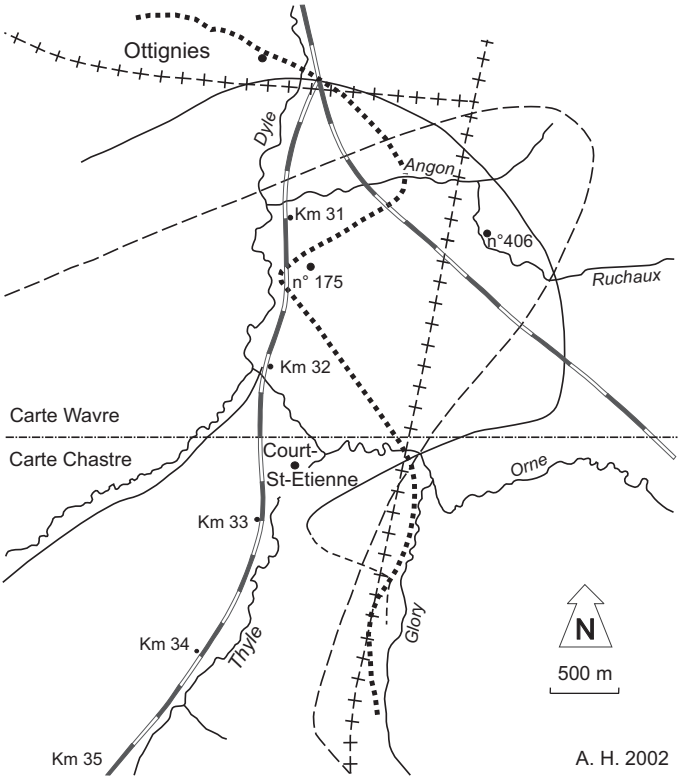

Fig. 10. Tracés successifs de la limite entre les formations de Tubize et de Mousty dans la région d'Ottignies - Court-Saint-Etienne.

- le passage de la faille dans le vallon du Ri Angon a été placé suivant une direction méridienne à une centaine de mètres à l'ouest du confluent avec le Ruchaux. Ce tracé est mal contraint, cependant un nouvel affleurement de la Formation de Tubize a été observé dans le Ruchaux à l'endroit du Bois de Morimont (affleurement n° 406, fig. 10) ce qui montre que la faille passe à l'ouest de ce bois ;
- dans la vallée de la Dyle, de nouvelles observations rapportées par Van Tassel (1986, p. 258-259 et sa fig. 6) permettent de très bien contraindre le passage d'une faille approximativement E-W en rive est de la Dyle. Ces observations, faites à la faveur de tranchées montrent le passage brutal des « schistes bleutés à grenats ou ilménites » (Formation de Mousty) à des « quartzites et schistes siliceux de teinte claire à *Oldhamia* » (Formation de Tubize), en

outre les mesures de la stratification démontrent un contact par faille. En effet, si les directions sont partout globalement E-W, les pendages passent de 30 - 48° S dans les schistes de Mousty à 65 - 72° N dans les grès et siltites de Tubize (fig. 11). Le prolongement de cette faille vers l'ouest se voit très bien sur la carte magnétique, à l'ouest de la Dyle la faille prend une direction ouest-nord-ouest. Ne connaissant pas exactement les relations de cette faille avec la Faille de l'Orne nous lui avons donné un nouveau nom : Faille d'Ottignies.

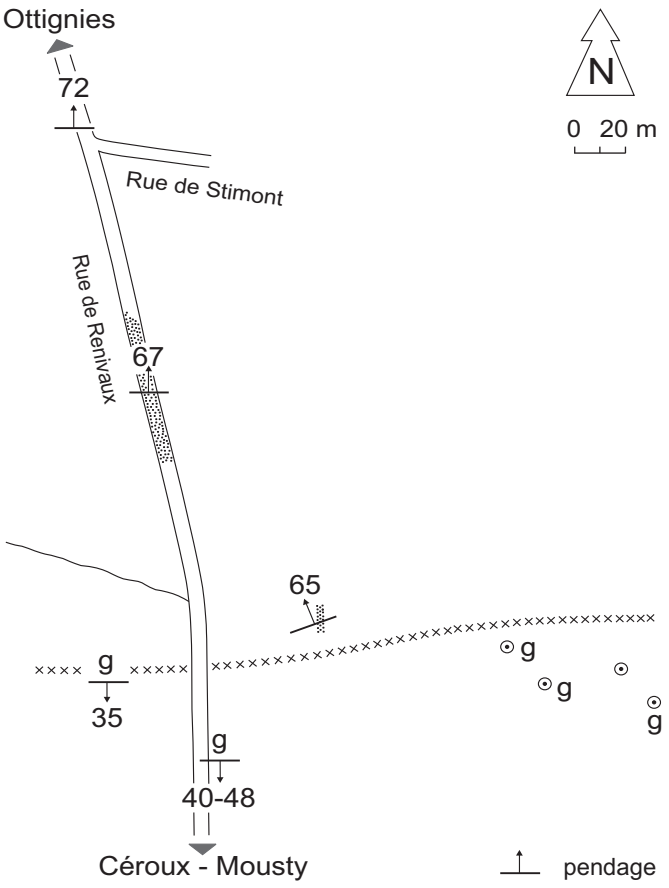

Fig. 11. Observations de terrain au niveau du passage de la Faille de l'Orne (xxxx) dans la vallée de la Dyle (d'après Van Tassel, 1986). Les schistes à grenats sont symbolisés par la lettre g.

Sur la carte Chastre - Gembloux, la Faille de l'Orne de direction méridienne a été raccordée à la Faille de Noirmont-Beaudecet mise en évidence récemment (Delcambre *et al.*, 2002, cf. écorché du socle). Cette faille de direction E-W met en contact anormal les formations de Tubize et de Blanmont avec la Formation de Mousty, observation qui fournit des arguments en faveur de l'hypothèse d'une faille de charriage. Cette faille traverse toute la carte vers l'est (sous couverture) et se continue en direction est-nord-est sur la carte Perwez - Eghezée (Delcambre, Pingot,

comm.pers.). Il s'agit, pour ces auteurs, d'une faille de charriage majeure qui sépare les deux unités tectoniques précédemment définies, hypothèse qui est étayée par l'observation d'une klippe à Court-Saint-Etienne. Cette faille s'observe également sur la carte des linéaments magnétiques bordant le cœur du massif (Sintubin, 1999, fig. 6).

Sur la présente carte, aucun argument de terrain ne nous permet de relier la faille d'Ottignies à la Faille de l'Orne comme l'ont fait Anthoine et Anthoine (*op. cit.* ; fig. 10), nous avons préféré considérer la Faille de l'Orne comme une faille de décrochement vu son caractère plutôt rectiligne, sa forte pente vers l'est (de Magnée, Raynaud, 1944) et son orientation méridienne presque perpendiculaire aux failles d'Ottignies et de Noirmont-Baudecet (cf. chap. 3.2.5). Dans cette hypothèse, ces deux failles seraient la même faille de charriage décalée par la faille de décrochement.

3.2.3. L'Unité Senne-Dyle-Orneau

Cette unité affleure exclusivement au sud-ouest de la planchette Wavre dans la vallée de la Dyle et au confluent Dyle-Thyle-Orne. Elle est limitée au nord par la Faille d'Ottignies et à l'est par la Faille de l'Orne, elle est chevauchée par l'Unité centrale du Brabant.

Les affleurements des schistes de Mousty sont peu nombreux, dispersés et de mauvaise qualité et, en conséquence, ne permettent pas d'appréhender de manière précise la succession des plis. Au sud de la carte, aux environs de Court-Saint-Etienne, la direction des couches est généralement NNW-SSE mais on trouve localement des directions NNE-SSW. Il est vraisemblable que les plis dissymétriques d'amplitude kilométrique enchaînant des zones de dressants de direction E-W et de plateures inclinées vers l'ouest décrits par Delcambre et Pingot (2002, p. 43) sur la carte voisine sud se continuent sur cette carte. Le seul affleurement valable est celui de la carrière de Franquenies qui, malgré la forte altération, montre des couches en dressant (pente de 50 à 60° E) de direction N 40 à 50° W, avec une schistosité subverticale d'orientation E-W (voir aussi la description par Anthoine, Anthoine, 1943, pp. M 71 et 72). Dans le Bois des Rêves, des bancs de phtanites montrent une allure plus redressée et une direction quasi E-W (dir. : N 10 à 20° W, pente : 65 à 80° E). Dans cette unité, les plis sont généralement droits à déjetés mais il semble qu'il y ait aussi des plis à axes presque verticaux (à Franquenies et environs, Debacker, comm. pers.).

3.2.4. L'Unité centrale du Brabant

La majeure partie de cette carte appartient à cette unité. En effet, sur la planchette Wavre, toute l'aire située au nord et nord-est des failles d'Ottignies et de l'Orne en fait partie et toute la planchette Chaumont aussi, puisqu'elle se trouve au nord de la Faille de Noirmont-Baudecet (voir écorché du socle et fig. 12). Les affleurements sont extrêmement peu nombreux et s'observent surtout dans la vallée de la Dyle, dans et au nord d'Ottignies. Dans cette unité paraissent coexister des plis droits à déjetés (fig. 3) avec des plis dont le plan axial est subvertical ; ces derniers semblent plus fréquents et caractéristiques de l'unité.

3.2.5. La schistosité

Le socle calédonien est affecté par une schistosité de direction E-W, fort redressée (pente supérieure à 70°) et inclinée vers le nord. Cette schistosité traverse indifféremment les deux unités tectoniques, sans changer de direction ni de pendage. Cette schistosité E-W fort redressée est caractéristique de l'ensemble du calédonien du bassin de la Dyle et correspond à la région centrale du massif (voir Sintubin, 1999, p. 87).

3.3. Interprétation de la structure calédonienne

3.3.1. Hypothèses structurales régionales

Diverses interprétations géodynamiques de la structuration du Massif du Brabant ont été publiées, aucune ne s'est imposée à ce jour. Parmi celles-ci, citons les synthèses de Fourmarier (1920), de la Vallée Poussin (1930), Anthoine et Anthoine (1943), Waterlot (1945), Mortelmans (1955), Legrand (1968), Michot (1980), ainsi qu'une série d'articles et de thèses récents témoignant d'un large renouvellement des idées : Chacksfield *et al*. (1993), Hennebert (1993), Everaerts *et al*. (1996), Debacker *et al*. (1997), De Vos (1997), Van Grootel *et al*. (1997), Sintubin *et al*. (1998), Sintubin (1999), Mansy *et al*. (1999), Everaerts (2000), Debacker (2001), Verniers *et al*. (2001).

La majorité des auteurs s'accorde pour admettre une direction de raccourcissement régionale N-S à NE-SW (plis à vergence sud) ainsi qu'une diminution de la déformation vers le sud. Par contre, les relations stratigraphiques et tectoniques entre les terrains cambriens inférieurs et les terrains cambro-siluriens

ont toujours posé un problème majeur d'interprétation déjà clairement énoncé par Fourmarier (1920). Le contraste tectonique entre le cœur cambrien et la bordure cambro-silurienne a été décrit de manière répétée et récemment analysé en détail dans la vallée de la Sennette par Debacker (2001). Si de nombreux auteurs ont opté pour une concordance stratigraphique, d'autres comme Anthoine et Anthoine (1943), Mortelmans (1955), André (1983), Mansy *et al*. (1999) ont défendu l'hypothèse du charriage du Cambrien inférieur du cœur du massif sur sa bordure plus jeune. Dans la région de la Dyle, Herbosch et Lemonne (2000), Herbosch *et al*. (2002), Delcambre et Pingot (2002, pp. 44-46) argumentent l'hypothèse du charriage du cœur cambrien inférieur sur sa bordure plus jeune. Cette hypothèse ne permet cependant pas d'expliquer toutes les observations et, en particulier, correspond mal à la carte aéromagnétique et à son exploitation géophysique par Everaerts (2000). Cette hypothèse de travail ne peut en outre être étendue à toute la bordure sud du Massif et en particulier au bassin de la Senne où Debacker (2001) et Debacker *et al*. (2003) montrent que la Faille d'Asquempont est une surface de décollement précoce qui a été replissée lors de la phase majeure acadienne.

Liée à cette même problématique, la question de la présence de la Formation d'Oisquercq dans le bassin de la Dyle était également un sujet controversé. Rappelons que la Formation d'Oisquercq surmonte clairement la Formation de Tubize dans le bassin de la Senne, alors que la Formation de Mousty semble surmonter directement la Formation de Tubize dans le bassin de la Dyle, mais tous les auteurs n'étaient pas d'accord (voir à ce propos : Herbosch *et al*., 1991 ; Vanguestaine, 1991 ; Debacker *et al*., 2003).

Comme expliqué au début du chapitre 3.2, le levé presque achevé de l'ensemble du bassin de la Dyle (cette carte ; Nivelles-Genappe, Herbosch, Lemonne, 2000 ; Chastre-Gembloux, Delcambre *et al.*, 2002) fournit des arguments de terrain qui permettent d'étayer l'hypothèse du charriage de l'Unité centrale du Brabant (cœur cambrien) sur l'Unité Senne-Dyle-Orneau (avant-pays plus jeune).

Les arguments principaux sont :

- l'absence, clairement montrée par ces levés, de la Formation d'Oisquercq dans l'ensemble du bassin de la Dyle ;
- la présence généralisée d'un contact par faille entre les formations de Tubize et de Blanmont et les formations plus jeunes, le plus souvent celle de Mousty. La Faille d'Ottignies, décalée par la Faille de l'Orne, serait relayée vers l'est par la Faille de Noirmont-Baudecet (fig. 12), récemment mise en évidence par des sondages (Delcambre, Pingot, 2002 ; Herbosch *et al*., 2002) ;
- la présence d'une klippe à Court-Saint-Etienne, c'est-à-

dire d'un lambeau de la Formation de Tubize reposant par l'intermédiaire d'une faille assez plate sur les schistes de Mousty (Delcambre, Pingot, 2002, p. 47 et fig. 25) ;

- le contraste de style tectonique entre le cœur cambrien inférieur qui présente très souvent des plis à charnière subverticale et l'avant-pays plus jeune dont l'allure est beaucoup plus calme (plis droits à déjetés) et de direction globalement WNW-ESE.

Les arguments contraires sont principalement :

- l'absence d'argument permettant de prouver que la Faille de Noirmont-Baudecet est une faille de charriage à faible pente (cf. fig. 24 de la notice Chastre-Gembloux, Delcambre, Pingot, 2002) ;
- le tracé des failles qui sépare les deux unités (fig. 12) correspond très mal à la carte des anomalies magnétiques (carte aéromagnétique retravaillée par Everaerts, 2000 et comm. pers.) ;
- la comparaison avec le bassin de la Senne où il n'y a clairement pas de charriage, mais au contraire une faille de décollement précoce replissée (Debacker, 2001 ; Debacker *et al*., 2003).

3.3.2. Carte structurale de synthèse du bassin de la Dyle

La figure 12 est un schéma structural de synthèse de l'ensemble du socle calédonien du bassin de la Dyle faisant abstraction de la couverture (écorché du socle). Ce schéma correspond à l'hypothèse du charriage du cœur Cambrien inférieur sur son avant-pays plus jeune, hypothèse de travail utilisée pour le tracé de ces trois cartes. Dans ce schéma, nous avons considéré que la Faille de l'Orne est une faille de décrochement qui joindrait transversalement les failles d'Ottignies et de Noirmont-Baudecet. Cette option nous paraît mieux correspondre à une forte pente vers l'est de la Faille de l'Orne, comme le montrent et les levés magnétiques de de Magnée et Raynaud (1944) et un sondage récemment implanté dans le vallon du Glory (n° 40/5-527, partie nord de la planchette Chastre). Notons cependant, que ce n'est pas exactement la solution qui a été retenue par Delcambre *et al*. (2002) dans l'écorché du socle de la carte Chastre - Gembloux.

Nous tenons également à souligner que ce tracé correspond à l'état actuel de nos connaissances et qu'il n'est pas totalement satisfaisant pour les raisons qui ont déjà été invoquées. Il est important de faire remarquer que la partie que nous supposons charriée se limite à l'aire située à l'est des failles d'Ottignies, de l'Orne et de Noirmont-Baudecet. L'aire limitée au sud par la Faille de Genappe n'appartient pas à l'ensemble précité et s'apparente plutôt à la situation observée dans le bassin

de la Senne (carte Rebecq-Ittre, Herbosch *et al*., à paraître).

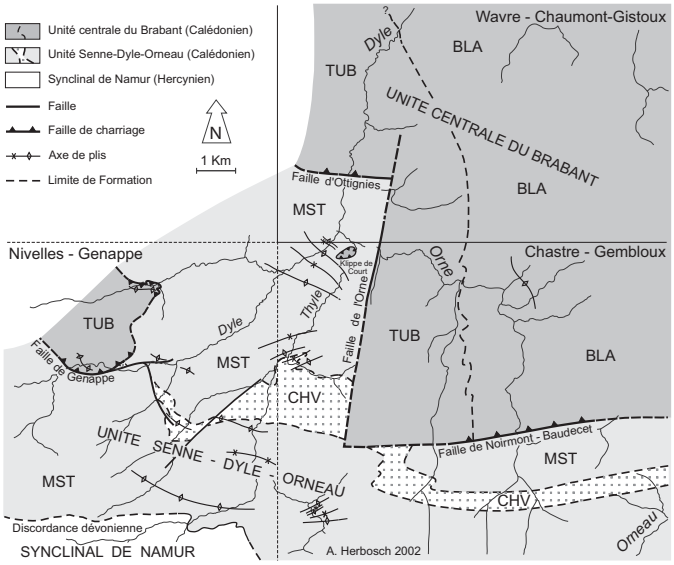

Fig. 12. Schéma structural du socle calédonien de l'ensemble du bassin de la Dyle (cartes Wavre - Chaumont-Gistoux, Chastre - Gembloux et Nivelles - Genappe).

3.3.3. Apport des cartes aéromagnétiques

Sintubin (1997a,b), Sintubin *et al*. (1998) ont récemment proposé une ébauche de modèle tectonique du Massif du Brabant basée en grande partie sur l'interprétation des nouvelles cartes aéromagnétiques (S.G.B., 1994). En effet, la magnétite présente dans la Formation de Tubize (de Magnée, Raynaud, 1944 ; De Vos *et al*., 1993b) est responsable d'un fort relief magnétique susceptible de donner des indications sur la structuration du cœur Cambrien du Massif du Brabant.

Sans entrer dans les détails de ce modèle assez complexe, résumons l'essentiel. Dans ce modèle, la présence en profondeur d'un batholite granitique allongé sous la bordure nord-ouest du Massif du Brabant (Hennebert, 1993 ; Chacksfield *et al*., 1993 ; Everaerts *et al*., 1996 ; De Vos, 1997 ; Everaerts, 2000) exerce un contrôle majeur sur l'allure des déformations. En effet, le long du flanc nord-est de ce corps rigide et redressé, le raccourcissement orienté N-S crée une large bande NW-SE de cisaillement transpressive dextre dans le cœur cambrien. Cette zone se marque par une série de linéaments magnétiques d'orientation N 40-50° W, rectilignes, continus et à très fort relief, qui dessinent une bordure en marche d'escalier vers le sud-est. Cette zone transpressive donne naissance à un indenteur

cambrien dont l'impact sur l'avant-pays ordovico-silurien génère des plis et une schistosité dessinant un arc de cercle à l'échelle régionale (cf. fig. 1, Sintubin, 1997b). Ce processus d'indentation est en outre accompagné d'une fuite tectonique latérale du cœur cambrien vers le sud-est avec rotation interne et charriage sur sa bordure sud-est (cf. fig. 1, Sintubin, 1997a). Ceci se marque par des linéaments moins denses et plus courts de direction N 60-50° W (rotation ouest de 20°) dont la limite sud-est est abruptement marquée par des linéaments N 70° E (faille de charriage à pente nord qui pourrait être la Faille de Noirmont-Baudecet).

Nous renvoyons le lecteur à la notice explicative de la carte Nivelles-Genappe (Herbosch, Lemonne, 2000, p. 41-42) où la figure 13 montre la carte aéromagnétique de la bordure sud du Massif du Brabant et son interprétation.

3.4. Addendum concernant la structure du socle au moment de la publication (juin 2011)

Depuis la rédaction de cette Notice explicative en 2003, le levé géologique des cartes Rebecq - Ittre 39/1-2 (Herbosch *et al*., à paraître) et Jodoigne - Jauche 40/3-4 (Herbosch *et al*., à paraître) a fortement fait progresser notre connaissance de la stratigraphie et surtout de la structure tectonique du Massif du Brabant.

En conséquence, certaines des hypothèses de travail défendues dans cette notice ont été infirmées par ces nouvelles observations. Elles ont été remplacées par de nouvelles hypothèses ou modèles qui s'accordent mieux avec l'ensemble des observations, maintenant que tout le Massif du Brabant a été cartographié. Nous citerons en particulier :

1° la position stratigraphique de la Formation de Jodoigne qui n'est sûrement pas la formation la plus ancienne du Brabant comme le pensaient de nombreux auteurs. Malgré l'absence de fossile, divers arguments permettent de la situer entre les formations d'Oisquercq et de Mousty au Cambrien moyen (Herbosch *et al*., 2008).

2° l'hypothèse du charriage du coeur Cambrien inférieur à moyen sur sa bordure plus jeune utilisée pour le tracé des cartes Nivelles - Genappe, Chastre - Gembloux et Wavre - Chaumont-Gistoux (cf. chap. 3.3 et fig. 12) semble devoir être abandonnée. En effet, l'hypothèse d'une faille de détachement en extension à faible angle et précoce (pré-schistosité et pré-plissement) qui séparerait partout le coeur Cambrien de sa bordure plus jeune rend mieux compte des diverses observations de terrain et fournit un modèle

tectonique qui s'applique à l'ensemble du Massif du Brabant. Cette hypothèse, initialement émise dans le bassin de la Senne par T. Debacker pour la Faille d'Asquempont (Debacker, 2001 ; Debacker *et al*., 2003 ; Herbosch *et al*., à paraître), a ensuite été étendue au bassin de la Dyle (Debacker *et al*., 2004) puis à la zone d'affleurement de la Grande Gette (Herbosch *et al*., 2008 ; Herbosch *et al*., à paraître b). Ce modèle intitulé « Système de détachement d'Asquempont » a également été appliqué avec succès à l'écorché du Massif du Brabant en Région Flamande (Piessens *et al*., 2005).

Nous suggérons donc aux lecteurs intéressés par l'histoire et la genèse du Massif du Brabant de se référer à ces travaux récents qui ont été ajoutés à la liste bibliographique.

4. Le métamorphisme régional

4.1. 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 (porphyroblastes) :

- 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 ; Herbosch, observations non publiées) ;
- 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 ont surtout été observés dans les formations les plus anciennes (Cambrien), la Formation de Mousty présentant la plus grande variété : grenat, ilménite, biotite, andalousite. Les autres formations montrent essentiellement des minéraux communs comme les micas, la chlorite et les sandwichs illite-chlorite. Ces derniers sont particulièrement abondants quel que soit le niveau

stratigraphique.

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, sur base 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 (300-350° suivant les auteurs), confirmant son caractère régional. La zone cartographiée appartient à cette zone métamorphique. Tout récemment, Larange (2002) montre par l'étude des paramètres des micas blancs que ce métamorphisme est de type enfouissement, c'est-à-dire de basse à moyenne pression, et qu'il s'est développé dans un contexte d'extension. Le paléogradient géothermique est estimé à environ 50°C/km.

4.2. Âge

Pour André *et al*. (1981), l'âge de 401 +/- 13 Ma. (millions d'années) 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. Trois isochrones Rb-Sr sur roches volcaniques du Brabant sont comprises entre 385 et 400 Ma. confirmant cet événement métamorphique et orogénique. Dans l'échelle de temps de Tucker et McKerrow (1995), cet âge correspond au Praguien-Emsien.

Cet âge est en accord avec l'ensemble des observations, y compris les plus récentes, et montre également que la phase de déformation majeure est synchrone dans l'ensemble du Massif de Brabant-Londres (Van Grootel *et al*., 1997, p. 612).

5. Relations entre géologie et risque radon

Le radon est un gaz radioactif naturel qui provient de la désintégration de l'uranium et du thorium contenus en très faible quantité dans le sous-sol. Ce gaz, en migrant vers la surface, peut s'accumuler dans les bâtiments et exposer les habitants à un risque accru de cancer du poumon.

Depuis presque dix ans, F. Tondeur et son équipe de l'Institut Supérieur Industriel de Bruxelles accumulent les mesures de radon dans les bâtiments en Wallonie. La répartition géographique de ces teneurs (1117 mesures, Tondeur *et al*., 1994) montre que dans le Brabant wallon, les communes de Villers-la-Ville et Court-Saint-Etienne sont des zones à risque radon élevé à très élevé. À Court-Saint-Etienne, on note 13 cas anormaux sur 75 mesures ainsi que des anomalies extrêmement élevées (plus de 5000 Bq/m3 au rez-de-chaussée, alors que les normes recommandent de ne pas dépasser 400 Bq/m3).

La comparaison spatiale de ces résultats avec les cartes géologiques de Wavre - Chaumont-Gistoux, Chastre - Gembloux et Nivelles - Genappe montre une forte corrélation avec la Formation de Mousty (Tondeur *et al*., 2001). La lithologie « black shale » de cette formation est en effet bien connue pour avoir des teneurs moyennes en uranium nettement plus élevées (10 à 20 ppm) que la moyenne des autres roches sédimentaires (2 à 3 ppm).

6. Ressources du sous-sol

6.1. Hydrogéologie

Sur la carte Wavre - Chaumont-Gistoux, on distingue trois types d'aquifères principaux : la nappe du socle, la nappe des sables de la Formation de Bruxelles et la nappe des craies de la Formation de Gulpen, parfois associée aux sables fins de la Formation de Hannut. L'aquifère principal se trouve dans la Formation de Bruxelles, mais il est très vulnérable. Du côté de Biez et Grez-Doiceau, un aquifère de bonne qualité se trouve dans les craies de la Formation de Gulpen. Localement et surtout à des fins industrielles, la nappe du socle est exploitée par quelques sociétés comme à Wavre, le long de la vallée de la Dyle. On peut encore mentionner la présence locale et souvent temporaire de nappes aquifères dans les terrains quaternaires. Examinons ces aquifères dans un ordre d'importance décroissant.

6.1.1. L'aquifère de la Formation de Bruxelles

Les sables de la Formation de Bruxelles constituent l'aquifère principal du bassin de la Dyle (Gulinck, Marun, 1971 ; Bultot *et al*., 1976). Bien que l'épaisseur de la nappe dans ces sables soit généralement faible, la formation couvre quasi toute la superficie de la carte. Il s'agit d'une nappe libre superficielle, en conséquence excessivement vulnérable (plusieurs captages ont montré des valeurs critiques en pesticides et nitrates). Ces sables sont en effet rarement recouverts d'une couche protectrice suffisamment importante pour filtrer les eaux de ruissellement enrichies en divers éléments liés à une intense activité agricole. Dans la partie sud-est de la carte, on peut cependant escompter une meilleure protection des eaux souterraines puisque l'épaisseur du limon quaternaire associé aux argiles sableuses de la Formation de Sint-Huibrechts-Hern y est relativement importante.

L'écoulement de cet aquifère est influencé par deux composantes principales : une composante nord liée à l'inclinaison du toit du socle qui en constitue le niveau de base, et une composante locale liée au drainage de la nappe par le réseau hydrographique.

6.1.2. L'aquifère du Crétacé

L'extension géographique de la nappe du Crétacé du bassin de la Dyle est limitée. Elle forme une unité hydrogéologique isolée notamment en ce qui concerne ses modalités de réalimentation naturelle (Gulynck, Loy, 1971). Les craies au nord de Biez constituent un aquifère important tant du point de vue de sa capacité que de sa qualité. Même si la nappe est exploitée en profondeur, il s'agit d'une nappe libre au droit des galeries souterraines de la Vlaamse Maatschappij voor Watervoorziening - VMW (Ruthy *et al*., 2002) à Biez mais, latéralement, elle devient captive et est alors recouverte des formations peu perméables de Hannut et de Kortrijk. C'est grâce à cette couverture que cet aquifère est de bonne qualité. Si le socle paléozoïque sous-jacent n'est pas trop altéré et suffisamment fissuré, la nappe qui s'y trouve est également en partie exploitée. L'écoulement général de cette nappe s'effectue vers le nord-est (Ruthy *et al.*, 2002).

La nappe crétacée est surtout exploitée à Biez. Elle l'est également de façon industrielle à Wavre et le long de la Lasne (surtout sur la carte voisine ouest de Waterloo - La Hulpe).

6.1.3. L'aquifère du socle paléozoïque

Composé de quartzites, grès et schistes, le socle peut être un aquifère s'il est suffisamment fissuré et si les résidus de son altération ne sont pas trop argileux. Sur cette carte, l'aquifère du socle est très mal connu. La nappe du socle est localement exploitée conjointement à une nappe plus importante (comme celle des craies) avec laquelle des connexions existent.

6.1.4. L'aquifère quaternaire

Il est très peu important, local et souvent temporaire. Des nappes peuvent apparaître lors de fortes pluies dans les colluvions constituées d'un mélange sablo-limoneux. Des nappes existent également localement dans les alluvions modernes comme par exemple dans les niveaux sableux et graveleux du thalweg de la Dyle. Cette nappe est alimentée à la fois par la Dyle et par drainage de la nappe de la Formation de Bruxelles.

Une liste des captages actuels est donnée en annexe.

6.2. Industrie extractive de matériaux utiles

6.2.1. Sables

Les sables de la Formation de Bruxelles sont actuellement toujours exploités à Chaumont-Gistoux et Mont-Saint-Guibert, principalement pour le domaine de la construction (voiries, béton, maçonnerie…). En outre, de nombreuses anciennes sablières dans les sables de la Formation de Bruxelles témoignent de leur importante exploitation dans le passé. Les plus importantes parmi celles-ci ont été réhabilitées en centres d'enfouissement technique comme les anciennes sablières de Mont-Saint-Guibert ou de Céroux-Mousty. D'autres sites ont été comblés ou sont réaménagés, par exemple en quartiers résidentiels, comme l'ancienne carrière du Corbeau à Limelette. Enfin, des traces de petites exploitations locales sont visibles dans le paysage (au sud-ouest de Stimon, à l'est de Limal, sur la rive droite de la Dyle, au nord et au sud du lieu-dit « Le Tri », etc.).

6.2.2. Indurations gréseuses

Les indurations gréseuses de la Formation de Bruxelles sont encore exploitées à Chaumont-Gistoux pour la restauration

de bâtiments anciens. Par le passé, ces grès ont été localement utilisés comme pierre de construction pour des bâtiments importants (Chaumont-Gistoux, Mont-Saint-Guibert, Wavre, Ottignies ; Bos, Gullentops, 1990). Il est par ailleurs très fréquent de rencontrer d'anciens murets réalisés avec ce type de matériau (consolidation des talus ou encore aménagement de « terrasses » dans les terrains fort sableux).

En outre, Mourlon (1911b) signale que certains grès calcareux du « Bruxellien » ont été exploités comme pierre à pavés. À ce sujet, Dumont signale, au sud de Biez, des carrières de calcaires, analogues aux calcaires de Gobertange, exploitées pour des pavés.

6.2.3. Craie

Des traces d'exploitation par puits de la craie se retrouvent à Wavre et au sud de Basse-Biez. Du côté de Grez-Doiceau (hors carte), les anciennes exploitations souterraines de craie sont actuellement utilisées comme captages.

6.2.4. Pierre à pavés

Les quartzites de la Formation de Blanmont furent jadis exploités pour la confection de pavés. On trouve des traces d'anciennes exploitations à Wavre, à Biez et à Piétrebais.

6.2.5. Matière colorante

Les schistes de la Formation de Mousty furent autrefois utilisés comme matière colorante. Ils furent notamment exploités à l'ancienne carrière de Franquenies, à Mousty.

6.2.6. Limons

Des argilières ont existé notamment à l'ouest d'Ottignies où l'on exploitait le limon argileux issu de la dissolution de la calcite par les eaux météoriques (« terre à briques ») pour la fabrication de briques et autres produits réfractaires.

Remerciements

Nous tenons à remercier les professeurs F. Gullentops (KUL), E. Steurbaut (IRScNB) qui nous ont fait partager, en salle et sur le terrain, leur profonde connaissance du Cénozoïque du Brabant ainsi que Mme C. Vanneste (FPMs) pour les précieuses discussions dans ce domaine, T. Debacker (RUG et KUL) pour de fructueuses discussions sur le terrain concernant la tectonique du Calédonien, ainsi que le Professeur J. Bellière pour ses remarques toujours pertinentes lors de la lecture finale de ce guide. N'oublions pas également de remercier G. Bernardinis et L. Thomas pour leur aide précieuse sur le terrain. Merci à R. Dreesen et T. Servais pour les traductions.

BIBLIOGRAPHIE

André L., 1983**.** Origine et évolution des roches éruptives du Massif du Brabant. *Thèse de Doctorat, U.L.B.*, 123 p.

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. et 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.

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

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.

Bos K., Gullentops F., 1990**.** Ijzerzandsteen als bouwsteen in en rond het Hageland. *Bull. Soc. belge Géol*., 99,2 , 131-151.

Bultot F., Dupriez G. L., Laurent E., 1976. Données hydrologiques pour la conception de projets de mise en valeur des ressources en eau. Les ressources d'eau souterraine en Belgique. Réserve, régime et exploitabilité des aquifères., I.- Bassin versant de la Dyle à Wavre. *I.R.M.B. et Min. de la Santé Publique et de la Famille*, A-n°97, 45 p.

Camerman C., 1950a. Commentaires au sujet du relief du socle paléozoique dans le Brabant oriental et la Hesbaye. *Bull. Soc. belge Géol.*, 59, 61-74.

Camerman C., 1950b. Compte-rendu de l'excursion du dimanche 30 avril 1950 dans la vallée du Train (Brabant oriental). *Bull. Soc. belge Géol.*, 59 , 136-153.

Chacksfield B., De Vos W., D'Hooge L., Dusar M., Lee M. K., Poitevin C., Royles C. P., Verniers J., 1993. A new look at Belgian aeromagnetic and gravity data through image-based display and integrated modelling techniques. *Geol. Mag.*, 130, 589-591.

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

Debacker T.N., Sintubin M., Verniers J., 1997. The Ronquières

section revisited. Belgian Symp. Structural Geology et Tectonics. *Aard. Meded., KUL,* 8, 53-56.

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

Debacker T., Herbosch A., Verniers J., Sintubin M., 2003. Correlation between faults and aeromagnetic lineaments in poorly exposed areas : the Asquempont fault, southern Brabant Massif, Belgium. *Netherlands Journal of Geosciences,* 83, 55-72.

Debacker T., Herbosch A., Sintubin M. & Verniers J., 2003. Palaeozoic 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., Herbosch A. & Sintubin M., 2004. 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.

de la Vallée Poussin J., 1930. 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.

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

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, DGRNE, 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 Vos W., 1997. Influence of the granitic batholith of Flanders on Acadian and later deformation (Brabant Massif, Belgium). *Aardk. Mededel., KUL*, 8, 49-52.

De Vos W., Verniers J., Herbosch A., Vanguestaine M., 1993a. A new geological map of the Brabant Massif, *Belgium. Geol.*

Mag., 130, 605-611.

De Vos W., Poot B., Hus J., El Khayati M., 1993b. Geophysical characterization of lithologies from the Brabant Massif as a contribution to gravimetric and magnetic modelling. *Bull. Soc. belge Géol* , 101, 173-180.

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. de Belg.*, 56, 96 p.

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.

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.

Everaerts M., 2000. L'interprétation structurale de la Manche au Rhin: apport du filtrage des champs potentiels. *Thèse de doctorat non publiée. Université catholique de Louvain*, 167 p.

Everaerts M., Poitevin C., De Vos W., Sterpin M., 1996. Integrated geophysical/geological modelling of the western Brabant Massif and structural implications. *Bull. Soc. belge Géol.*, 105, 41-59.

Felder W. M., 1975. Lithostratigrafie van het Boven-Krijt en het Dano-Montien in Zuid-Limburg en het aangrenzende gebied. *In* : Zagwijn W. H. et van Staalduinen C. J. (eds). Toelichting bij geologische overzichtskaarten van Nederland, Haarlem (*Rijks Geologische Dienst*) , 63-72.

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**.**

Fourneau R., 1974. La morphologie de l'interfluve Escaut-Sambre au niveau des bassins de Senne-Dyle et Piéton. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 96, 565-583.

Geurts M.-A., 1976. Genèse et stratigraphie des travertins de fonds de vallée en Belgique. *Acta Geographica Lovaniensia*, Vol. 16, 104 p.

Gulinck M., Marun V., 1971. Reconnaissance hydrogéologique du Bruxellien du bassin de la Dyle en amont de Wavre. *Serv. Géol. Belg.*, Prof. Paper, 6, 18 p.

Gulynck M., Loy W., 1971. Hydrogéologie du Crétacé du Bassin de la Dyle (Brabant). *Bull. Soc. belge Géol.*, *Paléont., Hydrol.*, 80/1-2, 77-83.

Gullentops F., Houthuys R., Vandenberghe N., 1988. The Cenozoic southern North Sea. *In IAS 9th European Regional*

Meeting, Excursion Guidebook Leuven-Belgium (A. Herbosch, Ed.), 225-260.

Gullentops F., Claes S., Vandenberghe N., 1994. Kaartblad 32, Leuven, schaal 1/50 000, met toelichtingen. *Vl. Gem., Brussel*.

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

Hennebert M., 1993. Rôle possible des structures profondes du Massif cambro-silurien du brabant dans l'évolution des bassins sédimentaires post-calédoniens. *Ann. Soc. Géol.Belg.*, 116, 147-162.

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

Herbosch A., Lemonne E., 1997. Le Cambrien inférieur (Groupe de Tubize) serait-il charrié sur le Cambro-Ordovicien au bord sud du Massif du Brabant ? *Colloque Artois-Brabant, Mons*. Livre des résumés, 1 p.

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

Herbosch A., Dumoulin V., Blockmans S. avec la collaboration de **Debacker T.** pour la tectonique (à paraître). Carte géologique Rebecq - Ittre n° 39/1-2 et sa notice explicative, *Ministère de la Région Wallonne, DGRNE*.

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., Verniers J., Debacker T., 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*, 5/3-4, 71-143.

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

Herbosch A., Debacker T. pour le socle**, Blockmans S., Dumoulin V.** pour la couverture (à paraître). Carte géologique Joidoigne-Jauche n° 40/3-4 et sa notice explicative. *Ministère de la Région Wallonne, DGRNE.*

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

Jodard C., 1986. Étude cartographique et pétrologique de l'Ordovicien inférieur de la Dyle. *Mémoire de licence, Université Libre de Bruxelles.*

Larange 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, Université Catholique de Louvain*, 213 p.

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

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

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

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

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.

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.

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.

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

Martin F., 1977. Acritarches du Cambro-Ordovicien du Massif du Brabant. *Bull. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg.*, 51, 1-33.

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

Mortelmans G., 1977. Le groupe Devillien : Cambrien ou Précambrien? *Annales Mines de Belgique*, mars 77, 309-334.

Mourlon M., 1893. Carte géologique Waterloo – La Hulpe n° 116. Échelle 1/40 000, *Com. Géol. Belg.*

Mourlon M., 1911a. Texte explicatif du levé géologique de la planchette de Wavre n° 117. *Serv. Géol. Belg.*, 17 p.

Mourlon M., 1911b. Texte explicatif du levé géologique de la planchette de Chaumont-Gistoux n° 117. *Serv. Géol. Belg.*, 10 p.

Mourlon M., Malaise M., 1893. Carte géologique Wavre – Chaumont-Gistoux n° 117. Echelle 1/40 000, *Com. Géol. Belg*.

Neijs R., Logier B., 1990. Petrographical characteristics of the cambrian (« Devillian ») quartzites from the Brabant Massif. *Natuurwet. Tijschrift*, 72, 90-102.

Netherlands Geological Survey, 1957. Articles on «Akens Zand», «Gulpen Krijt», «Vaulser Groenzand or Hervian», «Maastrichts tufkrijt». *In* : *Sornay J.* : *Lexique stratigraphique international*, vol. 1. Europe, 4a VI, Crétacé, CNRS, Paris.

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

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*, *Serv. Géol. Belg.*, 18, 38 p.

Piessens K., Vancampenhout P. & De Vos W, 2005. Geologische subcropkaart van het Massief van Brabant in Vlaanderen. Belgische Geologische Dienst in opdracht van Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap Afdeling Natuurlijke Rijkdommen en Energie (ANRE). Koning Albert- II laan, 7. 1210 Brussel.

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

Ruthy I., Dassargues A., Monjoie A., 2002. Carte hydrogéologique de Wallonie : Wavre - Chaumont-Gistoux 40/1-2. *Région wallonne, DGRNE*, non publiée.

Rutot M. A., Malaise M., 1893. Carte géologique Jodoigne – Jauche n° 118. Échelle 1/40 000, *Com. Géol. Belg*.

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

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. Carte de levé aéromagnétique au 1/500 000. Champs total réduit au pôle.

Sintubin M., 1997a. Structural implications of the aeromagnetic lineament geometry in the Lower Paleozoic Brabant Massif (Belgium). *Aardk. Mededel., KUL*, 8, 165-168.

Sintubin M., 1997b. Cleavage-fold relationships in the Lower Paleozoic Brabant Massif (Belgium). *Aardk. Mededel., KUL*, 8, 161-164.

Sintubin M., 1999. Accurate fold and clivage pattern in the southeastern part of the Anglo-Brabant Fold belt (Belgium) : tectonic implications. *Tectonophysics*, 309, 81-97.

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.

Stainier X., 1932. Le Landénien et l'Yprésien d'Ottignies. *Bull. Soc. belge Géol.*, 42, 259-269.

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, 5-6 , 91-156

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

Tondeur F., Gerardy I., Van Couwenberg C., Herbosch A., 2001. Search and mapping of small radon-prone areas in Walloon Brabant (Belgium) on a geological basis. *Third Eurosymposium on protection against radon*. Résumé, 5-7.

Tondeur F., Gerardy I., Licour C., Dubois N., 1994. Répartition géographique et géologique du risque « radon » en Belgique francophone. *Ann. Assoc. belge Radioprotection*, 19, 205-226.

Tucker R. D., McKerrow W. S., 1995. Early Paleozoic chronology : a review in light of new U-Pb zircon âges from Newfoudland and britain. *Can. J. Earth Sci.*, 32, 368-379.

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, Université Libre de Bruxelles*.

Vander Auwera J., André L., 1985. Sur le milieu de dépôt, l'origine des matériaux et le facies 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., 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., Servais T., Steemans P., 1989. Biostratigraphy of 28 borholes in the Brabant Massif Abstracts of the Internat. *Meeting on the Caledonides of the Midlands and the Brabant Massif*, p. 46.

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.

Verniers J., De Vos W., 1995. Recent research on the Brabant Massif. *Studia geoph. et geod*., 39, 347-353.

Verniers J., Samuelson 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* 1999, 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.

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., 1945. L'évolution de l'Ardenne au cours des diverses phases des plissements calédoniens et hercyniens. *Bull. Soc. Géol. de France*, 15, 3-44.

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

ANNEXE

Liste des captages

X	Y	Commune	Nature d'ouvrage
176.687	153.091	Incourt	Puits foré
167.508	151.012	Ottignies – LLN	Puits foré
167.089	152.515	Ottignies – LLN	Puits traditionnel
166.899	155.853	Wavre	Drain
166.961	149.354	Court-St-Etienne	Puits foré
168.232	157.217	Wavre	Puits foré
174.084	157.413	Grez-Doiceau	Puits foré
168.225	149.105	Mont-St-Guibert	Puits foré
169.128	149.920	Mont-St-Guibert	Puits foré
169.610	150.174	Mont-St-Guibert	Puits foré
169.502	150.194	Mont-St-Guibertt	Puits foré
168.796	150.652	Ottignies – LLN	Puits foré
168.966	150.672	Ottignies – LLN	Puits foré
164.518	153.798	Wavre	Puits foré
165.495	154.708	Wavre	Puits foré
166.258	155.879	Wavre	Puits foré
171.202	149.473	Chaumont-Gistoux	Puits foré
169.968	150.855	Chaumont-Gistoux	Puits traditionnel
171.998	151.748	Chaumont-Gistoux	Source à l'émergence
174.561	152.703	Chaumont-Gistoux	Galerie à déterminer
174.876	152.816	Chaumont-Gistoux	Source à l'émergence
166.757	155.074	Wavre	Galerie à flanc de coteaux
166.556	156.089	Wavre	Puits foré
174.833	156.210	Grez-Doiceau	Galerie à déterminer
166.724	156.366	Wavre	Puits foré
168.714	156.418	Wavre	Puits foré
162.574	157.537	Rixensart	Puits traditionnel
167.989	150.494	Ottignies – LLN	Puits foré
167.896	150.906	Ottignies – LLNe	Puits foré
167.269	151.084	Ottignies – LLN	Puits foré
166.935	151.621	Ottignies – LLN	Puits foré
177.074	148.470	Perwez	Puits foré

Source : MRW 2008, Division de L'Eau (X, Y = coordonnées Lambert 72)

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)* – Inclined cleavage : strike and dip (a)

Vertikale Schieferung – *Verticale druksplijting : strekking* – Strike of vertical cleavage

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

Steinbruch außer Betrieb – *Verlaten steengroeve* – Disused quarry

Aufgeschütteter Steinbruch – *Opgevulde steengroeve* – Filled quarry

T Travertin – *Travertijn* – Travertine

q x a b Bohrung (x : Mächtigkeit des Lehms, a : Tiefe der Deckenformation ; b : Tiefe des Bohrlochs – *Boring (x : dikte van de leem, a : niveau van het dak van de sokkel, b : diepte van de boring* – Borehole (x : thickness of loam cover, a : level of basement top, b : borehole depth)

q x b Kleine Bohrung (x : Mächtigkeit des Lehms, b : Tiefe des Bohrlochs) – *Kleine boring (x : dikte van de leem, b : diepte van de boring)* – Small borehole (x : loam thickness, b : borehole depth)

Brunnen – *Waterwinning* – Groundwater pumping station

BLM

Blanmont Formation : Helle (grau-grüne, grau-weisse oder rosafarbene) Quartzite in dicke Bänken.
Formatie van Blanmont : Bleekkleurige (grijsgroen, witgrijs of roosachtig) kwartsieten in dikke banken.
Blanmont Formation : pale-coloured thick-bedded quartzites (greyish green, greyish white or rosy).

TUB

Tubize Formation : Grau-grün- bis olivgrünfarbene Schiefer, Siltsteine und Sandsteine : häufiges Vorkommen von Magnetit.
Formatie van Tubize : grijsgroene tot olijfgroene schiefers, siltstenen en

zandstenen ; frequente aanwezigheid van magnetiet.
Tubize Formation : greyish-green to olive-green shales, siltstones and sandstones ; magnetite frequently occurs.

MST

Mousty Formation : Schiefer, Shales oder Siltite, oft graphitisch (« black shales »), pyritisch und manganhaltig, in grau-blauen bis grau-scharzen Farbtönen. Stellenweise Lagen von Hornstein (« Phtanite »).
Formatie van Mousty : grijsblauwe tot zwartgrijze, vaak grafietrijke, pyriet- en mangaanhoudende schiefers of siltstenen. Lokaal komen ftaniet niveaus voor.
Mousty Formation : Bluish-grey to greyish-black, often graphite-, pyrite- and manganese-bearing shales, siltstones and sandstones. Locally phtanite occurs.

GUL

Gulpen Formation : Kreiden und granulöse Kalksteine mit Feuersteinknollen, in weiss-gelben Farbtönen.
Formatie van Gulpen : wit-geel krijt en korrelige kalksteen met silexknollen.
Gulpen Formation : Yellowish-white chalk and granular limestone with nodular flint.

HAN

Hannut Formation : Feine Sande, Tonsteine und sandige Siltsteine oder tonige, karbonatische, manchmal verhärtete (« tuffeau ») Sande, glaukonitisch, in grünen, grau-grünen bis grau-gelben Farbtönen, die Basis manchmal kieshaltig.
Formatie van Hannut : groen, groen-grijs tot geel-groen, fijn zand, klei en carbonaathoudende, zandige silt of kleiig zand, soms verhard (« tufsteen »), glauconiethoudend, soms met een grindachtige basis.
Hannut Formation : green, greenish-grey to yellowish-green sand, clay and calcareous sandy silt or argillaceous sand, sometimes indurated (« tuffeau »), glauconite-bearing, locally with a gravelly base.

KOR

Kortrijk Formation : Sandige oder siltige Tonsteine mit sandig-siltigen Zwischenlagen, manchmal glaukonitisch, durch Verwitterung grau- bis orangenfarben.
Formatie van Kortrijk : grijze tot oranjekleurige (verweerde) zandige of siltrijke klei met zandige-siltige, soms glauconietrijke tussenschakelingen.
Kortrijk Formation : greyish to orange (weathered) sandy or silty clay with sandy-silty, locally glauconite-bearing, intercalations.

BXL

Bruxelles Formation : Grobkörnige weissfarbene, gelbe, ockerfarbene, grau-grüne (Glaukonit) Sande, mit Lange mit häufigen Linsen oder sandige Sinterlagen und häufige, sandige Fisteln.
Formatie van Brussel : grove witte, gele, okerkleurige, grijs-groene (glauconiethoudende) zanden, met niveaus rijk aan zandsteenlenzen of concreties en talrijke zandige fistels.
Bruxelles Formation : coarse, white, yellow, ochre, greyish-green (glauconite-bearing) sands, with lenticular sandstone levels or concretions and numerous sandy fistulas.

SHH

Sint-Huibrechts-Hern Formation : Sehr feinkörnige, tonige Sande, glaukonitisch, glimmerführend, in orangen Farbtönen und sehr feine Sande in grau-gelben bis orangen Farbtönen, an der Basis häufig kieshaltig
Formatie van Sint-Huibrechts-Hern : zeer fijne kleiriike, glauconiethoudende, micarijke, oranjekleurige zanden en zeer fijne grijsgele tot oranjegele, zanden, soms met een grindachtige basis.
Sint-Huibrechts-Hern Formation : very fine, clayey, glauconite-bearing,

micaceous orange-coloured sands and very fine, yellowish-grey to orange-coloured sands, sometimes with a gravelly base.

AMO

Jüngere alluviale Ablagerungen : Lehme, Sande, Schotter, Kieselsteine und stellenweise Tone, Torfe und Travertin (T).
Recente alluviale afzettingen : leem, zanden, grind, keien en lokaal klei, veen en travertijn (T).
Modern alluvial deposits : loam, sand, gravel, boulders, with locally clay, peat and travertine (T).

X

Aufschüttung.
Opvulling.
Fill.

Les traductions ont été effectuées par Dreesen Roland pour le néerlandais et l'anglais, et par Servais Thomas pour l'allemand.

TABLE DES MATIÈRES

Résumé..... 3
1. Introduction..... 5
1.1. Établissement de la carte..... 5
1.2. Méthodologie de levé..... 6
1.3. Cadre géographique et géologique..... 8
2. Description des formations..... 10
2.1. Le socle cambro-silurien..... 10
Formation de Blanmont (BLM)..... 12
Formation de Tubize (TUB)..... 14
Formation de Mousty (MST)..... 17
2.2. La couverture méso-cénozoïque..... 20
Formation de Gulpen (GUL)..... 21
Formation de Hannut (HAN)..... 22
Formation de Kortrijk (KOR)..... 23
Formation de Bruxelles (BXL)..... 25
Formation de Sint-Huibrechts-Hern (SHH)..... 27
Limons 29
Alluvions modernes (AMO) ou anciennes..... 30
Travertins (T)..... 30
3. Géologie structurale..... 31
3.1. Structure de la couverture..... 31
3.1.1. Allure du toit du socle paléozoïque..... 31
3.1.2. Caractère ravinant de la Formation de Bruxelles..... 32
3.2. Structure du socle calédonien..... 34
3.2.1. Dans le bassin de la Dyle..... 34
3.2.2. Tracé des failles d'Ottignies et de l'Orne..... 36
3.2.3. L'Unité Senne-Dyle-Orneau..... 39
3.2.4. L'Unité centrale du Brabant..... 40
3.2.5. La schistosité..... 40
3.3. Interprétation de la structure calédonienne..... 40
3.3.1. Hypothèses structurales régionales..... 40
3.3.2. Carte structurale de synthèse du bassin de la Dyle..... 42
3.3.3. Apport des cartes aéromagnétiques..... 43
3.4. Addendum concernant la structure au moment de la publication en 2011..... 44
4. Le métamorphisme régional..... 45
4.1. Nature et description..... 45
4.2. Âge..... 46
5. Relations entre géologie et risque radon..... 47
6. Ressources du sous-sol..... 47
6.1. Hydrogéologie..... 47
6.1.1. L'aquifère de la Formation de Bruxelles..... 48
6.1.2. L'aquifère du Crétacé..... 48
6.1.3. L'aquifère du socle paléozoïque..... 49
6.1.4. L'aquifère quaternaire..... 49

6.2. Industrie extractive de matériaux utiles..... 49
6.2.1. Sables..... 49
6.2.2. Indurations gréseuses..... 49
6.2.3. Craie..... 50
6.2.4. Pierre à pavés..... 50
6.2.5. Matière colorante..... 50
6.2.6. Limons..... 50
Remerciements..... 51
BIBLIOGRAPHIE..... 52
ANNEXE..... 61
Liste des captages 61
FARBEN - UND ZEICHENERKLÄRUNG – *LEGENDE* – LEGEND..... 62

SPW | Éditions

SPW
Service public de Wallonie

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

DGO 3