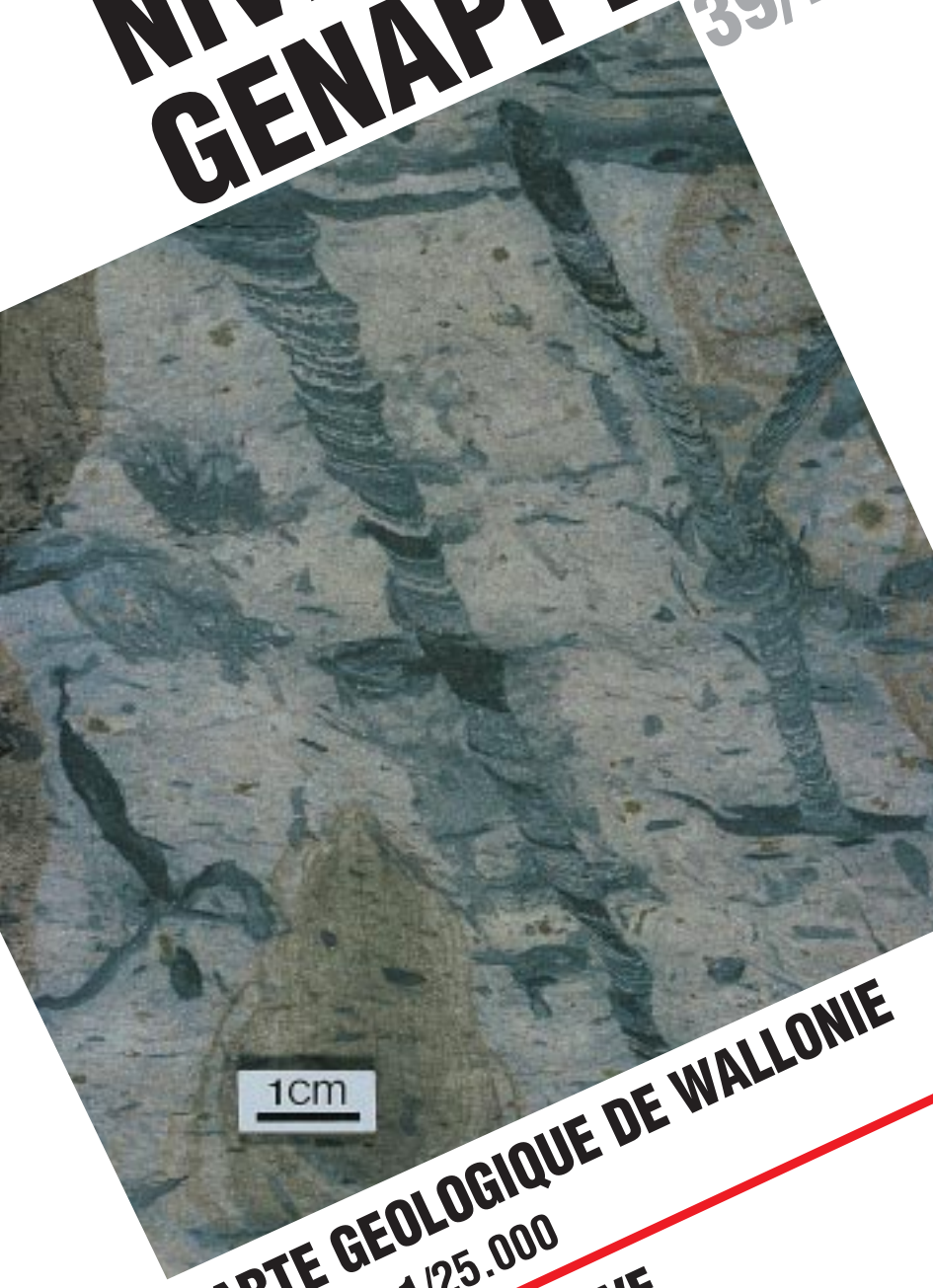
NIVELLES GENAPPE

39/7-8



CARTE GEOLOGIQUE DE WALLONIE

ECHELLE : 1/25.000

NOTICE EXPLICATIVE

MINISTERE DE LA REGION WALLONNE

DIRECTION GENERALE DES RESSOURCES NATURELLES
ET DE L'ENVIRONNEMENT

AVENUE PRINCE DE LIEGE, 15
B-5100 NAMUR

NIVELLES-GENAPPE

Alain HERBOSCH
et
Eric LEMONNE

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

Photographie de couverture :
Echantillon scié et poli de la partie supérieure de la Formation de Tribotte, bioturbations verticales à striotubules dans une siltite laminaire.

NOTICE EXPLICATIVE

2000

Carte Nivelles-Genappe n° 39/7-8

Résumé

La carte géologique 39/7-8 de Nivelles-Genappe couvre à la fois le bord sud du Massif cambro-silurien du Brabant et le bord nord du Synclinorium de Namur, en avant du front hercynien. La limite de ces deux domaines est d'orientation globalement E-W et se situe dans la partie méridionale de la carte. Ce vieux socle paléozoïque est en grande partie caché sous une couverture de terrains cénozoïques quasiment horizontaux.

Synthétiquement on peut y distinguer les unités suivantes:

1° un socle cambro-silurien fortement plissé, faillé et fracturé durant l'orogenèse calédonienne. Il est également affecté par une schistosité et un léger métamorphisme. Ce socle n'est visible que dans les vallées les plus profondes, essentiellement situées dans la partie orientale de la carte (bassin de la Dyle);

2° des terrains dévoniens discordants sur le socle calédonien, à pendage faible d'environ 10° vers le sud. Cette unité n'affleure plus actuellement et n'est documentée que par des sondages;

3° une couverture cénozoïque quasi tabulaire discordante sur le socle calédonien au nord et sur les terrains dévoniens au sud. Les formations éocènes sont recouvertes de loess pléistocènes d'épaisseurs très variables, mais pouvant atteindre localement plus de 15 mètres (en particulier autour de Houtain-le-Val).

Sur la planchette Genappe, les terrains calédoniens vont du Cambrien Inférieur (Formation de Tubize) à la base de l'Ordovicien Moyen (Formation d'Ittre). En outre, la petite zone d'affleurement autour de Nivelles montre les formations (indifférenciées) à cheval sur la limite Ordovicien-Silurien. Il s'agit de roches terrigènes essentiellement pélitiques (shales, schistes et siltites), plus rarement arénacées (grès fins, grès argileux) et accessoirement de roches volcano-sédimentaires (à Nivelles). L'épaisseur totale est mal connue, mais peut être estimée à 2-3 kilomètres. Le toit du socle est en pente assez régulière vers le nord ouest.

Seule la première centaine de mètres des terrains dévoniens a été reconnue en sondage. On y observe un conglomérat de base suivi de dépôts terrigènes, puis carbonatés d'âge givetien.

La couverture comprend des terrains d'âge éocène qui, en dehors des vallées, passent d'une épaisseur estimée de 20-30 m au sud à 70 m au nord. A la base, on trouve les argiles et sables argileux yprésiens qui passent aux sables et grès lutétiens puis, uniquement sur les points culminants du nord de la carte, les sables et sables argileux priaboniens.

1. Introduction

1.1. Conditions d'établissement de la carte

Le levé de cette feuille a été effectué dans le cadre du programme de révision des cartes géologiques de la Wallonie, financé par la Région Wallonne (Direction Générale des Ressources Naturelles et de l'Environnement), en collaboration avec le Service Géologique de Belgique, l'Université Libre de Bruxelles, la Faculté Polytechnique de Mons, l'Université Catholique de Louvain et l'Université de Liège.

Pour des problèmes spécifiques, cette carte doit beaucoup aux travaux de recherche effectués en collaboration avec :

- M. Vanguestaine (Université de Liège) et J. Verniers (Universiteit Gent) pour la stratigraphie;
- M. Everaerts (Observatoire Royal de Belgique) pour la géophysique (carte aéromagnétiques).

La présente carte à l'échelle de 1/25.000 constitue une réduction et une synthèse des minutes réalisées au 1/10.000. Elle a été élaborée sur des bases lithostratigraphiques, en conséquence les couleurs et sigles utilisés représentent des ensembles lithologiques caractéristiques dénommés formations. La carte respecte les règles du Code Stratigraphique International (Hedberg, 1976).

Ce document constitue la deuxième édition de la carte géologique Nivelles-Genappe. Une version précédente, datée de 1893 et publiée au 1/40.000 par la Commission Géologique de Belgique, a été réalisée par Mourlon avec le concours de Malaise, de la Vallée Poussin et Renard. D'autres documents cartographiques à plus grande échelle ont été élaborés entretemps et recouvrent aussi cette carte (Fourmarier, 1920; de la Vallée Poussin, 1930; Anthoine et Anthoine, 1943; Legrand, 1968; De Vos *et al*., 1993a).

La région concernée est assez pauvre en affleurements, en particulier dans le socle calédonien où ils sont de petite taille et fort discontinus. Les tracés géologiques ont été déterminés à partir :

- d'un nouveau travail d'observation sur le terrain. Au total, près de 220 nouveaux points ont été répertoriés;
- des données d'affleurements et de sondages (390 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 une littérature abondante dont les titres figurent à la fin de ce livret;
- des essais de pénétration géotechniques et quelques sondages effectués par le M.E.T. 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).

La révision de la carte Nivelles-Genappe a abouti à la constitution d'un dossier contenant :

- une description détaillée des affleurements sous forme d'une base de données informatisée;
- une minute de la carte géologique au 1/10.000;
- une carte de localisation des affleurements au 1/10.000;
- des coupes géologiques et un schéma structural.

Ce dossier peut être consulté :

- à la Direction Générale des Ressources Naturelles et de l'Environnement, Ministère de la Région Wallonne, Service de Documentation, avenue Prince de Liège 15, 5100 Namur;
- au Service Géologique de Belgique, rue Jenner 13, 1000 Bruxelles.

1.2. Cadre géographique et géologique

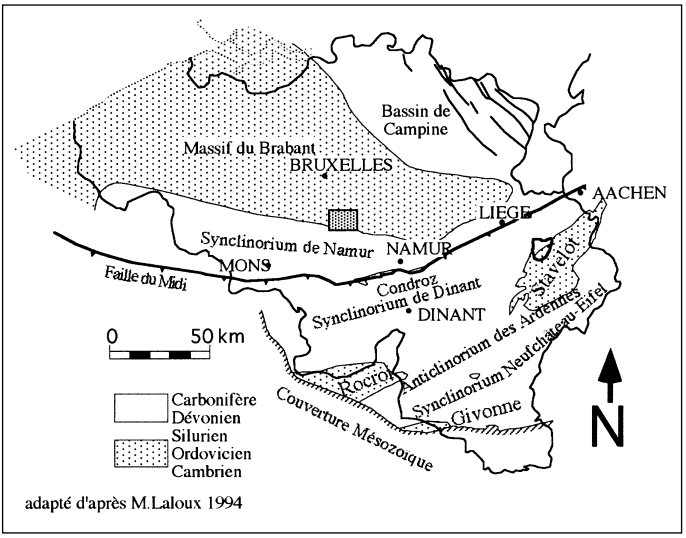


Fig. 1 : Situation de la carte 39/7-8 dans le cadre géologique régional

La carte Nivelles-Genappe couvre dans la Province du Brabant les communes de Nivelles, Genappe, Court-St-Etienne,

Villers-la-Ville, ainsi que très partiellement les communes de Braine-l'Alleud, Ittre et Seneffe. La bordure centre S de la carte appartient à la Province de Namur, avec une partie des communes Les Bons Villers et Pont-à-Celles.

Deux bassins hydrographiques recouvrent la presque totalité de la carte :

- **le bassin de la Sennette** à l'W, représenté par le ruisseau de Thines à Nivelles, avec un petit nombre d'affluents secondaires;
- l**e bassin de la Dyle** à l'E, représenté par la Dyle et son affluent principal la Thyle, avec de nombreux affluents secondaires;

ils sont séparés par un replat culminant à 170 m au lieu-dit "Trou du Bois" au N de Promelles et par les plateaux méridionaux culminant à 160-165 m à Houtain-le-Mont.

En bordure centre S de la carte, sur des plateaux culminant à 160-165 m, se dessine en E-W la ligne de partage entre les eaux de l'Escaut (Dyle-Senette) et de la Meuse (Bassin du Piéton).

Deux types de paysages sont distincts de part et d'autre de l'interfluve Sennette-Dyle, sans qu'il existe entre eux de limite nette :

- **à l'W, les plateaux limoneux** : de larges plateaux limoneux sont généralement en pente insensible vers le N, entre 165 m et 140 m d'altitude. Ils sont favorables à l'agriculture et forment un paysage mollement ondulé, un peu plus accidenté que la Hesbaye typique. Seule la rivière Thines à Nivelles (Bassin de la Sennette, vers l'W) et ses petits affluents creusent quelque peu le relief jusqu'à 100 m d'altitude. Hormis l'agglomération de Nivelles, qui connaît le développement d'un zoning industriel au SE de la ville, le domaine occidental est presque exclusivement agricole;
- **à l'E, les "Ardennes brabançonnes"** : ce domaine oriental est plus accidenté, surtout au NE de la carte vers Bousval. Les deux vallées principales sont celles de la Dyle et de son affluent la Thyle, les versants y sont abrupts et boisés, avec une dénivellation dépassant souvent 50 m. Les affluents secondaires (comme le Cala, la Falise ou le Ri d'Hé) partagent d'étroits interfluves limoneux dans des orientation constantes E ou NE.

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

Les limons silto-sableux et graviers de base quaternaires 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 (1973) 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 paléogènes sont des sables, des argiles et des grès (parfois calcareux) qui correspondent à des dépôts marins. Ils sont tabulaires avec une très faible pente vers le N (de 3 degrés au maximum). Les dépôts de base sont transgressifs vers le S et discordants sur les terrains primaires. Ces terrains, exclusivement éocènes, sont souvent visibles dans les chemins creusant le haut des versants ou les plateaux limoneux ("chemins creux").

Sous la couverture cénozoïque (paléogène et quaternaire), les terrains du socle paléozoïque cambro-silurien à dévonien sont formés de roches consolidées :

- les terrains dévoniens (grès, schistes, calcaires et dolomies) ne sont observés qu'en bordure SE de la carte, à Sart-Dames-Avelines, en discordance sur le Massif calédonien du Brabant. Ils sont quasiment isoclinaux avec une pente de 5 à 10 degrés vers le S à Sart-Dames-Avelines (Legrand, 1973);
- les terrains cambro-siluriens (shales, schistes, siltites et grès) font partie du Massif du Brabant, plissé par l'orogenèse calédonienne. Ils n'affleurent que dans le fond des vallées des cours d'eau principaux. Des roches magmatiques et volcaniques d'âge ordovicien supérieur à silurien inférieur, jalonnent le bord S du Massif du Brabant, elles résulteraient de la collision des plaques Avalonia et Baltica (André *et al*., 1991). Elles ne sont présentes qu'à Nivelles, sous forme de roches effusives à caractère volcano-sédimentaire (tufs rhyolitiques).

2. Description des formations

Les diverses formations (unités lithologiques) 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 bord sud du Massif du Brabant est constitué de roches dont l'âge va au minimum de la partie tout à fait inférieure du

Cambrien à la partie supérieure du Silurien en passant par l'Ordovicien. Les Formations de Tubize, de Blanmont et de Jodoigne, supposées appartenir à la partie inférieure du Cambrien Inférieur, 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 ichnofossiles *Oldhamia* et la comparaison avec la partie supérieure du Groupe de Deville (Dvb) daté dans les Ardennes. 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 et De Vos, 1995).

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), Mortemans (1955) et André (1983) ont opté pour un contact par charriage, aucune des deux écoles n'est cependant parvenue a établir une argumentation de terrain suffisamment solide pour mettre fin à cette controverse. Le levé de cette carte, des voisines vers l'E et le NE (Chastre-Gembloux, Pingot *et al*., 1999; Wavre-Chaumont-Gistoux, Lemonne *et al*, 1999) et l'implantation de plusieurs sondages montrent que les Formations de Tubize et de Blanmont sont presque toujours en contact par faille avec des 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 du coeur Cambrien Inférieur sur les formations plus jeunes de l'avant-pays.

Les levés confirment aussi l'absence de la Formation d'Oisquercq dans l'ensemble du bassin de la Dyle. Il y a donc lacune, vraisemblablement tectonique, d'une partie du Cambrien Inférieur-Moyen (cf. log stratigraphique 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).

Ces roches 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 e*t 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 une partie de cette succession affleure sur cette carte qui montre particulièrement bien la série allant du Cambrien Moyen à l'Ordovicien Moyen (de la Formation de Mousty à la Formation de Rigenée). Les unités lithostratigraphiques décrites ci-dessous ont été pour la plupart redéfinies récemment (pour l'Ordovicien, voir Servais *et al*., 1993, Van Grootel *et al*., 1997 et Verniers *et al*., 1999; pour le Silurien, voir Verniers et Van Grootel, 1991) ainsi qu'à l'occasion du levé de cette carte, en utilisant autant que possible les anciennes dénominations (Malaise, 1873, 1900, 1909, 1910; Anthoine et Anthoine, 1943). La figure 2 donne un bref aperçu de l'évolution historique de la stratigraphie du Cambro-Ordovicien de cette carte.

Texte explicatif de la carte géologique 129E Mourlon & Malaise (1910)	Nouvelle carte géologique 39/7-8 (1998)	Système
SILURIEN inf. (Ordovicien) Sl1b - Assise de Gembloux	Formations indifférenciées Formation d'Ittre	ORDOVICIEN
Sl1a - Assise de Rigenée	Formation de Rigenée	
SALMIEN Sm1 - Assise de Villers-la-Ville	Formation de Tribotte Formation de l'Abbaye de Villers Formation de Chevlipont	
REVINIEN Rv - Assise de Mousty	Formation de Mousty Formation d'Oisquercq*	CAMBRIEN
DEVILLIEN Dv2 - Assise de Tubize	*GROUPE DE TUBIZE* Formation de Tubize	

* *non observées sur la carte de Nivelles-Genappe*

Fig. 2 : Tableau comparatif des stratigraphies du Cambro-Ordovicien du texte explicatif de la planchette de Genappe (1910) avec celle adoptée pour cette carte.

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 n'affleure que sur de très petites surfaces dans la partie centrale N de cette carte, on y observe

uniquement des siltites et des schistes de teinte gris-vert à vert olive, rarement violacée. Les siltites sont massives, finement litées ou encore marquées tous les 30 ou 40 cm par des lits cm de teinte différente. Des octaèdres de magnétite mm s'observent très fréquemment, plus particulièrement dans les siltites. On peut s'étonner de l'absence de passées importantes de grès et arkoses qui caractérisent cette formation dans bon nombre de coupes classiques, il ne faut cependant pas oublier que cette formation est mal connue et qu'elle n'affleure ici que sur de faibles surfaces.

Si depuis la fin du siècle dernier de très nombreux auteurs ont décrit les lithologies constitutives de cette formation (Malaise, 1883; de la Vallée Poussin, 1931; Anthoine et Anthoine, 1943; Legrand, 1968), ce n'est que très succinctement et globalement. Vander Auwera et André (1985) sont les premiers à décrire une succession dans la vallée de la Sennette qui est la coupe type la plus proche, elle est constituée de 3 membres (ces auteurs parlent d'unités) : à la base le Membre du Rogissart, suivi du Membre de Fabelta et du Membre des Forges. Les contacts entre ces différents membres ne sont nulle part visibles. Voici la description de cette coupe-type (hors carte) :

- le Membre du Rogissart (environ 500 m) est constitué de grès, grès feldspathiques, arkoses et grauwackes en bancs dm à m alternant avec des siltites plus ou moins argileuses et des schistes verts, rarement noirs. Les séquences sont granuloclassées normales. La magnétite est surtout présente dans les siltites et les schistes. Cette sédimentation rythmique est interprétée comme une sédimentation turbiditique de forte densité (séquences de Bouma, Vander Auwera et André, 1985). La série semble évoluer de turbidites épaisses et grossières à la base vers des turbidites moins épaisses et plus fines vers le sommet (André, comm. pers.);
- le Membre de Fabelta est formé à sa base, par une alternance de siltites vertes à magnétites, de fines passées à chlorites, de micacites et d'arkoses. On trouve ensuite des grès, des siltites vertes ou parfois gris-mauve à magnétites, avec intercalations de fines couches chloritiques et de bancs dm de grès feldspathiques à stratifications entrecroisées;
- le Membre des Forges montre des siltites noires à fines intercalations de siltites vertes.

Epaisseur : supérieure à 500 m d'après Vander Auwera et André (1985), non mesurable sur cette carte.

Age : Cambrien inférieur. Présence des ichnofossiles *Oldhamia*.

Affleurement représentatif :

Grotte N.D. de Lourdes et environs à Genappe (fig. 3).

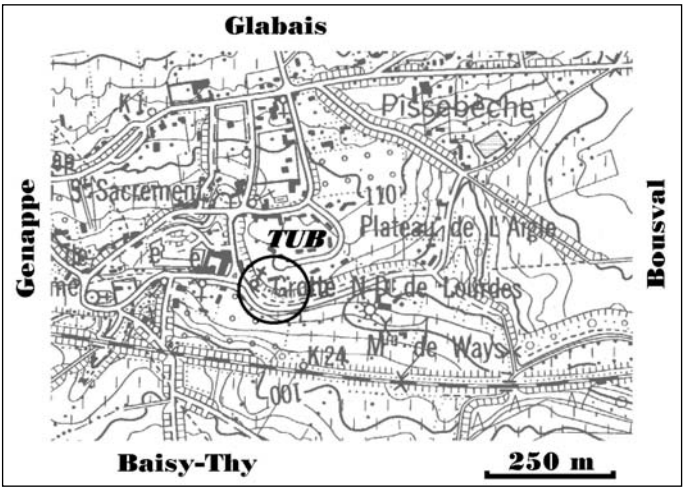


Fig. 3 : Formation de Tubize (TUB) : affleurement représentatif de la Grotte N.D. de Lourdes à Genappe

Utilisation : pas d'utilisation actuellement.

Pour en savoir plus : Vander Auwera et André (1985)

Formation de Mousty - MST

Origine du nom : *du village de Mousty, dans la vallée de la Dyle entre Court-St-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, parfois mudstones 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. Parfois aussi siltites plus ou moins argileuses grises à pyrite. On observe plus rarement et épisodiquement des passées gréseuses ou silteuses granuloclassées de taille dm à cm 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 Mn 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 extrêmement fréquente (Van Tassel, 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 mm 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.

Dans la partie vraisemblablement la plus inférieure (?) de la formation (carrière de Franquenies à Mousty et alentours, carte Wavre - Chaumont-Gistoux, Lemonne *et al*., 1999), on observe localement des bancs très durs (siliceux), massifs, noirs à cassure conchoïdale et surface mamelonnée ou encore en bancs dm bien stratifiés qui ont toutes les caractéristiques de phtanites. Ce facies particulier était bien connu des anciens auteurs (Malaise, 1900, 1909; de la Vallée Poussin, 1931; Anthoine et 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 (F. Tourneur, comm. pers.). Un faciès macroscopiquement proche de ces phtanites affleure sur cette carte dans la vallée du Cala, le long de l'étang qui se trouve 200 m à l'E de la Chapelle Ruart. Ce faciès avait déjà intrigué Anthoine et Anthoine (1943) : ".....on trouve des rognons alignés d'une roche ressemblant à une phtanite bleue à pâte fine dont la surface devient verte par altération."

Notons également qu'un sondage carotté récemment implanté à Court-St-Etienne (carte Chastre - Mont-St-Guibert, Pingot *et al*., 1999) 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 facies ne semblent pas connus en affleurement.

Mis à part la partie supérieure de la formation (Membre de Tangissart) et peut être la partie la plus 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 et le contact par faille de charriage avec la Formation de Tubize (sur les cartes

Chastre-Gembloux et Wavre-Chaumont, op. cit.) suggère que la Formation de Mousty n'est pas visible dans son entièreté. La partie invisible (inférieure) pourraît, soit être cachée, soit avoir été enlevée par le charriage. Cette hypothèse pourraît également expliquer l'absence de la Formation d'Oisquercq dans la zone Dyle-Orneau.

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

Age : Cambrien moyen (?) à extrême base de l'Ordovicien (Membre de Tangissart) sur base des graptolites et acritarches (Martin, 1977;Vanguestaine, 1992).

Affleurements représentatifs :

D'une manière générale, cette carte ne comprend aucun affleurement continu des schistes de Mousty, mais de nombreux petits pointements, tranchées de route, excavations toujours fort altérés. Ils sont particulièrement peu abondants dans les vallées de la Thyle, du Ri d'Hé et du Cala. Il existe quelques coupes meilleures et plus continues sur la planchette voisine de Chastre. Citons néanmoins les affleurements suivants :

- chemin creux de Basse Lalou (fig. 10) : faciès black shales finement laminaires. Altérations superficielles manganésifères noires iridescentes;
- talus de la route N-S qui descend vers le Château de Thy (fig. 4) : schistes à faciès black shales typiques. La stratification est marquée par l'alternance mm à cm de niveaux brun foncé (matière organique) et de lamines plus claires présentant toutes les nuances du gris suivant l'abondance relative argiles/quartz. On y observe des grenats en lame mince. Nombreuses altérations d'oxydes de Mn. Les couches sont ici sub-parallèles à la route et fort redressées (zone en dressant);
- passage à niveau de Tangissart (km 37,1) (fig. 5) : derrière le transformateur et dans le talus E de la voie, la Formation de Mousty montre un faciès de shales zonaires gris foncé à nuances bleues ou brunes. Le litage cm se marque par des variations progressives et rythmiques de la couleur qui traduisent des changements périodiques dans les apports argiles-quartz-matière organique. Les niveaux les plus riches en matière organique ont une nuance brune. Bien que la coupe (tranchée E de la voie ferrée) se dégrade en direction du S, elle constitue le seul endroit où l'on peut deviner la transition Mousty-Chevlipont.

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

Pour en savoir plus : Anthoine et Anthoine (1943)

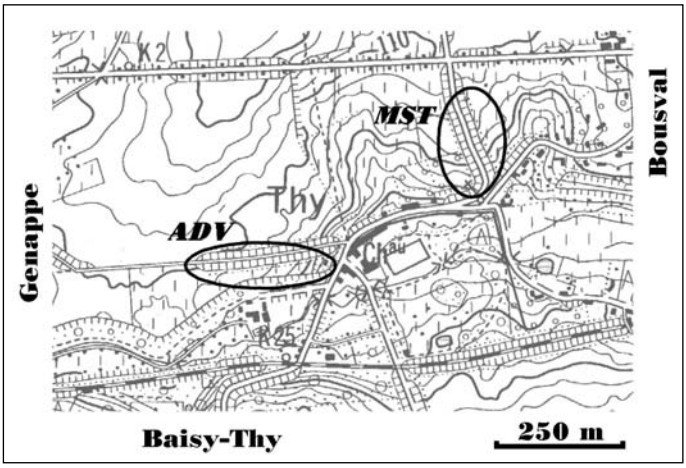


Fig. 4 : Affleurements représentatifs des Formations de Mousty (MST) et de l'Abbaye de Villers (ADV) à Thy.

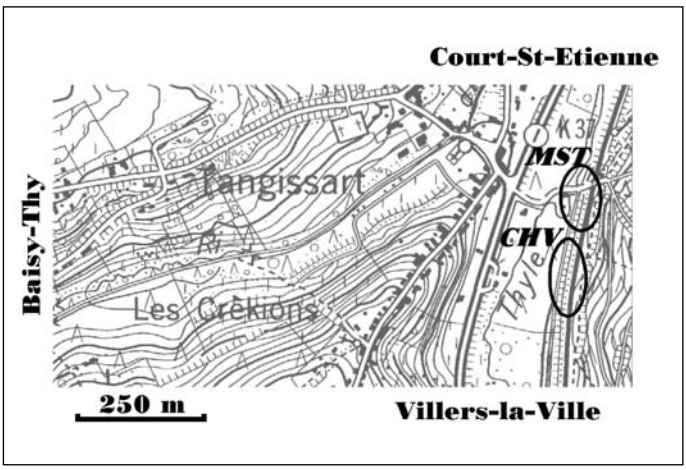


Fig. 5 : Affleurements représentatifs des Formations de Mousty (MST) et de Chevlipont (CHV) à Tangissart.

Formation de Chevlipont - CHV

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

Alternances mm de siltites de teinte gris clair et de siltites argileuses ou mudstones gris foncé à litage ondulé très caractéristique. Les siltites forment fréquemment des rides mm à cm à laminations obliques. Ces roches étaient anciennement décrites sous le nom de quartzophyllades. On y observe assez régulièrement des bancs pluricm à dm de grès fins, souvent massifs ou plus rarement à structure convolute ou laminations

planes parallèles, assez continus latéralement. On y observe plus rarement des alternances dm de bancs granuloclassés, dont la base est gréseuse et le sommet silto-argileux à argileux (séquences turbiditiques de type Bouma). On y observe exceptionnellement des structures cone-in-cone.

La base de la formation correspond à la disparition des passées de shales noirs au sein des siltites à litage ondulant. Ce passage est visible dans le talus de la voie de chemin de fer près du passage à niveau de Tangissart (km 37,1- 37,2). La partie sommitale de la formation et le passage à la formation suivante n'est nulle part visible.

Toutes ces observations prouvent un passage progressif entre la Formation de Mousty, qui s'interprète comme un dépôt pélagique à hémi-pélagique, et la Formation de Chevlipont qui correspond à des turbidites de faible densité (modèle de Stow) ou plus rarement à des turbidites de forte densité distales.

Epaisseur : environ 150 à 200 m.

Age : Trémadoc inférieur à moyen (?) sur base des acritarches (Martin, 1977; Vanguestaine *in* André *et al*., 1991). Un hiatus couvrant la partie supérieure du Trémadoc et au moins la partie inférieure et moyenne de l'Arenig est fort probable (Servais *et al*., 1993).

Affleurement représentatif :

Le long du talus E de la tranchée du chemin de fer, sur une bonne centaine de m au S du passage à niveau de Chevlipont (km 37,3, fig. 5). Faciès de siltites à litage ondulé typique. Le faible pendage S permet d'observer sur une bonne distance plusieurs passées de grès homogène (dont un banc à structure convolute) cm à dm qui tranchent par rapport aux siltites à laminations mm. C'est la coupe de référence pour cette formation. Plus au S, au km 38,2 (N d'un petit pont) on observe un faciès plus gréseux granuloclassé (turbidites de type Bouma).

Utilisation : pas d'usage actuellement

Pour en savoir plus : Herbosch *et al*. (1991) cf. description Unité III.

Formation de l'Abbaye de Villers - ADV

Origine du nom : *de l'Abbaye de Villers, située juste au N de Villers-la-Ville dans la vallée de la Thyle. Anthoine et Anthoine (1943) : "Quartzophyllade siliceux de Villers" Ar3 de l'Assise de Villers-la-Ville.*

Dénommée par erreur " Formation de l'Abbaye de Villers-la-Ville" dans André et al. (1991) et Servais et al. (1993).

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

Ces roches sont affectées par une bioturbation d'intensité variable quoique toujours présente. La bioturbation horizontale est plus marquée que la verticale. Les terriers horizontaux forment souvent des nodules aplatis ou oblongs clairs de taille plurimm à cm. Des terriers verticaux cm à microtubules (spreiten) s'observent plus rarement.

On y observe également assez fréquemment des stratifications obliques en sets métriques (fig. 6) et plus rarement des stratifications obliques en auges.

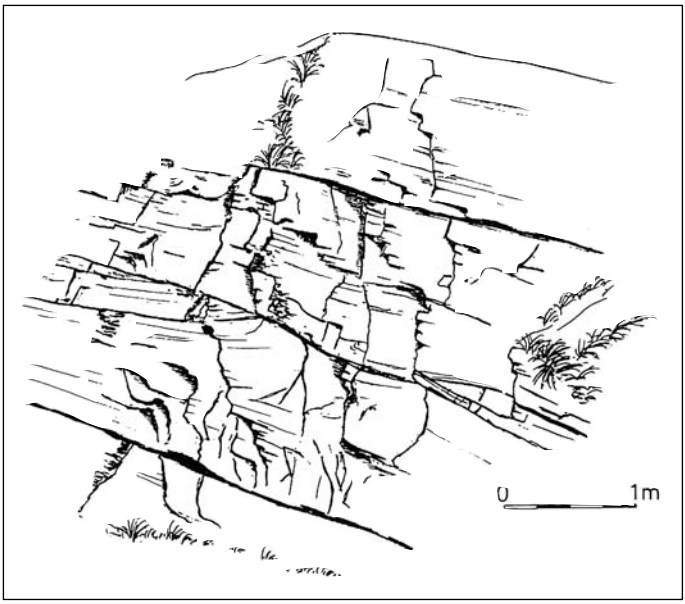


Fig. 6 : Stratifications obliques dans la Formation de l'Abbaye de Villers au km 38,842 du chemin de fer Louvain-Charleroi au N des ruines de l'Abbaye de Villers-la-Ville (dessin de F. Boulvain).

Il se pourrait que la base de cette formation soit visible dans la coupe du chemin creux de Thy (fig. 4 et fig. 12). En effet, contrairement à l'opinion de Anthoine et Anthoine (1943) et de de Magnée et Lambeau (1966) qui y décrivaient les grès

très altérés de la Formation de Tribotte, de nombreux arguments lithologiques et paléontologiques (Vanguestaine, comm. pers.) permettent d'affirmer qu'il s'agit de la Formation de l'Abbaye de Villers. Les premiers mètres de la coupe montrent des faciès Chevlipont, comme l'avaient bien décrit ces même auteurs. Dans ces conditions, les petits niveaux de poudingue phosphatés et manganésifères interstratifiés dans les dix premiers mètres (de Magnée et Lambeau, op. cit.), pourraient représenter des passées conglomératiques de base transgressive de la Formation de l'Abbaye de Villers. N'oublions pas que cette formation fait suite à un hiatus du sommet du Trémadoc et d'une bonne partie de l'Arenig.

Le passage à la formation suivante est progressif et se marque essentiellement par une augmentation du caractère gréseux (accroissement de la granulométrie et diminution de la fraction argileuse), de la bioturbation et de la couleur qui devient de plus en plus claire. De gris à gris foncé, on passe au gris à nuance brune, puis gris-brun à gris beige.

Epaisseur : environ 100 à 150 m.

Age : Arenig-Llanvirn (vraisemblablement post-Arenig) sur base des acritarches (Vanguestaine *in* André *et al.*, 1991). Les chitinozoaires montrent un âge allant de l'Arenig moyen au Llanvirn inférieur (Verniers *et al.*, 1999).

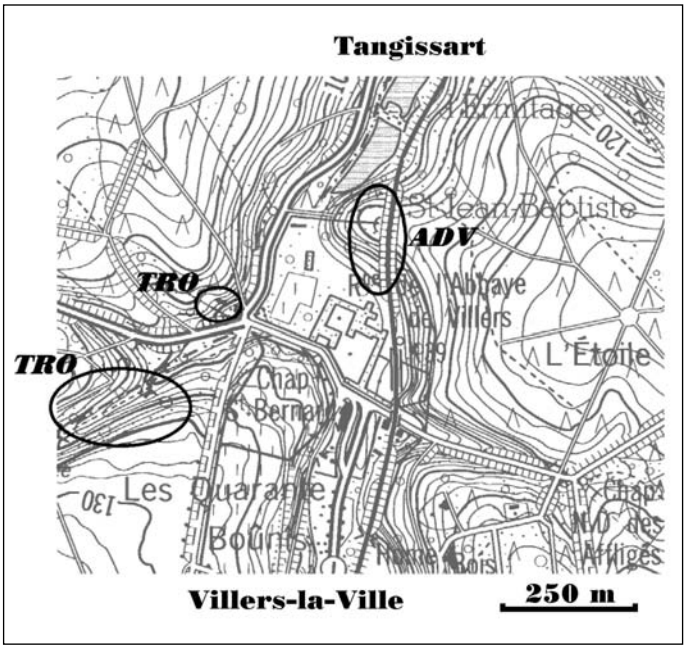


Fig. 7 : Affleurements représentatifs des Formations de l'Abbaye de Villers (ADV) et de Tribotte (TRO) à l'Abbaye de Villers.

Affleurement représentatif :

Le long des deux talus de la tranchée du chemin de fer qui passe en bordure E de l'abbaye (km 38,7 à 39,0, fig. 7). C'est la coupe de référence de cette formation. Les affleurements du talus E sont plus frais et plus accessibles, on peut voir des stratifications obliques au début de la coupe et vers la fin (km 38,842, fig. 6). Le passage au faciès Tribotte est progressif à partir du km 38,850.

Utilisation : pas d'usage actuellement, mais a été utilisé pour la construction de l'Abbaye de Villers.

Pour en savoir plus : Servais *et al*. (1993)

Formation de Tribotte - TRO

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

La conception utilisée ici, est celle de Michot (1977) qui regroupe dans son "Assise de Tribotte" les deux unités définies par Anthoine et Anthoine (op. cit.) : le "Psammite de Tribotte" et les "Grès et psammite de Strichon".

Cette formation comprend trois lithofaciès majeurs assez faciles à distinguer sur le terrain. Dans le premier tiers, on trouve des grès argileux gris-brun, à laminations grossières fortement perturbées par la bioturbation (surtout horizontale). On y observe assez fréquemment des bancs métriques à stratifications obliques. L'observation en lames minces montre que les grès de la base de cette formation sont riches en feldspaths potassiques et albites (Herbosch *in* André *et al*., 1991).

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

Le troisième faciès est constitué de grès faiblement argileux de teinte gris-blanc à gris-jaune assez fortement bioturbés verticalement. Ils correspondent aux "Grès et psammite de Strichon" des Anthoine (op. cit.). Ils s'observent au sein du lithofaciès de la partie supérieure et il ne serait pas impossible qu'il s'agisse de variations de faciès latérales. Ce faciès ne s'observe pas sur cette carte mais bien sur la carte voisine (Chastre-Gembloux) près du lieu-dit Strichon.

Epaisseur : 200 à 300 m.

Age : Les rares chitinozoaires trouvés (Verniers *et al*., 1999) indiquent une fourchette Arenig moyen à Llanvirn inférieur. Nombreuses traces de fossile, "*Fucoïdes*" des anciennes descriptions (photo de couverture).

Affleurements représentatifs :

Carrière de la Porte de Bruxelles de l'abbaye et vallon du Bois de la Bovrée qui s'ouvre juste au SW (fig. 7). On peut observer dans ces deux endroits de très nombreux affleurements des faciès gréseux en bancs dm de la base de la Formation de Tribotte. Dans la carrière de la Porte de Bruxelles, on observe aisément des bancs à stratifications obliques.

Affleurement derrière l'ancien Moulin de Hollers (ferme à 200 m au SE de la ferme de Franquenouille), on y voit une série de bancs métriques en plateure avec un faciès gréso-argileux fort bioturbé caractéristique de toute la partie supérieure de cette formation. Ce faciès est également bien visible sur les murs de l'église de Villers-la-Ville.

Chemin creux de Rigenée (200 m au NE du château Le Chatelet, fig. 8). On y voit le passage très rapide (sur une dizaine de m) des faciès gréso-argileux fort bioturbés jaune-brun de Tribotte aux faciès de siltstones gris foncé de Rigenée (cf. ci-dessous).

Utilisation : pas actuellement. A beaucoup été utilisé comme pierre de construction, comme en témoignent de nombreuses carrières encore visibles.

Pour en savoir plus : Anthoine et Anthoine (1943)

Formation de Rigenée - RIG

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

Cette formation comprend un ensemble de schistes et siltites argileuses grossièrement laminaires à massives de teinte

gris-noir à gris bleuté. A la base, les siltites paraissent localement nettement plus laminaires et plus bioturbées.

Le manque d'affleurements continus ne permet pas de préciser comment se fait le passage à la formation suivante, mais il semble se faire assez rapidement sans changement de teinte des roches. Cette transition est mal connue et n'a nulle part été sérieusement étudiée jusqu'à présent.

Epaisseur : environ 150 à 200 m.

Age : Llanvirn inférieur sur base des graptolites (Martin et Rickards, 1979; Maletz et Servais, 1998) et des chitinozoaires (Verniers *et al*., 1999).

Affleurement représentatif :

Vallon du Ri des Goutailles (fig. 8) qui montre une série de petites carrières et pointements sur son flanc E depuis son confluent avec la Dyle (chemin creux de Rigenée) jusque sous le village de Rigenée où s'observe le passage à la Formation d'Ittre. La transition avec la Formation d'Ittre (fig. 8) se trouve à environ une centaine de m au N du chemin carrossable qui va du château Le Châtelet à Rigenée.

C'est probablement la meilleure coupe de cette formation qui affleure également dans les vallées de l'Orneau et de la Sennette.

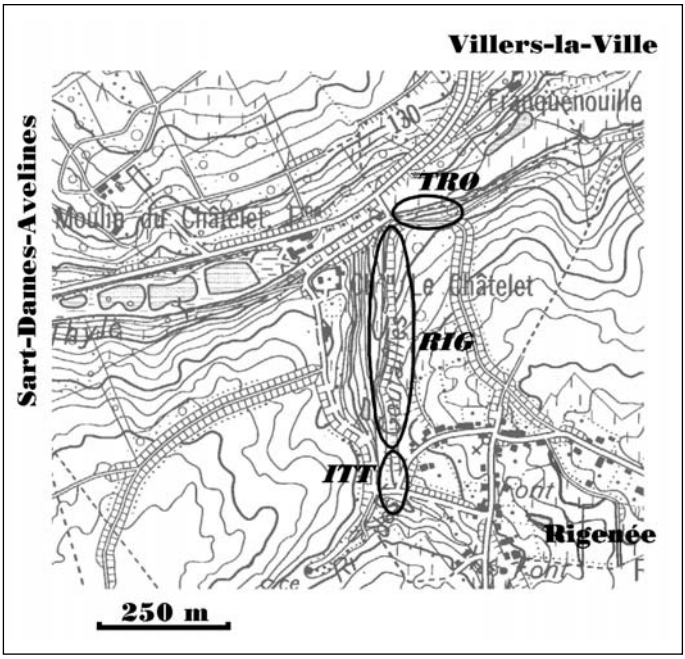


Fig. 8 : Affleurements représentatifs des Formations de Tribotte (TRO), de Rigenée (RIG) et d'Ittre (ITT) au château Le Châtelet près de Rigenée

Utilisation : pas actuellement mais a servi en partie à construire le château Le Châtelet.

Pour en savoir plus : Servais (1991a)

Formation d'Ittre - ITT

Origine du nom : *de la ville d'Ittre, vallée de la Sennette. Assise d'Ittre définie par Beugnies in Robaszynski et Dupuis (1983, fig. 9), repris par Servais (1991b). Unité lithologique F de Martin et Rickards (1979).*

Alternance rythmique de grès fins, siltites et mudstones de couleur gris-noir en bancs dm. La présence de bancs à granuloclassement normal, de structures planes parallèles, de rides de courant et de convolutes suggère une sédimentation de type turbiditique (reconnue par Servais, 1991b, dans la vallée de la Sennette).

Epaisseur : au minimum une centaine de mètres avant disparition sous la couverture.

Age : Caradoc inférieur à moyen sur base des graptolites (Maletz et Servais, 1998) et Caradoc moyen à supérieur sur base des chitinozoaires (Verniers *et al*., 1999).

Affleurement représentatif :

Partie tout à fait supérieure du vallon du Ri des Goutailles à l'W du village de Rigenée (fig. 8). Série de pointements sur le flanc E du vallon jusqu'au bord du ruisseau affluent E du Ri des Goutailles. C'est le seul affleurement de cette formation sur la carte.

Utilisation : pas actuellement. Les vieilles maisons de Rigenée sont construites dans ce matériau.

Pour en savoir plus : Servais (1991b)

Formations ordovico-siluriennes indifférenciées - OS

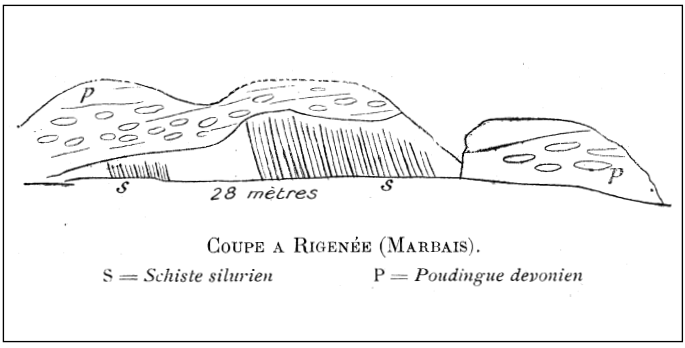
Cet ensemble de formations indifférenciées est présent en bordure W de la carte à Nivelles dans la vallée de la Thines. Les 2 ou 3 affleurements encore visibles dans cette zone fort urbanisée ne nous ont pas permis d'individualiser les formations. Par contre, la présence du niveau volcano-sédimentaire bien connu dans la littérature sous le nom "d'eurite de Nivelles" (Corin, 1965; Ladeuze, 1990) fournit un excellent repère stratigraphique.

Il s'agit d'un ensemble de formations encore mal connu, qui va de la partie supérieure de l'Ordovicien (Caradoc pro parte, Asghill) jusqu'à la base du Silurien (Llandovery). On y trouve successivement (Verniers *et al*., 1999) :

- un premier ensemble assez épais de quatre formations récemment définies dans la vallée de la Sennette (Van Grootel *et al.,* 1997) : les Formations de Bornival, de Huet, de Fauquez et de Madot. Leur épaisseur est de l'ordre de 300 à 500 m. Cette succession se termine (J. Verniers, comm. pers.), toujours dans la Sennette, par une faille qui supprime la partie supérieure de la Formation de Madot et le tiers inférieur de l'Assise de Grand-Manil;
- un deuxième ensemble, qui correspond à l'ancienne Assise de Grand-Manil (Malaise, 1909, 1910), affleure dans la vallée de la Thines (Monstreux, carte Braine-le-Comte - Feluy, Hennebert *et al*., 1999) et dans la vallée de l'Orneau (Grand-Manil, carte Chastre-Gembloux, Pingot *et al*., 1999). Dans la vallée de l'Orneau, la Formation de Madot est surmontée par les Formations de Brutia et de Bois Grand-Père (Pingot *et al*., 1999). La Formation de Brutia, essentiellement pélitique, se termine par environ 30 à 50 m d'une roche volcano-sédimentaire connue sous le nom "d'eurite de Grand-Manil". Pour Corin (1965), ce niveau serait le même que celui connu plus à l'ouest sous le nom "d'eurite de Nivelles". Ce dernier affleure de manière assez continue (anciennes exploitations) depuis Nivelles jusque Monstreux vers l'W. Il est daté par graptolites du milieu du Rhuddanian (base du Llandovery, Verniers et Van Grootel, 1991, p. 179).

La limite Ordovicien-Silurien passe vraisemblablement dans la Formation de Brutia, dans les schistes sous l'eurite.

2.2. Le Dévonien



COUPE A RIGENÉE (MARBAIS).

S = *Schiste silurien* P = *Poudingue devonien*

Fig. 9 : Dessin de la discordance de la base du Dévonien (poudingue P, aujourd'hui Formation du Bois de Bordeaux - BOR) sur le socle calédonien (schiste silurien, aujourd'hui Formation d'Ittre - ITT) à l'W du village de Rigenée (d'après Mourlon et Malaise, 1910)

Seule l'extrême base du Dévonien affleurait à Rigenée et aux environs de Sart-Dames-Avelines (vallée de la haute Thyle) en discordance sur l'Ordovicien supérieur du socle calédonien (affleurements disparus, Mourlon et Malaise, 1910, fig. 9). Quatre sondages d'une centaine de mètres, situés à l'W ou au S de cette même localité (Legrand, 1970, 1973; Legrand et Neybergh, 1981), recoupent la Formation du Bois de Bordeaux.

Formation du Bois de Bordeaux - BOR

Origine du nom : *défini par Lacroix in Bultynck et al. (1991), dans le Bois de Bordeaux sur la rive gauche de l'Orneau entre Mazy et Bossière.*

On distingue trois membres, avec de la base au sommet :

- le Membre des Mautiennes : débute par un conglomérat (le "poudingue des Mautiennes"), parfois calcaire, suivi de calcaires gris clair et de schistes et grès rouges ou bigarrés à éléments détritiques calcaires rares;
- le Membre d'Alvaux : calcaires organogènes et calcaires argileux gris clair à gris foncé avec vers la base intercalations de minces bancs de schistes gris; brachiopodes (spirifers) et ostracodes sont localement abondants; à Sart-Dames-Avelines, les calcaires passent à des dolomies grises finement grenues vers le sommet;
- le Membre de Mazy : grès fins argileux et schistes silteux de couleur rouge.

La Formation du Bois de Bordeaux est l'équivalent des anciennes Assises d'Alvaux et de Mazy (Asselberghs, 1936).

Epaisseur : au sud de Sart-Dames-Avelines, près de 100 m de cette formation ont été observés en sondage avec pour leurs membres respectifs des épaisseurs de : 9 m (Membre des Mautiennes), 80 m (Membre d'Alvaux) et 8 m (Membre de Mazy, incomplet).

Age : Dévonien moyen, Givetien.

Affleurement représentatif : n'affleure plus actuellement.

Utilisation : le calcaire du Membre d'Alvaux était anciennement exploité pour la fabrication de chaux.

Pour en savoir plus : Legrand (1970 et 1973)
Bultynck *et al.* (1991)

2.3. La couverture cénozoïque

Une couverture tabulaire de terrains tertiaires est discordante sur le socle calédonien ou dévonien. Ce sont des dépôts marins argileux et sablo-gréseux yprésiens à tongriens (éocènes).

Les terrains tertiaires sont recouverts de terrains continentaux pléistocènes à holocènes. Seules les alluvions récentes sont représentées en couleur sur la carte. Les limons et colluvions recouvrent la presque totalité des pentes et plateaux de la région, leur épaisseur n'est mentionnée que ponctuellement sur les points de sondage à côté de la lettre "q" (quaternaire).

Formation de Carnières - CAR

Origine du nom : *du village de Carnières situé entre Mons et Charleroi (Eggermont et al.,* définition *de cette nouvelle formation en cours de publication).*

Connus sur cette carte exclusivement en sondage, les sédiments de cette formation sont a dominante argileuse, gris foncé à gris-bleu, avec des argiles légèrement sableuses ou silteuses, souvent plastiques et des graviers peu épais vers la base.

Sur la planchette W de Nivelles, vu le manque de données, le tracé de cette formation a été extrapolé à partir des interprétations de la planchette voisine de Feluy (Hennebert et Eggermont, 1999). Cette Formation est proche de la définition du Membre d'Orchies anciennement utilisé par Maréchal et Laga (1988).

Vers l'E (Sart-Dames-Avelines et Villers-la-Ville), sa distinction avec la Formation sus-jacente de Mons-en-Pévèle n'est plus guère possible. Les sédiments d'âge yprésien y sont réduits à quelques mètres d'argiles compactes, orangées à bleuâtres, avec de rares traînées de cailloux bien roulés de silex. C'est la raison pour laquelle nous avons regroupé les deux Formations sur la planchette Genappe.

Epaisseur : de 3 à 5 m dans la région de Nivelles. Comme dit plus haut, l'épaisseur diminue nettement vers le SE de la carte (Sart-Dames-Avelines)

Age : Yprésien (Eocène inférieur, à comparer avec la Formation de Kortrijk dans Wouters et Vandenberghe, 1994).

Utilisation : les argiles ont été utilisées pour la fabrication de briques ou de tuiles.

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

Formation de Mons-en-Pévèle - MEP

Origine du nom : *de la localité de Mons-en-Pévèle dans le nord de la France*.

Sables fins argileux et fines intercalations d'argiles sableuses grises, quelques intercalations d'argiles gris foncé plastiques. Ces dernières sont localement plus fréquentes et légèrement glauconifères vers le sommet.

Sur la planchette W de Nivelles, un seul afffleurement temporaire a été observé et le reste des informations provient des sondages.

Vers l'E (Sart-Dames-Avelines et Villers-la-Ville), sa distinction avec la Formation sous-jacente de Carnières n'est plus guère possible et les deux formations ont été regroupées.

Epaisseur : de 15 à 25 m dans la région de Nivelles. Comme dit plus haut, l'épaisseur diminue nettement vers le SE de la carte (Sart-Dames-Avelines) où les sondages donnent des valeurs minimales de 1 m d'épaisseur entre les Formations de Bruxelles et du Bois de Bordeaux.

Age : Yprésien (Eocène inférieur, à comparer avec la Formation de Kortrijk, Wouters et Vandenberghe, 1994).

Affleurement représentatif :

Pas d'affleurement naturel. Seuls les sondages et les excavations occasionelles ont pu servir à la description. La Formation de Mons-en-Pévèle est décrite en carrière plus à l'W sur la carte voisine de Braine-le-Comte - Feluy (Hennebert et Eggermont, 1999).

Utilisation : les argiles ont été utilisées pour la fabrication de briques ou de tuiles.

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

Formation de Bruxelles - BXL

Origine du nom : *Sables de Bruxelles (Dumont, 1839)*.

Sables grossiers quartzeux blanchâtres, jaunes, gris verdâtre (glauconifères), altérés ocres, à porosité intergranulaire importante. Quelques bancs lenticulaires (d'épaisseur dm à m) de grès calcarifères glauconieux, jaunes blanchâtres à verdâtres s'intercalent dans ces sables.

Des concrétions gréseuses sont fréquentes sous forme de "grès fistuleux", encore appelées dans la région "pierres de grotte". En plus de la cimentation partielle des grès par de la calcite, une silicification supplémentaire donne localement lieu à des bancs très indurés.

La limite inférieure de la formation se marque par un accroissement très net de la granulométrie des sables, l'apparition de bancs de grès durs et la disparition des argiles plastiques grises. Cette limite est facile à repérer sur les essais de pénétration géotechniques.

Les faciès de sables ou grès graveleux glauconifères se situent vers la base de la formation. Vers le sommet, on retrouve plutôt des faciès calcareux et siliceux ainsi que de très rares lits d'argile sableuse brunâtre intercalaires, ou des petits galets mous d'argile (mm à pluricm) blancs jaunâtres dans les grès ou les fistules.

La limite supérieure de la formation est marquée par une augmentation progressive de la granulométrie des sables sur les derniers bancs. Géographiquement, les faciès sont plus fins, moins calcareux et glauconieux à Nivelles que vers l'E (Houthuys, 1990).

Jusqu'au début du siècle, quand les exploitations le permettaient, cette formation a fourni une faune marine parfois abondante (coquilles de lamellibranches, brachiopodes ou gastéropodes, céphalopodes du genre *Nautilus*, dents ou vertèbres et plus rarement crânes de poissons, débris ou carapaces de tortues).

Epaisseur : de 20 à 30 m.

Age : Eocène moyen, Lutétien. Notons la présence d'un hiatus de 0,5 millions d'années entre la Formation de Bruxelles et la Formation de Mons-en-Pévèle, correspondant aux Formations de Tielt et de Gent (Wouters et Vandenberghe, 1994, fig. G58, G59) que l'on retrouve plus au N et à l'W en Flandre ainsi que dans le Hainaut septentrional.

Affleurements représentatifs :

La Formation de Bruxelles affleure très bien dans les chemins creux de la région, dont les plus intéressants se situent :

- dans les environs de Promelles et Fonteni où ont été découverts une carapace de tortue (Mourlon et Malaise, 1911, p.13) et un crâne de poisson complet (Storms, 1892);

- au S de Bousval entre le chemin creux de "Basse Lalou" (où s'observe aussi parfaitement la discordance avec la Formation calédonienne de Mousty) et la ferme de la Baillerie (fig. 10).

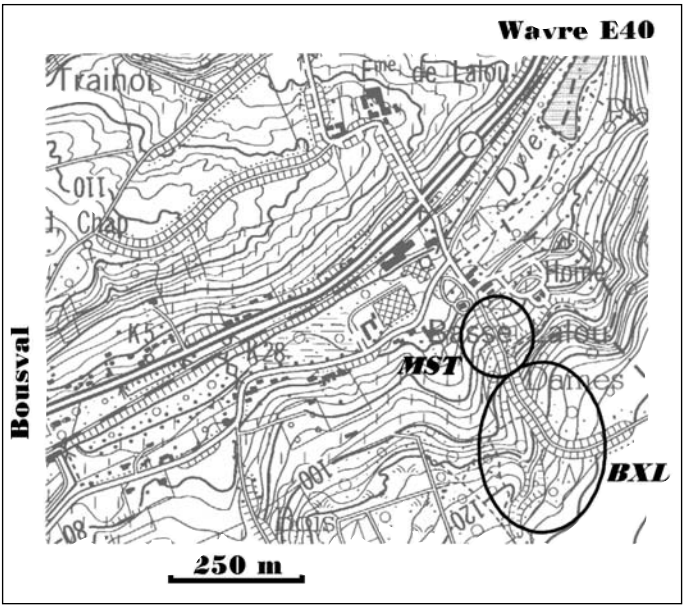


Fig. 10 : Affleurements représentatifs des Formations de Mousty (MST) et de Bruxelles (BXL) dans le chemin creux de Basse Lalou.

Utilisation : les sables ont été encore récemment exploités pour la construction, les grès étaient exploités autrefois pour les pavés de trottoirs. La Formation de Bruxelles est un excellent aquifère.

Pour en savoir plus : Houthuys et Gullentops (1988)
Monteyne (1986)
Maréchal et Laga (1988)
Wouters et Vandenbergh (1994)

Formation de Lede - LED

Origine du nom : *Sables de Lede (Mourlon, 1873), du nom d'une localité située entre Gand et Alost.*

Sables fins glauconieux, jaune-orange, jaune grisâtre, souvent bigarrés par la présence de petites concrétions mm rougeâtres ferrugineuses. Ces concrétions résultent de la décalcification des sables sur des reliefs élevés (Gullentops *et al*., 1995; Wouters et Vandenbergh, 1994). La base de la formation est souvent graveleuse avec de petits fragments de grès perforés et de quartz laiteux.

Epaisseur : de 10 à 15 m

Age : Eocène moyen, Lutétien. Présence des foraminifères benthiques *Nummulites variolarius* et *Orbitolites complanatus* . Vers la base on peut trouver des graviers à *Nummilites laevigatus*.

Affleurements représentatifs :

Les données fournies à l'occasion d'excavations ou de sondages sont nombreuses, par contre les affleurements actuels sont assez rares. Citons toutefois quelques chemins creux qui nécessitent seulement un petit coup de bêche dans les tranchées pour dégager la Formation de Lede :

- au N de Glabais, sur la planchette de Genappe, dans les chemins situés à proximité des lieu-dit "Les Flamandes" et "Bruyère Baudet".

Utilisation : aucune.

Pour en savoir plus : Gilbert et de Heinzelin (1954)
Kaaschieter (1961)
Maréchal et Laga (1988)
Wouters et Vandenbergh (1994)

Formation de Sint-Huibrechts-Hern - SHH

Origine du nom : *D'un village de Flandres du même nom (Marechal et Laga, 1988).*

Sables très fins plus ou moins argileux ou glauconieux, micacés, orange-rougeâtres, avec de petits graviers à l'extrême base. Les premiers mètres, rencontrés sur la planchette de Nivelles, correspondent vraisemblablement au Membre de base de Grimmertingen (N. Vandenberghe et P. Buffel, comm. pers.), plus bioturbé et moins argileux que le Membre supérieur de Neerrepen (Wouters et Vandenbergh, 1994).

Epaisseur : seuls les 8 premiers mètres sont visibles sur la planchette de Nivelles. Dans leurs stratotypes en Flandre, les membres peuvent atteindre 20 m (Membre de Grimmetingen, à Kortessem) et 10 m (Membre de Neerrepen, à Bilzen).

Age : Priabonien supérieur (Eocène supérieur). Ainsi, un hiatus de 7 à 8 M.A. existe entre la Formation de Lede et la Formation de Sint-Huibrechts-Hern, dans lequel la Formation de Maldeghem (Lutetien supérieur à Priabonien inférieur) et la base de la Formation de Zelzate (Priabonien) se retrouvent en Flandre (Wouters et Vandenberghe, 1994, fig. G58 et G59).

Affleurement représentatif :

Les affleurements dégagés à la bêche sont de piètre qualité, seuls des sondages permettent de décrire la formation sous les limons :

- au N de Glabais, sur la planchette de Genappe, dans les chemins situés à proximité des lieu-dit "Les Flamandes" et "Bruyère Baudet".

Utilisation : aucune.

Pour en savoir plus : Maréchal et Laga (1988)

Limons quaternaires

Les limons de la région sont des sols continentaux dont une grande proportion sont des limons éoliens ou loess. 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 gris-jaune à gris-brun. La dissolution de la calcite par les eaux météoriques durant l'Holocène a formé un sol brunâtre bigarré superficiel pouvant atteindre près de 3 mètres d'épaisseur et appelé communément "terre à briques" (voir utilisation).

Vers la base, ces limons deviennent silto-sableux et brunâtres, accompagnés de lentilles de graviers, remaniements du substratum gréso-sableux tertiaire. Ces sables et graviers sont facilement repérables sur les profils des essais géotechniques.

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 ou excavations.

Epaisseur : sur les replats topographiques, elle est comprise entre 2 et 7 m, atteignant parfois jusqu'à 15 m (entre Thines et le Bois de Houtain-le-Mont, au SE de Nivelles).

Age : Quaternaire (Pléistocène).

Lieux d'observation : les loess sont visibles dans la grande majorité des sols des plateaux et des pentes de la région.

Utilisation : la "terre à brique" fut exploitée pour la fabrication de produits réfractaires (on l'exploitait encore en 1910 pour la brique au S de Genappe sur une épaisseur de 3 mètres). Les limons sont d'excellente qualité pour les terrains agricoles.

Pour en savoir plus : Cornet (1901)
Tavernier (1948)
Fourneau (1973)
Paepe et Vanhoorne (1976)

Alluvions modernes (AMO) ou anciennes

Sables, limons, graviers et galets, résultats de l'érosion du substrat local :

- les alluvions modernes sont le résultat de l'activité actuelle des cours d'eau;
- les alluvions anciennes, de constitution similaire, se distribuent en niveau 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, elles n'ont pas été cartographiées.

Age : quaternaire, pléistocène à holocène (AMO).

Lieux d'observation : Alluvions anciennes : rive S du Cala, une ancienne terrasse alluviale est préservée sur le flanc S du vallon, à l'E de la Ferme Alfère.

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

Pour en savoir plus : Pécrot (1957)
Paepe et Vanhoorne (1976)

3. Le métamorphisme régional

3.1. Nature et description

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

- **magnétite** (Formation de Tubize : De Windt, 1897; Vander Auwera et André, 1985);
- **grenat spessartine** (Formation de Mousty : De Windt, 1897; de Magnée et Anciaux, 1945; Herbosch *in* André *et al*., 1991);

- **biotite** (Formations de Mousty et de Jodoigne : de Magnée et Anciaux, 1945; de Magnée, 1977);
- **ilménite** (Formation de Mousty : De Magnée et Anciaux, 1945; Van Tassel, 1986);
- **monazite grise** (trouvée dans les alluvions récentes et supposée provenir de l'Ordovico- Silurien : Nonnon, 1989);
- **andalousite, ilménite Mn** (Formation de Mousty : Herbosch *in* André *et al*., 1991).

Ces minéraux porphyroblastiques n'ont été observés que 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.

Tout récemment Van Grootel *et al*. (1997) montrent, sur base de l'étude de la cristallinité de l'illite, que toutes les roches cambro-ordoviciennes du coeur 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.

3.2. Age

Pour André *et al*. (1981), l'âge de 401 +/- 13 M.A. 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 M.A. 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).

4. Géologie structurale

La couverture cénozoïque, pratiquement horizontale (à très faible pente N), recouvre en discordance angulaire deux unités tectoniques majeures correspondant aux cycles orogéniques calédonien et varisque. La discordance dévonienne qui sépare ces deux unités est marquée par le dépôt du conglomérat de base de la Formation du Bois de Bordeaux sur le socle plissé calédonien.

La discordance dévonienne n'est visible qu'à l'extrémité SE de la carte (Sart-Dames-Avelines, voir schéma structural). Son tracé vers l'W sous la couverture cénozoïque passe environ 400 m au N du sondage de la Source de la Dyle à Houtain-le-Val. Ce sondage recoupe la discordance à 70 m de profondeur.

Appartenant au bord S du Massif du Brabant, les formations calédoniennes ne sont visibles que sur des aires limitées aux bas des versants des vallées principales, ce qui ne facilite pas la tâche descriptive de leurs structures tectoniques.

4.1. Le socle paléozoïque cambro-silurien :

La carte de Nivelles-Genappe se situe en bordure sud de l'Anticlinal du Brabant (Lohest, 1904; Fourmarier, 1920), structure très ample d'axe globalement WNW-ESE. La planchette Genappe se trouve plus précisèment dans la partie la plus au sud qui, vu la forme arquée du Massif, marque le passage entre des directions NW-SE et des directions WSW-ENE.

Conformément à cette structure d'ensemble anticlinoriale, on passe progressivement des terrains cambriens inférieurs (Fm. de Tubize) au centre N, vers les terrains cambriens supérieurs (Fm. de Mousty) au NE, puis ordoviciens qui occupent la majorité de la planchette de Genappe vers le S. A Nivelles, on observe encore, du N au S, le passage de l'Ordovicien supérieur à la base du Silurien.

Dans l'ensemble du bassin de la Dyle et de l'Orneau, entièrement levé par deux équipes en étroite concertation (cette carte; Chastre-Gembloux, Pingot *et al*., 1999; Wavre-Chaumont-Gistoux, Lemonne *et al*., 1999), deux arguments majeurs militent en faveur d'un contact tectonique entre les Formations du Cambrien Inférieur (Tubize et Blanmont) et les Formations

plus jeunes (depuis Mousty). Le premier est l'absence de la Formation d'Oisquercq qui devrait normalement s'intercaler entre la Formation de Tubize et celle de Mousty. Le second est la présence quasi générale d'un contact par faille entre les Formations de Tubize et de Blanmont et les Formations plus jeunes, le plus souvent celle de Mousty. A cela s'ajoute, mais c'est plus difficile à quantifier, un style et des orientations tectoniques forts différentes (observation déjà souligné par de nombreux auteurs).

En conséquences, deux unités tectono-stratigraphiques sont définies (voir schéma structural sur la carte) :

- **l'unité inférieure** (au sens stratigraphique) qui comprend la Formation de Tubize et celles sous-jacentes non visibles sur cette carte (en particulier la Formation de Blanmont qui affleure sur la carte E voisine, Pingot *et al*., 1999);
- **l'unité supérieure** qui comprend l'ensemble des terrains allant du Cambrien moyen (Formation de Mousty) au Silurien.

Sur cette carte, ces deux unités sont séparées par un contact mal défini : soit sub-concordant (?) entre les Formations de Tubize et de Mousty dans le vallon du Cala (cf. §4.1.2), soit clairement faillé entre la Formation de Tubize et les Formations de Mousty, de Chevlipont ou de l'Abbaye de Villers à Genappe.

Soulignons également qu'aucun affleurement ou sondage ne permet d'observer directement le contact entre ces deux unités sur cette carte. Par contre, sur les cartes voisines Chastre-Gembloux (Pingot *et al*., 1999) et Wavre-Chaumont-Gistoux (Lemonne *et al*., 1999) de nombreux arguments (dont un sondage) montrent que l'unité inférieure est charriée sur l'unité supérieure.

4.1.1. L'unité tectono-stratigraphique inférieure

Restreintes aux affleurements des faubourgs de Genappe à Ways (vallée de la Dyle) et du Château de Ruart (vallon du Cala), les informations structurales concernant cette unité sont peu nombreuses.

Les plans de stratification montrent soit des allures monoclinales régulières à faible pendage S (15 à 30° à la Grotte Notre-Dame de Ways, fig. 3), soit des orientations et pendages très variables dont la logique structurale est difficile à cerner. La schistosité est toujours d'orientation E-W avec un pendage d'environ 70° vers le N (fig. 11).

A Genappe, la Formation de Tubize est ceinturée à l'W, au S et à l'E d'accidents chevauchants ou décrochants qui la

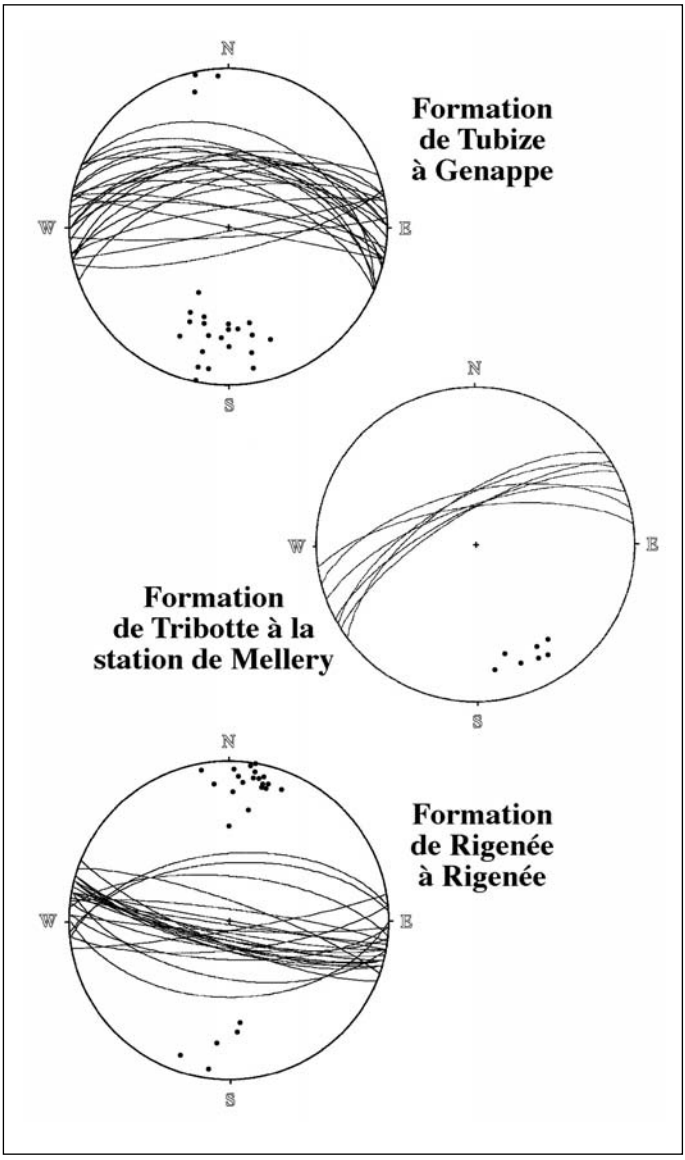


Fig. 11 : Stéréogrammes des schistosités du socle calédonien (canevas de Schmidt, projection sur l'hémisphère inférieur).

mettent en contact avec les Formations de Mousty, de Chevlipont et de l'Abbaye de Villers. Par contre, elle pourait bien être en allure sub-concordante sous la base de la Formation de Mousty dans le Vallon du Cala.

4.1.2. L'unité tectono-stratigraphique supérieure

Cette unité affleure de manière très discontinue dans les vallées, assez nombreuses, qui entaillent la couverture de la planchette Genappe. En voici une description par vallées.

Vallon du Cala à l'E du Château Ruart

Dans le vallon du Cala au N de la carte, les quelques affleurements dans les schistes des Formations de Mousty et Tubize ne permettent pas de préciser l'allure générale des plis. Les stratifications ont une direction E-W avec une pente N ou S variable. La schistosité est toujours globalement E-W avec une pente N d'une soixantaine de degrés. L'ensemble de ces observations ne permet pas d'exclure une concordance ou une quasi concordance (le contact n'est jamais visible) entre les deux formations.

Vallée de la Dyle à l'E de Ways

Entre Noirha et Bousval, les affleurements sont peu nombreux et de mauvaise qualité.

Plus en amont de la Dyle, entre Thy et Genappe, la structure est marquée par la présence de nombreuses failles. Le chemin creux de Thy est important pour les informations stratigraphiques qu'il apporte (fig. 4 et fig. 12), mais aussi parce qu'il est recoupé par un réseau très dense de failles d'orientations WNW-ESE, avec des extrêmes NNW-SSE et SW-NE, le plus souvent subverticales (fig. 12). Elles pourraient être le résultat de la conjugaison de décrochements E-W (Genappe-Bousval) et NW-SE (Thy-Falise), justifiés par des incohérences stratigraphiques très claires entre le Moulin de Ways et le Château de Thy. Ces décrochements (sénestres en E-W, dextres en NW-SE) auraient alors un rejet horizontal au moins kilométrique.

Vallée de la Thyle (Coupe AA')

La coupe de la vallée de la Thyle entre La Roche et Rigenée (coupe AA' du schéma structural) est celle qui se prête le mieux à la réalisation d'une coupe géologique par la qualité et la dimension de ses affleurements.

Sur cette coupe longue de 5 km et orientée NNE-SSW, on observe des plis très ouverts qui se greffent sur une structure monoclinale à très faible pente S (de l'ordre d'une vingtaine de degrés). Du N vers le S se succèdent :

- une zone anticlinale surbaissée entre le Bois de l'Ermitage et l'Abbaye de Villers;
- une large ondulation synclinale entre l'Abbaye de Villers et Franquenouille;
- un anticlinal un peu plus marqué dont l'axe passe au S de la Ferme de Franquenouille.

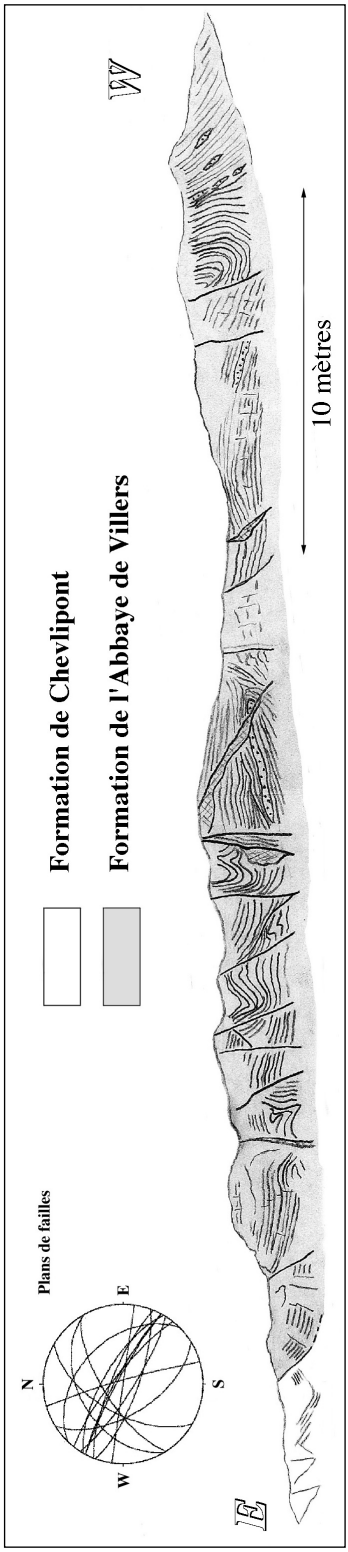


Fig. 12 : Schéma du talus S du chemin creux de Thy et stéréogramme des failles (canevas de Schmidt, projection sur l'hémisphère inférieur).

Les flancs S de ces deux anticlinaux paraissent courts avec des pente de 30 à 40 degrés, alors que leur flanc N est une longue plateure ondulée. Leur asymétrie est à peine perceptible à cause de leur ouverture très importante. Au niveau des charnières de ces anticlinaux, on observe des petits trains de plis légèrement déversés vers le SSW, comme ceux décrits par Michot (1977, fig. 2).

Michot (1977, fig.4) décrivait déjà sur cette même coupe "...une succession de voûtes surbaissées et d'ondulations synclinales largement ouvertes...". Aucun élément ne permet de confirmer les failles de Tilly et d'Abranrou placées par Anthoine et Anthoine (1943) et Michot (1977) au niveau de l'anticlinal méridional (Moulin du Châtelet).

La schistosité se développe très mal dans les Formations plus arénacées de Chevlipont, de l'Abbaye de Villers et de Tribotte. Elle n'est visible à l'oeil nu que dans la partie supérieure de la Formation de Tribotte à la station de Mellery (Villers-la-Ville), où elle est de direction WSW-ENE et de pente de près de 70° N (fig. 11). Seule la Formation de Rigenée présente une schistosité de plan axial bien établie avec une orientation E-W à WNW-ESE et une pente subverticale avec des extrêmes de 70° vers le S ou le N (fig. 11).

Il est également important de faire remarquer deux points particuliers :

- au niveau de la Formation de Chevlipont (km 38,250 de la tranchée de chemin de fer), on observe des plis secondaires à ennoyages locaux de 30° E à près de 60° W;
- la Formation de l'Abbaye contient très localement (petite carrière le long de la route Villers-La Roche en face du mur de l'abbaye) des plis métriques fortement déversés, voire souvent couchés que Michot (1977, p. 225) interprète comme des déformations para-sédimentaires au sein de dépôts restés meubles. Nous les interprétons comme des stratifications obliques rebroussées (Collinson et Thompson,1989).

Vallons du Ri d'Hé et de la Falise

Dans ces vallons situés entre la Thyle au NW et la Dyle au SE, le raccord interprétatif des limites de formations montre le flanc S d'un anticlinal très perturbé passant rapidement d'une allure E-W à NW-SE (voir schéma structural sur la carte). Dans le détail, les orientations des plans de stratification y sont très variables. On peut cependant mettre en évidence localement des petits plis d'axe E-W, ainsi que des plans de stratification à pente SW de près de 80°.

Vallée de la Thines à Nivelles

Le seul affleurement encore visible montre des plans de stratification de direction WNW-ESE avec des pentes de 60 à 70° vers le SSW. La schistosité est toujours E-W avec un pendage N aux alentours de 70°. Ce sont les anciennes données concernant le passage de l' "Eurite de Nivelles" qui ont contraint les tracés de la structure du socle dans cette très petite zone à l'W de Nivelles.

4.1.3. Interprétation de la structure calédonienne

Allure des plis sur la planchette de Genappe

Le schéma structural suggère des axes de plis dont les directions passent régulièrement et rapidement d'E-W à NW-SE. Le changement de direction de ces axes de plis se fait au passage de failles importantes à décrochement apparent sénestre. Ce sont la faille E-W de Thy et la faille SW-NE du Bois d'Hé. Cette dernière n'a pas été vue sur le terrain, mais elle s'impose pour la cohérence du tracé.

Ces plis, de longueur d'onde kilométrique, sont apparemment très ouverts et asymétriques vers le S (vallée de la Thyle, coupe AA') ou vers le SW (vallons de la Falise et du Ri d'Hé) :

- les zones à faible pendage seraient des longues plateures légèrement basculées vers le S ou le SE (comme par exemple dans la vallée de la Thyle au passage de la Formation de Tribotte);
- les zones à stratification très variable en pente et en direction correspondraient à des flancs courts ou à des dysharmonies à proximité des charnières.

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 (1931), Anthoine et Anthoine (1943), Waterlot (1945), Mortelmans (1955), Legrand (1968), Michot (1980), ainsi qu'une série d'articles 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), Sintubin (1997a, b), Van Grootel *et al.* (1997), Sintubin *et al.* (1998).

La majorité des auteurs s'accorde pour admettre que les poussées calédoniennes viennent globalement du nord (plis à vergence S). 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 coeur cambrien et la bordure cambro-silurienne a été décrit de manière répétée. Malgré cela, de nombreux auteurs ont opté pour une concordance stratigraphique, d'autres comme Anthoine et Anthoine (1943), Mortelmans (1955), André (1983) et tout récemment Herbosch et Lemonne (1997) ont défendu l'hypothèse du charriage du Cambrien Inférieur du coeur du massif sur sa bordure plus jeune.

Lié à cette même problématique, la question de la présence de la Formation d'Oisquercq dans le bassin de la Dyle est 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 ne sont pas d'accord (voir fig. 2, et à ce propos : Herbosch et al., 1991; Vanguestaine, 1991).

Comme expliqué au début de ce chapitre, le levé presque achevé de l'ensemble de la région allant du bassin de la Dyle à la vallée de l'Orneau (cette carte; Chastre-Gembloux, Pingot *et al*., 1999; Wavre-Chaumont-Gistoux, Lemonne *et al*., 1999) fournit des arguments de terrain suffisamment nombreux et convergents pour étayer l'hypothèse du charriage du coeur cambrien inférieur sur son avant-pays plus jeune. Les arguments principaux sont :

- l'absence de la Formation d'Oisquercq dans l'ensemble du bassin de la Dyle (dans les travaux anciens il y a vraisemblablement eu confusion avec la partie supérieure de la Formation de Tubize, qui présente des facies plus gris proches de certains facies d'Oisquercq).
- la présence quasi générale d'un contact par faille entre les Formations de Tubize et de Blanmont et les formations plus jeunes, le plus souvent celle de Mousty. Pour donner quelques exemples, sur la carte Chastre-Gembloux (voir Pingot *et al*., 1999) les levés magnétiques de de Magnée et Raynaud (1944) montrent que la faille de l'Orne est une faille de charriage à pente W et un sondage récent implanté au bord N de la faille de Noirmont-Baudecet à recoupé la Formation de Mousty sous la Formation de Blanmont. Les arguments de terrain montrent qu'à Court-St-Etienne, les affleurements de la Formation de Tubize isolés au sein de la Formation de Mousty constituent une klippe, comme l'avaient déjà affirmés Anthoine et Anthoine (1943). Sur la planchette Wavre (voir Lemonne *et al*., 1999), des observations détaillées rapportées par Van Tassel (1987) prouvent

également un contact par faille entre la Formation de Tubize au N et la formation de Mousty au S. Cette faille pourrait être la continuation de la faille de l'Orne.

- le contraste de style tectonique entre le coeur Cambrien Inférieur et la bordure plus jeune dont l'allure est beaucoup plus calme.

Apport des cartes aéromagnétiques

Sintubin (1997a,b; 1998) a récemment proposé une ébauche de modèle tectonique du Massif du Brabant basé 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 et Raynaud, 1944; de Vos *et al*., 1992) est responsable d'un fort relief magnétique susceptible de donner des indications sur la structuration du coeur cambrien du massif (qui n'affleure presque pas).

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 NW du Massif du Brabant (Hennebert,1993; Chacksfield *et al*., 1993; Everaerts et al., 1996; de Vos, 1997) exerce un contrôle majeur sur l'allure des déformations. En effet, le long du flanc NE de ce corps rigide et redressé, les poussées du plissement calédonien venant du N créent une large bande NW-SE de cisaillement transpressive dextre dans le coeur cambrien. Cette zone se marque par une série de linéaments magnétiques d'orientation N40-50W, rectilignes, continus et à très fort relief, qui dessinent une bordure en marche d'escalier vers le SE. 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 à l'échelle régionale (voir fig. 1 Sintubin, 1997b). Ce processus d'indentation est en outre accompagné d'une fuite tectonique latérale du coeur cambrien vers le SE avec rotation interne et charriage du coeur cambrien sur sa bordure SE (voir fig. 1 Sintubin, 1997a). Ceci se marque par des linéaments moins denses et plus courts de direction N60-50W (rotation W de 20°) dont la limite SE est abruptement marquée par des linéaments N70E (failles de charriage à pente N).

Une version ombrée de la carte aéromagnétique réduite à la partie S du Massif du Brabant est présentée à la figure 13. Essayons de replacer cette figure et la carte Nivelles-Genappe dans le contexte du modèle de Sintubin (op. cit.) et des nouvelles observations de terrain faites dans la région Dyle-Orneau :

- le batholite granitique, suspecté sur base de la gravimétrie, se trouve au NW du coin marqué **A**;

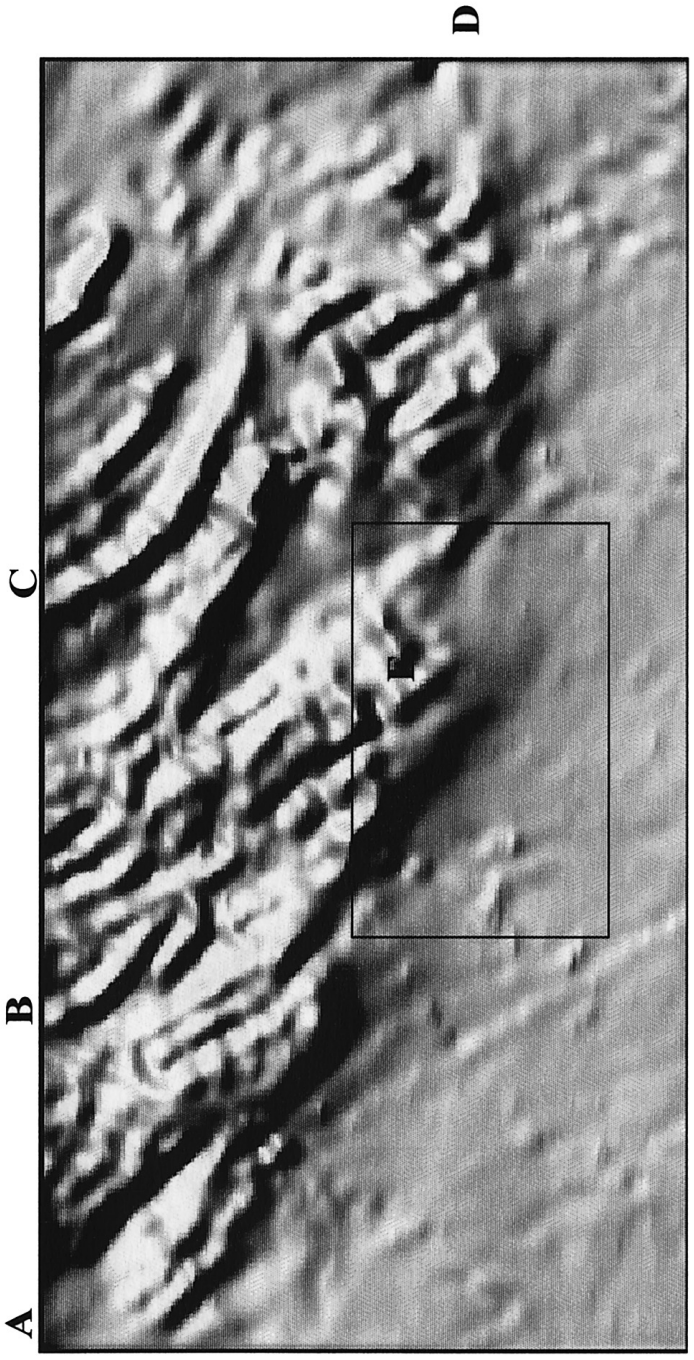


Fig. 13 : carte aéromagnétique de la bordure S du Massif du Brabant et situation de la carte Nivelles-Genappe. Champs total réduit au pôle, illumination N 45° E, élévation 45° (M. Everaerts, comm. pers.).

- la bande de transpression dextre, large d'environ 15 km, va de **A** à **B** et on voit bien sa bordure W descendre en escaliers le long de failles N40-50W;
- la fuite tectonique de tout le coeur situé à l'E et au SE de **B** se marque très bien par des linéaments courbes (sous **C**);
- en face de **D** la limite SE du coeur se termine abruptement par un linéament transversal, ce qui suggère une faille de charriage à pente N.

La partie centre N de la carte Nivelles-Genappe se situe juste au point le plus bas du dernier escalier de la bande de transpression (pointe S de l'indenteur). On y observe effectivement les deux seules zones d'affleurements de la Formation de Tubize (Genappes et vallon du Cala). L'observation de détail des cartes aéromagnétiques montre que les anomalies magnétiques se superposent remarquablement bien aux affleurements (**E** sur la fig. 13). Ceci confirme la faille de chevauchement placée à Genappe et suggère que ces deux zones d'affleurement appartiennent à une même entité du coeur charriée vers le SE entre deux failles de cisaillement N40-50W.

Le fait que la carte se situe dans la zone la plus S de l'indenteur explique la schistosité E-W (on est au centre de l'arc décrit par la schistosité, cf. fig.1 *in* Sintubin 1997b) qui s'observe non seulement dans le coeur cambrien inférieur mais aussi dans l'avant-pays cambro-silurien (fig. 11). Ce dernier se comporte comme s'il moulait le coeur cambrien. La même relation s'observe pour la direction des plis.

Enfin, si l'on se replace dans le cadre plus vaste de la région Dyle-Orneau, il apparaît clairement que la planchette Genappe occupe une position charnière entre la terminaison S de la zone de transpression (indenteur) et la zone de fuite tectonique latérale. C'est effectivement vers l'E, sur la carte Chastre-Gembloux, qu'un charriage frontal (Faille de Noirmont-Baudecet) a été récemment mis en évidence (**D** sur la fig. 13), confirmant l' hypothèse d'une fuite latérale émise indépendamment par Sintubin (op. cit.)

4.2. Le socle paléozoïque dévonien

Les sondages de Sart-Dames-Avelines décrits par Legrand (1970, 1973) montrent que les terrains dévoniens ont une allure monoclinale à pente S d'une dizaine de degrés (extrémité S de la coupe AA').

4.3. La couverture paléogène

Les terrains paléogènes sont discordants soit sur les terrains calédoniens, soit sur les terrains dévoniens. Les cartes isohypses du toit et de la base de la Formation de Bruxelles (Monteyne, 1986) montrent que ces terrains ont une très légère pente NNW (2 à 4°) sur la carte de Nivelles-Genappe.

4.4. Les failles normales

Plusieurs petites failles normales ont été reconnues dans la section de chemin de fer derrière l'Abbaye de Villers (fig. 7). Elles sont d'orientation E-W à WNW-ESE sans que l'on ait de certitude sur leur âge.

Morphostructures et failles normales

Les morphostructures pourraient ici servir à l'interprétation de failles normales affectant la couverture cénozoïque.

Cependant Stevens (1921) montre que l'orientation des cours d'eau du bassin de la Dyle supérieure serait le résultat de la surimposition des rivières sur un relief en cuesta d'âge diestien (couches tertiaires monoclinales à très faible pente N). L'alignement WSW-ENE des cours d'eau subséquents de la Thines à Nivelles et la Dyle entre Genappe et Bousval se poursuit le long du front d'une cuesta disparue. Les tronçons perpendiculaires NNW-SSE sont alors conséquents, poursuivant leur cours suivant la ligne de plus grande pente des cuestas.

Si cette hypothèse est valable, une étude géostatistique des directions et longueurs des linéaments ne paraît pas utile à l'interprétation de la structure tectonique du Massif du Brabant.

5. Relations géologie - 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 réparti-

tion géographique de ces teneurs (1117 mesures, Tondeur *et al*., 1994) montre que dans le Brabant wallon, les communes de Villers-la-Ville et Court-St-Etienne sont des zones à risque radon élevé à très élevé. A Court-St-Etienne, on note 13 cas anormaux sur 75 mesures ainsi que des anomalies extrêmement élevées (plus de 5000 Bq/m^3 au rez-de-chaussée, alors que les normes recommandent de ne pas dépasser 400 Bq/m^3).

La comparaison spatiale de ces résultats avec cette carte géologique montre une forte corrélation avec la Formation de Mousty. 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

L'aquifère de la Formation de Bruxelles

A Nivelles, l'eau saturant les corps sableux de la Formation de Bruxelles constitue une nappe libre sur les argiles des Formations de Mons-en-Pévèle ou de Carnières. Localement, cette nappe est semi-captive, la couverture limoneuse jouant le rôle de semi-perméable. La transmissivité dans les sables est très variable et peut aller de 0,1 à 10 m^2/h (E. Laurent, comm. pers.) pour une épaisseur de l'ordre de 20 à 30 m.

De nombreuses sources naturelles ont autrefois servi à l'alimentation domestique dans la vallée de la Thines. La plupart de celles-ci sont désormais taries, la ville ayant depuis la fin du siècle dernier installé de nombreux pompages et drainages.

L'aquifère du socle paléozoïque

Le socle paléozoïque constitue un aquifère de fractures qui n'est pas aussi facilement exploitable que celui des sables de couverture. En effet, la productivité des puits varie très fort en fonction de la fracturation et de l'altération. Citons cependant son exploitation à la source de l'Usine d'eau minérale de Bousval, où des analyses chimiques de l'eau ont montré qu'elle était très pure et exempte de matières organiques.

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

6.2. Industrie extractive de matériaux utiles

Il n'existe à l'heure actuelle plus aucune exploitation de matériaux utiles sur la carte de Nivelles-Genappe. La région a pourtant historiquement été très productrice en pierres de construction à Villers-la-Ville et en kaolin à Nivelles. Les sables et les limons ont étés exploités dans une moindre mesure.

Roches gréseuses

De très nombreuses petites carrières artisanales ont été ouvertes aux alentours de l'Abbaye de Villers presque entièrement construite avec des pierres provenant de la Formation de l'Abbaye de Villers ou de la Formation de Tribotte.

A Genappe (Ways), les siltites de la Formation de Tubize ont très localement été exploités pour la production de moellons servant à la fabrication de pavés. Il en était de même des bancs de grès blancs de la Formation de Bruxelles à Promelles.

Kaolin

Au début du siècle, le canton de Nivelles était connu pour ses exploitations de kaolin provenant de l'altération d'un niveau volcano-sédimentaire connu sous le nom "d'eurite de Nivelles" (voir chapitre Formations ordovico-siluriennes indifférenciées). Entre 1860 et 1939, près de 2000 tonnes de kaolin furent extraites (Ladeuze, 1990).

Sables

Les sables de la Formation de Bruxelles ont été exploités localement à Rigenée et d'une manière plus artisanale à Promelles et dans des chemins creux situés entre la Dyle et le Ri d'Hé.

Limons

Des argilières ont existé au S de Loupoigne où l'on exploitait le limon argileux pour la fabrication de briques.

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. et 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. et 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. et Deutsch S. (1986) Ordovician-Silurian magmatic provinces in Belgium and the Caledonian orogeny in middle Europe. Geology, 14 : 879-882.

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

Asselberghs E. (1936) Le Dévonien du bord N du bassin de Namur. Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, 10 : 229-327.

Bultynck P., Coen-Aubert M., Dejonghe L., Godefroid J., Hance L., Lacroix D., Préat A., Stainier P., Steemans PH., Streel M. et Tourneur F. (1991) Les Formations du Dévonien moyen de la Belgique. Mém. explic. cart. géol. min. Belgique, Serv. Géol. Belg., 30, 106 p.

Conseil Géologique (1929) Légende générale de la carte géologique détaillée de la Belgique. Ann. Mines de Belg., 30 : 39-80.

Chaksfield B., De Vos W., D'Hooge L., Dusar M., Lee M.K., Poitevin C., Royles C.P. et 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.

Collinson J.D. et Thompson D.B. (1989) Sedimentary Structures. Unwin Hyman, London, 207 p.

Corin F. (1965) Atlas des roches éruptives de la Belgique. Mém. explic. cart. géol. min. Belgique, Serv. Geol. Belg., 4, 190 p.

Cornet J. (1901) Note préliminaire sur la composition minéralogique des argiles et des limons. Ann. Soc. Géol. Belg., 28 : 240-244.

Debacker T.N., Sintubin M. et Verniers J. (1997) The Ronquières section revisited. Belgian Symp. Structural Geology & Tectonics. Aard. Meded., KUL, 8 : 53-56.

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

de 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. et Raynaud J. (1944) Etude 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. et Anciaux P. (1945) Note préliminaire sur le métamorphisme à grenats du Brabant. Bull. Soc. Belge Géol., 54 : 77-85.

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

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., Poot B., Hus J. & El Khayati M. (1993) Geophysical characterization of lithologies from the Brabant Massif as a contribution to gravimetric and magnetic modelling. Bull. Soc. belge Géol; 101, 173-180.

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

De Vos W., Poot B., Hus J. et El Khayati M. (1993b) Geophysical characterisation 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. et Vandenberghe N. (1988) Sondage stratigraphique au Mont-Panisel : premiers résultats géologiques et géotechniques. Bull. Soc. Belge Géol., 97 : 35-46.

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

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. (1973) La morphologie de l'interfluve Escaut-Sambre au niveau des bassins de Senne-Dyle et Piéton. Ann. Soc. Géol. Belg., 96 : 565-583.

Gullentops F., Claes S. et Vandenberghe N. (1995) 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. et Eggermont B. (1999) Carte géologique Braine-le-Comte - Feluy, n° 39-5/6. Ministère de la Région Wallonne, DGRNE.

Herbosch A. et 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., Vanguestaine M., Degardin J.M., Dejonghe L., Fagel N. et Servais T. (1991) Etude lithostratigraphique, biostratigraphique et sédimentologique du sondage de Lessines. Ann. Soc. Géol. Belg., 114 : 195-212.

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. et Gullentops F. (1988) Brusseliaan fasciessen en hun invloed op het relief ten zuiden van Brussel. Bull. Soc. Belge Géol., 94 : 11-18.

Kaashieter J. (1961) Foraminifera of the Eocene of Belgium. Mém. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg., 147, 271 p.

Ladeuze F. (1990) L'exploitation du kaolin dans le canton de Nivelles. Serv. Géol. Belg., Prof. Paper, 243, 52 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.

Legrand R. (1970) Le sondage de Sart-Dames-Avelines. Serv. Géol. Belg., Prof. Paper, 15, 8 p.

Legrand R. (1973) Le Mésodévonien à Sart-Dames-Avelines. Serv. Géol. Belg., Prof. Paper, 14, 16 p.

Legrand R. et Neybergh H. (1981) Sondages récents exécutés dans la région de Sart-Dames-Avelines. Serv. Géol. Belg., Prof. Paper, 185, 17 p.

Lemonne E., Favart F. et Herbosch A. (1999) Carte géologique Wavre - Chaumont-Gistoux, n° 40-1/2. Ministère de la Région Wallonne, DGRNE.

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

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) Etude sur les terrains siluriens et cambriens de la Belgique. Bull. Acad. Roy. de Belg., Cl. Sci., 5, 30 p.

Malaise C. (1900) Etat actuel de nos connaissances sur le Silurien de la Belgique. Ann. Soc. Géol. Belg., 25 : 179-211.

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

Malaise C. (1910) Sur léchelle stratigraphique du Siluro-Cambrien de Belgique. Bull. Soc. Belg. Géol., 24 : 415-437.

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

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

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

Martin F. et Rickards B. (1979) Acritarches, chitinozoaires et graptolithes ordoviciens et siluriens de la vallée de la Sennette. Ann. Soc. Géol. Belg., 102 : 189-197.

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

Michot J. (1976) Géochronologie du Paléozoïque en Belgique. 4e Réunion Ann. Sci. Terre, Paris, résumé p. 295.

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

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

Monteyne R. (1986) Etude 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.

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

Mourlon M. et Malaise C. (1910) Texte explicatif levé géol. planchette Genappe n° 129. Serv. Geol. Belg., 44 p.

Mourlon M. et Malaise C. (1911) Texte explicatif levé géol. planchette Nivelles n° 129. Serv. Geol. Belg., 20 p.

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.

Navarre A., Lecompte P. et Martin H. (1976) Analyse des tendances de données hydrochimiques du bassin de la Dyle en amont d'Archennes. Ann. Soc. Géol. Belg., 99 : 299-313.

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

Paepe R. et 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.

Pécrot A. (1957) Texte explicatif de la planchette de Genappe 129E. - Cartes des Sols de la Belg. 1/20.000, I.R.S.I.A., Gembloux.

Pingot J.L., Delcambre B. et Herbosch A. (1999) Carte géologique Chastre-Gembloux, n° 40-5/6. Ministère de la Région Wallonne, DGRNE.

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

Servais T. (1991a) Contribution to the stratigraphy of the ordovician Rigenée Formation. Ann. Soc. Géol. Belg., 114 : 233-245.

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

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

Service géologique de Belgique (1994) 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., Brodkom F. et Laduron D. (1998) Cleavage-fold relationships in the lower Cambrian Tubize Group, southeast Anglo-Brabant fold belt (Lembeek, Belgium). Geol. Mag., 135 : 217-226.

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.

Stevens C. (1921) Remarques sur la morphologie du Bassin supérieur de la Dyle. Bull. Soc. Belge Géol., 31 : 44-51.

Storms R. (1892) Sur le Cybium (Enchodus) Bleekeri du terrain bruxellien. Bull. Soc. Belge Géol., 6 : 2-14.

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., Gérardy I., Licour C. et 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.

Vander Auwera J. et 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. et De Vos (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.

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. et De Vos W. (1995) Recent research on the Brabant Massif. Studia geoph. et geod., 39 : 347-353.

Verniers J. et Van Grootel (1991) Review of the Silurian in the Brabant Massif, Belgium. Ann. Soc. Géol. Belg. 114 : 163-193.

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.

Waterloo 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.

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

Wouters L. et Vandenberghe (1994) Géologie de la Campine. ONDRAF, Bruxelles, 208 p.

Annexe : Localisation des captages d'eau de la carte 39/7-8

Titulaire de l'autorisation	Commune	X	Y
SWDE	BRAINE-L'ALLEUD	150003	147181
CIE INTERCOM. EAUX VALLEE THYLE	GENAPPE	153453	139913
CIE INTERCOM. EAUX VALLEE THYLE	GENAPPE	153483	140147
CIE INTERCOM. EAUX VALLEE THYLE	GENAPPE	155727	139089
CIE INTERCOM. EAUX VALLEE THYLE	GENAPPE	156417	138910
CIE INTERCOM. EAUX VALLEE THYLE	GENAPPE	156782	139019
CIBE (CIE INTERC. BRUXELLOISE DES EAUX)	GENAPPE	152630	143394
CIBE (CIE INTERC. BRUXELLOISE DES EAUX)	GENAPPE	153155	144430
CIBE (CIE INTERC. BRUXELLOISE DES EAUX)	GENAPPE	153244	143659
CIBE (CIE INTERC. BRUXELLOISE DES EAUX)	GENAPPE	153467	143465
CIBE (CIE INTERC. BRUXELLOISE DES EAUX)	GENAPPE	153683	143679
CIBE (CIE INTERC. BRUXELLOISE DES EAUX)	GENAPPE	153857	143685
CIBE (CIE INTERC. BRUXELLOISE DES EAUX)	GENAPPE	154175	143784
CIBE (CIE INTERC. BRUXELLOISE DES EAUX)	GENAPPE	154211	143800
OCTAVE WERA	GENAPPE	156675	142496
PEDUZZI SA SIGNALISATION	GENAPPE	160927	145438
PONCELET JEAN-POL	GENAPPE	158524	143069
FROMAGERIE LE CAMPAGNARD S.A.	NIVELLES	149852	142089
INITIAL FRISWIT S.A. BLANCHISSERIE	NIVELLES	148986	142199
MAMMA LUCIA S.A.	NIVELLES	148836	142086
SWDE	NIVELLES	146087	139645
SWDE	NIVELLES	147024	141306
SWDE	NIVELLES	147030	141309
SWDE	NIVELLES	147240	141386
SWDE	NIVELLES	147246	141394
SWDE	NIVELLES	147254	141401
SWDE	NIVELLES	147294	141413
SWDE	NIVELLES	147302	141385
SWDE	NIVELLES	147309	141417
SWDE	NIVELLES	148117	143018
SWDE	NIVELLES	148328	142575
SWDE	NIVELLES	148337	144596
SWDE	NIVELLES	148395	142640
SWDE	NIVELLES	148874	144163
TRAITEMENT THERMIQUE BELGE S.A.	NIVELLES	149846	142272
UNIVERSITE LIBRE DE BRUXELLES	NIVELLES	148959	141391
SA MECAR	SENEFFE	146058	139165
CIE INTERCOM. EAUX VALLEE THYLE	VILLERS-LA-VILLE	157410	138846
CIE INTERCOM. EAUX VALLEE THYLE	VILLERS-LA-VILLE	159071	138957
CIE INTERCOM. EAUX VALLEE THYLE	VILLERS-LA-VILLE	159254	139114
SA GOLF DE RIGENEE	VILLERS-LA-VILLE	160976	139175

Ministère de la Région Wallonne 1997
Division de l'Eau
X, Y : coordonnées LAMBERT

Farben- und Zeichenerklärung - *Legende* - Legend

Gesteinsgrenze - *Formatiegrens* - Formations boundary

Gesteinsgrenze verdeckt - *Begrenzing onder bedekking* - Geological boundary, covered

Verwerfung - *Breuk* – Fault

Verwerfung verdeckt - *Breuk onder bedekking* - Fault, covered

Überschiebung - *Overschuiving* - Thrust fault

Muldenachse - *Synclinale as* - Synclinal axis

Sattelachse - *Anticlinale as* - Anticlinal axis

Steinbruch außer Betrieb - *Verlaten steengroeve* - Disused quarry

Aufgeschütteter Steinbruch - *Opgevulde steengroeve* - Filled quarry

a
b

Bohrungen : a : Tiefe des Bohrlochs, b : Tiefe des Päläozoikum-Untergrundes, c : Mächtigkeit des Lehms - *Boringen : a : diepte van de boring, b : diepte van de Paleozoïsche sokkel, c : dikte van de Quartaire leem* - Borehole : a : borehole depth, b : depth of the Paleozoic basement, c : thickness of the quaternary loam.

Brunnen : a : Tiefe des Bohrlochs, b : Tiefe des Päläozoikum-Untergrundes, c : Mächtigkeit des Lehms - *Waterwinning : a : diepte van de boring, b : diepte van de Paleozoïsche sokkel, c : dikte van de Quartaire leem* - Water well : a : borehole depth, b : depth of the Paleozoic basement, c : thickness of the quaternary loam

a

geneigte Schichtlagerung : Streichen und Fallen (a) - *Strekking en helling (a) : normaal hellende lagen* - Strike and dip (a) : inclined strata

vertikale Schichtlagerung : Streichen - *Strekking : verticale gelaagdheid* - Strike of vertical strata

horizontale Schichtlagerung - *horizontale gelaagdheid* - horizontal strata

a

geneigte Schieferung : Streichen und Fallen (a) - *Strekking en helling (a) : druksplijting* - Strike and dip (a) : cleavage

Rhyolit - *rhyoliet* - rhyolite

AMO

Jüngere alluviale Ablagerungen : Lehm, Sand, Kies und Geröll.
Modern alluvium : leem, zand, grind en keien.
Modern alluvial deposits : loam, sand, pebble and cobble.

SHH

Sint-Huibrechts-Hern Formation : toniger, glaukonitführender sehr feiner Sand, orange, mit Kies an der Basis.
Formatie van Sint-Huibrechts-Hern : kleiig glauconiethoudend zeer fijn zand, oranjekleurig, met grind aan de basis.
Sint-Huibrechts-Hern Formation : clayey glauconitic very fine sands, orange, with gravels at the base.

LED

Lede Formation : Gelb-oranger bis gelbgrauer glaukonitführender Feinsand mit mm-großen eisenhaltigen Konkretionen.
Formatie van Lede : geeloranje tot geelgrijs fijn zand , met mm-grote ijzerhoudende concreties.
Lede Formation : yellow-orange to yellow-grey fine glauconitic sands with mm ferrugineous concretions.

BXL

Bruxelles Formation : Grobkörnige Sande, weißlich, gelb, graugrün (Glaukonit) und linsenförmige Kalksandsteinlagen.
Formatie van Brussel : grofkorrelige bleke zanden, grijs groenachtig (glauconiet) en lensvormige kalkzandsteenlagen.
Bruxelles Formation : coarse sands, yellow, grey greenish (glauconite) and lenticular calcareous sandstone beds.

CM

Carnières und Mons-en-Pévèle Formations : Wechsellagerung von grauen tonigen Sandlinsen und sandigen Tonen.
Formaties van Carnières en Mons-en-Pévèle : afwisseling van grijze kleiige zandlenzen en zandige klei.
Carnières and Mons-en-Pévèle Formations : alternating grey clayey sand lenses and sandy clays.

BOR

Bois de Bordeaux Formation : Konglomerat an der Basis, vielfarbige Sandsteine und Tonschiefer, grauer organoklastischer Kalkstein.
Formatie van Bois de Bordeaux : conglomeraat aan de basis, bonte zandsteen en schiefer, grijze organoklastische kalksteen.
Bois de Bordeaux Formation : conglomerate at the base, many-hued sandstones and shales, grey organoclastic limestones.

OS

Ungegliederte Ordovizium-Silur Formationen : nur ein vulkanoklastisches Niveau, bekannt als "Eurite de Nivelles" und graugrüne Schiefer sind wahrgenommen.
Ongedifferentieerde Ordovicium-Siluur Formaties : alleen een vulkanoklastisch niveau (bekend als "Eurite de Nivelles") en grijsgroene schiefer werden geobserveerd.
Undifferenciated Ordovico-Silurian Formations : only a volcanoclastic layer known as "Eurite de Nivelles" and grey-green shales are visible.

ITT

Ittre Formation : Wechsellagerung von tiefgrauen Sandsteinen, Siltsteinen und Schlammsteinen in dm-mächtigen Schichten.
Formatie van Ittre : donkergrijze zandsteen, siltsteen en mudstone in dm-dikke lagen.
Ittre Formation : alternating dark grey sandstones, siltstones and mudstones in dm beds.

RIG

Rigenée Formation : dunkelgraue bis bläuliche tonige Siltsteine und grob laminierte Schiefer.
Formatie van Rigenée : donkergrijze tot blauwachtige kleiige siltsteen en grof gelamineerde schiefer.
Rigenée Formation : dark grey to bluish argillaceous siltstones and roughly laminated to massive shales.

TRO

Tribotte Formation : graugelbe bis graugrüne tonige Sandsteine und Sandsteine, nach oben hin toniger und mit senkrechten Lebensspuren.
Formatie van Tribotte : geelgrijze tot groengrijze kleiige zandsteen en zandsteen, aan de top kleiiger zandsteen met verticale levenssporen.
Tribotte Formation : grey-yellow to grey-green sandstone and argillaceous sandstone, more argillaceous and vertical bioturbations towards the top.

ADV

Abbaye de Villers Formation : schwarzgraue Siltsteine und/oder Schlammsteine, mit mm-großer laminierter bis linsenförmiger Struktur und waagerechten Lebensspuren
Formatie van Abbaye de Villers :grijszwarte kleiige siltsteen en/of mudstone, met mm-dikke gelamineerde tot lensvormige structuur en horizontale levenssporen
Abbaye de Villers Formation : grey blackisch argillaceous siltstones and/or mudstones, with laminated or lenticular mm structure and horizontal bioturbations.

CHV

Chevlipont Formation : mm-große Wechsellagerung von hellgrauen, tonigen Siltsteinen und tiefgrauen Siltsteinen oder Schlammsteinen mit wellenförmiger Schichtung.
Formatie van Chevlipont : mm-dikke tussenlagen van lichtgrijze siltsteen en donkergrijze kleiige siltsteen of mudstones met golvende laagjes.
Chevlipont Formation : mm interlayering of light grey siltstones and dark grey argillaceous siltstones or mudstones with wavy bedding.

MST

Mousty Formation : schwarzgraue bis bläulich-graue Schiefer, gelegentlich Schlammsteine, mit Graphit und Pyrit.
Formatie van Mousty : grijszwarte tot blauwgrijze schiefers, soms mudstones, grafiet- en pyriethoudend.
Mousty Formation : grey blackish to grey bluish shales, sometimes mudstones, graphitic and pyritic.

Tubize Formation : Sandsteine, Siltsteine und Schiefer mit Magnetit, grüngrau bis olivengrün, selten veilchenblau.

TUB

Formatie van Tubize : Magnetiethoudende grijsgroene tot olijfgroene zandsteen, siltsteen en schiefer, soms paarsachtig.
Tubize Formation : Sandstones, siltstones and shales with magnetite, grey-green to olive green coloured, rarely purplish .

TABLES DES MATIÈRES

Résumé 3
1. Introduction 5
1.1. Conditions d'établissement de la carte 5
1.2. Cadre géographique et géologique 6
2. Description des formations 8
2.1. Le socle cambro-silurien 8
Formation de Tubize - TUB 10
Formation de Mousty - MST 12
Formation de Chevlipont - CHV 15
Formation de l'Abbaye de Villers - ADV 16
Formation de Tribotte - TRO 19
Formation de Rigenée - RIG 20
Formation d'Ittre - ITT 22
Formations ordovico-siluriennes indifférenciées - OS 22
2.2. Le Dévonien 23
Formation du Bois de Bordeaux - BOR 24
2.3. La couverture cénozoïque 25
Formation de Carnières - CAR 25
Formation de Mons-en-Pévèle - MEP 26
Formation de Bruxelles - BXL 26
Formation de Lede - LED 28
Formation de Sint-Huibrechts-Hern - SHH 29
Limons quaternaires 30
Alluvions modernes (AMO) ou anciennes 31
3. Le métamorphisme régional 31
3.1. Nature et description 31
3.2. Age 32
4. Géologie structurale 33
4.1. Le socle paléozoïque cambro-silurien 33
4.1.1. L'unité tectono-stratigraphique inférieure ... 34
4.1.2. L'unité tectono-stratigraphique supérieure .. 35
Vallon du Cala à l'E du Château Ruart 36
Vallée de la Dyle à l'E de Ways 36
Vallée de la Thyle (Coupe AA') 36
Vallons du Ri d'Hé et de la Falise 38
Vallée de la Thines à Nivelles 39
4.1.3. Interprétation de la structure calédonienne .. 39
Allure des plis sur la planchette de Genappe .. 39
Hypothèses structurales régionales 39
Apport des cartes aéromagnétiques 41
4.2. Le socle paléozoïque dévonien 43
4.3. La couverture paléogène 44
4.4. Les failles normales 44
Morphostructures et failles normales 44
5. Relations géologie - risque radon 44
6. Ressources du sous-sol 45
6.1. Hydrogéologie 45
L'aquifère de la Formation de Bruxelles 45

L'aquifère du socle paléozoïque 45
6.2. Industrie extractive de matériaux utiles 46
Roches gréseuses 46
Kaolin 46
Sables 46
Limons 46
Bibliographie 47
Annexe 54
Farben- und Zeichernerklärung - Legende – Legend 55

Nous tenons à remercier P. Buffel,
N. Vandenberghe (Katholieke Universiteit Leuven) et
B. Eggermont (Faculté Polytechnique de Mons)
pour leur contribution à la stratigraphie du Cénozoïque,
M. Sintubin (Katholieke Universiteit Leuven)
pour de fructueuses discussions sur le terrain concernant
la tectonique du Calédonien ainsi que
Monsieur A. Delmer pour ses remarques pertinentes
lors de la relecture.