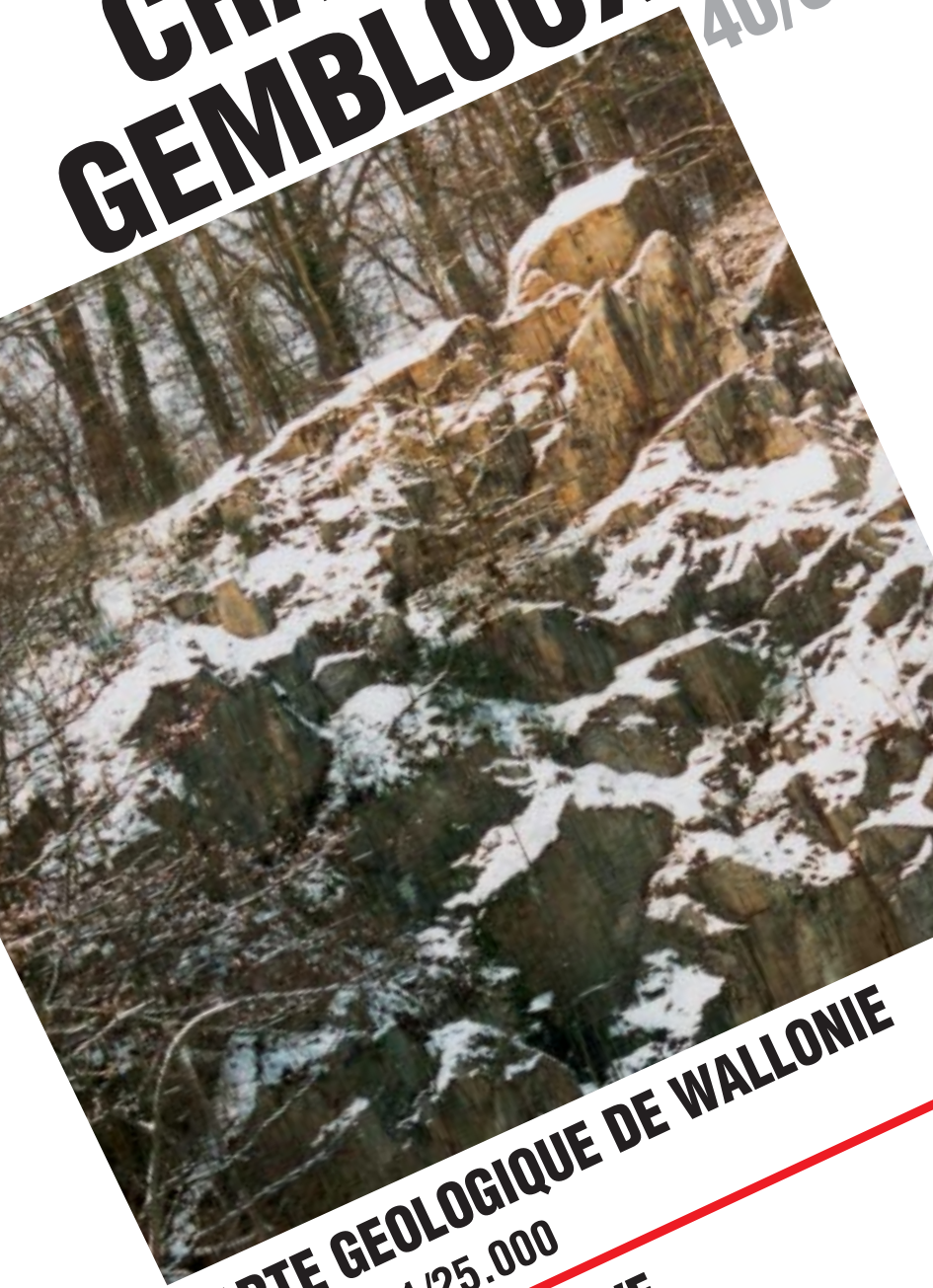


CHASTRE GEMBOUX



40/5-6



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

CHASTRE-GEMBLoux

**Bernard DELCAMBRE
&
Jean-Louis PINGOT**

Université catholique de Louvain
Unité de Géologie
Pl L. Pasteur, 3 – B-1348 Louvain-la-Neuve

Photographie de couverture :
Carrière des Mognats à Blanmont,
dans les quartzites de la Formation de Blanmont.

NOTICE EXPLICATIVE

2002

Résumé

La carte Chastre-Gembloux se situe au centre de la bordure méridionale de la province du Brabant Wallon. Elle couvre aussi la région gembloutoise au nord de la province de Namur. Son territoire appartient à la zone limoneuse du Brabant et de la Hesbaye. Il est partagé entre les bassins hydrographiques de l'Escaut et de la Meuse.

Sous les limons quaternaires, les dépôts sableux bruxellois couvrent 90 % de la superficie de la carte et masquent le socle paléozoïque du Massif de Brabant qui n'affleure qu'au coeur de quelques vallées.

Lithologiquement, quatre grands ensembles peuvent être distingués :

- 1°) le socle cambro-silurien structuré lors de l'orogénèse calédonienne (phase acadienne, Silurien supérieur - Dévonien inférieur) est formé d'un matériel terrigène grésoschisteux ayant subi un métamorphisme de faible degré;
- 2°) à l'est de Gembloux, dans la vallée de l'Arton, un petit lambeau créacé est intercalé entre les schistes siluriens et la couverture tertiaire. Il est constitué d'argile glauconieuse verte et est célèbre par sa faune de reptiles géants, de poissons et de mollusques;
- 3°) une couverture cénozoïque discordante sur le socle et tabulaire, constituée de sable et de grès lutétiens;
- 4°) un épais manteau limoneux pléistocène dont l'épaisseur peut atteindre 10 à 15 mètres.

La distinction de deux unités structurales séparées par une faille de charriage (*Faille Orne-Noirmont-Baudacet*) au coeur du socle calédonien est un des faits structuraux majeurs mis en évidence par cette nouvelle carte. L'*Unité brabançonne supérieure* constituée des Formations de Blanmont et de Tubize chevauche une unité formée de roches plus récentes (*Unité Sennette-Thyle-Orneau*). L'allure des plissements et le développement d'un schistosité régionale semblent indiquer une poussée orogénique dirigée du nord au sud.

1. Introduction

1.1. Etablissement de la carte

Le levé de la feuille 40/5-6 Chastre-Gembloux a été commandé par le Ministère de la Région Wallonne dans le cadre du programme de révision de la carte géologique de Wallonie. Les levés de terrain ont été effectués au 1/5.000. Ils se sont échelonnés sur une période de 13 mois entre le 15 août 1996 et le 15 septembre 1997.

La carte publiée à l'échelle du 1/25.000 en constitue donc une réduction et une synthèse. Cette carte est dressée sur base lithostratigraphique. Les formations définies par des sigles et des couleurs représentent des ensembles lithologiquement cohérents. Les tracés géologiques ont été déterminés à partir :

- des données archivées dans le dossier des *minutes de la Carte géologique de Belgique* du Service géologique de Belgique, contrôlées autant que possible par de nouvelles observations de terrain;
- des informations éparses recueillies dans les universités et institutions de recherches ou publiées dans la littérature scientifique;
- des nouvelles cartes géophysiques éditées par le Service géologique de Belgique;
- et d'un important travail d'observation sur le terrain représentant plusieurs dizaines de journées de collecte d'informations.

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

- une minute détaillée de près de 700 points d'affleurements décrits et localisés;
- une carte géologique détaillée à 1/10.000e;
- une carte d'affleurement;
- une carte structurale sur laquelle toutes les données tectoniques ont été reportées.

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 à 5100 Namur;
- au Service géologique de Belgique, rue Jenner 13 à 1000 Bruxelles.

Ce travail n'aurait pu être réalisé sans le concours de plusieurs générations de géologues belges et étrangers qui ont

étudié le sous-sol de la Belgique. Cette carte, accompagnée de sa notice et le dossier des minutes, s'inscrivent dans une politique de meilleure gestion des ressources naturelles et de l'environnement de notre Région.

1.2. Précédentes éditions

La première édition de la carte 130 Chastre-Gembloux à 1/40.000^e a été publiée par la Commission Géologique de Belgique en 1893. Ses auteurs sont M. Mourlon pour la couverture méso-cénozoïque et C. Malaise pour le socle paléozoïque.

Deux maquettes d'une nouvelle carte assorties de coupes furent déposées par ces deux géologues en 1909 et 1910. Ces cartes ne furent jamais publiées. Seul, leur texte explicatif fut édité par l'Administration des Mines (Mourlon & Malaise, 1911 a, b).

Plusieurs cartes géologiques parues ultérieurement couvrent en tout ou en partie le périmètre de la feuille Chastre-Gembloux. Leur valeur est très inégale, mais toutes apportent leur lot d'informations dans une région pauvre en affleurements :

- Fourmarier (1920) publie une carte générale à l'échelle de 1/200.000 dans son mémoire sur la structure du Brabant;
- de la Vallée Poussin (1930) complète son étude du massif cambrien des vallées de la Dyle et de la Gette par une carte à 1/40.000^e;
- Anthoine et Anthoine (1943) proposent une cartographie détaillée à l'échelle de 1/50.000 des Assises de Mousty et Villers-la-Ville dans les vallées de la Dyle et de la Thylye;
- Legrand (1968) présente une carte du socle brabançon à l'échelle de 1/300.000;
- André *et al.* (1991) donnent une esquisse cartographique à l'échelle 1/42.500;
- De Vos *et al.*, (1993) dressent une cartographie générale du Massif brabançon.

1.3. Cadre géographique et géologique général

La carte Chastre-Gembloux (40/5-6) se situe au coeur du plateau brabançon et s'étend au Pays de Gembloux, région apparentée à la Hesbaye. Le relief est peu accusé sauf au nord-ouest de la carte, où les incisions des vallées se marquent nettement dans le paysage.

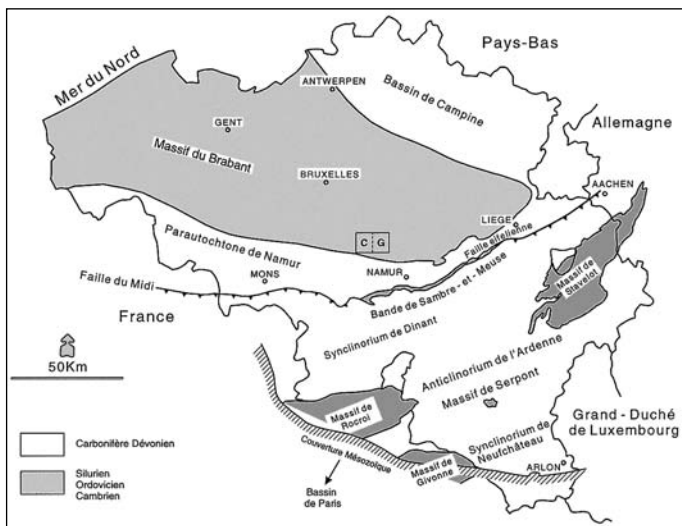


Fig. 1 : Situation de la carte Chastre-Gembloux dans le contexte géologique et géographique de la Belgique.

La région doit sa vocation agricole à l'épais manteau de loess déposé au cours des phases froides du Quaternaire. Un seul domaine boisé important couvre le versant oriental de la vallée de la Thyle, au nord des ruines de l'abbaye de Villers-la-Ville. L'urbanisation intensive du Brabant wallon détourne une part de plus en plus vaste du sol de son occupation primitive.

La crête de partage entre les bassins hydrographiques de la Meuse et de l'Escaut traverse la carte selon une direction NE-SW. Cette ligne passe au nord de Grand-Manil et de Gembloux, puis au sud d'Ernage et aboutit aux environs du Bois de Bu à Grand-Leez.

Les rivières tributaires du bassin de l'Escaut s'écoulent vers le nord. Ce sont la Thyle, la Houssière et l'Orne, affluent et sous-affluents de la Dyle qui arrose le nord-ouest de la carte. Ce réseau hydrographique a découpé la couverture de loess et dégage les sables de Bruxelles. Dans leur partie aval, ces rivières entaillent le socle calédonien.

Au sud-est, l'Orneau appartient au bassin mosan. Il décrit une large boucle avant de s'écouler vers le sud et de rejoindre la Sambre à Jemeppe. Dans la traversée de Gembloux, l'Orneau incise le plateau de 20 à 30 mètres et le toit du socle sous la couverture tertiaire et quaternaire. La base des sables bruxelliens remonte du nord vers le sud et passe de l'altitude de 95 mètres à Court-St-Etienne à 155 mètres dans la ville de Gembloux.

La carte Chastre-Gembloux comprend quatre ensembles lithologiques :

- le socle cambro-silurien, constitué de roches grésos-schisteuses déformées au cours de l'orogénèse calédonienne. Il appartient au Massif de Brabant limité au nord par le Bassin de Campine et au sud par le Parautochtone de Namur. Ce massif calédonien est l'épine dorsale géologique du centre de la Belgique;
- un lambeau crétacé à Lonzée formé d'une argile verte glauconieuse;
- une couverture sableuse lutétienne discordante sur le socle;
- un manteau limoneux quaternaire dont l'épaisseur peut dépasser 10 mètres.

2. Lithostratigraphie

2.1. Remarques préliminaires

Les roches du Massif de Brabant n'affleurent que sur les flancs des vallées. En dehors de quelques anciennes carrières et des tranchées de voies ferrées, les coupes sont rares et de piètre qualité. L'urbanisation récente de cette région est aussi responsable de la disparition de nombreux affleurements décrits par les anciens auteurs. Aussi, nos connaissances des formations cambro-ordoviciennes restent-elles très fragmentaires.

La connaissance de la lithostratigraphie du Massif de Brabant n'a cessé d'évoluer en 125 ans, depuis la première légende de Malaise en 1873 jusqu'à celle adoptée pour cette carte. La micropaléontologie des acritarches, des spores et des chitinozoaires a permis de préciser la succession des formations calédoniennes et leur chronostratigraphie (Martin, 1976; Vanguetaine, 1977; Servais, 1991; Verniers & Van Grootel, 1991; Verniers *et al.*, 2000). Les grandes étapes de l'évolution de cette légende stratigraphique sont résumées au tableau I afin de permettre au lecteur de faire le lien avec les divisions précédemment adoptées.

Les tracés ont été confrontés avec les récents levés magnétiques aéroportés (Service géologique de Belgique, carte aéromagnétique 1/500.000, Everaerts, comm. pers.).

Assise de Blanmont	Assise de Tubize	Assise d'Osquerocq	Assise de Gembloux		
--------------------	------------------	--------------------	---------------------------	--	--

Malaise, 1873

Assise de Blanmont	Assise de Tubize	Assise d'Osquerocq	Assise de Gembloux		
--------------------	------------------	--------------------	---------------------------	--	--

Malaise, 1883

Assise de Blanmont Dv1	Assise de Tubize Dv2	Assise de Mousty Rv	Assise de Villers-la-Ville S11a	Assise de Rigenée S11a	Assise de Gembloux S11b	Assise de Grand-Manil S12a
Devillien		Revinien				

Malaise, 1883, 1909
carte géologique
1:40.000

Assise de Jodogne Dv0	Assise de Blanmont Dv1	Assise de Tubize Dv2	Assise de Villers-la-Ville Sm1			Assise de Rigenée S11a	Assise de Gembloux S11b
-----------------------	------------------------	----------------------	---------------------------------------	--	--	------------------------	-------------------------

de la Vallée-Poussin,
1930

Assise de Tubize	Assise d'Osquerocq	Assise de Mousty				Assise de Villers-la-Ville	
		Schistes noirs du Glory	Schistes noirs de Faux de Mn	Quartzophyllades de Villers	Psammitte de Tribotte		

Anthoine & Anthoine, 1943
(remis dans le sens stratigraphique inverse à celui de ses auteurs).

Assise de Tubize	Schistes de Mousty	Formation de Villers-la-Ville			Formation de Rigenée	Formation du Moulin	Assise de Grand-Manil	Assise de Corroy
		Assise de Mousty	Assise de La Roche Couches de Chevillont	Assise du Tri Botte	Assise de Rigenée	Pierre de Gembloux		

Michot, 1977 & 1980

Formation de Blanmont	Formation de Tubize	Formation de Mousty	Formation de Chevillont	Formation de l'Abbaye de Villers	Formation de Tribotte	Formation de Rigenée	Formation d'Iltre	Formation de Bornival	Groupes Huet-Macot	Formation de Brulia Grand-Père	Formation de Fallais	Formation de Corroy
-----------------------	---------------------	---------------------	-------------------------	----------------------------------	-----------------------	----------------------	-------------------	-----------------------	--------------------	--------------------------------	----------------------	---------------------

Herbosi & Jodard 1989; Servais & al. 1993 (Vallée de la Thytle)
Légende de la carte

2.2. Description des formations

2.2.1. Le socle cambro-silurien

Formation de Blanmont (BLM)

Origine du nom : Anciennes carrières de grès dans le village de Blanmont (Malaise, 1873).

La Formation de Blanmont est constituée de quartzite verdâtre à patine d'altération rouille ou rougeâtre, à cassures esquilleuses et éclat vitreux. En l'absence de joints silteux ou schisteux, la stratification est parfois difficile à discerner. Cette roche est formée de grains détritiques de quartz et de feldspath, inclus dans une matrice de silice, de séricite et de chlorite. Elle contient un cortège de minéraux denses ubiquistes où le zircon et la tourmaline dominent les minéraux opaques (oxydes et sulfures), l'épidote et la biotite (Nijs et Logier, 1990).

L'analyse des isotopes U-Pb établie sur ces zircons par von Hoegen *et al.* (1990), fournit des arguments précieux quant à l'âge de leur source. Les zircons colorés seraient issus, directement ou indirectement, de l'érosion de roches fort anciennes archéennes ou protérozoïque supérieur. Les zircons automorphes et incolores proviendraient de la destruction précoce de la chaîne panafricaine du bloc Gondwana-Armorica. Ces arguments permettent d'attribuer un âge post-orogénique précoce postérieur à la limite Précambrien - Cambrien à la Formation de Blanmont.

Les Quartzites de Blanmont sont traversés par des filons de quartz à apatite, épidote et tourmaline. La carrière des Trois Fontaines à Nil-Pierreux montrait autrefois, avant d'être partiellement inondée, un réseau de filons de quartz à la minéralogie très variée : rutile, anatase, brookite, zircon, monazite, magnétite, tourmaline, pyrite, chalcopyrite, mispickel, galène, malachite (consulter Mélon *et al.*, 1976 pour les références anciennes). Dans cette carrière, Galeotti, rapporte dès 1837, la découverte de *mine de plomb* (galène) dans une gangue ferrugineuse.

La partie supérieure de la formation renferme quelques intercalations schisteuses probablement lenticulaires qui annoncent la Formation de Tubize. Ces termes schisteux étaient visibles dans l'ancienne carrière de Quartzite à Noir-mont (fig. 2, reprise de Stainier, 1890).

Epaisseur : inconnue. Elle dépasse certainement le millier de mètres.

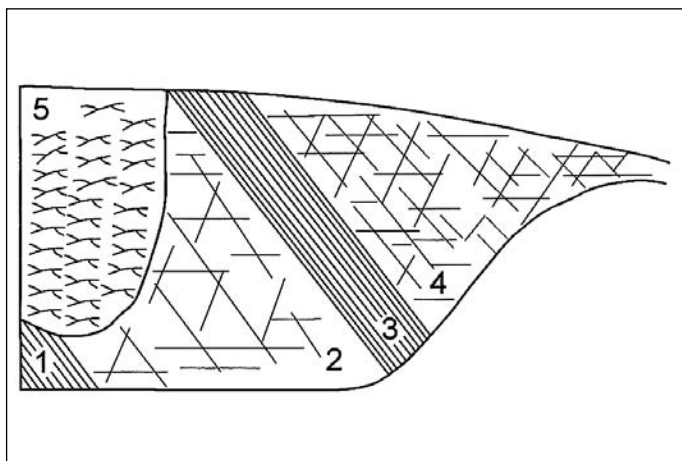


Fig. 2 : Schéma sans échelle de la paroi nord de l'ancienne carrière de quartzite de Cortil-Noirmont (d'après Stainier, 1890).

- 1 : schiste verdâtre grossier
- 2 : quartzite bleu verdâtre en gros banc, inclinaison : 50°
- 3 : schiste verdâtre analogue au n°1
- 4 : quartzite blanchâtre, rougeâtre et fissuré à l'affleurement.
En profondeur, il est bleu verdâtre comme le n° 2
- 5 : débris de l'ancienne exploitation

Age : Cambrien inférieur (Nemakitien - Daldynien), plus récent que 540 millions d'années. Pour de la Vallée-Poussin (1930) et Raynaud (1952), la Formation de Blanmont se superpose aux phyllades et quartzites foncés de la Formation de Jodoigne (Dv0 de ces auteurs). L'absence de fossiles et d'affleurements continus dans la zone de contact ne permet pas de prouver cette succession. La présence d'*Oldhamia sp.* (Malaise, 1900, p. 190, Legrand, 1968) dans la Formation de Blanmont permet de lui conférer un âge situé dans la partie inférieure du Cambrien inférieur (Seilacher, comm. pers.).

Utilisation : Au XIX^e siècle, ce quartzite était exploité dans plusieurs carrières autour de Chastre, pour en faire des pavés ou des concassés. Des moellons sont incorporés à certaines constructions à Blanmont, particulièrement dans les murs délimitant des propriétés. Ce village doit son nom aux poussières dégagées par l'exploitation des carrières qui, emportées par le vent, couvraient l'entité d'une poussière blanche.

Pour en savoir plus : Dumont, A., 1847
de la Vallée-Poussin, J., 1930
Mortelmans, G., 1977
Nijs, R. et Logier, B., 1990

Affleurements représentatifs :

- à *Alvaux*, la paroi rocheuse bordant l'Orne montre encore des traces de leur exploitation La stratification, soulignée par de légères variations granulométriques ou de couleur du quartzite, y est subverticale (fig. 3);

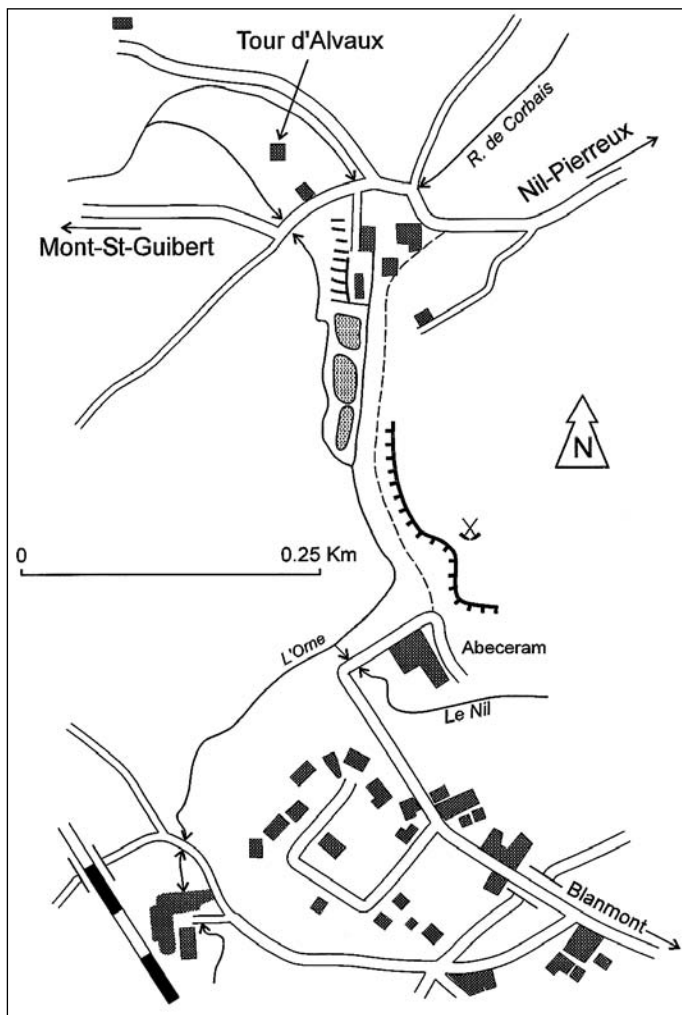


Fig. 3 : Affleurements représentatifs de la Formation de Blanmont dans la vallée de l'Orne au sud de la Tour des Sarrasins à Alvaux.

- à Blanmont, le sentier longeant le Nil, au sud de la carrière des Mognats recoupe les Quartzites de Blanmont disposés en bancs subverticaux (fig. 4, a);
- d'autres carrières entaillent ces couches : carrières des Trois Fontaines à Nil-Pierreux, du Piroy à Chastre et des Mognats à Blanmont (fig. 4, b - photo de couverture).

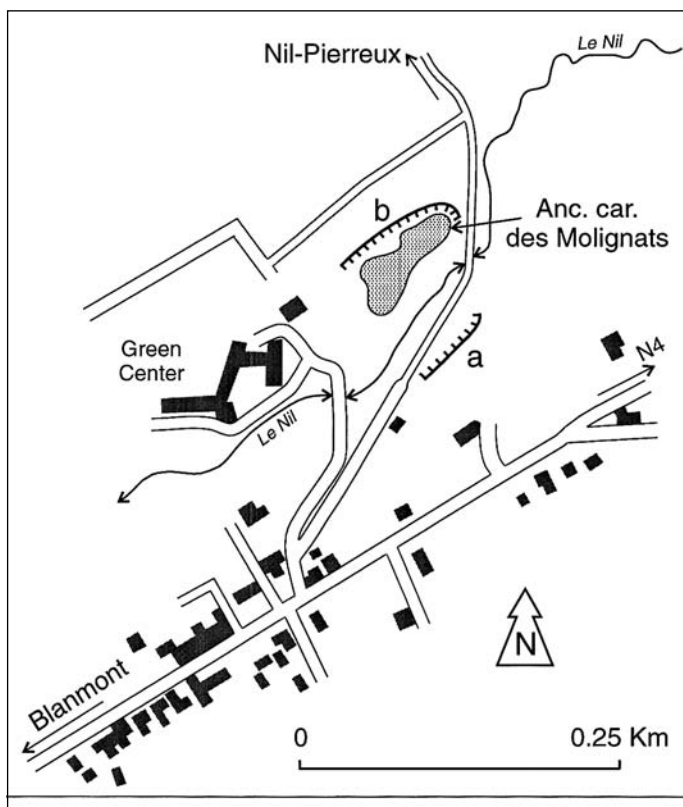


Fig. 4 : Escarpements rocheux dans la Formation de Blanmont dans la vallée du Nil. L'ancienne carrière des Molignats (photographie de couverture) correspond au point b de la figure.

Formation de Tubize (TUB)

Origine du nom : carrières et affleurements situés dans la vallée de la Senne entre Halle et Tubize. (*Assise de Tubize - Malaise, 1873*).

Entre Mont-Saint-Guibert et Court-Saint-Etienne, la Formation de Tubize peut être divisée en trois membres. Cette unité repose vraisemblablement en concordance sur les Quartzites de Blanmont quoique leur contact demeure inconnu.

- A la base, le premier membre est formé d'une alternance de grès, de siltites et de schistes en bancs granoclassés. Il est interprété comme une succession de turbidites proximales (fig. 5). Cette série ressemble au Membre de Rogissart défini dans la vallée de la Senne (Vander Auwera et André, 1985).
- Le membre intermédiaire est caractérisé par une alternance de minces bancs de grès, de siltites et de schistes à laminations obliques ou planes, vert olive à verts avec des schistes homogènes. Ces faciès sont interprétés comme des turbidites alternant avec des dépôts hémipélagiques.

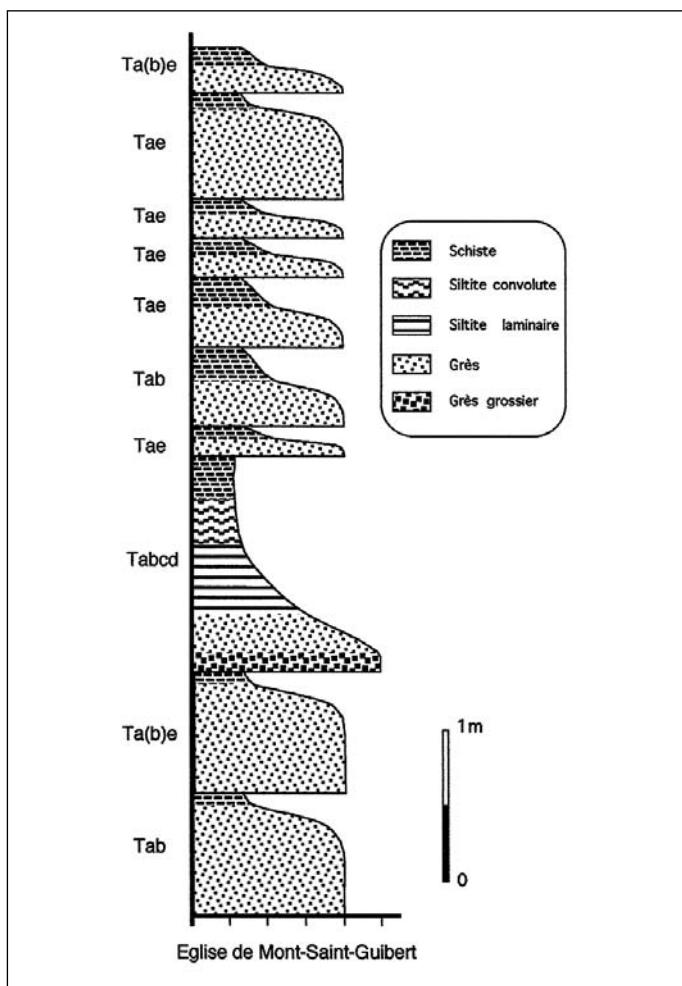


Fig. 5 : Succession stratigraphique dans le Membre de Rogissart (partie inférieure de la Formation de Tubize) sous l'église de Mont-St-Guibert (d'après A. Herbosch - non publié).

- Le membre supérieur comprend des bancs épais de siltite et de schiste gris-vert. La teinte plus grise des roches de cette sous-unité explique son assimilation à la Formation d'Ois-quercq par Antoine et Antoine (1943). Le levé magnétique de de Magnée et Raynaud (1944) révèle nettement l'existence de plusieurs niveaux à magnétite propre à la Formation de Tubize. Cette unité correspond au Membre des Forges décrit dans la vallée de la Senne.

Le passage à la Formation de Mousty s'opère par une faille de charriage et n'est probablement pas stratigraphique.

Epaisseur : difficile à estimer vu les discontinuités entre les affleurements, probablement supérieure à 500 mètres.

Age : Cambrien inférieur (Tommotien, Atdabanien). *Oldhamia radiata* a été trouvée à Mont-Saint-Guibert (rue Musette) par Stainier (1889) et *Oldhamia antiqua* est signalée rue des Vignes dans la même localité. D'autres gîtes sont cités par Malaise (1900).

Utilisation : localement, pierres de construction et pavés pour l'empierrement des routes

Pour en savoir plus : Dumont, A., 1847
Malaise, C., 1873
Malaise, C., 1900
de la Vallée-Poussin, J., 1930

Affleurements représentatifs :

Dans la vallée de l'Orne, trois coupes permettent d'illustrer les différents membres de la Formation de Tubize :

- *la paroi sous l'église de Mont-Saint-Guibert expose le Membre de Rogissart (fig. 6);*

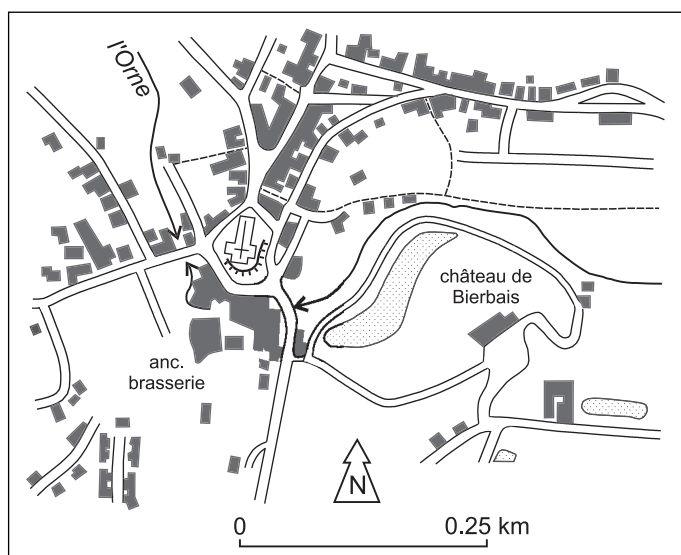


Fig. 6 : Localisation de l'affleurement de la Formation de Tubize sous l'église de Mont-St-Guibert.

- *l'extrémité ouest de la rue de la Papeterie, à Beurieux, montre le deuxième membre formé de termes plus silteux et argileux. Ces roches sont affectées par des plis à ennoyage prononcé vers le nord (fig. 7, point a);*
- *à Beurieux, le membre supérieur affleure à l'ouest du pont de la R.N. 25. au pied du versant boisé (fig. 7, point b).*

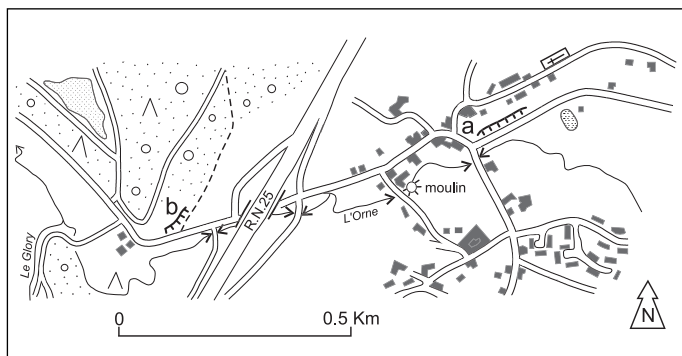


Fig. 7 : Localisation des affleurements dans la Formation de Tubize à Beaurieux.

Formation de Mousty (MST)

Origine du nom : ancienne carrière de Franquénies à Mousty où ces schistes ont été exploités.

La Formation de Mousty est essentiellement constituée de schistes noirs. C'est ce faciès dominant qui permet à Malaise de rassembler ces terrains dans les *Couches noires de Mousty* en 1883, puis de définir en 1900 *l'Assise des phyllades et schistes noirs ou graphiteux, avec phtanites de Mousty*. Cette apparente homogénéité ne satisfait pas Anthoine et Anthoine (1943) qui reconnaissent quatre faciès, de haut en bas (selon ces auteurs) :

- les grès et schistes manganésifères;
- les Schistes noirs de Faux;
- les Schistes noirs zonés du Glory;
- les Quartzophyllades de Chevripont.

Cette division n'a pas été totalement retrouvée sur le terrain et doit être prise en ordre inverse pour respecter la polarité des couches établie paléontologiquement (Lecompte, 1948, 1949).

Au sein de cette épaisse série monotone, une division en trois membres peut être établie :

- un membre inférieur (Membre de Franquénies) formé de schistes gris foncé ou noirs. Ces couches renferment quelques bancs lenticulaires de grès gris ou verdâtre rappelant la Formation de Tubize et des lentilles de *phtanite* signalées par Malaise (1900). Ces *phtanites* n'affleurent que sur la carte Wavre - Chaumont - Gistoux (carrière de Franquénies). Des intercalations de grès ont été recoupées dans la partie inférieure du sondage de Court-Saint-Etienne (fig. 8);
- un membre intermédiaire, très épais, constitué de schistes ou de schistes gris-bleu à noirs et graphiteux. Leur structure est souvent massive, sans stratification apparente. Plus rare-

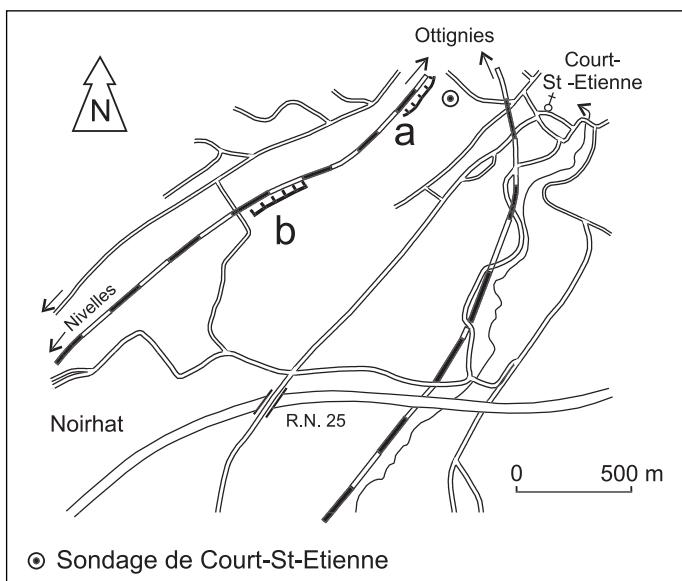


Fig. 8 : Localisation des affleurements de la Formation de Mousty le long de l'ancienne voie ferrée d'Ottignies - Nivelles à Court-St-Etienne.

a : faciès de schistes noirs à bancs gréso-silteux;

b : couches à grenats.

ment, se dessinent de fines lamines plus claires ou verdâtres. Les joints de la roche sont enduits d'oxydes manganiques irisés ou noirs.

Le métamorphisme calédonien a provoqué la cristallo-génèse de grenats spessartinifères dans ce substrat riche en manganèse. Par endroit, l'abondance des grenats donne à la roche un aspect gréseux et une coloration plus claire (de Magnée et Anciaux, 1945);

- au sommet, le Membre de Tangissart (Formation "X" *sensu* Herbosch *in* André *et al.*, 1991) présente un caractère progressivement plus silteux qui s'exprime par l'apparition d'intercalations à lamines millimétriques. Leur alternance avec des schistes noirs fins s'intensifie vers le haut et annonce la Formation de Chevlipont.

Les communes de Court-Saint-Etienne et Villers-la-Ville sont des zones à risque radon élevé à très élevé. Le Radon 222, est un gaz (période = 3,8 jours) produit par la désintégration du Radium 226. Des mesures effectuées à Court-Saint-Etienne, dans la vallée de la Thyle, ont enregistré des teneurs en radon supérieures à 400 Bq/m³, culminant parfois à 5000 Bq/ m³ dans certaines habitations. Ces anomalies se superposent au faciès noir de la Formation de Mousty dont les teneurs en Uranium de 10 à 20 ppm sont sensiblement plus élevées que dans la moyenne des roches sédimentaires (2 à 3 ppm). Le Radon qui stagne dans les habitations construites sur les

schistes de la Formation de Mousty, expose la population à certains risques pathogènes (cancer broncho-pulmonaire). De simples mesures de ventilation appropriées au rez-de-chaussée et dans les caves permettent d'atténuer fortement ces nuisances (Quinif & Charlet, 1991).

Epaisseur : environ 500 m.

Age : Cambrien moyen (?) à supérieur à Trémadocien inférieur, daté par acritarches (Vanguetaine, Servais et Steemans, 1989).

Dans le sondage de Noirmont la prédominance des acritarches *Prismatomorphitae* (*Timofeevia Cristallinum/Ladogella*) sur les *Diacromorphitae* (*Acanthodiacrodium/Arbusculidium/Ladogella*) suggère un âge Cambrien Supérieur (Vanguetaine, comm. pers.).

Le Membre de Tangissart est daté Trémadocien inférieur par *Rhabdinopora flabelliformis*, var. *socialis* et *tipica* aff. *norvegica* (Lecompte, 1948, 1949). Ce graptolite marque internationalement la base de l'Ordovicien. On y a également trouvé le trilobite cf. *Platyleltis croftii*.

Utilisation : à l'ouest de Sart-Messire-Guillaume, les schistes manganiques altérés ont été extraits d'une ancienne carrière. Broyés, ils servaient de colorant pour noircir la fonte.

Pour en savoir plus : de la Vallée-Poussin, J., 1930
Anthoine, R. et Anthoine, P., 1943
Van Tassel, R., 1986
André, L. et al., 1991

Affleurements représentatifs :

- la coupe le long de la voie ferrée Ottignies-Genappe montre des schistes noirs graphiteux renfermant des bancs verdâtres grésilo-silteux. Depuis le passage à niveau près de l'Institut Saint-Etienne (sud de la feuille Wavre - Chaumont-Gistoux n°40/1-2) jusqu'à la ligne à haute tension face à la station de redressement, les couches dessinent un anticlinal assez ample, suivi d'un train de petits plis fort ouverts (fig. 8, point a);
- immédiatement au nord de l'ancien passage à niveau de la Ferme du Coq, des bancs à l'aspect gréseux renferment des grenats parfois visibles à la loupe (fig. 8, point b);
- le Membre de Tangissart affleure dans la tranchée ferroviaire au sud du km 36 de la ligne Ottignies-Charleroi (fig. 9, point a). Les couches y sont affectées de plis assez ouverts et de faible amplitude. C'est dans cette entaille qu'ont été découverts les *Rhabdinopora flabelliformis* décrits par Lecompte (1949).

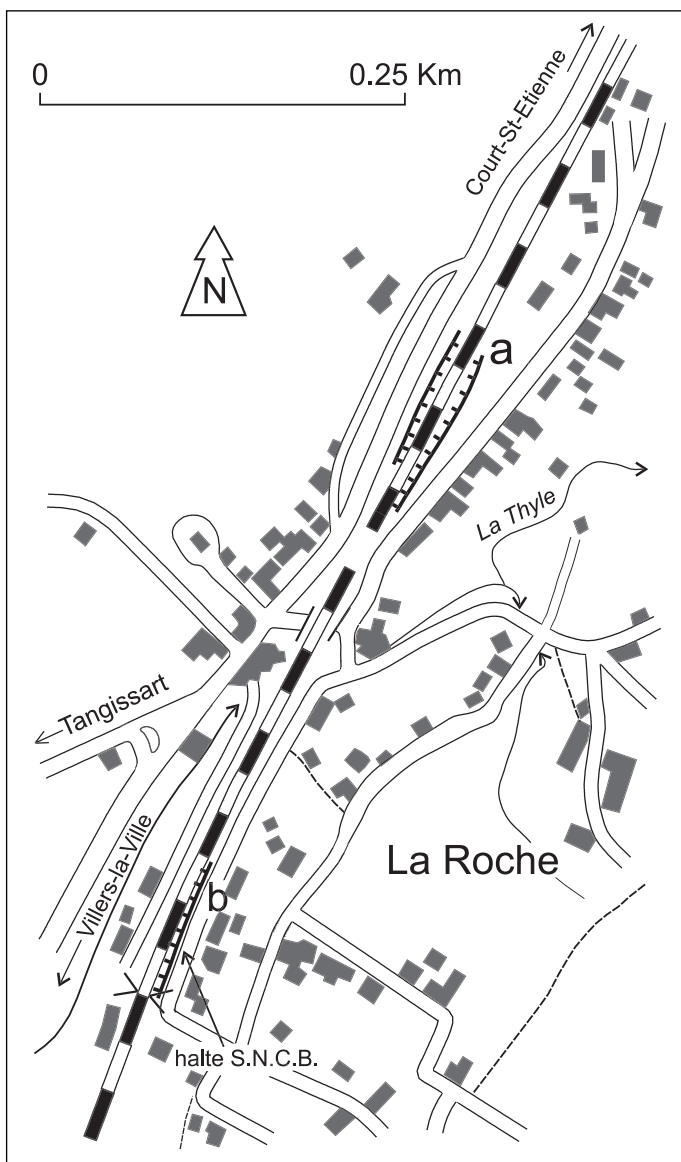


Fig. 9 : Localisation des affleurements le long de la voie ferrée Charle-roi-Ottignies, entre Sart-Messire-Guillaume et La Roche (a : Membre de Tangissart de la Formation de Mousty au Km 36; b : Formation de Chevlipont à la gare de La Roche)

Formation de Chevlipont (CHV)

Origine du nom : affleurements le long de la voie ferrée Ottignies - Charleroi à l'est du moulin de Chevlipont (vallée de la Thyle), 1 km au nord des ruines de l'abbaye de Villers-la-Ville (Quartzophyllade de Chevlipont L11 de l'Assise de Mousty - Anthoine et Anthoine, 1943).

Les roches de la Formation de Chevlipont sont caractérisées par l'alternance millimétrique de siltites claires riches en quartz et de siltites argileuses grises à lamines ondulantes. Les lamines claires dessinent parfois de petites figures de foresets. La base de la formation est fixée à l'apparition de cette alternance et à la disparition des schistes noirs fins.

Des bioturbations peuvent déranger l'ordonnance de ces laminations. Quelques bancs centimétriques à décimétriques de grès fins s'intercalent dans ces siltites. Ces grès sont généralement massifs. Ils peuvent néanmoins présenter des laminations plans parallèles ou convolutés. Plus rarement, leur granulométrie décroissante évoque des turbidites distales.

Le terme *quartzophyllade*, utilisé autrefois, est peu approprié car il évoque un degré de métamorphisme que la roche ne possède pas.

Epaisseur : 150 à 200 m.

Age : Trémadocien inférieur. Cette datation repose sur les acritarches : *Acanthodiacrodium angustum*, *A. ubui*, *Cymtiogalea membranispina* (Martin, 1976; Vanguetaine, Chakir & Servais, 1989; Vanguetaine, 1991).

Utilisation : dans la carrière de La Roche, au sud de la halte S.N.C.B., on produisait des dalles et des auges pour le bétail (Galeotti, 1837). Dans ce hameau, cette roche épincée en parallélépipèdes, était utilisée pour la construction des habitations.

Orientations bibliographiques : Anthoine, R. et Anthoine, P., 1943
André, L. *et al.*, 1991
Servais, T. *et al.*, 1993

Affleurements représentatifs :

- *la tranchée de la halte de La Roche expose une série de pointements où ces siltites rubanées sont faiblement inclinées vers le nord-ouest (fig. 9b);*
- *la coupe de référence de la Formation de Chevlipont affleure le long de la voie ferrée Ottignies-Charleroi, au sud de la borne km 37,3, à la limite orientale de la carte 39/7-8 Nivelles-Genappe (Herbosch et Lemonne, 2000).*

Les Formations de l'Abbaye de Villers et de Tribotte ont été autrefois regroupées dans l'Assise de Villers-la-Ville (Malaise, 1883; tabl. I, p. 08). Anthoine et Anthoine (1943) sont les premiers à y avoir distingué plusieurs unités lithologiques, reprises par Michot (1977).

Formation de l'Abbaye de Villers (ADV)

Origine du nom : ancienne carrière dans l'enceinte des ruines de l'abbaye de Villers-la-Ville. (*Quartzophyllades siliceux de Villers* Ar3 de l'Assise de Villers-la-Ville - Anthoine & Anthoine, 1943).

La Formation de l'Abbaye de Villers est constituée de siltite argileuse à structures laminaires ou lenticulaires de teinte foncée. La roche contient des lamines millimétriques silteuses claires interrompant de minces rubans argileux foncés. Les lamines silteuses sont fréquemment lenticulaires et exhibent des rides d'amplitude millimétrique. L'intensité des bioturbations est caractéristique de la formation.

La transition vers la Formation de Tribotte est progressive et se marque par une augmentation du caractère gréseux et un changement de la teinte dominante des roches qui évolue du gris au gris beige.

Epaisseur : 100 à 150 m

Age : Arenig supérieur. La datation est basée sur les acritarches : *Adorfia firma*, *Frankea hamata* var. *A*, *F. sartbernardensis* var. *A* (Vanguetaine, Chakir & Servais, 1989; Vanguetaine in André *et al.*, 1991)

Utilisation : pierre de construction employée notamment pour l'édification de l'abbaye de Villers-la-Ville.

Pour en savoir plus : Anthoine, R. et Anthoine, P., 1943
Servais, T. *et al.*, 1993

Affleurement représentatif :

- aucun sur cette carte. La coupe-type située entre les km 38,7 et 39,0 de la tranchée ferroviaire à l'est de l'abbaye de Villers-la-Ville dépasse de peu la limite ouest de la planche (carte géologique 39/7-8 Nivelles-Genappe - Herbosch et Lemonne, 2000).

Formation de Tribotte (TRO)

Origine du nom : ancienne carrière au lieu-dit Tri Botte à Villers-la-Ville (Anthoine & Anthoine, 1943; Michot, 1977).

La Formation de Tribotte est caractérisée par le développement important des faciès arénacés. Trois membres la compose :

- le premier est constitué de bancs métriques de grès argileux gris-brun. Il est riche en micas et en feldspaths (albite et feldspath potassique). Il présente de nombreuses laminations grossières bioturbées;
- le deuxième terme est constitué de grès blanc à gris-jaune, peu argileux (Membre de Strichon). Ce terme correspond au *Grès et Psammites de Strichon* définis par Anthoine et Anthoine (1943);
- le Membre de Gentissart correspond aux 2/3 supérieurs de la formation. Il est formé de grès et de siltites gris-vert, très micacés, souvent divisés en gros bancs. La stratification est soulignée par des laminations foncées dérangées par des bioturbations verticales et obliques de diamètres millimétriques à centimétriques (*grès à fucoïdes*). Des structures sédimentaires caractéristiques d'un milieu intertidal y sont observées. Dans la partie supérieure de ce membre, les intercalations schisteuses et silteuses se font de plus en plus nombreuses.

A Gembloux, la Formation de Tribotte a été observée (Herbosch, comm. pers.) lors du percement du tunnel sous la ligne de chemin de fer Bruxelles - Namur sous un faciès semblable à celui du Membre de Gentissart.

Epaisseur : 200 à 300 mètres, difficile à préciser en raison des plis qui affectent la formation.

Age : aucun élément de datation n'a été rencontré dans cette formation. Un âge Arenig supérieur à Llanvirn peut être déduit des datations obtenues dans les formations qui l'encadrent.

Utilisation : Dans la vallée de la Thyle, les grès ont été autrefois utilisés comme pierre de construction

Pour en savoir plus : Anthoine, R. et Anthoine, P., 1943
Servais, T. *et al.*, 1993

Affleurements représentatifs :

- entre les bornes 42,2 et 42,7 Km, la tranchée de la voie ferrée Ottignies-Charleroi expose la meilleure coupe dans cette formation (Membre de Gentissart). La partie nord montre surtout des siltites laminées à bioturbations. Au sud du km 42,455, l'importance des grès micacés gris-vert rubanés s'accroît au détriment de la fraction silteuse. Les couches y décrivent une succession de plis serrés (fig. 10);
- le Membre de Strichon apparaît dans les petites carrières reprises dans le lotissement du bois Cochet (fig. 11).

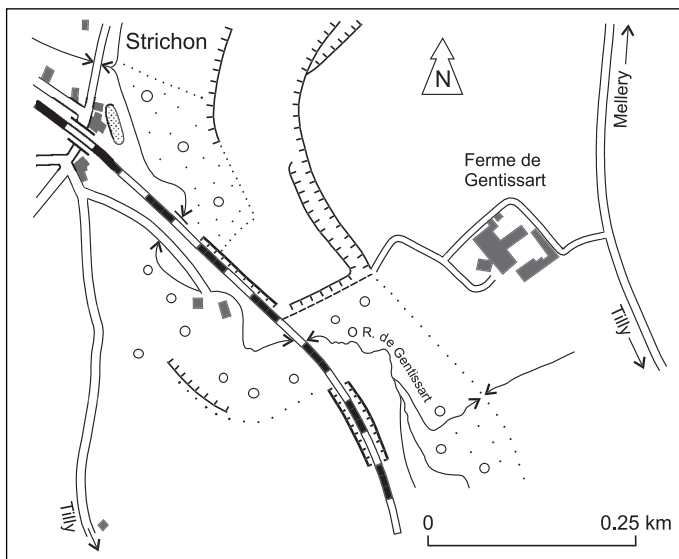


Fig. 10 : Coupe significative dans la partie supérieure de la Formation de Tribotte le long de la voie ferrée Ottignies-Charleroi, au sud-est du hameau de Strichon à Villers-la-Ville.

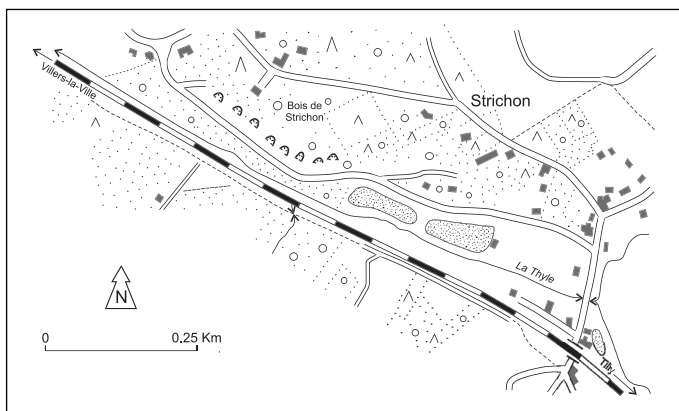


Fig. 11 : Anciennes carrières dans les grès blancs du Membre de Strichon (Formation de Tribotte) au nord de la Thyle à Villers-la-Ville.

Formation de Rigenée (RIG)

Origine du nom : coupe le long de la route de Villers-la-Ville à Sart-Dames-Avelines au nord du hameau de Rigenée (Malaise, 1909).

La Formation de Rigenée comprend un ensemble de schistes et de siltites noirs à gris-bleu à straticulations gréseuses. La base de la formation contient des séquences laminaires plus silteuses. Cette formation présente les mêmes faciès le long de la Thyle et à Gembloux (Servais, 1991). La transition depuis la Formation de Tribotte est assez rapide. Le passage vers la Formation d'Ittre est connu dans le vallon des Gouttailles sur la carte Nivelles - Genappe.

Epaisseur : 175 mètres dans la vallée de la Thyle au nord de Tilly.

Age : Llanvirn (Servais, 1991) Les acritarches *Marrocanium simplex* et *Vogtlandia* *cf.* *multiradialis* indiquent un âge tardi-arenigien ou llanvirnien à Gentissart. A Gembloux, *Arkonion virgata* et *Frankea hamulata* confèrent à ces couches un âge llanvirnien voire llanvirnien supérieur. Les graptolites retrouvés dans la vallée de la Sennette plaident en faveur du Llanvirn (Zones à *Didymograptus artus* et à *Didymograptus murchisoni*).

Usage : aucun

Pour en savoir plus : Malaise, C., 1909
Servais, T., 1991
Servais, T. *et al.*, 1993

Coupes conseillées :

- *l'ancienne tranchée du vicinal à l'ouest de la ferme de Gentissart au nord de Tilly montre le passage de la Formation de Tribotte vers celle de Rigenée (fig. 12);*
- *à Gembloux, la paroi située entre les n° 42 et 44 de la rue du Moulin, au pied de la Faculté agronomique, expose un ensemble de schiste et de siltite gris (fig. 13, point a). La schistosité, inclinée au sud, est plus redressée que la stratification mise en évidence par de minces bancs de grès (fig. 14).*

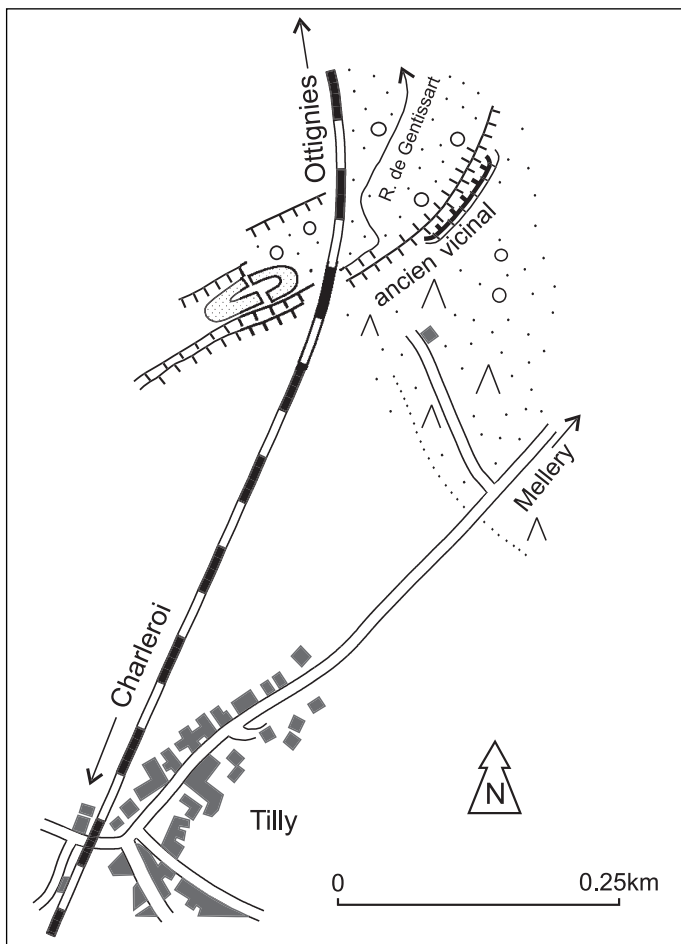


Fig. 12 : Tranchée de l'ancien vicinal dans la Formation de Rigenée au nord de Tilly, à l'est de la voie ferrée Ottignies - Charleroi.

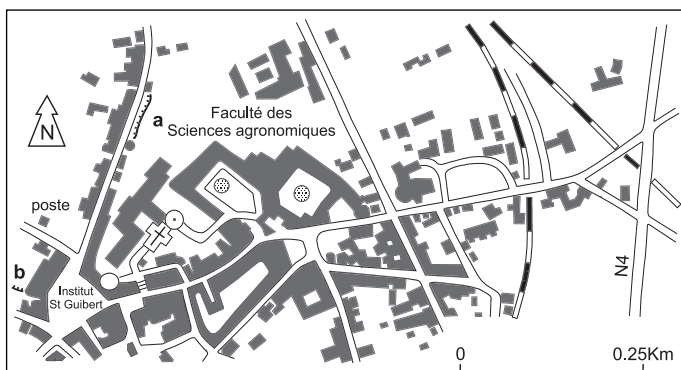


Fig. 13 : Localisation des affleurements dans les Formations de Rigenée (a) et d'ltre (b) à Gembloux.

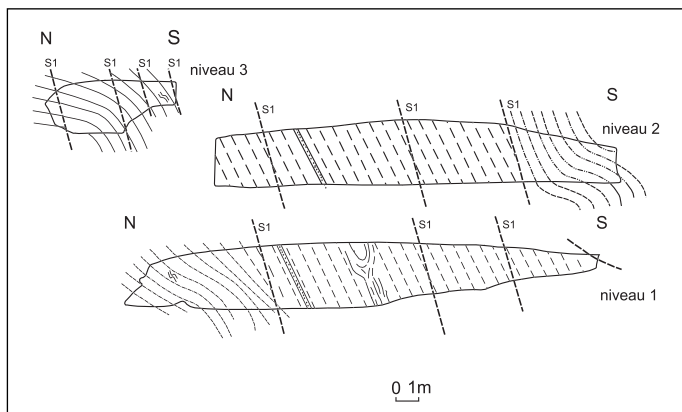


Fig. 14 : La Formation de Rigenée dans la rue du Moulin à Gembloux. Les coupes 1, 2 et 3 sont étagés sous les bâtiments de la Faculté agronomique. S1 indique la schistosité (Servais, 1991).

Formation d'Ittre (ITT)

Origine du nom : coupe le long du canal de Charleroi à Bruxelles (Beugnies *in* Robaszynski & Dupuis, 1983; Servais, 1991).

La Formation d'Ittre est constituée d'une alternance rythmique de grès fins, de siltites et de schistes verdâtres à gris sombre. Quelques bancs montrent un granoclassement normal et des structures convolutes et plans parallèles suggérant une sédimentation de type turbiditique. Cette formation a été bien identifiée dans les fondations d'une grande surface située Place de l'Orneau à Gembloux (Verniers, comm. pers.).

Epaisseur : inconnue.

Age : Caradoc (Burrellien) sur base des chitinozoaires, des acritarches et des graptolites dans la région-type (*Nemagraptus gracilis* et *Diplograptus multidens* - Martin et Rickards, 1979; Maletz et Servais, 1998).

Utilisation : aucune.

Coupes conseillées :

Il n'existe pas de coupe satisfaisante de la Formation d'Ittre sur la carte. Seuls quelques pointements méritent d'être signalés :

- à Gembloux, quelques têtes de bancs émergent d'un mur mitoyen dans la cour de l'Institut Saint Guibert (fig. 13, point b);
- dans la vallée de la Thyle, quelques pointements sont visibles à proximité de la borne km 43 de la voie ferrée, ainsi que dans l'entaille de la rue Général Mellier non loin du château-ferme de Tilly.

Formation de Bornival (BNV)

Origine du nom : coupe du chemin de Bornival à Fauquez (Van Grootel *et al.*, 1997).

Dans la vallée de l'Orneau, la Formation de Bornival regroupe un ensemble de lithologies mal exposées entre les turbidites de la Formation d'Ittre et les couches fossilifères du Groupe Huet - Madot.

Les affleurements permettent de reconnaître au moins trois faciès différents :

- des schistes silteux verts, argileux, assez homogènes et micacés (Unité de la Chapelle Ste Adèle);
- des siltites gréseuses compactes, riches en pyrite (Unité du cimetière de Grand-Manil);
- des siltites gris foncé, généralement homogènes, parfois rubanées, alternant avec des niveaux plus clairs et plus gréseux (Unité de La Vôte).

Les limites entre ces lithologies sont imprécises en l'absence de coupes valables. Il n'est pas exclu que d'autres lithologies s'insèrent entre ces différentes unités. Ces couches correspondent en partie à la Formation du Moulin (Michot, 1980). Elles ont aussi été désignées sous le terme imprécis de *Pierre de Gembloux*.

Epaisseur : entre 300 et 400 m.

Age : Caradoc moyen. Les acritarches trouvés dans les roches de La Vôte indiquent un âge caradocien moyen identique à celui de la Formation de Bornival de la vallée de la Sennette (Verniers, comm. pers.).

Usage : la "*Pierre de Gembloux*" a été employée pour la construction. Dumont (1847) signale plusieurs carrières, toutes disparues aujourd'hui, entre Gembloux et Grand-Manil.

Pour en savoir plus : Dumont, A., 1847
Malaise, C., 1873; 1883; 1900 et 1909
Michot, P., 1980

Affleurements représentatifs :

- *le faciès de la Chapelle Ste Adèle affleure 100 m à l'est de la chapelle à l'extrémité d'un petit sentier. (fig. 15, point a);*
- *les siltites vertes riche en pyrite affleurent dans le sentier descendant du cimetière de Grand-Manil vers la rue Georges Bédoret (fig. 15, point b);*
- *une ancienne carrière entaille les couches de La Vôte dans le jardin de la maison construite à l'extrémité sud de la rue des Oies, au sud de Grand-Manil (fig. 15, point c).*

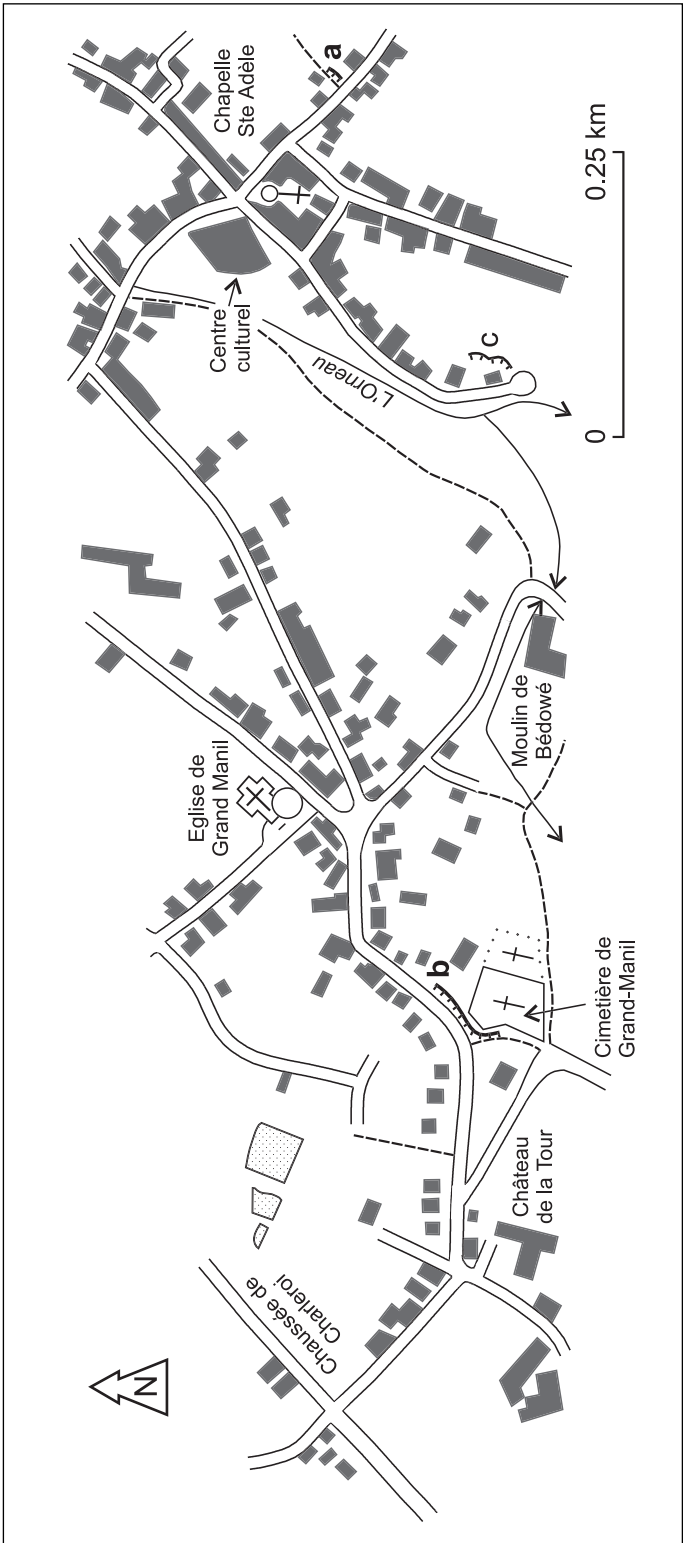


Fig. 15 : Localisation des affleurements des différentes unités de la Formation de Bornival au sud de Gembloux (a. Chapelle Sainte Adèle; b. Cimetière de Grand-Manil; c. carrière de La Vôte).

Groupe des Formations de Huet et de Madot (HM)

Origine du nom des formations : formations définies dans la vallée de la Sennette (Van Grootel *et al.*, 1997).

Le Groupe des Formations de Huet et de Madot rassemble les siltites fossilifères et les niveaux de tuff qui surmontent la Formation de Bornival.

La base du groupe est fixée à l'apparition des premières traces de macrofossiles. Ce sont des moules externes évidés de brachiopodes, de crinoïdes, de bryozoaires et de trilobites. Ces fossiles sont contenus dans une siltite micacée parfois gréseuse verte à bleu-vert, à imprégnations limonitiques rouille.

Le sommet de cette formation est constitué de schistes silteux, pyriteux, foncés, bleuâtres à gris verdâtre généralement bien feuilletés où apparaissent trois minces niveaux de tuff (fig. 16), autrefois observés et décrits par Mathieu (1905) comme : "...une roche microfelsitique séricitisée englobant des fragments de quartz, de plagioclase, de mica et de minéraux accessoires. La pâte est sériciteuse, bourrée de rutile, zircon, d'ilménite et de leucoxène". Cette roche volcano-sédimentaire a été interprétée comme un matériel arraché à des coulées volcaniques et mêlé non loin du littoral à un sédiment argileux fossilifère. Ces couches pourraient tout aussi bien avoir été mises en place par voie aérienne (pluie de cendres volcaniques - cinérite). Ces niveaux sont désignés dans la littérature sous le nom de *tuffoïde kératophyrique*.

Dans la vallée de l'Orneau, on ne connaît pas la Formation de Fauquez qui, le long de la Sennette, sépare une unité fossilifère (Formation de Huet), d'une épaisse Formation de Madot volcano-sédimentaire. Cette Formation de Madot se réduit donc lithostratigraphiquement aux derniers mètres de couches observées au Tri-al-Vigne au sud de Gembloux.

Epaisseur : environ 65 mètres.

Age : les trilobites et les brachiopodes ont été revus à plusieurs reprises (Richter et Richter 1951, Lespérance et Sheehan 1987). Ils indiquent un âge caradocien supérieur à asghillien inférieur. Les graptolites décrits par Maillieux (1926a) (*Climacograptus tubuliferus*, *Climacograptus styloideus*) confirment cet âge (zones à *Didymograptus clingani* et à *Pleurograptus linearis*). Ce sont ces macrofaunes qui ont permis à Barrande (1860) de démontrer l'existence de couches siluriennes dans le Brabant.

Usage : les murs entourant le parc du château de Grand-Manil incorporent des moellons fossilifères.

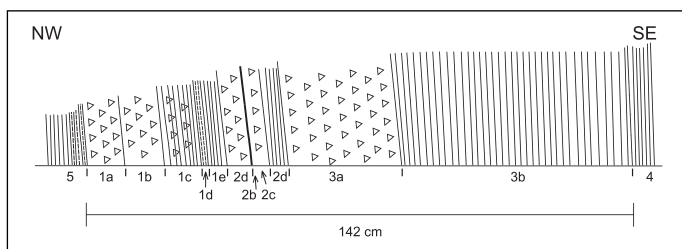


Fig. 16 : Les tuffoïdes k ratophyriques de Grand-Manil d'après Mathieu (1905).

- 1a-1b roche porphyro ide en bancs d'aspect strato ide,   pâte verdâtre s riciteuse, contenant des grains de quartz hyalin paraissant roulés pour la plupart, et des grains de feldspath, tantôt partiellement altérés, tantôt complètement disparus, et laissant alors des alvéoles remplis d'un dépôt ocreux pulvérulent. Epaisseur : 20 cm
- 1c banc de porphyro ide à ciment argileux, passant au gris; un moule de gast rope a été relevé dans ce banc. Epaisseur : 10 cm
- 1d bande de roche à cassure lustr e et très s riciteuse. Epaisseur : 1 cm.
- 1e schiste celluleux grossier, gris jaunâtre, très fossilifère. Epaisseur : 4 cm
- 2a-2b-2c roche porphyro ide blanchâtre, à grains de quartz plus rares et à alvéoles nombreuses; ce banc montre en 2b une lin ole schisteuse grisâtre continue de 1 à 2 millimètres d'épaisseur et parallèle aux bancs. Epaisseur : 7 cm
- 2d banc très cohérent, comprenant des parties schisteuses gris bleuâtre et des parties feldspathiques; roche fossilifère, contenant de nombreuses alvéoles anguleuses   dépôt pulvérulent ocreux. Epaisseur : 10 cm
- 3a roche porphyro ide analogue à 2a, gris blanchâtre, à nombreuses alvéoles ocreuses. Epaisseur : 25 cm
- 3b banc schisteux fossilifère cohérent, analogue à 2d, mais moins consistant et passant insensiblement à un schiste celluleux, jaunâtre, terreux, donnant avec l'eau une argile collante. Epaisseur : 65 cm
- 4 schiste silurien foncé, bleuâtre, très feuilleté (assise de Grand-Manil)
- 5 schiste siliceux tenace (quartzophyllade) gris, se chargeant près du contact avec 1a, de grains de quartz et d'alvéoles semblables à celles de la roche 1a et donnant au contact une plaquette de 2 centimètres d'épaisseur se séparant nettement de 5 et de 1a (Assise de Gembloux)

Pour en savoir plus : Dumont, A., 1835

Corin, F., 1965

Michot, P, 1980

Verniers, J., *in* Robaszynski, F. &

Dupuis, C., (1983)

Affleurements représentatifs :

- les couches fossilifères affleurent à l'intersection de la rue de la Rochette et de la rue du Culot, au sud de Grand-Manil (fig. 17, point a);

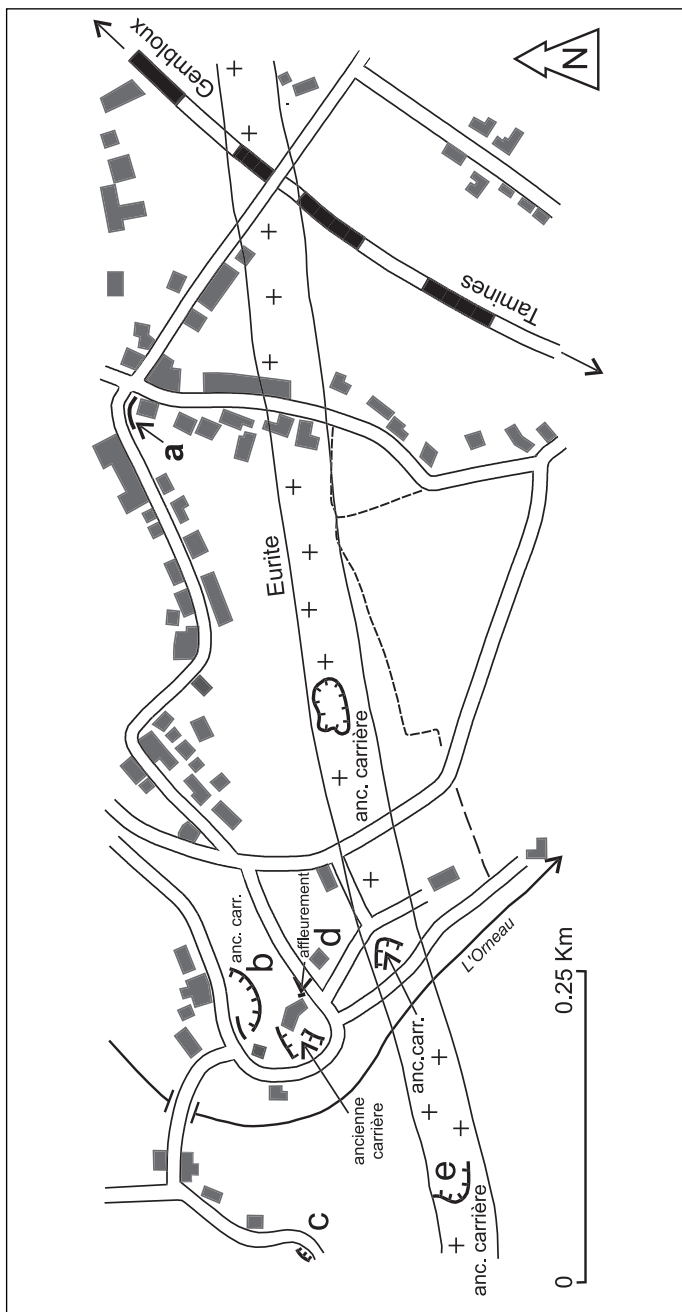


Fig. 17 : Localisation de quelques affleurements dans le Groupe des Formations de Huet et de Madot (a, b, c) et dans la Formation de Brutia, au sud de Gembloux (d et e).

- d'autres affleurements fossilifères apparaissent dans le talus face à l'extrémité sud de la rue du Rivage, (fig. 17, point b, carte Fleurus-Spy);
- les schistes fossilifères bordent le coude dessiné par le sentier conduisant au club de tennis au sud du parc du château de Grand-Manil (fig. 17, point c).

Formation de Brutia (BRT)

Origine du nom : lieu-dit au sud de Gembloux, (Delcambre et Pingot *in* Verniers *et al.*, 2000).

La Formation de Brutia est constituée de deux membres :

- le premier comprend une cinquantaine de mètres de schistes et de siltites assez compacts, gris foncé à traces lenticulaires noires (*fucoïdes*) surmontant directement les niveaux volcano-sédimentaires de la Formation de Madot;
- la partie supérieure, le Membre de Nivelles, est formée d'un épais ensemble volcano-sédimentaire désigné autrefois sous le nom d'*Eurite de Grand-Manil*. Il s'agit d'une roche d'aspect submassif gris beige à brunâtre, assez grenue et profondément altérée. Elle renferme de petites enclaves plus sombres (fragments schisteux).

Découverte dès 1836 par Lambotte, cette eurite est actuellement interprétée comme un tuff à structure ignimbrétique, épais de 40 m environ. Selon de la Vallée-Poussin et Renard (1876), cette roche possède une structure microgranitoïde à très petits cristaux de feldspath et de quartz, et à échardes de verre volcanique. Une enclave de gneiss à grains fins a même été observée.

Epaisseur : 80 à 100 m dont 40 m pour l'eurite.

Age : Asghill supérieur (Hirnantien) - Llandovery inférieur (Rhuddanien). Malaise (1907) puis Gerlache (1956) signalent *Climacograptus scalaris* (zone à *Akidograptus acuminatus*) du sommet des schistes du membre inférieur.

Usage : L'eurite a été utilisée comme pierre à paver. Le kaolin, produit d'altération de l'eurite, était destiné à la fabrication de faïences (Stainier, 1890).

Orientations bibliographiques : de la Vallée-Poussin, Ch., et Renard, A., 1876
Corin, F., 1965
Verniers, J., *in* Robaszynski, F. & Dupuis, C., 1983

Affleurements représentatifs :

- les schistes gris affleurent dans l'entrée du garage de la maison située à l'extrémité occidentale de la rue de la Treille (fig. 17 point d; carte Fleurus-Spy);
- l'eurite et les schistes noirs sous-jacents sont visibles dans une ancienne carrière à l'ouest de l'Orneau, au-delà de la limite sud de la planche (fig. 17, point e; carte Fleurus-Spy).

Formation du Bois Grand-Père (BGP)

Origine du nom : nouveau nom, d'après un lieu-dit situé au sud de Gembloux (Delcambre et Pingot *in* Verniers *et al.*, 2000).

Au-dessus de l'eurite, affleurent des schistes gris-foncé à gris-vert contenant des bancs de grès micacé, parfois lenticulaires, épais de quelques centimètres à 20 centimètres, caractérisés par de fines laminations souvent obliques. Dans les lentilles plus épaisses, la granodécroissance des grès reflète probablement la répétition de séquences turbiditiques. Le sommet de la formation, mal exposé, s'appauvrit en niveaux gréseux.

Epaisseur : 200 m environ

Age : Llandovery (Rhuddanien moyen - Telychien moyen). Maillieux (1926b) cite une faune graptolitique caractéristique de la zone à *Monograptus cyphus* au-dessus de l'Eurite.

Usage : aucun.

Affleurement représentatif :

- *en dehors de quelques mauvais pointements dans la vallée de l'Arton à Loncée, on ne connaît pas de bonne coupe de la Formation du Bois Grand Père sur le territoire de la carte.*

Formation de Fallais (FLL)

Origine du nom : Coupe de référence dans la vallée de la Méhaigne (Verniers, 1983). Dans la vallée de l'Orneau, cette formation correspond à la partie supérieure de l'ancienne *Assise* de Grand-Manil (Malaise, 1900).

La Formation de Fallais renferme des siltites et des schistes vert olive à gris-vert, souvent lustrés, se délitant en minces plaques. Ces couches renferment des intercalations de schistes à fines laminations parallèles.

La formation débute à l'apparition des schistes vert olive, feuilletés. Son sommet est placé aux premiers bancs de grès surmontant l'horizon cinéritique de Pitet.

Epaisseur : difficile à estimer, entre 300 et 400 m.

Age : Llandovery supérieur (Telychien moyen à supérieur). La formation renferme la zone à *Monograptus crispus* (Maillieux, 1930).

Usage : aucun

Pour en savoir plus : Verniers, J., 1983
Verniers, J., in Robaszynski, F. *et al.*,
1983

Affleurements représentatifs :

- sur la carte, quelques pointements apparaissent au bas de la route montant du village de Loncée vers l'ancienne abbaye d'Argenton;
- la tranchée ferroviaire de la ligne Gembloux - Tamines recoupe la totalité de la Formation de Fallais, au nord de l'ancienne poudrière de Corroy (carte Fleurus - Spy n° 47/1-2). L'horizon cinéritique de Pitet y est bien exposé au km 2,809.

2.2.2. Les formations mésozoïques

Formation de Loncée (LON)

Origine du nom : cette formation tire son nom du village de Loncée où la glauconie fut exploitée comme matière colorante (Malaise, 1864).

La Formation de Loncée est constituée d'une argile verte très glauconieuse et carbonatée. Elle est parfois riche en lamel-libranthes et en céphalopodes. Elle repose en discordance sur les schistes siluriens altérés. Elle est surmontée par un cailloutis de silex noirs, puis par les Sables de Bruxelles (fig. 18).

Depuis les travaux de Leriche (1927), la glauconie de Loncée est considérée comme un faciès littoral contemporain du dépôt de la Craie de Saint-Vaast du Bassin de Mons.

Cette formation a fourni un nombre considérable de fossiles vertébrés et invertébrés, notamment des reptiles, parmi lesquels *Craspedodon lonzeensis* (Dollo, 1883), *Megalosaurus lonzeensis* (Dollo, 1903), *Mosasaurus lonzeensis*, *Hainosaurus lonzeensis* (Dollo, 1904), des chéloniens : *Glaucochelone lonzeensis* et *Tomochelone lonzeensis*. Leriche (*in* Mourlon et Malaise 1911 b; 1927) y a décrit 28 espèces de poissons dont *Ptychodus rugosus* typique du Coniacien et du Santonien. Malaise (1879) et Rutot (1896) donnent aussi de longues listes de mollusques récoltés dans ces sédiments.

Epaisseur : 0,2 à 2,5 mètres.

Age : Coniacien - Santonien (Crétacé).

Usage : avant la première guerre mondiale, la glauconie servait de matière colorante pour teindre les tissus.

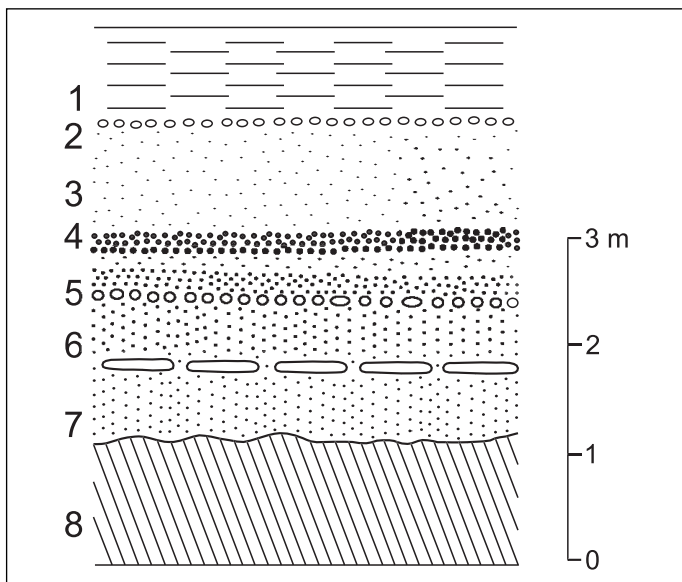


Fig. 18 : les Sables de Bruxelles et la Glauconie de Loncée à la Taille Colin à Loncée (Mourlon et Malaise, 1911b).

1. Limon sableux, jaune bigarré de grisâtre
2. Couche de débris de roches blanches avec un peu d'argile bleuâtre en un point, et quelques cailloux de formes bizarres blancs et noirs.
3. Sable bruxellien quartzeux.
4. Couche noire de gravier et de glauconie emprisonnant une couche de sable jaune très quartzeux.
5. Silex noirs arrondis.
6. Dépôt sableux glauconifère avec une rangée de blocs fossilifères.
7. Glauconie noire exploitée.
8. Schiste silurien.

Pour en savoir plus : Malaise, C., 1864
Leriche, M., 1927

Affleurement représentatif :

- *la glauconie n'apparaît plus à l'affleurement. Elle peut être facilement atteinte à l'aide d'une tarière à la Taille Colin, sur la rive droite du Ruisseau de Beaufau.*

Lambeau crétacé de Noirmont

Stainier (1890) signale des grès silicifiés brun noirâtre à la base des Sables de Bruxelles, grès qu'il compare aux "Rabots de Saint-Denis-en-Broqueroie" du Turonien. Ces affleurements ne sont plus accessibles.

Leur assimilation à ces couches du Bassin de Mons est assez suspecte. En l'absence de données complémentaires précisant l'existence et l'extension de ces grès, ils ne sont pas figurés sur la carte.

2.2.3. Les formations cénozoïques et quaternaires.

Formation d'Erquelinnes (ERQ)

Origine du nom : Sablière située le long du chemin de fer de Charleroi à Jeumont (Rutot, 1881).

Dans le hameau de Mériveraux, à Court-Saint-Etienne, F. Halet (minutes du SGB) attribue au Landénien inférieur des sables gris-jaune à cailloutis de silex roulés. Ces couches peu épaisses seraient intercalées entre le socle paléozoïque et les Sables de Bruxelles. La Formation d'Erquelinnes à laquelle ces sables sont rattachés, est réputée contenir des bancs de grès siliceux. A Beurieux, la *Pierre qui Tourne* serait un de ces blocs de grès silicifié, prélevé sur place ou transporté (fig. 19).

Les Sables d'Erquelinnes n'ont plus été observés sur le terrain. Leur présence sur la carte reste tout à fait possible : ils ont été clairement identifiés un peu au nord, sur la planchette de Wavre (Stainier, 1932).

Leur caractère anecdotique et notre ignorance quant à leur étendue ne permettent pas de les illustrer sur la carte.

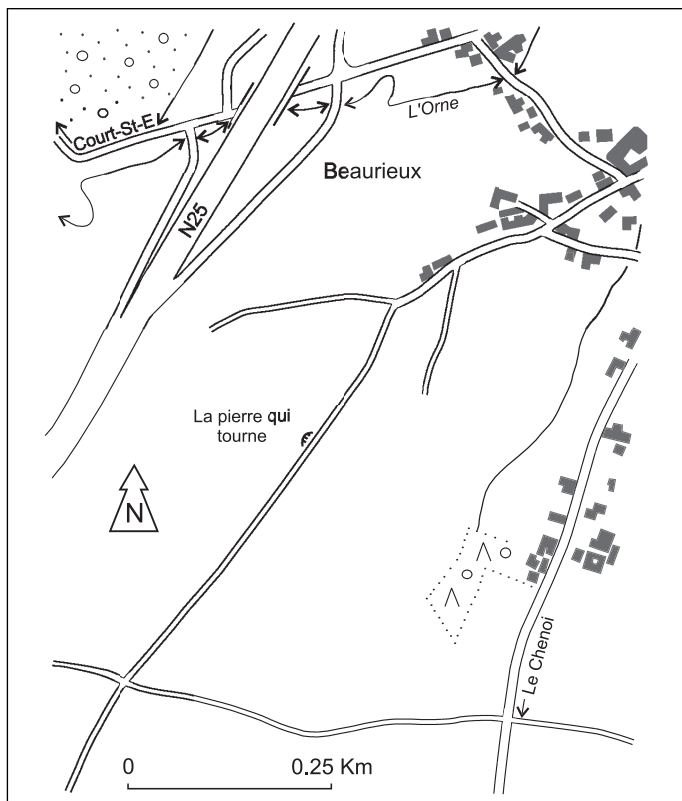


Fig. 19 : La Pierre qui Tourne à Beurieux (Court-Saint-Etienne).

Formation de Bruxelles (BXL)

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

La majeure partie de la carte est recouverte par les sables de la Formation de Bruxelles.

Ce sont de sables fins à grossiers, siliceux, blancs à jaune roux. Ils renferment des rognons de grès fistuleux appelés *pierres de grotte* dans le Brabant et quelques bancs de grès indurés parfois lenticulaires. A Ernage, un sondage a reconnu à la base des bancs de grès carbonaté assez proches lithologiquement de la *Pierre de Gobertange* (fig. 20). Dans les sablières de Mellery, de minces couches de kaolin blanc sont intercalées dans ces sables.

La base de la formation prend des caractères variés : dans les environs de Mont-Saint-Guibert, un mètre de graviers surmonte directement le socle. A Tilly (sablière au nord de Terre Barreau) et au Laid Mâle à Sauvenière, plusieurs mètres de sable glauconieux précèdent le dépôt de sables grossiers clairs au dessus du socle.

La Formation de Bruxelles renferme des bancs de grès ocre à ciment ferrugineux. Ces grès apparaissent souvent près de la surface du sol. Leur cimentation a dû s'opérer tardivement dans la zone de battement de la nappe aquifère. A Mellery, de pareils enrichissements ferriques apparaissent sous la forme de rognons limonitiques pisaires à ovaires.

Les Sables de Bruxelles proches de la carrière des Trois-Fontaines à Nil-Pierreux ont livré une faune riche de plus de 150 espèces de lamellibranches, de gastéropodes dont *Fusus subcarinatus* et *Murex tricarinatus* (Nyst, 1872), de brachiopodes (*Terebratula puncticulata*, Vincent, 1887) et de coraux dont trois nouvelles espèces *Turbinolia vincenti*, *T. nilensis* et *Paracyathus bruxellensis* (Glibert, 1930).

Les sables de la Formation de Bruxelles correspondent à des barres sableuses mises en place dans une mer peu profonde. De grandes stratifications obliques soulignées par des liserés sombres témoignent de ce mode de sédimentation. Les faciès carbonatés sont interprétés comme le produit de dépôts de comblement des dépressions laissées entre les barres sableuses (Houthuys et Gullentops, 1985).

Épaisseur : 0 à 25 mètres. Leur épaisseur dépend du paléorelief du socle (voir carte des isohypses du toit du socle en cartouche de la carte).

Age : Lutétien, *Nummulites laevigatus* a été trouvé dans une anfractuosité à proximité de la carrière des Trois-Fontaines à Nil-Pierreux (Stainier, 1890).

Usage : La Formation de Bruxelles est intensivement exploitée à Mont-Saint-Guibert et plus artisanalement à Noirmont. Les sables sont destinés à la construction.

Des sables grossiers ont servi au polissage des marbres et des glaces. Au XIX^e siècle, certaines couches de sables particulièrement blancs ont été utilisées pour la verrerie à Charleroi.

D'autres grandes sablières aujourd'hui abandonnées ont été ouvertes à Faux, à Mellery et à Tilly.

Pour en savoir plus : Gulinck, M. & Marun, V., 1971
Houthuys, R. & Gullentops, F., 1985

Affleurements représentatifs :

- les parois de la sablière Michiels à Noirmont recourent sur plus de 5 m les Sables de Bruxelles (fig. 21);
- la sablière de Gentissart à Mellery est creusée dans les Sables de Bruxelles. Les autres sablières de Mellery, transformées en décharges, sont en cours d'assainissement (SPAQUE);
- les sablières de Mont-Saint-Guibert en activité, situées au nord de la carte, offrent plusieurs coupes remarquables;

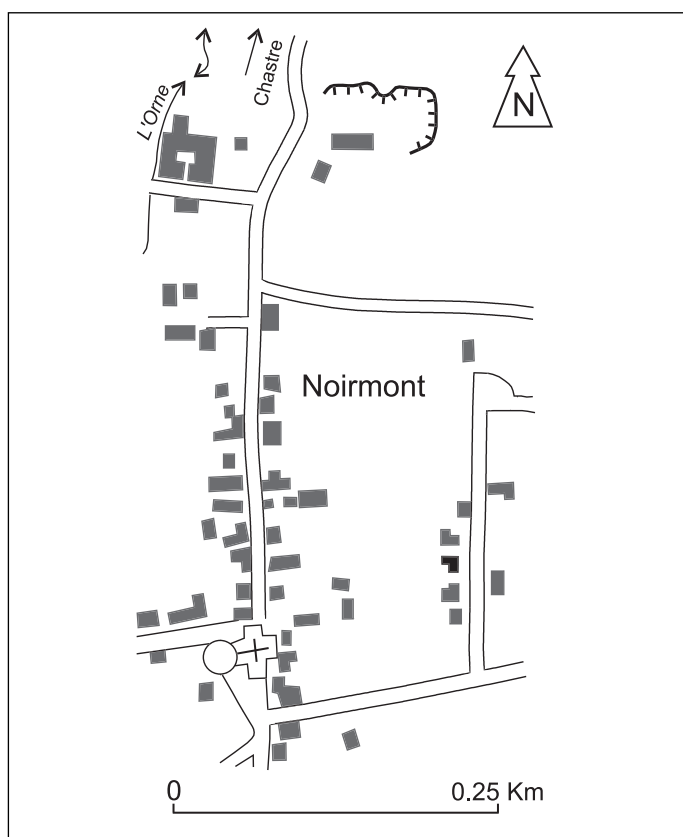


Fig. 21 : Localisation de la sablière Michiels à Cortil-Noirmont.

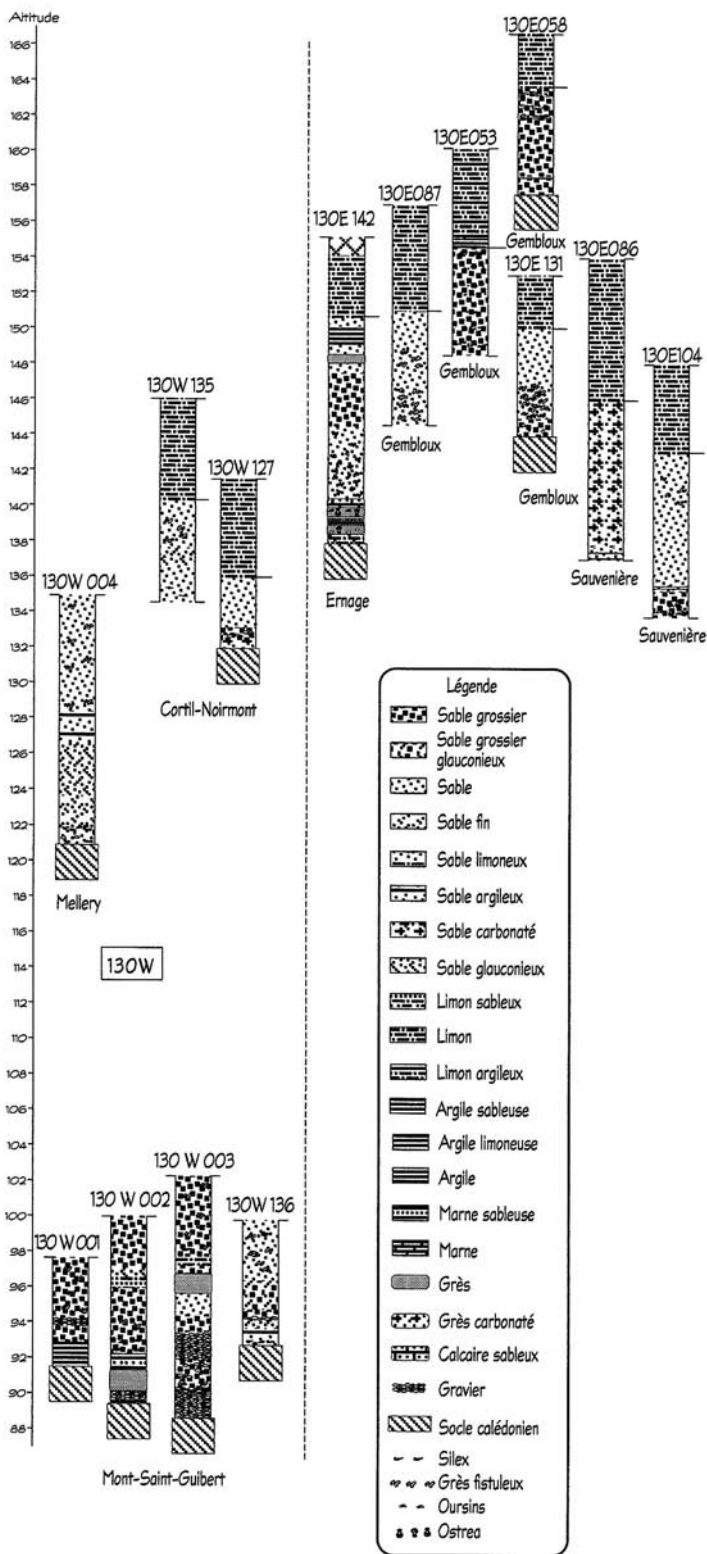
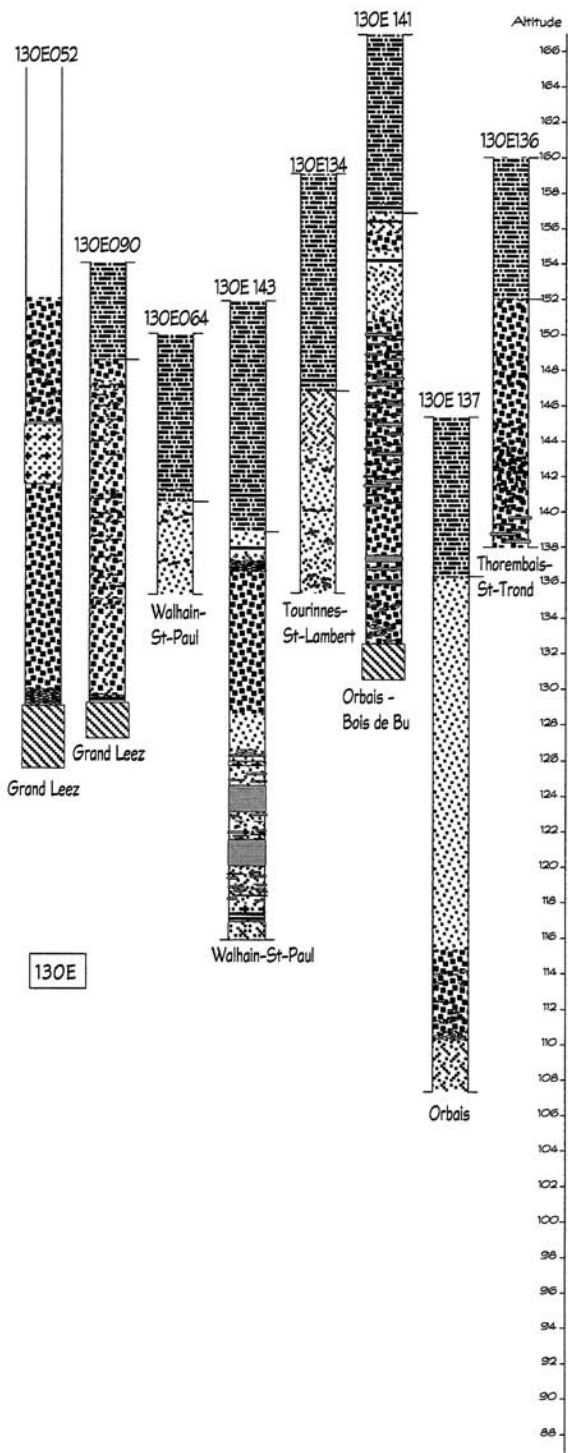


Fig. 20 : Echelles lithologiques dans les sables de la Formation de Bruxelles d'après les sondages réalisés sur la carte.



- une petite sablière située au lieu-dit Laid Mâle non loin du confluent de l'Orneau et de la Gette, montre un faciès de sable grossier, glauconieux, parfois grisâtre, appartenant probablement à la base de la Formation de Bruxelles.

Limons quaternaires (LIM)

Le plateau brabançon est recouvert d'un épais manteau limoneux. Ce dépôt est le résultat de l'accumulation de loess carbonatés et argileux transportés par le vent lors des phases froides du Quaternaire. Dans la région de Walhain-St-Paul, leur épaisseur peut dépasser 15 mètres. Cette couverture limoneuse s'amenuise au sud-ouest de la planche où la carte pédologique indique la proximité du substrat sableux. L'épaisseur des limons est indiquée sur la carte là où elle a été reconnue.

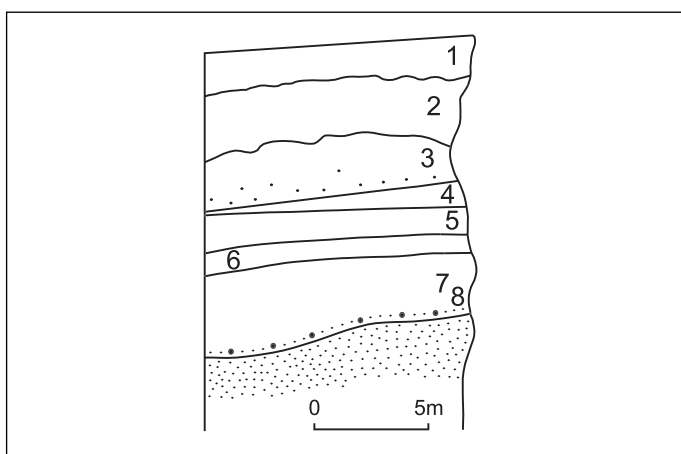


Fig. 22 : Coupe des limons dans l'ancienne briqueterie Laubain à Gembloux (Manil, 1952).

Manil (1952) donne un profil typique des loess de la région gembloutoise dont le développement est le suivant (fig. 22) :

- 1 : terre à briques. Lehm argileux rougeâtre à structure polyédrique. Epaisseur 0,6 à 2 m.
- 2 : limon jaune chamois renfermant quelques petits fragments de schiste très altéré. Epaisseur : 1,6 à 1,7 m.
- 3 : horizon rougeâtre orangé. Solifluxion et fente de gel dans la partie supérieure. Cailloutis de grès bruxellien, éclats de silex et fragments de schiste répartis sur toute la hauteur de l'horizon. Epaisseur : 0,8 à 1,5 m.
- 4 : limon gris très fin sableux. Epaisseur : 0 à 0,6 m.
- 5 : limon gris brun très régulier. Concrétions calcaires. Coquilles : *Hélix*, *Succinea*. Epaisseur : 0,7 à 2 m.

- 6 : argile rubéfiée renfermant des poupées calcaires, des concrétions ferro-manganeuses et quelques fragments de schiste. Epaisseur : 0 à 0,9m.
- 7 : limon gris brun très régulier décalcifié au contact de la nappe phréatique.
- 8 : limon argileux bigarré de noir contenant des fragments de schiste et de grès bruxelliens. Epaisseur : 0,1 m.

Epaisseur : 0 à 17 mètres

Age : Quaternaire

Usage : localement terre à briques, notamment à Mont-St-Guibert, à Tilly et à Grand-Manil où une briqueterie demeure en activité.

Pour en savoir plus : Manil, G., (1952)
Cartes pédologiques Chastre (Pécrot, A., 1958) et Gembloux (Pécrot, A. & Remy, J, 1957).

Alluvions modernes (AMO)

Les alluvions tapissent le fond des vallées et des zones humides. Ce sont des dépôts argilo-sableux pouvant contenir des galets de grès ou de quartzite paléozoïque dans les parties des vallées entaillant le socle.

Les vallées de l'Orneau et de la Gette, en amont de Sauvinière, renferment des couches tourbeuses assez étendues intercalées dans les couches alluvionnaires.

3. Tectonique

Introduction

Les terrains de la carte Chastre-Gembloux se répartissent en deux ensembles séparés par une surface de discordance :

- 1° une couverture méso-cénozoïque tabulaire;
- 2° un socle calédonien plissé et faillé.

3.1. Structure de la couverture

Les dépôts méso-cénozoïques ont conservé leur structure tabulaire. Ils se sont déposés sur un socle ancien érodé et imparfaitement aplani. Cette surface passe de l'altitude de 90 m à Court-Saint-Etienne, à plus de 160 m au sud de Gembloux. Elle a une inclinaison moyenne de 7‰. Cette discordance, loin d'être uniforme, présente un paléorelief très accusé guidé en grande partie par la nature du substratum paléozoïque. Ainsi, à une dépression de la surface de discordance correspondent les Schistes de Mousty et à son élévation vers l'est, les Quartzites de Blanmont.

L'allure du toit du socle est représentée en cartouche de la carte géologique. Elle a été établie à partir des forages. Cet exercice avait déjà été réalisé par Meeuwis (1947) à l'échelle de tout le Brabant sur base de l'ancienne carte à 1/40.000.

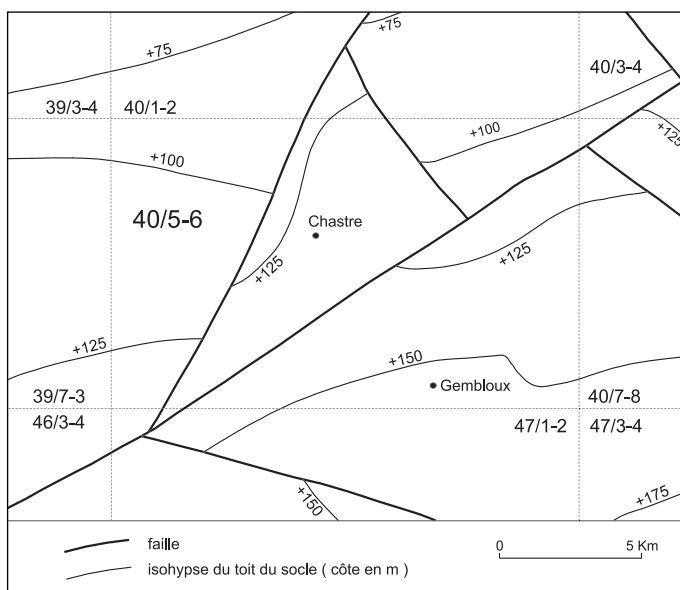


Fig. 23 : Le système de failles verticales proposé par Legrand (1968) sur la carte Chastre - Gembloux et les cartes avoisinantes.

D'autres interprétations ont été apportées à ces irrégularités du toit du socle : notamment l'action de fractures subverticales découpant le socle brabançon et sa couverture (fig. 23). Cette hypothèse défendue par Legrand (1968) n'a pas été retenue.

3.2. Structure du socle paléozoïque

Le socle paléozoïque est divisé en deux blocs séparés par une faille de charriage : la Faille Orne-Noirmont-Baudecet. Ces deux unités structurales sont :

- l'Unité Senette-Thyle-Orneau, affleurant dans la vallée de la Thyle. Elle comprend les terrains schisto-gréseux du sommet du Cambrien et de l'Ordovicien;
- l'Unité brabançonne supérieure chevauchant l'unité précédente. Elle est formée des terrains essentiellement arénacés du Cambrien inférieur. Elle affleure dans les vallées de l'Orne et de ses affluents en amont de Court-Saint-Etienne.

3.2.1. L'Unité Senette - Thyle - Orneau

Sur la carte Chastre-Gembloux, les terrains exposés dans les vallées de la Thyle et de l'Orneau appartiennent à cette première unité structurale.

Le plissement du socle de l'Unité Senette - Thyle - Orneau se produit à plusieurs échelles.

La première dépasse largement le cadre de la carte et développe vraisemblablement une série de plis dissymétriques. Ces plis enchaînent des zones en dressants de direction E-O et des plateaux inclinés le plus souvent à l'ouest, tout au moins dans la vallée de la Thyle. Ce sont des plis d'amplitude kilométrique. Depuis Nivelles, ils sont responsables du décalage apparent des tracés des formations d'une vallée à l'autre.

La seconde affecte plus particulièrement les domaines en dressant de premier ordre. Cette déformation est caractérisée par des plis métriques à hectométriques, développés autour d'axes assez redressés, générant de courtes plateaux au coeur de ces dressants. Les structures de cet ordre sont concentrées dans des domaines d'intense raccourcissement. Ces domaines sont bien visibles dans la Formation de Tribotte le long de la voie ferrée Ottignies - Charleroi; dans la Formation de Mousty, au débouché de la vallée du Pirot, au sud de La Roche...

Cette déformation intense reconnue en plusieurs endroits dans la vallée de la Thyle, n'a pas été observée dans la

vallée de l'Orneau où les couches décrivent des dressants réguliers et de longues plateures inclinées au sud.

Cette unité a été appelée *Unité tectono-stratigraphique inférieure* par Herbosch et Lemonne (2000).

3.2.2. L'Unité brabançonne supérieure

Les terrains du Cambrien inférieur de la vallée de l'Orne appartiennent à l'Unité brabançonne supérieure. Les couches y sont disposées en dressants dont la direction est essentiellement méridienne entre Mont-Saint-Guibert et Villeroix. Ces dressants sont entrecoupés de courtes plateures.

Par endroit, ces couches sont affectées de déformations intenses, plis d'amplitude métrique à décamétrique, à axes fortement redressés dans des directions variables. De tels plis ont été observés notamment à Beaurieux (axes inclinés au nord-ouest) et au sud d'Hévillers (axes inclinés au sud-est cette fois).

L'extension de cette unité structurale est vraisemblablement considérable. Les terrains des Formations de Blanmont et de Tubize sont reconnus au moins jusqu'à Jodoigne. Vers le nord-ouest, ils s'étendent entre Wavre et la vallée de la Sennette où ils sont limités au sud par la Faille d'Asquempont (Hennebert, à paraître).

Ce second ensemble correspond à l'*Unité tectono-stratigraphique supérieure* de Herbosch et Lemonne (2000).

3.2.3. La Faille de l'Orne et la Faille de Noirmont-Baudécet, trace d'un charriage majeur ? (Voir schéma structural en cartouche de la carte)

• La Faille de l'Orne

A l'est de Court-Saint-Etienne, dans la vallée du Glory, la Faille de l'Orne suit une orientation sub-méridienne. Cette faille est connue depuis le levé réalisé par Anthoine et Anthoine (1943). Elle met en contact anormal les grès et siltites de la Formation de Tubize et les schistes noirs de la Formation de Mousty. Dès 1944, de Magnée et Reynaud en précisent le tracé par l'analyse de l'interruption de crêtes magnétiques des horizons riches en magnétite à l'ouest de Beaurieux. Ces auteurs postulent que la Faille de l'Orne est inclinée vers l'est. Sa trace précise se perd vers le sud sous la couverture cénozoïque.

•• La Faille Noirmont-Baudécet

Dans la partie centrale de la carte, un accident tectonique important a été mis en évidence par une série de sondages récents implantés entre Noirmont et Baudécet.

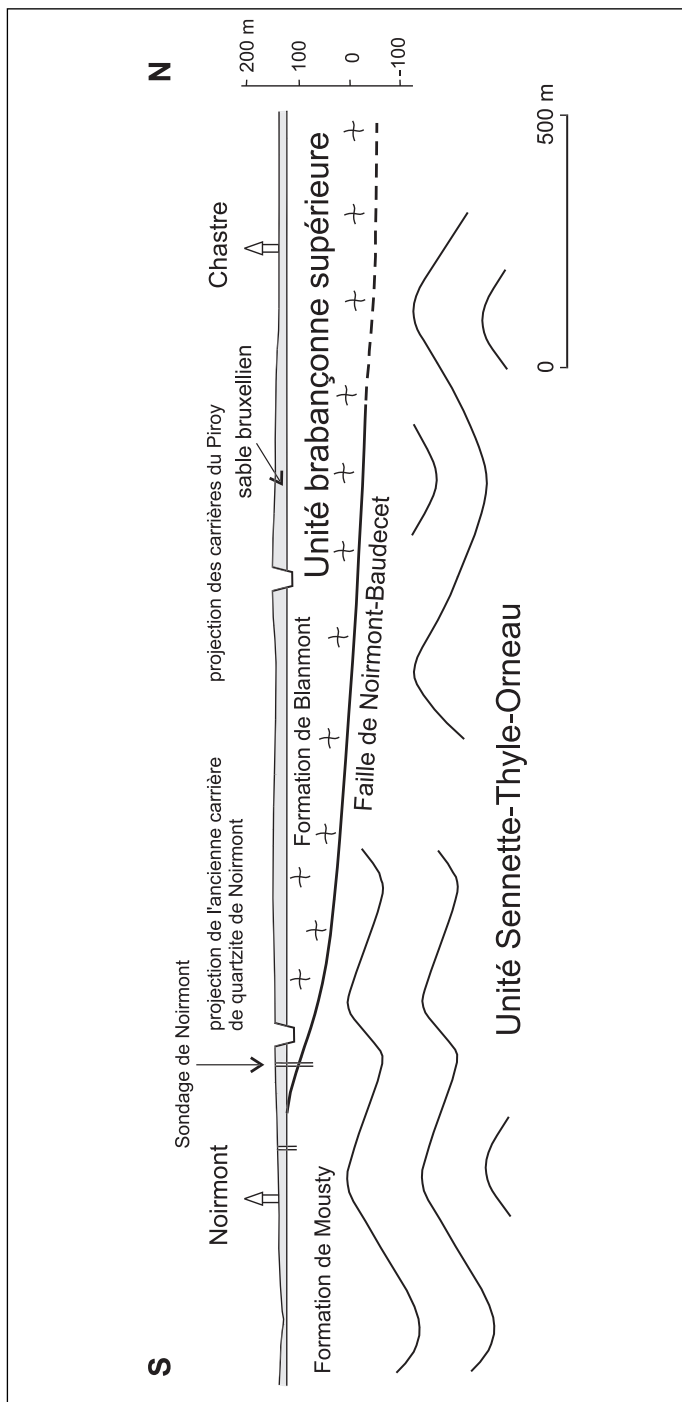


Fig. 24 : Coupe du charriage de la Formation de Blanmont sur celle de Mousty entre Chastre et Cortil-Noirmont.

Environ 300 m au nord de l'église de Noirmont, une carrière a été creusée au XIX^e siècle dans les Quartzites de Blanmont. Un sondage situé quelques centaines de mètres au sud de cette exploitation a atteint les Schistes de Mousty. Ces deux

observations imposent le passage d'une faille escamotant au moins la totalité de la Formation de Tubize.

Pour confirmer cette faille et en déterminer le pendage, un troisième sondage a été réalisé entre la carrière et le premier forage : il a recoupé 24 m de quartzite de la Formation de Blanmont puis les schistes noirs de la Formation de Mousty. Ce résultat oblige de donner à la Faille Noirmont-Baudécet une inclinaison vers le nord (fig. 24).

Vers l'est, le tracé de cet accident peut être suivi avec précision jusqu'à la ferme de Baudécet (Sauvènière) où trois sondages très proches opposent à nouveau les Formations de Blanmont et de Mousty. Plus à l'est, la précision de sa trace sous les sables cénozoïques diminue. La faille se prolonge certainement jusqu'à l'extrémité est de la carte : les sondages disponibles excluent la possibilité d'y faire réapparaître la Formation de Tubize (Sondages de la sucrerie de Sauvènière et de la Ferme de Limelette dans la Formation de Mousty, du Bois de Bu dans la Formation de Blanmont).

A l'ouest de Noirmont, le tracé de cette faille doit être prolongé au sud des affleurements du socle situés les plus en amont dans la vallée de la Houssière (Villeroux). Ces couches appartenant à la Formation de Tubize se raccordent en direction à celles de Mont-Saint-Guibert.

••• Faille de l'Orne et Faille de Noirmont-Baudécet, accident unique, trace d'un charriage important au coeur du socle brabançon ?

A l'ouest de Villeroux, la Faille Noirmont-Baudécet disparaît sous la couverture sableuse. Aucune indication de son passage n'a pu être relevée dans la vallée de la Thyle. En infléchissant son tracé vers le nord, il est possible de la relier à la Faille de l'Orne. Ce raccord impose dès lors de donner à cet accident unique (Orne-Noirmont-Baudécet) une inclinaison faible et la forme d'un chevauchement de rejet important.

Cette solution implique l'existence d'un charriage au coeur du socle brabançon, accident séparant les deux unités tectoniques décrites ci-dessus. Elle corrobore les hypothèses émises par Herbosch et Lemonne (1997) à propos des relations tectoniques entre le Cambrien inférieur et l'Ordovicien de la région de Ways-Genappe.

L'importance du déplacement opéré par ce charriage est contrainte par le rejet stratigraphique : à Noirmont, manque au moins près d'un kilomètre de couches. A Ways (carte Nivelles-Genappe Herbosch & Lemonne, 2000), ce rejet stratigraphique est encore plus important. La translation d'une unité sur l'autre dépasse certainement plusieurs kilomètres.

3.2.4. La klippe de Court-Saint-Etienne - Confrontation des hypothèses

Sur la carte, un petit lambeau de terrain attribué à la formation de Tubize repose par l'intermédiaire d'une faille sur les Schistes de Mousty à l'ouest de l'église de Court-Saint-Etienne. L'existence de cette klippe a été proposée par Anthoine et Anthoine, (1943). Mortelmans, 1955, puis Herbosch *in* André & al (1991) rejoignent cette opinion.

Cette solution n'est toutefois pas sans ambiguïté. L'existence de cette klippe est liée aux solutions que l'on apporte à deux questions auxquelles aucune réponse définitive ne peut être apportée à ce jour.

- 1° Les couches de la klippe appartiennent-elles à la Formation de Tubize comme le proposent Anthoine et Anthoine, 1943; Herbosch *in* André *et al*, 1991?
- 2° Dans l'affirmative, y a-t-il concordance entre les Formations de Tubize et de Mousty ?

A la première question, les réponses apportées sont diverses. Sur l'ancienne carte, Malaise (1893) range dans l'*Assise* de Mousty les couches placées dans l'écaïlle tectonique par Anthoine et Anthoine (1943). Cette solution est encore celle de Fourmarier (1920) et de de La Vallée Poussin (1930). Elle exclut la klippe (fig. 25, a).

Les couches de la klippe entaillées par la tranchée ferroviaire offrent un faciès peu caractéristique : leur appartenance à la Formation de Tubize est tout à fait possible mais reste susceptible d'être remise en question. En admettant qu'il s'agisse bien des terrains de la Formation de Tubize (solution adoptée sur la carte), la seconde question doit alors à son tour être posée. A celle-ci, deux réponses sont possibles :

- a. Les Formation de Tubize et de Mousty sont concordantes: il n'est pas utile de dessiner une faille. La présence d'un brachy-anticlinal pourrait être suffisante (fig. 25, b). Cette concordance est battue en brèche par la plupart des auteurs modernes qui s'accordent à intercaler entre ces deux unités lithologiques une Formation d'Oisquercq inconnue le long de la Dyle-Thyle.
- b. Il n'y a pas concordance entre ces deux unités lithologiques : la présence de la faille enveloppant la klippe est dès lors est indispensable (fig. 25,c).

C'est cette dernière solution qui en définitive a été adoptée. La présence de la faille de charriage Orne-Noirmont-Baudécet rend d'autant plus plausible l'existence de cette klippe. Seuls de nouveaux éléments pourraient à l'avenir confirmer ou rejeter ce choix.

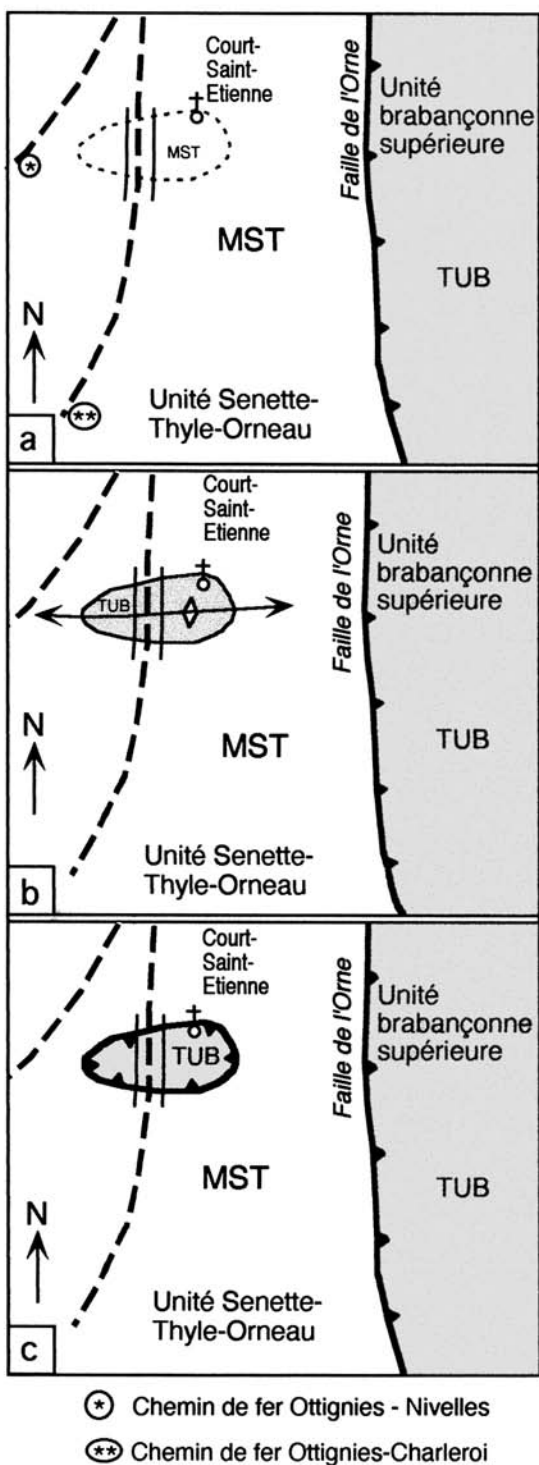


Fig. 25 : Cartes géologiques schématiques des environs de Court-Saint-Etienne. Trois cartes sont établies en fonction de l'attribution stratigraphique des couches de la tranchée de Charleroi à Ottignies (a versus b ou c) et de la relation stratigraphique entre les Formations de Tubize et de Mousty dans cette région (b versus c).

3.2.5. La schistosité

Le socle calédonien est affecté d'une schistosité le plus souvent fort redressée et inclinée vers le nord. Cette schistosité traverse indifféremment les deux unités tectoniques, sans changer de direction générale, sauf en quelques domaines limités, que ce soit dans l'unité supérieure ou dans l'unité inférieure. Sa direction n'est pas affectée par le charriage. Cela signifierait qu'elle est soit contemporaine de cette fracture soit lui est postérieure. Dans le premier cas, cela impliquerait que la translation de l'unité supérieure se produit dans une direction semblable à celle des contraintes responsables du développement de la schistosité.

Se pose le problème du développement des plis dans l'unité supérieure dont les plans axiaux ne sont pas alignés dans le plan de la schistosité. Déformation précoce, autre épisode de plissement, effets de l'hétérogénéité des couches déformées ?

4. Le métamorphisme calédonien

4.1. Nature du métamorphisme

Le métamorphisme calédonien se marque de manière discrète par l'apparition de quelques porphyroblastes caractéristiques dans les formations cambriennes :

- la magnétite dans la Formation de Tubize (De Windt, 1897; Vander Auwera et André, 1985).
- le grenat spessartine dans la Formation de Mousty (De Windt, 1897; de Magnée et Anciaux, 1945; Herbosch *in* André *et al.*, 1991).
- la biotite dans les Formations de Mousty et de Jodoigne (de Magnée et Anciaux, 1945; de Magnée, 1977).
- l'ilménite dans la Formation de Mousty (de Magnée et Anciaux, 1945; Van Tassel, 1986),
- l'andalousite et l'ilménite manganèse dans la Formation de Mousty (Herbosch *in* André *et al.*, 1991).

Dans la Formation de Mousty, le grenat spessartine a une taille comprise entre 10 et 150 μm . Sa composition sur trois les pôles est de : spessartine 65 - 70 %, almandin 23 - 27 %, grossulaire 5 - 6 % (Herbosch *in* André *et al.* 1991). La cristallo-genèse de cette variété de grenat a été favorisée par le caractère manganèse de la roche. Les relations entre le grenat et le développement de la schistosité ne sont pas claires.

Les formations les plus récentes ne recèlent que des minéraux ubiquistes : le mica blanc, la chlorite et des sandwiches illite-chlorite.

L'extension verticale de ce métamorphisme et son degré ne sont pas encore bien cernés. Fourmarier (1920, p. 81) évoque le premier un métamorphisme régional "*qui va en augmentant du Silurien au Devillien*". Ensuite, de Magnée et Anciaux (1945) mettent en évidence la présence de grenat dans la Formation de Mousty. Plus récemment, Vander Auwera et André (1985), d'après la stabilité de la paragenèse épidote-chlorite-albite-magnétite-quartz des grauwackes de la Formation de Tubize dans la vallée de la Senne, déterminent la température du métamorphisme régional calédonien de l'ordre de 200 à 250° C. Enfin, par l'étude de la cristallinité de l'illite, Van Grootel *et al.* (1997) démontrent que l'ensemble des roches cambro-ordoviciennes du Massif du Brabant sont affectées par un métamorphisme dont l'intensité se situe à la limite épizone - anchizone (300 à 350° C).

4.2. Age du métamorphisme

D'après André *et al.* (1981), l'âge de 401±13 millions d'années obtenu par la méthode Rb-Sr sur les biotites d'Opprebais (Michot *et al.*, 1973) représente un événement tardi-métamorphique attribué à la phase acadienne du plissement calédonien. Les trois isochrones Rb-Sr sur les roches volcaniques du Massif brabançon, comprises entre 385 et 400 millions d'années, appuient cette datation.

5. Matières utiles

A l'exception de quelques sablières encore en activité, le sous-sol a cessé d'être exploité dans le périmètre de la carte. Cependant au cours des siècles passés, les roches du Massif de Brabant aussi bien que les sables de couverture et les limons étaient mis en valeur, soit dans le domaine de la construction et des travaux publics, soit dans l'industrie.

5.1. Le Quartzite de Blanmont

Dès le Moyen-Age, le quartzite était façonné en moellons destinés à des ouvrages fortifiés : tour des Sarrasins à Alvaux et remparts du château de Walhain notamment.

Au XIX^e siècle, l'extension de ces carrières prit une grande importance avec la production de pavés destinés à la construction des principaux axes routiers de la région. En 1879, cette industrie procurait de l'emploi à 300 personnes à la carrière des Trois Fontaines à Nil-Pierreux, avant de péricliter une dizaine d'années plus tard.

Plusieurs carrières étaient ouvertes à Chastre : 450 mètres au sud du moulin de Godeupont, le long de la voie ferrée, on exploitait un quartzite verdâtre et rougeâtre. Aux carrières du Piroy, le quartzite était gris-verdâtre et à Noirmont, c'était un quartzite verdâtre translucide qui était recherché.

5.2. Les grès de la Formation de Tubize et les minéralisations associées

Dans l'entité de Mont-St-Guibert, quelques petites carrières, dont celle de la Taille-Madame à Bierbais, ont exploité les grès de la Formation de Tubize. Ceux-ci étaient destinés à la production de moellons.

D'autre part, à Court-St-Etienne, un filon de mispickel situé à l'arrière de l'hospice Libouton a suscité quelques travaux au cours des XVIII^e et XIX^e siècle et peut-être pendant les siècles précédents.

Selon un rapport de Malaise, ce filon "*présente une puissance ou une épaisseur moyenne de 0,58 m, y compris la gangue quartzreuse... le minerai lui-même, c'est-à-dire l'arsénopyrite est très divisé, très fragmenté...La couleur du minerai arsénical est le blanc d'argent dans la cassure tirant sur le gris acier à la surface; la cassure est très inégale et grenue*".

A l'époque des lumières et aux siècles précédents eurent lieu des tentatives d'exploitation du mispickel à Court-St-Etienne comme le rapporte François-Xavier de Burtin dans une note présentée à l'Académie de Bruxelles datée en 1788. "*Dans un endroit appelé Grand Courtil au sud du village, l'on voit vers le milieu du penchant d'une colline dont le pied touche au ruisseau de Villers (La Thyle), deux puits ou bures; l'un comblé jusqu'à une certaine hauteur, et l'autre ouvert jusqu'à la profondeur de cinquante pieds (16,1 m). J'ai appris que ces ouvertures par leur enfoncement spontané ayant indiqué la place des anciens travaux, dont la tradition avait conservé la mémoire dans le pays, quelques personnes s'étaient associées pour rechercher la mine et qu'elles avaient vidé un des puits à la profondeur où il est maintenant : qu'à l'entrée une ancienne galerie à vingt pieds de profondeur (6,5 m), elles avaient rencontré un filon très riche de deux pieds d'épaisseur (65 cm),*

mais qu'il avait disparu par la rencontre de la galerie...je me fis descendre dans la mine... Si l'on excepte une couche peu épaisse de terre labourable, le bure ne présente jusqu'à la profondeur de 50 pieds (16,1 m) où l'on est parvenu, qu'une continuité des roches schisteuses plus ou moins entremêlées de quartz....A 20 pieds de profondeur, je vis ce qu'on appelle ici la galerie des Romains...Cependant je parvins enfin à découvrir, à côté de l'entrée de la prétendue galerie, un bloc quartzeux métallifère dont je reconnus la richesse après l'avoir fendu. Ce morceau joint à ceux que m'avait fourni le déblai et à ceux que m'apportèrent les ouvriers, ne me permis pas de douter de la réalité de la minière de plomb. Mais comme j'avais vu, au jour, dans plusieurs blocs de quartz, un minerai arsenical tiré du fond du bure, dont le coup d'oeil ressemble tantôt à la mine de cobalt couleur d'acier, tantôt à la mine d'argent ou de cuivre gris, je m'en procurai plusieurs morceaux afin d'essayer à loisir cette substance métallique. De retour au logis, j'en jetai un peu sur des charbons, qui m'apprirent, par une odeur insupportable d'ail, combien ce minerai renferme d'arsenic...Les ancêtres du propriétaire disaient que dans leur héritage devait se trouver une mine très riche qu'on exploitait anciennement, mais qu'on avait abandonnée lorsque pendant les longues guerres des Pays-Bas, tous les habitants furent réduits à quitter le village".

Tarlier et Wauters dans leur ouvrage "Géographie et histoire des communes belges" font encore référence à cette minière. *"A une époque assez reculée, du temps des Romains, selon la tradition, le plomb aurait été exploité à Court; ce qui est certain, c'est qu'on tirait (ou qu'on prétendait tirer) au XVIII^e siècle et que cette exploitation cessa en 1665. La mine et les puits se trouvaient, dit-on, près de l'endroit où s'élève le calvaire de la mission".*

En dépit de ces affirmations, la présence de galène n'est pas prouvée avec certitude, par contre la richesse en mispickel du filon ne fait aucun doute.

Vers 1838, dans le même périmètre, une demande de concession pour une mine de galène fut introduite par le Comte d'Auxy associé à Messieurs Mosselmans et Gachard. Ce permis fut refusé par l'Administration des Mines en 1842 après quelques investigations concluant à l'absence de gisement exploitable.

Ce filon de mispickel a été recoupé malencontreusement par le puits d'alimentation en eau du home Libouton creusé en 1878, avec les conséquences fâcheuses que l'on devine pour les pensionnaires.

Enfin en 1887, un projet de captage de cette eau dans un but thérapeutique, par la "Société des Eaux arsénicales de

Court-St-Etienne" avec à sa tête M. Henricot, avorta (Bucquoy, 1889).

A Mont-St-Guibert et Héவில்lers, une tentative de mise en valeur des argiles de décomposition des schistes et des grès pour la production de poteries s'est soldée par un échec (Schmitz, 1908).

5.3. Les Schistes noirs de Mousty

Les schistes altérés étaient exploités dans une carrière aujourd'hui comblée entre Faux et Sart-Messire-Guillaume comme matière colorante pour noircir la fonte.

La ressemblance entre les Schistes noirs de Mousty et les schistes houillers ont semé la confusion dans l'esprit de certains entrepreneurs au XVIII^e siècle qui avaient commencé des travaux exploratoires afin de mettre en valeur un hypothétique gisement de houille à Court-St-Etienne.

5.4. Les Quartzophyllades de Chevlipont

Cette roche a été extraite dans plusieurs carrières. Dumont (1847) en cite six entre La Roche et Villers-la-Ville. La structure feuilletée de la roche se prêtait à la confection de dalles. Galeotti (1837) mentionne la production d'auges pour le bétail. Les maisons anciennes de La Roche ont leurs murs édifiés en moellons prélevés dans la Formation de Chevlipont.

5.5. Les schistes et grès argileux de la Formation de Tribotte

Au XVIII^e siècle, sous la houlette des Abbés-Comtes, les parties les plus schisteuses de la Formation de Tribotte ont fait l'objet de plusieurs tentatives d'exploitation d'ardoises au nord-est de Gembloux. Ces travaux ne pouvaient qu'être voués à l'échec car la roche ne possède pas le clivage ardoisier induit par un degré de métamorphisme suffisamment élevé. Le souvenir de cette activité s'est perpétué à travers la toponymie du lieu-dit "Moulin de l'Escaille" ce dernier terme signifiant "ardoise" en dialecte wallon.

5.6. La Pierre de Gembloux (Formation de Bornival)

Plusieurs carrières étaient encore ouvertes au milieu de XIX^e siècle (Dumont, 1847), entre Gembloux et Grand-Manil, où étaient exploitée une siltite compacte verte dont l'usage était multiple : construction, empierrement des routes, pierres pour les digues,...

5.7. La Glauconie de Lonzée

Selon Malaise (1864), plusieurs excavations étaient ouvertes pour l'extraction de la glauconie dans la vallée de l'Arton. Cette opération se déroulait principalement en mars et en septembre. La glauconie servait de colorant pour teindre les étoffes et était expédiée à Grez-Doiceau pour y subir un traitement préliminaire. Cette industrie a périclité à la veille de la première guerre mondiale.

5.8. Le sable bruxellien

Plusieurs grandes sablières ont été creusées à Mont-St-Guibert, autour des villages de Mellery et Tilly, et à Faux (Court-St-Etienne). Seules celles de Mont-Saint-Guibert et de Noirmont demeurent en activité. Ces sables sont destinés à la construction.

Autrefois, ces sables étaient utilisés comme abrasif dans les scieries de *marbre*. Au milieu du XIX^e siècle, Dumont renseigne à Mellery un sable *blanc comme neige*, destiné aux verriers de Charleroi.

5.9. Les limons quaternaires

Plusieurs briqueteries étaient établies dans le périmètre de la carte. C'est le lehm argileux qui était recherché pour la fabrication des briques. A l'exception de celle de Grand Manil, toutes les autres sont fermées (briqueterie Laubain à Gembloux, briqueterie Demanet à Mont-St-Guibert, briqueterie au lieu-dit La Potérée à Tilly).

6. Hydrographie

6.1. Le bassin de l'Escaut

Les trois quarts de la superficie de la carte sont occupés par le Bassin de l'Escaut. La ligne de séparation des deux grands bassins fluviaux belges est à peine marquée dans le paysage. Cette limite court du SO vers le NE et passe par la ferme de Pinteville, la ferme de Baudecet. Elle suit pratiquement la limite sud du bois de Bu et rejoint la ferme de Limelette non loin de l'autoroute E411 (fig. 26).

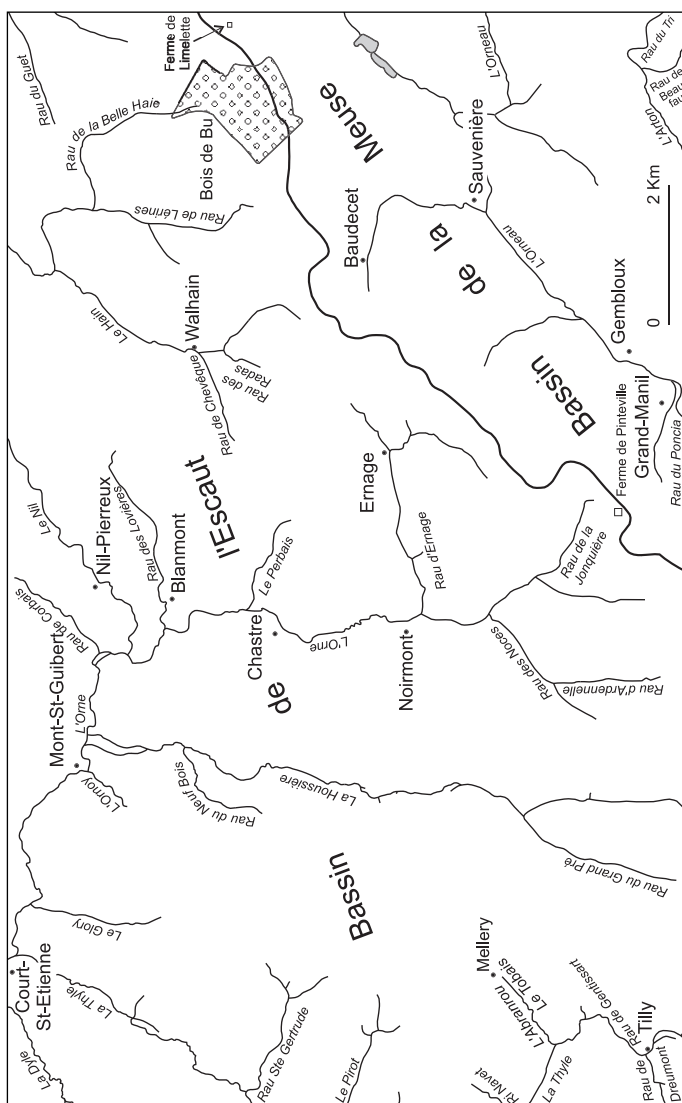


Fig. 26 : Délimitation des bassins hydrographiques de l'Escaut et de la Meuse sur la carte Chastre - Gembloux.

Dans l'ensemble, les principales rivières rattachées au bassin de l'Escaut s'écoulent en direction du NNE. Ce sont respectivement d'est en ouest : la Dyle, la Thyle, la Houssière, l'Orne, le Hain et le ruisseau de Lerinnes. Cette orientation est un héritage de l'Oligocène lorsque ces rivières s'écoulaient en direction du rivage.

Au Miocène, et plus particulièrement au Diestien (+/- 5 Ma), la mer a abandonné un cordon littoral constitué de graviers et de silex qui passe par le Mont-St-Aubert, Ath, le sud d'Ottignies et se poursuit vers Jodoigne. Lors de la régression post-diestienne, ce cordon littoral formant un petit relief a entravé l'écoulement des rivières vers le nord. Celles-ci ont dû de se frayer un nouveau débouché vers l'aval. C'est ainsi que s'est formé un ensemble de rivières "subséquentes" telles que le Nil et la partie aval du cours de l'Orne qui tourne pratiquement de 90° vers l'ouest à la tour d'Alvaux à Mont-St-Guibert (Bronchart & Istaz, 1993). Ce relief a été par la suite complètement aplani. Seul subsiste un cailloutis résiduel dans la région de Grez-Doiceau. Le réseau hydrographique qui s'était adapté, s'est maintenu jusqu'à nos jours par *surimposition* dans les formations paléozoïques du socle.

6.2. Le bassin de la Meuse

L'Orneau draine le quart sud-est de la carte. Son cours supérieur s'écoule vers l'ouest. A partir de Sauvenière, elle s'oriente résolument vers le sud-ouest jusqu'à la limite sud de la carte. Le caractère relativement encaissé de la vallée - dénivelée de 20 à 30 m par rapport au plateau - n'est sensible que dans la ville de Gembloux, quoique cette impression soit atténuée par l'urbanisation. Ensuite, l'Orneau coule vers le sud et il rejoint la Sambre à Jemeppe-sur-Sambre.

7. Hydrogéologie

L'aquifère brabançon se répartit entre les nappes des sables bruxelliens et du socle paléozoïque.

A l'échelle régionale, l'aquifère bruxellien est le plus productif. La couverture limoneuse parfois fort épaisse, assure un bon filtrage des eaux de percolation. Ces eaux s'écoulent vers le nord dans le sens de l'enfoncement du Bruxellien. Ces sables constituent une nappe libre à perméabilité d'interstices dont les caractéristiques hydrodynamiques dépendent de la granulométrie et du taux de décalcification des couches. Leur

transmissivité est de l'ordre de 2.10^{-4} m²/sec. Les captages implantés dans les sables bruxelliens du bassin de la Dyle (y compris la région de Wavre) produisent annuellement 6.500.000 m³.

Le Paléozoïque renferme un aquifère de fissures et de fractures, peu propice à une exploitation à grande échelle. La zone superficielle d'altération, peut soit fournir des débits suffisants pour satisfaire des besoins domestiques, soit être peu perméable et servir d'écran à la percolation des eaux retenues dans la couverture cénozoïque (Liste des captages en annexe).

BIBLIOGRAPHIE

André, L. (1983) : Origine et évolution des roches éruptives du Massif du Brabant. Thèse de doctorat inédite, Université libre de Bruxelles, 123 p.

André, L., Deutsch, S. & Michot, J. (1981) : Données géochronologiques concernant le développement tectono-métamorphique du segment calédonien brabançon. Ann. Soc. géol. Belgique, 104, 241-253.

André, L., Herbosch, A., Louwye, S., Servais, T., Van Grootel, G., Vanguetaine, M. & Verniers, J. (1991) : Guidebook to the excursion on the stratigraphy and magmatic rocks of the Brabant Massif, Belgium. Ann. Soc. géol. Belgique, 114, 283-323.

Anthoine, R. & Anthoine, P. (1943) : Les Assises de Mousty et de Villers-la-Ville du bassin supérieur de la Dyle. Ann. Soc. géol. Belgique, 66, M53-M180, 2 pl.

Barrande, J. (1860) : Sur l'existence de la faune silurienne seconde en Belgique. Bull. Soc. géol. France, 2^e série, 19, 754-759.

Bronchard, L. & Istaz, D. (1993) : Itinéraire d'une rivière brabançonne. Soc. roy. belge de Géographie, Coll. Hommes et paysages n°22, 48 p.

Bucquoy, A. (1889) : Les eaux arséniacales de Court-Saint-Etienne. Etude posthume revue et rédigée par A. Rutot. Bull. Soc. belge Géol., III, M188-206.

Corin, F. (1965) : Atlas des roches éruptives de Belgique. Mém. Expl. Cartes géol. & min. Belgique, 4, 190 p.

de Burtin, F.X. (1788) : Voyages et observations minéralogiques depuis Bruxelles par Wavre jusqu'à Court-Saint-Etienne. Mém. Acad. imp. et roy. de Bruxelles, 5, 123-138.

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. & Anciaux, P. (1945) : Note préliminaire sur le métamorphisme à grenats du Brabant. Bull. Soc. belge Géol., 54, 77-85.

de Magnée, I. & Raynaud, J. (1944) : Etude magnétique de la tectonique du Cambrien du Brabant à l'est de Court-St-Etienne. Ann. Soc. géol. Belgique, 57, M495-M546, 1 pl.

de la Vallée Poussin, J. (1930) : Contribution à l'étude du Massif "Cambrien" dans les vallées de la Dyle et de la Gette. Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, 6, 317-355, 1 pl.

de la Vallée Poussin, Ch. & Renard, A. (1876) : Mémoire sur les caractères stratigraphiques et minéralogiques des roches dites plutoniennes de la Belgique et de l'Ardenne française. Mém. cour. Acad. roy. Belgique, 40, 264 p.

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

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 Belgique, 56, 96 p.

Dollo, L. (1883) : Note sur les restes de Dinosauriens rencontrés dans le Crétacé supérieur de la Belgique. Bull. Mus. roy. Hist. nat. Belgique, 2, 205-221.

Dollo, L. (1903) : Les Dinosauriens de Belgique. C. R. Acad. Sc. Paris, 136, 565-567.

Dollo, L. (1904) : Les Mosasauriens de la Belgique. Bull. Soc. belge Géol., 18, 207-216.

Dumont, A. (1835) : Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Mézières. Bull. Soc. géol. France, 1^{ère} série, 6, 323-358.

Dumont, A. (1839) : Rapports sur les travaux de la carte géologique de Belgique en 1839, avec une carte géologique des environs de Bruxelles. Bull. Acad. roy. Belgique, 6, 2^e partie, 464-485.

Dumont, A. (1847) : Mémoire sur les Terrains ardennais et rhénan de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condros. Mém. Acad. roy. Belgique, 20, 451 p.

Fourmarier, P. (1920) : La tectonique du Brabant et des régions voisines. Mém. Acad. roy. de Belgique, Cl. Sc. Coll. *in* 4°, 2^e série, 4, 94p., 1 pl.

Galeotti, M. H. (1837) : Mémoire sur la constitution géognostique de la province du Brabant. Mém. Acad. roy. Sciences & et Belles-Lettres de Bruxelles, 12, 172 p.

Gerlache, L. (1956) : Contribution à l'étude du massif siluro-cambrien du Brabant dans la vallée de l'Orneau. Bull. Inst. agron. Gembloux, 24(2), 131-141.

Glibert, M. (1930) : Note sur les madréporaires du Bruxellien (Eocène moyen) de Nil-Saint-Vincent et de Neder-Ockerzeel. Bull. Mus. Hist. nat. Belgique, VI, n° 20, 13 p.

Gulinck, M. & Marun, V. (1971) : Reconnaissance hydrogéologique du Bruxellien du Bassin de la Dyle en amont de Wavre. Serv. géol. de Belgique, Prof. Paper, 1971 (6), 18 p., 62 fig.

- Herbosch, A. & Jodard, C.** (1989) : Etude cartographique, lithostratigraphique et pétrographique de l'Ordovicien de la vallée de la Thyle (Brabant, Belgique). Abstr. Interb. Meet. on Caled. Of the Midlands and the Brabant Massif, Brussels, p. 31
- Herbosch, A. & Lemonne, E.** (2000) : Carte Nivelles-Genappe n° 39/7-8. Notice explicative. Ministère de la Région Wallonne. Service des Ressources du Sous-sol, 59 p.
- Houthuys, R. & Gullentops, F.** (1985) : Brusseliaan faciessen en hun invloed op het relief ten zuiden van Brussel. Bull. Soc. belge Géol., 94, 11-18.
- Lambotte, H.** (1836) : Note sur une roche feldspathique à Grand-Manil. Bull. Acad. roy. Belgique, 3, 311-315.
- Lecompte, M.** (1948) : Existence du Trémadocien dans le Massif du Brabant. Bull. Acad. roy. Belgique, Cl. Sc., 34, 677-687.
- Lecompte, M.** (1949) : Découverte de nouveaux gîtes à Dictyonema dans le Trémadocien du Massif de Brabant. Bull. Inst. Sc. nat. Belgique, 25 (45), 1-8.
- Legrand, R.** (1968) : Le Massif de Brabant. Mém. Expl. Cartes géol. & min. Belgique, 9, 148 p.
- Leriche, M.** (1927) : Les poissons du Crétacé marin de la Belgique et du Limbourg hollandais. Les résultats stratigraphiques de leur étude. Bull. Soc. belge Géol., 37, 199-299.
- Lespérance, J. & Sheehan, P. M.** (1987) : Trilobites et brachiopodes asghilliens (Ordovicien supérieur) de l'Assise de Fosse, Bande de Sambre-Meuse (Belgique). Bull. Inst. roy. Sc. nat. Belgique, 57, 91-123.
- Maillieux, E.** (1926a) : Remarques sur l'Ordovicien de la Belgique. Bull. Soc. belge Géol., 36, 67-85.
- Maillieux, E.** (1926b) : Remarques sur le Gotlandien de la Belgique. Bull. Soc. belge Géol., 36, 175-180.
- Maillieux, E.** (1930) : Observations nouvelles sur le Silurien de Belgique. Bull. Mus. roy. Hist. nat. Belgique, 6 (15), 1-8.
- Malaise, C.** (1864) : Note sur le terrain crétacé de Loncée. Bull. Acad. roy. des Sciences, Lettres et Beaux-Arts de Belgique, 2^e série, 18 317-320.
- Malaise, C.** (1873) : Description du terrain silurien du centre de la Belgique. Mém. cour. Acad. roy. Sc. Belgique, 12, 122 p.
- Malaise, C.** (1879) : Description de gîtes fossilifères dévoniens et d'affleurements du terrain crétacé. Commission de la carte géologique de Belgique, 69 p.

- Malaise, C.** (1883) : Sur la constitution du Massif du Brabant. Bull. Acad. roy. de Belgique, Cl. Sc., 3e série, 5, 184-211.
- Malaise, C.** (1900) : Etat actuel de nos connaissances sur le Silurien de la Belgique. Ann. Soc. géol. Belgique, 32 bis, 181-215.
- Malaise, C.** (1907) : Position de quelques rhyolites et porphyroïdes du massif silurien du Brabant. Bull. Soc. belge Géol., 21, 269-270.
- Malaise, C.** (1909) : Echelle stratigraphique du Silurien de la Belgique et âge géologique des schistes noirs de Mousty. Ann. Soc. géol. Belgique, 36, 31-39.
- Malaise, C.** (1911) : Stratigraphie du Massif cambro-silurien du Brabant. Ann. Soc. géol. Belgique, 38, M135-M142.
- Maletz, J. & Servais, T.** (1998) : Upper Ordovician graptolites from Brabant Massif, Belgium. Geobios, 31, 21-37.
- Manil, G.** (1952) : Quelques considérations générales sur la stratigraphie quaternaire et la pédogenèse à propos de la description de trois coupes de loess (Hesbaye gembloutoise). Ann. Soc. géol. Belgique, 75, B153-B165.
- Martin, F.** (1976) : Acritarches du Cambro-Ordovicien du Massif de Brabant, Belgique. Bull. Inst. roy. Sc. nat. Belgique, 51 (1), 1-33.
- Martin, F. & Richards, B.** (1979) : Acritarches, chitinozoaires et graptolithes ordoviciens et siluriens de la vallée de la Senette (Massif du Brabant, Belgique). Ann. Soc. géol. Belgique, 102, 181-197.
- Mathieu, E.** (1905) : La tuffoïde kértophyrique de Grand-Manil. Bull. Soc. belge Géol., 19, 499-525.
- Meeuwis, A.** (1947) : Over de structuur van het Brusseliaan, het Lediaan, het Tongeriaan en het Rupeliaan in en rond Brabant. Nat. Tijdschr., 29, 87-94.
- Mélon, J., Bourguignon, P. & Fransolet, A.M.** (1976) : Les minéraux de Belgique. Lelotte Ed., 280 p.
- Michot, J., Franssen, L. & Ledent, D.** (1973) : Preliminary age measurements on metamorphic formations from the Ardennes anticline and Brabant Massif. Fortschr. Min., 50, 107-109.
- Michot, P.** (1954) : Le Silurien in Prodrôme d'une description géologique de la Belgique, Vaillant-Carmanne (Ed.), 39-82.
- Michot, P.** (1977) : L'Ordovicien de la vallée de la Thyle (Brabant) : structure tectonique, stratigraphie et lithologie. Ann. Soc. géol. Belgique, 100, 223-231.

Michot, P. (1980) : Belgique. Géologie des pays européens, France, Belgique, Luxembourg. C. Lorenz (Ed.), Dunod, 485-576.

Mourlon, M. & Malaise, C. (1911a) : Texte explicatif du levé géologique de la planchette de Chastre. Adm. des Mines. Serv. géol. Belgique, 19 p.

Mourlon, M. & Malaise, C. (1911b) : Texte explicatif du levé géologique de la planchette de Gembloux. Adm. des Mines. Serv. géol. Belgique, 15 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. Ann. Mines, 1977, 309-334.

Nijs, R. & Logier, B. (1990) : Petrographical characteristics of the Cambrian ("Devillian") quartzites from the Brabant Massif. Natuurwet. Tijdschr., 72, 90-112.

Nyst, M. (1872) : Communications des membres. Ann. Soc. roy. mal. Belgique, 7, XCVIII.

Quinif, Y. & Charlet, J.M. (1991) : Radon. Le radon dans les habitations. Aspects géologiques du risque. Ministère des Affaires économiques. Bruxelles, 75 p.

Raynaud, J. (1952) : Contribution magnétique à la connaissance géologique du massif de La Gette. Ann. Soc. géol. Belgique, 75, B283-291.

Richter, R. & Richter, E. (1951) : Trilobiten von Ashgill-Alter aus dem Massif du Brabant (Grand-Manil). Bull. Inst. roy. Sc. nat. Belgique, 27 (16), 6 p.

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

Rutot, A. (1881) : Note sur les découvertes paléontologiques faites dans ces derniers temps aux environs d'Erquelinnes. Ann. Soc. roy. mal. Belgique, 16, 19-21.

Rutot, A. (1896) : Sur la faune de la glauconie de Loncée. Bull. Soc. belge Géol., 10, 67-68.

Schmitz, G. (1908) : Les terres plastiques de Héவில். Bull. Soc. belge Géol., 22, 66-68.

Servais, T. (1991) : Contribution to the stratigraphy of the Ordovician Rigenée formation (Brabant Massif, Belgium) with a preliminary study on acritarchs. Ann. Soc. géol. Belgique, 114, 233-245.

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

Stainier, X. (1889) : *Oldhmia antiqua* dans le Cambrien du Brabant. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 16, LXXXIV-LXXXV.

Stainier, X. (1890) : Compte-rendu de la réunion extraordinaire annuelle de la Société géologique de Belgique et de la Société royale malacologique de Belgique dans le Brabant du 7 au 10 septembre 1889. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 17, 29-55.

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

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

Van Grootel, G., Verniers, J., Geerkens, B., Laduron, D., Verhaeren, M., Hertogen, J. & De Vos, W. (1997) : Timing of magmatism, foreland basin development, metamorphism and inversion in the Anglo-Brabant fold belt. *Geol. Mag.*, 134, 607-616.

Vanguetstaine, M. (1977) : Données palynologiques nouvelles dans l'Ordovicien inférieur du Bassin de la Senne, Massif du Brabant, Belgique. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 100, 193-198.

Vanguetstaine, M. (1991) : Datation par acritarches des couches cambro-trémadociennes les plus profondes du sondage de Lessines. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 114, 213-231.

Vanguetstaine, M., Chakir, A & Servais, T. (1989) : Cambrian (?) and Ordovician acritarchs from the Thyle valley. *Abstr. Intern. Meet. on the Caledonides of the Midlands and Brabant Massif*, p. 45.

Vanguetstaine, M., Servais, T. & Steemans, P. (1989) : Biostratigraphy of 28 boreholes in the Brabant Massif. *Abstr. Intern. Meet. on the Caledonides of the Midlands and Brabant Massif*, p. 46.

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

Verniers, J. (1983) : The Silurian of the Mehaigne area (Brabant Massif, Belgium). *Lithostratigraphy and features of the sedimentary basin. Serv. géol. de Belgique, Prof. Paper*, 203, 120 p.

Verniers, J. & Van Grootel, G. (1991) : Review of the Silurian in the Brabant Massif, Belgium. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 114, 163-193.

Verniers, J., Herbosch, A., Vanguetaine, M., Geukens, F., Delcambre, B., Pingot, J.L., Belanger, I., Hennebert, M., Debacker, M., Sintubin, M. & De Vos, W. (2000) : The lower palaeozoic formations in Belgium. (sous presse)

Vincent, G. (1887) : Lectures. *Ann. Soc. roy. mal. Belgique*, 22, VI-VII.

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

Annexe : Localisation des captages

Captage	Commune	X	Y	a	b
Belgomalt puits n°1	Gembloux	172677	139577	x	
Belgomalt puits n°2	Gembloux	172544	139567	x	
Belgomalt puits n°3	Gembloux	172757	139462	x	
Belgomalt puits n°4	Gembloux	172933	139243	x	
Belgomalt puits n°5	Gembloux	172658	139550	x	
Belgomalt puits n°6	Gembloux	172503	139554	x	
Bloquière	Mont-St-Guibert	166950	146910		x
Bout-bout	Gembloux	174197	141209	x	
Briqueterie	Grand-Manil	171583	138665	x	
Campagne d'Enée	Gembloux	173191	140923	x	
Cour du Bois	Gembloux	173000	140000		x
Dolfens	Mont-St-Guibert	167020	146930		x
Ets L.-F. Laets	Gembloux	172070	139120		x
Ferme	Ernage	171004	142561	x	
Gentignes rue du Moulin	Gentignes	166760	141660	x	
Grange à la Dîme	Mont-St-Guibert	166810	148127	x	
Hall	Mont-St-Guibert	167180	147030		x
Hameau Mérivaux	Court-St-Etienne	162500	147800		x
Jardin	Mont-St-Guibert	167000	146970		x
La Pommeraie	Gembloux	173808	138541	x	
Lerignes	Tourinnes-St-Lambert	175133	146292	x	
Manufacture belge de Gembloux	Gembloux	173235	138810		x
Ornoy (P25 puits)	Mont-St-Guibert	166519	146473	x	
Ornoy (P30 puits)	Mont-St-Guibert	166638	146500		x
Ornoy I	Mont-St-Guibert	166416	146435	x	
Ornoy II	Mont-St-Guibert	166940	146900		x
Perbais	Walhain-St-Paul	170710	144000		x
Perbais D1	Walhain-St-Paul	170098	144319	x	
Prairie	Mont-St-Guibert	167030	146810		x
Puits d'Héவில்	Héவில்	168134	145711	x	
Puits Dricot	Gembloux	173644	140179	x	
Puits Euro-Jouets	Gembloux	173351	140123	x	
Puits Vandamme	Gembloux	174740	141430		x
Rabauby	Gembloux	173623	140072	x	
Raffinerie Tirlemontoise	Gembloux	173170	139820		x
Ry de Corbais d'Alvaux	Nil-St-Vincent-St-Martin	168760	146700		x
S.W.D.E.	Tilly	163490	139331	x	
Sart (rue de la Chapelle)	Court-St-Etienne	163738	145372	x	
Sart-Messire-Guillaume	Court-St-Etienne	163747	145634	x	
Sauvenière	Gembloux	174042	141556	x	
SIDECH S.A.	Tilly	162934	138279	x	
Ste Gertrude 1	Court-St-Etienne	163142	144210	x	
Ste Gertrude 2	Court-St-Etienne	163270	144210	x	







Annexe : Sondage 40/6

N° sondage S.G.B.	Côte au sol	Base et épaisseur de la couverture quaternaire	épaisseur des terrains cénozoïques	des terrains mésozoïques	Côte du toit et nature du socle	Profondeur du forage
40/6-2	150	138,5 (11,5 m)	132,5 (6 m)		132,5 (MST)	22m
40/6-5	154	147,5 (6,5 m)	n. a. (>1m)			7,5 m
40/6-12	156	147 (9 m)	n.a. (>0,6m)			9,6 m
40/6-13	152	146,8 (6,2 m)			146,8 (TRO)	7,5 m
40/6-14	150	146,4 (3,6 m)			146,4 (ITT)	6,0 m
40/6-15	156	148 (8 m)	?		148 (RIG)	9,5 m
40/6-16	163	156,8 (6,4 m)	n.a. (>0,8 m)			7,2 m
40/6-21	162	?	?		153 (RIG)	9 m
40/6-48	150	146,5 (3,5 m)			146,5 (TRO)	10 m
40/6-49	153	148 (5 m)			148 (TRO)	42 m
40/6-52	165	?	127,4 (37,6 m)		127,4 (BLM)	43 m
40/6-53	161,2	155,7 (5,5 m)	n.a. (>5 m)			11,5 m
40/6-54	168,5	160,5 (8 m)			160,5 (RIG)	10 m
40/6-55	168,5	163 (5,5 m)	157 (6 m)		157 (RIG)	11,8 m
40/6-57	162,4	152,65 (9,75 m)	n.a. (0,25 m)			10 m
40/6-58	166,6	163,6 (3 m)	156,6 (7 m)		156,6 (BNV)	10,25 m
40/6-64	147	137,5 (9,5 m)	n.a. (> 5m)			14,5 m
40/6-88	161	151 (10 m)	n.a. (>5 m)			15 m
40/6-90	154	146,9 (7,1 m)	129,2 (17,2m)		129,2 (BLM)	24,8 m
40/6-100	160	154 (6 m)			154 (BNV)	16,7 m
40/6-102	151	143 (8 m)	n.a. (> 5 m)			13 m
40/6-104	148	143 (5 m)	n.a. (>9,25 m)			14,2 m
40/6-106	145	139 (6 m)	n.a. (>4,5 m)			10,5 m
40/6-131	153	150 (3 m)	144 (6 m)		144 (RIG)	20 m
40/6-132	162	162 (0 m)			162 (BNV)	26 m
40/6-134	159	146,8 (12,2 m)	n.a. (> 12,3 m)			23,5 m
40/6-136	160	152 (8 m)	n.a. (>13,4 m)			22 m
40/6-137	145	136 (9 m)	101 (26 m)	n.a. (>3 m ?)		38 m
40/6-139	159	152,3 (6,7 m)			152,3 (ITT)	40 m
40/6-140	160	150 (10 m)			150 (BNV)	12,25 m
40/6-141	166,8	156,3 (10,5 m)	131,8 (25,5 m)		131,8 (BLM)	37 m
40/6-142	155	149 (6 m)	137,5 (11,5 m)		137,5 (BLM)	18,5 m
40/6-143	151,9	135,4 (16,5 m)	n.a. (>25,5 m)			42m
40/6-185	147	139 (8 m)	133 (6 m)		133 (BLM)	40 m
40/6-213	165	157 (8 m)	135 (22 m)		135 (BLM)	40m
40/6-214	162,5	146,5 (16 m)	136,5 (12 m)		136,5 (BLM)	32 m
40/6-215	155	?			155 (RIG)	22 m
40/6-216	151	?	125 (< 26 m)		125 (BLM)	55 m
40/6-217	139,5	135,5 (4 m)	117,5 (22 m)		117,5 (BLM)	28 m
40/6-218	142	139 (3 m)	n.a. (> 21 m)			24 m
40/6-219	159,5	157,5 (2 m)	133,5 (22 m)		133,5 (MST)	32 m
40/6-229	159	155 (4 m)	127,5 (28 m)		127,5 (BLM)	44 m
40/6-230	158,5	144,5 (14 m)	124 (20 m)		124 (BLM)	35 m
40/6-231	154	148 (6 m)	134 (24 m)		134 (BLM)	40 m
40/6-232	149	142 (7 m)	131 (12 m)		131 (BLM)	26 m
40/6-233	154	146 (8 m)	130 (16 m)		130 (BLM)	80 m

Annexe : Sondage 40/5

Numéro SGB du sondage	Côte du sol	Base et de la couverture quaternaire	épaisseur des terrains cénozoïques	Altitude du toit et nature du paléozoïque	Profondeur du sondage
40/5-001	97		91,7 (6,25m)	91,7 (TUB)	9,4 m
40/5-002	100		90 (10m)	90 (TUB)	14,0 m
40/5-003	102,5	97,75 (4,75m)	90,15 (7,6m)	90,15 (TUB)	20,0 m
40/5-004	134	120,1 (13,90m)	120,1 (13,90m)	120,15 (TRO)	23,7 m
40/5-108	140	128,1 (1,9m)		128,1 (BLM)	13,7 m
40/5-112	132	129,8 (2,2m)	114,8 (15m)	114,8 (BLM)	17,25 m
40/5-113	137,5	133,9 (3,6m)	132,0 (1,9m)	132 (BLM)	5,5 m
40/5-127	140	137,3 (2,7m)	130 (7,8m)	130 (MST)	12 m
40/5-135	146	140,3 (5,7m)	n.a. (6,2m)		11,9 m
40/5-136	100		93 (7m)	93 (TUB)	8,6 m
40/5-137	130	121,8 (8,2m)		121,8 (BLM)	16,65 m
40/5-138	80	80 (0m)		80 (CHV)	23,65 m
40/5-139	140	132 (8m)	n.a. (8m)		16 m
40/5-140	65	59 (6m)		59 (MST)	56 m
40/5-228	143		136 (7m)	136 (CHV)	13 m
40/5-229	110	108 (2m)	105 (3m)	105 (TUB)	18,75 m
40/5-234	88	86 (2m)		86 (TUB)	48 m
40/5-237	85	?		85 (BLM)	26,8 m
40/5-238	100	98 (2m)		98 (BLM)	12 m
40/5-239	92	90 (2m)		90 (CHV)	30 m
40/5-240	110	105 (5m)		105 (MST)	50,3 m
40/5-329	133,5	127,5 (6m)		127,5 (BLM)	35 m
40/5-513	131,5	128,5 (3m)	126,5 (2m)	126,5 (BLM)	40 m
40/5-514	148	142 (6m)	137 (5m)	137 (CHV)	44 m
40/5-515	148		126,5 (21,5m)	126,5 (MST)	39,5 m
40/5-516	139	131 (8m)		131 (MST)	39 m
40/5-517	100	98,5 (1,5m)		98,5 (BLM)	30 m
40/5-518	149,5	144,5 (5m)	137,5 (7m)	137,5 (CHV)	39 m
40/5-519	95	89 (5m)		89 (TUB)	35 m
40/5-520	142		135 (7m)	135 (ADV)	?
40/5-521	153		135 (18m)	135 (ADV)	?
40/5-522	143,5		136 (7,5m)	136 (ADV)	?
40/5-523	145		130 (15m)	130 (ADV)	?
40/5-524	161		124 (37m)	124 (ADV)	?
40/5-525	157	151,5 (5,5m)	118 (34,5m)	118 (CHV)	42 m
40/5-526	151	143 (8m)	128,5 (14,5m)	128,5 (TUB)	30 m
40/5-527	67	?	?	?(TUB)	87 m
40/5-539	150	147 (3m)	131,5 (16,5m)	107,5 (BLM)	
				81 (MST)	69m
40/5-540	67,5	62,5 (5m)		- 54 (MST)	161m (45°)

Farben- und Zeichenerklärung - Verklaring - Legend

- Gesteinsgrenze - *Begrenzing van de formatie* - Geological boundary
-  Überschiebung - *Overschuiving* - Overthrust
-  Überschiebung unter Bedeckung oder hypothetische
Overschuiving onder bedeking of hypothetische
Overthrust under covering or hypothetical
- Isohypsum des top des caledonische Schichten
Isohyps van de top van de caledonien terreinen
Isohyps of the top of the caledonin basement
Streichen und Fallen (n) :
Strekking en Helling (n) :
Strike and Slip (n) :
-  Schichten normal gelagert - *van normaal hellende lagen* - of the inclined strata
-  Schichten vertical gelagert - *van de verticale lagen* - of the verticale strat
-  Schichten überkippt - *van de omgekeerde lagen* - of the overturned strata
-  Schieferung - *Schiefering* - Cleavage
- a
b Bohrungen :
a. Tiefe des Borlochs; b. Tiefe des Deckeformationen Boring :
a. Diepte van de boring; b. basis van het dekkerrein Borehole
a. Depth of the borehole; b. thickness of the superficial deposit
- 40/n-xxx Borungen (Beschreibung : siehe n° 40/n-xxx in der Erläuterungen)
Boringen (beschrijving : zie nr 40/x-xxx van de verklarende tekst)
Borehole (description : see n°40/x-xxx in the notice)
- Pumpwerk - *Waterwinning* - Water-catchment
- ∨ Verlassener Steinbruch - *Verlaten steengroeve* - Disused quarry
- ∨ Aufgeschütteter Steinbruch - *Opgeevulde steengroeve* - Filled quarry
- ⌘ Sandgrube im Betrieb - *Zandgroeve in uitbating* - Sand pit
- ⌘ Verlassener Sandgrube - *Verlaten zandgroeve* - disused sand pit
- ⌘ Aufgeschütteter Sandgrube - *opgeevulde zandgroeve* - filled sand pit
- ⊙ Glaukonit unterirdischer Grube - *Glaukoniet ondergrondse groeve* -
Glauconite underground pit
- Rezente Talablagerungen
Ton und Lehm. Sand, Kies und Torf in linsenförmigen Lagen
Modern alluvium
Leem en klei. Lensvormige afzettingen van zand, keien en turf
Recent alluvial deposit
Loam and clays of valley bottoms. Lens of sand, pebbles and peat.
- AMO**
- Bruxelles Formation: Grob- bis feinkörniger, leichtgelber bis fuchsrot-oranger Sand mit Zwischenlagen aus kalkhaltigen, kieseligen oder hematitischen, knolligen oder gutgeschichteten Sandsteinen. An der Basis der Formation Kies aus Feuersteinen und glaukonitischem und kiesartigem Sand.
Formatie van Bruxelles: Grof- tot fijnkorrelig, lichtgeel tot ros-oranjeleurig zand met intercalaties van gestratificeerde of knolachtige, kalkachtige, kiezelige of hematiethoudende zandsteen.
Aan de basis, silexkeien en grindhoudend glauconiethoudend zand.
Bruxelles Formation: Coarse to fine, yellow to reddish-orange sand with intercalations of stratified or nodular, carbonated, siliceous or hematitic sandstone. Base of the formation is gravel with silex pebbles and coarse glauconitic sand.
- BXL**

- LON** Lonzée Formation: Grüner sandiger glaukonitführender Ton mit Kreidestücken und Muschelresten.
Formatie van Lonzée: Groene zanderige glauconiethoudende klei, met krijt fragmenten en schelpenresten
 Lonzée Formation: Green sandy glauconitic clay with chalky fragments and shell remains.
- FLL** Fallais Formation: Grüne bis gelbgrüne Schiefers und Siltsteine in dünnen Blätter. Im oberen Teil des Formation, vulkanische Tufflage (Porphyroïde de Pitet)
Formatie van Fallais: Groene tot geelgroene schiefer en siltstenen, in dunne bladerige lagen. Aan de top, vulkanische tuf (Porphyroïde de Pitet).
 Fallais Formation: Greenish to yellow-green, well-laminated schist and sandy siltite. Top of the formation is a volcano-sedimentary tuf (*Porphyroïde* of Pitet).
- BGP** Bois Grand-Père Formation: Silbergraue bis grüngraue Schiefers, Siltsteine und Sandsteine mit zahlreichen dünnen sandigen Zwischenlagen mit trogförmiger Schrägschichtung (Turbiditen).
Formatie van Bois Grand-Père: Zilvergrijze tot groengrijze schiefer, silt of zandsteen, met talrijke kleine lagjes van mooi fijn geslamineerde zandsteen met gekruiste gelaagdheid (Turbidieten)
 Bois Grand-Père Formation: Silver grey to greenish grey schist and siltite containing a lot of thin strata of sandstone and crossed-bedding (turbidites).
- BRT** Brutia Formation: Nivelles Eurite Schichtglied : ignimbrisch hellgrau Tuffaggregat. Weibe Kaolintonstein (Entstellungfazies).
 Unteres Schichtglied : glänzende dunkelgraue Siltsteine mit Fucoïden, in dicken Blätter geschichtet
Formatie van Brutia: Lid van de Eurite van Nivelles : ignimbrische lichtgrijze Tuffaggregaat verweerd tot witkleurige kaolinklei. Onderste lid : donkergrijze blinkende grofbladerige siltsteen met fucoïden
 Brutia Formation: Member of Nivelles "Eurite" (e) : cemented ignimbritic, pale grey deposit. White kaolinous alteration facies.
 Top member : dark grey, glossy siltite with fucoids, divided in thick slab.
- HM** Huet-Madot Gruppe: Grüne fossilführende sandige Siltsteine mit rotlichen limonitischen Flecken. Im oberen Teil, dünne Tufflagen (Porphyroïde oder Kératophyre de Grand Manil)
Groep Huet Madot: Groene zanderige fossielhoudende siltsteen, met roestkleurige limoniet-vlekken. In het bovenste deel van de formatie, dunne tuflagen (Porphyroïde van Grand-Manil)
 Huet - Madot Group: Fossiliferous coarse siltite, with limonitic reddish stains. At the top of the formation, some volcano-sedimentary layers ("Porphyroïde" or "kératophyre" of Grand Manil)
- BNV** Bornival Formation: Grüne Schiefers und Silsteine (Chapelle Ste Adèle Schichten), grüne grobkörnige sandige Siltsteine (Grand-Manil Kirchhof Schichten) und dunkle kieselartige Schiefers (La Vôte Schichten).
Formatie van Bornival: Groene schiefer en siltstenen (Chapelle Ste Adèle), groene zanderige silstenen (Kerkhof van Grand-Manil) en siltachtige kiezelige lintvormige donkere schiefer (La Vôte).
 Bornival Formation: Green siltite and schist (St Adèle Chapel), green coarse siltite (Grand Manil Cemetery) and dark siliceous banded schist (La Vôte).
- ITT** Ittre Formation: Dunkelgraue bis grüngraue, glimmerige sandige Schiefers und Siltsteine mit wellenförmiger Schichtung und trogförmiger Schrägschichtung (Turbiditen)
Formatie van Ittre: Glimmerhoudende donkergrijze tot groengrijze schiefer en zandige siltstenen, met gekruiste gelaagdheid en golvende laminaties (turbidieten).
 Ittre Formation: Dark grey to greenish grey, micaceous, schist and sandy siltite, with convolute and cross-stratification (turbidites).
- RIG** Rigenée Formation: Dunkle Schiefers und Siltsteine mit selten hellen gutgelaminierten sandigen Zwischenlagen
Formatie van Rigenée: Zwarte schiefer en siltstenen met soms lichtgekleurde zanderige laminaties
 Rigenée Formation: Dark schist and siltite with spaced pale siliclastic stratifications.

- TRO** Tribotte Formation: Graubraune tonige Sandsteine im dicken Bänken mit zahlreichen Lebensspuren. Weiber arkosicher kaolinitischer Sandstein (Strichon Schichtglied)
Formatie van Tribotte: Grijs-beige kleiachtige zandstenen in dikke banken, met talrijke bioturbaties. Faciës van witkleurige kaoliniethoudende zandsteen (Lid van Strichon).
 Tribotte Formation: Grey-brown argillaceous sandstone in thick layers, with numerous bioturbations. Facies of whitish arkosic kaolinised sandstone (Strichon Member).
- ADV** Abbaye de Villers Formation: Dunkelgraue bis grünlichbraune glimmerige Siltsteine und Sandsteine mit zahlreichen Lebensspuren. Linsenförmige Bänken aus dunklen glimmerigen ungleichartigen Sandsteinen
Formatie van Abbaye de Villers: Donkergrijze tot groenachtig bruine glimmerhoudende zandstenen en siltstenen met talrijke bioturbaties en lensvormige banken van heterogene donkergrijze zandsteen
 Abbaye de Villers Formation: Dark grey to brown micaceous siltite and sandstone with numerous bioturbations. Lenticular bars of dark heterogeneous sandstone.
- CHV** Chevlipont Formation: Dunkelgraue Siltsteine mit millimeter- bis zentimeterdicken gutgelaminierter Sandsteinebänden. Dezimetermächtigen schwarzen Sandsteinbänken mit wellenförmiger Schichtung und Gradierung.
Formatie van Chevlipont: Donkergrijze Siltstenen met millimeter- tot centimeterdikke banden van lichtgekleurde gelamineerde zandsteen met gekruiste gelaagdheid. Decimeterdikke lagen van zandsteen met volgende stratificaties of stratificaties volgens korrelgrootte.
 Chevlipont Formation: Dark grey siltite with millimetric to centimetric laminations of pale sandstone. Decimetric layers of sandstone with convolute laminations or graded bedding
- MST** Mousty Formation: Schwarze manganhaltige Schiefers und Siltsteine. Im unteren Teil des Formation, selten Bänken aus schwarzem Sandstein. Im oberen Teil, wechsellagerung aus schwarzen Schiefers und hellen gutgelaminierter schieferiger Zwischenlagen (Tangissart Schichtglied).
Formatie van Mousty: Zwarte mangaanhoudende schiefer en siltsteen. Lagen van donkergrijze zandsteen aan de basis. Aan de top, afwisseling van zwarte schiefer en van schieferige intercalaties met lichtgekleurde fijne zanderige laminaties (Lid van Tangissart).
 Mousty Formation: Black manganiferous schist and siltite. At the bottom of the formation, some layers of dark sandstone. At the top, dark shales alternate with layers full of pale laminations
- TUB** Tubize Formation: Feinkörnige Sandsteine, Siltsteine und grüngraue Schiefers. Obere Fazies aus grauem massivem Siltstein mit Magnetitkornen. Turbiditische untere Fazies mit Gradierung.
Formatie van Tubize: Fijne zandsteen, siltstenen en grijsgroene schiefer. Bovenste faciës van massieve grijze siltstenen met magnetietkorrels. Onderste faciës door turbidietengerangschikt volgens korrelgrootte.
 Tubize Formation: Fine sandstone and greenish-grey schist. Upper facies of grey siltstone with magnetite Lower facies with graded bedding (turbidites).
- BLM** Blannont Formation: Braunlichgraue bis grünliche quarzitischer oder arkosiche Sandsteine in dicken schlechtgeschichteten Bänken
Formatie van Blannont: Grijs-beige tot groenachtige kwartsrijke of arkosehoudende zandsteen in dikke slecht gestratificeerde lagen.
 Blannont Formation: Brownish-grey to green quartzitic or arkosic sandstone in thick layer broadly stratified.

TABLE DES MATIERES

Résumé	3
1. Introduction	4
1.1. Etablissement de la carte	4
1.2. Précédentes éditions	5
1.3. Cadre géographique et géologique général	5
2. Lithostratigraphie	7
2.1. Remarques préliminaires.....	7
2.2. Description des formations.....	8
2.2.1. Le socle cambro-silurien	8
Formation de Blanmont (BLM)	9
Formation de Tubize (TUB).....	12
Formation de Mousty (MST)	15
Formation de Chevlipont (CHV).....	18
Formation de l'Abbaye de Villers (ADV) ...	20
Formation de Tribotte (TRO).....	20
Formation de Rigenée (RIG).....	23
Formation d'Ittre (ITT).....	25
Formation de Bornival (BNV)	26
Groupe des Formations de Huet	28
et de Madot (HM)	
Formation de Brutia (BRT).....	31
Formation du Bois Grand-Père (BGP)	32
Formation de Fallais (FLL).....	32
2.2.2. Les formations mésozoïques	33
Formation de Lonzée (LON).....	33
Lambeau crétacé de Noirmont	34
2.2.3. Les formations cénozoïques	35
et quaternaires	
Formation d'Erquelines (ERQ).....	35
Formation de Bruxelles (BXL)	36
Limens quaternaires (LIM)	40
Alluvions modernes (AMO).....	41
3. Tectonique.....	42
3.1. Structure de la couverture	42
3.2. Structure du socle paléozoïque.....	43
3.2.1. L'Unité Senette-Thyle-Orneau	43
3.2.2. L'Unité branbançonne supérieure.....	44
3.2.3. La Faille de l'Orne et la Faille de Noirmont- Baudecet, trace d'un charriage majeur ?	44
3.2.4. La klippe de Court-Saint-Etienne -	47
Confrontation des hypothèses	
3.2.5. La schistosité	49
4. Le métamorphisme calédonien.....	49
4.1. Nature du métamorphisme	49
4.2. Age du métamorphisme	50
5. Matières Utiles	50
5.1. Le Quartzite de Blanmont	50
5.2. Les grès de la Formation de Tubize et les	51
minéralisations associées	
5.3. Les Schistes noirs de Mousty	53

5.4. Les Quartzophyllades de Chevlipont	53
5.5. Les schistes et grès argileux de la Formation de Tribotte	53
5.6. La Pierre de Gembloux (Formation de Bornival) .	54
5.7. La Glauconie de Lonzée.....	54
5.8. Le sable bruxellien	54
5.9. Les limons quaternaires.....	54
6. Hydrographie.....	55
6.1. Le bassin de l'Escaut	55
6.2. Le bassin de la Meuse	56
7. Hydrogéologie.....	56
Bibliographie	58
Liste des captages	65
Description de quelques forages	66
Zeichen- und Farbenerklärung - Verklaring- legend	68