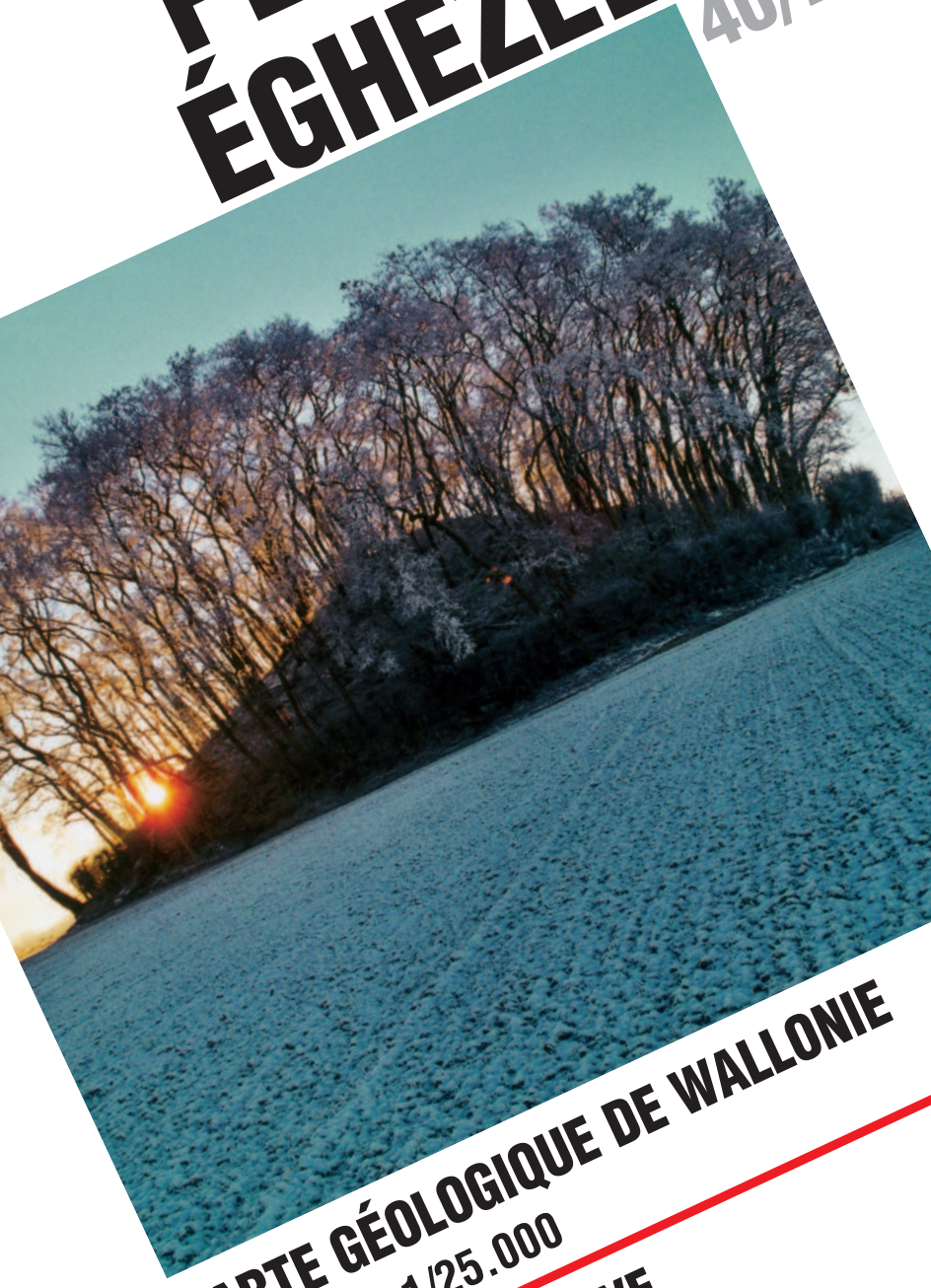
RÉGION WALLONNE

PERWEZ ÉGHEZÉE

40/7-8



CARTE GÉOLOGIQUE DE WALLONIE

ÉCHELLE : 1/25.000

NOTICE EXPLICATIVE

PERWEZ
-
ÉGHEZÉE

Jean-Louis PINGOT
&
Bernard DELCAMBRE

Département de Géologie
Université catholique de Louvain
Place Louis Pasteur, 3
B-1348 Louvain-la-Neuve

Photographie de couverture :
Tumulus d'Hottomont à Grand-Rosière-Hottomont
(Ramillies)
en bordure de la chaussée Brunehaut

NOTICE EXPLICATIVE

2006

Accepté pour publication : octobre 2006

Dépôt légal : D/2006/5322/66

Feuille Perwez - Éghezée n° 40/7-8

Résumé

La carte géologique 40/7-8 Perwez - Éghezée couvre la zone limoneuse brabançonne et à l'est, l'extrémité occidentale de la Hesbaye.

Son soubassement est formé par le socle cambro-silurien du Massif du Brabant, plissé et faillé au cours de l'orogenèse calédonienne. Ces roches sont affectées par un métamorphisme de faible degré. Ce socle était visible autrefois dans la région de Perwez. Actuellement, il n'en subsiste que de rares affleurements dans la commune de Fernelmont. Globalement, le toit du socle se relève du nord vers le sud, avec une exception notable à Perwez où le Quartzite de Blanmont induit un paléorelief important.

Discordante sur ce socle, la couverture méso-cénozoïque tabulaire est faiblement inclinée vers le nord.

Au sud-ouest de la carte, plusieurs sondages ont rencontré, sous les dépôts cénozoïques, une argile verte semblable à la Glauconie de Lonzée dans le prolongement des affleurements de la vallée de l'Arton.

À l'est du méridien d'Éghezée, les tuffeaux et craies (Crétacé) recouvrent le Massif du Brabant. Ils sont connus principalement par sondages. Au sud de Hemptinne, le tuffeau cède la place à des faciès gréseux (Grès de Séron). À l'extrémité ouest de la zone d'affleurement de la craie, des faciès résiduaires, constitués par des accumulations de silex ont été reconnus.

Dans la partie nord-ouest de la carte, la couverture cénozoïque englobe des argiles, des sables et des marnes d'âge paléocène et éocène, surmontés par les sables à caractères littoraux de la Formation de Bruxelles.

Cette région doit à l'importante couverture limoneuse qui la recouvre, la fertilité de ces terres. Cependant, pour la cartographie géologique, cette couverture constitue un handicap puisqu'elle masque presque entièrement les affleurements des terrains méso-cénozoïques et ceux du socle du Massif du Brabant.

1. Introduction

1.1. Établissement de la carte

Le levé de la carte 40/7-8 Perwez - Éghezée a été commandé par le Ministère de la Région wallonne (Direction des Ressources naturelles et de l'Environnement) dans le cadre du programme de révision de la carte géologique de Wallonie.

Les levés de terrain ont été réalisés au 1/10.000. Ils se sont déroulés entre décembre 2000 et avril 2001, soit sur une période de 5 mois.

L'épaisse couverture limoneuse soustrayant à l'observation la nature du sous-sol, la carte a été tracée sur base d'un réseau de coupes passant par un maximum de sondages pour lesquels des informations fiables étaient disponibles.

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 figurées par des sigles et des couleurs représentent des ensembles lithologiquement cohérents.

Les tracés géologiques ont été établis à partir :

- des données archivées dans les « minutes de la Carte géologique de Belgique » du Service géologique de Belgique, vérifiées si possibles par de nouvelles observations de terrain ;
- des informations éparses recueillies dans les universités et autres institutions de recherches ou publiées dans la littérature scientifique ;
- des données communiquées par des sociétés de forage ;
- des mémoires de FOURMARIER (1920) et DE LEGRAND (1968) sur le Massif du Brabant ;
- de la carte du Cambrien des vallées de la Dyle et de la Gette dessinée par DE LA VALLÉE-POUSSIN (1930) ;
- de la collecte d'observations ayant nécessité une dizaine de journées de terrain.

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

- une minute détaillée d'environ 350 points d'affleurements et de sondages décrits et localisés ;
- une carte géologique détaillée à 1/10.000 ;
- une carte d'affleurements ;
- une carte des isohypses du socle paléozoïque.

Ce dossier peut être consulté :

- à la Direction générale des Ressources naturelles et de l'Environnement, Ministère de la Région wallonne, SENSICOM, Avenue Prince de Liège 15 à 5100 Namur, tél. 081/92 59 73 ;
- au Service géologique de Belgique (Institut royal des Sciences naturelles de Belgique), rue Jenner 13 à 1000 Bruxelles, tél. 02/627 03 50.

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 la Région.

L'avancement des travaux de révision des cartes géologiques de Wallonie peut être suivi sur le site : http://environnement.wallonie.be/cartosig/cartegeologique de la Direction générale des Ressources naturelles et de l'Environnement du Ministère wallonne.

Ce site complète utilement la série de cartes imprimées sur support papier. Il présente le projet de cartographie géologique en Wallonie. Les principes de base de la cartographie géologique y sont brièvement exposés. Les cartes publiées peuvent être consultées en ligne.

1.2. Cadre géographique

Située en Moyenne Belgique (Fig. 1), la région de Perwez - Éghezée (40/7 - 8) couvre la partie occidentale de la Hesbaye dont la vocation agricole est bien ancrée dans le paysage. Son relief est mollement ondulé. Le point culminant de la carte, atteignant 187,5 m, est situé à Noville-les-Bois. La crête de partage des bassins de la Meuse et de l'Escaut traverse la carte d'ouest en est. La Chaussée Brunehaut qui reliait à l'époque romaine Bavai à Cologne *via* Tongres serre de près cette ligne de crêtes à peine marquée dans le paysage.

Les deux seules localités de moyenne importance qui drainent des activités commerciales et industrielles sont Perwez et Éghezée. Généralement, les villages se blottissent dans les vallées : tel est le cas de la vallée de la Mehaigne, où une série de villages s'égrène régulièrement entre Aische-en-Refail et Branchon. Cette vallée dispose encore de nombreuses zones humides. Les étendues boisées sont peu importantes, à l'exception du Bois de Grand-Leez qui couvre encore 110 ha, mais dont la superficie au début du XVIII^{e} siècle dépassait les 1000 ha. En matière de communication, l'autoroute E411 traverse le sud-ouest de la carte, desservant Perwez et ses environs.

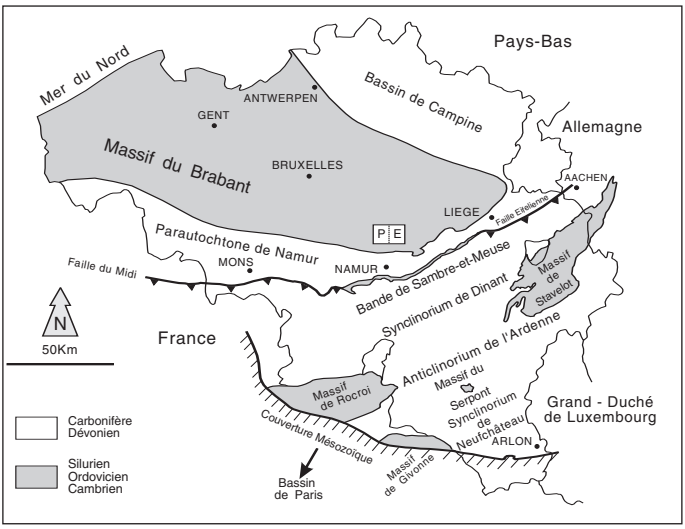


Fig. 1 : La carte Perwez - Éghezée dans le contexte géologique wallon.

Le village de Ramillies, situé au nord de la carte, est entré dans l'histoire par l'importante bataille qui s'y déroula pendant la guerre de Succession d'Espagne. Le 23 mai 1706, John Churchill, duc de Marlborough, y a défait les troupes françaises commandées par le Maréchal de Villeroy. Cette victoire rendit la Flandre et le Brabant à la coalition anglo-hollandaise opposée à la France de Louis XIV qui défendait les intérêts de l'Espagne.

1.3. Cadre géologique

Le sous-sol de la carte comprend deux ensembles géologiques séparés par une surface de discordance :

- le socle paléozoïque du Massif du Brabant formé de terrains dont l'âge s'étend du Cambrien au Silurien. Ce socle a été plissé et fracturé lors du cycle orogénique calédonien, puis largement érodé ;
- une couverture méso-cénozoïque déposée sur une surface imparfaitement aplanie. Au cours de cette période, différentes transgressions se sont avancées sur cette région en y abandonnant des sédiments aux faciès généralement littoraux.

Les indices d'une première transgression d'âge coniacien à santonien correspondent aux lambeaux de sables et d'argile verts de la Formation de Lonzée, masqués sous les sédiments plus récents de Grand Leez jusqu'à Leuze.

Après une période d'érosion continentale, une deuxième séquence transgressive couvre la région.

Celle-ci comprend des dépôts gréso-carbonatés et tuffacés (Formations de Séron et de Folx-les-Caves) au Campanien inférieur et crayeux (Formation de Gulpen) au Campanien supérieur.

Si les transgressions maastrichtienne et dano-montienne ont recouvert la région, ces dépôts ont été totalement érodés.

La région enregistre au cours du Thanétien un cycle sédimentaire transgressif. La nouvelle pulsation transgressive issue d'une mer peu profonde, dépose des sédiments terrigènes (sable, argile) et carbonatés (Formation de Hannut). La régression qui lui succède, à la base de l'Yprésien, permet la mise en place des sédiments continentaux fluvio-lagunaires du Membre de Dormaal de la Formation de Tienen. Entre ces deux formations, dans la région de Ramillies, s'intercale un corps argileux dans ce qui était autrefois considéré comme une lacune sédimentaire.

Finalement, après une période où la région fut exondée, correspondant à l'Yprésien supérieur, une ultime transgression s'étale sur la région, où la mer bruxellienne abandonne des sédiments littoraux sableux.

Au cours de l'Holocène, une épaisse couverture limoneuse d'origine nivéo-éolienne recouvre toute la région lui conférant sa fertilité, mais masquant pratiquement la totalité du sous-sol.

1.4. Édition précédente

La carte Perwez - Éghezée, dressée par ordre du Gouvernement, a été publiée en 1894 par la Commission Géologique de Belgique.

A. Rutot était chargé du levé des terrains méso-cénozoïques. Il avait entamé ses recherches une quinzaine d'années plus tôt en compagnie de E. Van den Broeck. Le fruit de leurs recherches est consigné dans plusieurs publications mentionnées dans la bibliographie. C. Malaise a examiné les roches du socle paléozoïque du Massif du Brabant.

2. Lithostratigraphie

Les roches du Massif de Brabant n'affleurent pratiquement plus sur la carte Perwez – Éghezée. Aussi, nos connaissances restent-elles très fragmentaires. Les descriptions de ces formations sont donc basées sur les données de la littérature ou sur les observations de terrain des cartes voisines.

2.1. Le socle cambro-silurien brabançon

2.1.1. Le Paléozoïque inférieur de l'Unité brabançonne supérieure

Formation de Blanmont (BLM)

Origine du nom : anciennes carrières de quartzite du village de Blanmont (MALAISE, 1873).

La base de la Formation de Blanmont n'est pas connue sur la carte. À l'échelle du Massif du Brabant, il était communément admis que cette formation repose sur la Formation de Jodoigne (DUMONT, 1847 ; REYNAUD, 1952 ; VERNIERS *et al.*, 2001). Cette opinion semble devoir être revue suite aux levés de la carte Jodoigne - Jauche (40/3-4) (HERBOSCH, com. pers). La Formation de Jodoigne, constituée de quartzites noirs et de schiste gris-bleu ou noirs s'inscrirait sous la Formation de Mousty, mais la nature des relations entre ces formations n'est pas connue. Il n'est pas impossible que des lacunes les séparent. Précédemment, cette hypothèse avait déjà été évoquée par MALAISE (1911) et à sa suite par FOURMARIER (1920). En l'absence de datation, la question reste ouverte.

La Formation de Blanmont est essentiellement constituée de quartzite verdâtre très massif, parfois micacé. Sa patine d'altération lui confère des teintes rouilles, rougeâtres ou lie-de-vin. Il semblerait que dans la région de Thorembais - Perwez, elle renferme en outre des niveaux schisteux ou phylladeux

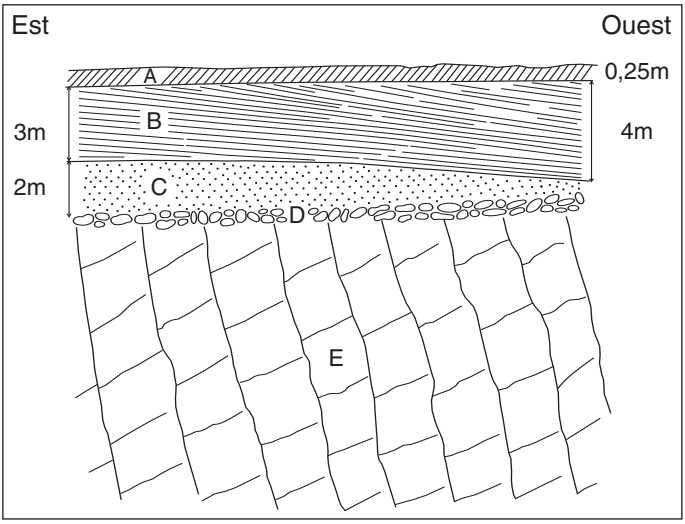


Fig. 2 : Coupe de la Formation de Blanmont à la carrière de Perwez (Doyen, 1913). Légende : A : Terre végétale, B : Limon hesbayen, C : Sable bruxellien, D : Blocs de quartzite arrondis ou ellipsoïdaux, E : Quartzite devillien.

(DE LA VALLÉE-POUSSIN, 1930), qui ont été reconnus également par quelques sondages récents. À Thorembais-St-Trond, ce quartzite prend un aspect poudinguiforme.

Dans l'ancienne carrière de Perwez, située au nord de la ville, près de la gare, DOYEN (1913) décrit un quartzite gris bleuâtre ou gris verdâtre, et disposé en bancs massifs, peu distincts (Fig. 2). Selon cet auteur, la structure de la roche évoluait entre un quartzite typique, où les grains de quartz sont moulés les uns aux autres, et un grès où les grains de quartz sont séparés par un ciment chloriteux, devenu limoniteux par altération (MALAISE, 1913). Les minéraux accessoires repérés en plaque mince sont la chlorite fibroradiée, la muscovite, le zircon, l'apatite et la pyrite altérée en limonite.

L'analyse isotopique U-Pb des zircons contenus dans cette formation, confère à son dépôt un âge postérieur à la limite Précambrien - Cambrien (VON HOEGEN *et al.*, 1990).

Épaisseur : indéterminable, 1000 m ou davantage.

Âge : Cambrien inférieur (Nemakitien - Daldynien), inférieur à 540 millions d'années.

Utilisation : le quartzite était employé comme granulats ou pierres de construction.

Affleurement représentatif :

Plus aucun sur la carte, se rapporter aux affleurements de la vallée de l'Orne au sud de la tour d'Alvaux à Mont-St-Guibert ou aux anciennes carrières de Blanmont et de Nil-Pierreux (carte Chastre – Gembloux*,* 40/5-6, DELCAMBRE et PINGOT, 2002).

Pour en savoir plus : DE LA VALLÉE - POUSSIN, J., 1930
DOYEN, A., 1913
VERNIERS, J., *et al.*, 2001

2.1.2. Le Cambro-silurien de l'Unité Sennette–Thyle–Orneau

Exceptés quelques affleurements à Cortil-Wodon et Noville-les-Bois, les terrains ordoviciens et siluriens n'affleurent pas. Par conséquent, il est impossible de cartographier les différentes formations reconnues tant à l'ouest, dans les vallées de l'Orneau, de l'Orne et de la Thyle (DELCAMBRE et PINGOT, 2002), qu'à l'est dans les vallées de la Mehaigne et de la Burdinale (VERNIERS, 1983a).

Cependant, les formations siluriennes formellement identifiées aux environs de Cortil-Wodon et de Noville-les-Bois sont décrites ci-dessous.

De part et d'autre de ces formations, deux regroupements sont figurés sur la carte :

- les Formations ordoviciennes indifférenciées (ORD) qui comprennent les formations ordoviciennes inférieures à celle du Bois-Grand-Père ;

- les Formations siluriennes indifférenciées (SIL) qui englobent les formations au-dessus de la Formation de Corroy.

Formations ordoviciennes indifférenciées (ORD)

Sous la Formation du Bois-Grand-Père, le substratum très altéré des vallées du ruisseau de la Batterie et du ruisseau de Montigni ne permet pas la reconnaissance des formations ordoviciennes qui par conséquent, ont été regroupées. Leurs principales caractéristiques, connues par ailleurs, sont résumées au Tableau I.

Tableau I : Caractéristiques lithologiques des formations cambro-siluriennes du Massif de Brabant masquées sous la couverture méso-cénozoïque.

Nom de la formation	**Lithologie principale**	**Âge**	**Épaisseur**
Cambrien/ Ordovicien			
Mousty (MST)	schiste	Cambrien moy. à Tremadoc inf.	>500 m
Ordovicien			
Chevlipont (CHV)	siltite	Tremadoc inf.	150 à 200 m
Abbaye de Villers (ADV)	siltite	Arenig sup.	100 à 150 m
Tribotte (TRO)	grès	Arenig sup.	200 à 300 m
Rigenée (RIG)	schiste et siltite	Llanvirn	150 à 200 m
Ittre (ITT)	grés, siltite, schiste	Caradoc	80 m
Bornival (BNV)	siltite et schiste	Caradoc moy.	300 à 400 m
Huet-Madot (HM)	siltite et Porphyroïde de Grand Manil	Caradoc sup. à Ashgill inf.	65 m
Ordovicien/ Silurien			
Brutia (BRT)	siltite et schiste « Eurite de Nivelles »	Ashgill sup. à Llandovery inf.	80 à 100 m

Nom de la formation	Lithologie principale	Âge	Épaisseur
Silurien			
Bois-Grand-Père (BGP)	voir description détaillée p. 12		500 m
Fallais (FAL)	voir description détaillée p. 13		300 m
Corroy (COY)	voir description détaillée p. 14		± 200 m
Les Vallées (LVA)	schiste, siltite et grès (turbidites)	Wenlock moy.	200 à 300 m
Vissoul (VSS)	schiste et siltite	Wenlock (Scheinwoodien à Homerien)	100 m
Fumal (FUM)	siltite et schiste avec petits bancs de grès	Wenlock moy. à sup.	300 m
Vichenet (VCH)	gros bancs de siltite et de siltite gréseuse	Wenlock sup.	>200 m

Formation du Bois-Grand-Père (BGP)

Origine du nom : lieu-dit au sud de Gembloux (DELCAMBRE et PINGOT, *in* Verniers *et al.*, 2001).

La Formation du Bois-Grand-Père est constituée de schistes gris foncé à gris-vert dans lesquels s'intercalent des bancs de grès micacé, parfois lenticulaires, d'épaisseur centimétrique. Dans la vallée de l'Orneau, ces petits bancs montrent parfois des stratifications entrecroisées. Ces critères laissent présager un dépôt de caractère turbiditique distal.

Les niveaux gréseux disparaissent progressivement dans la partie supérieure de la formation.

Sur la carte Perwez - Éghezée, la base de la formation n'est pas connue. Elle est surmontée par la Formation de Fallais.

Épaisseur : 200 m reconnus dans la vallée de l'Orneau, probablement proche de 500 m.

Âge : Llandovery (Rhuddanien - Aeronien).

Utilisation : aucune.

Affleurement représentatif :

Hambraine, berge du ruisseau d'Hénémont, immédiatement à l'ouest du pont de la rue des Ardennes reliant ce hameau à Wodon, 80 m au sud-ouest de l'église (coordonnées Lambert 192.720 - 141.250).

Pour en savoir plus : VERNIERS, J. *et al.,* 2001

Formation de Fallais (FLL)

Origine du nom : affleurements de référence dans la vallée de la Méhaigne à proximité du village de Fallais (VERNIERS, 1983a).

La Formation de Fallais surmonte la Formation du Bois-Grand-Père dans la vallée de l'Orneau. Sur la carte Perwez - Éghezée, sa base est masquée sous la couverture méso-cénozoïque, excepté dans les vallées de la région de Fernelmont.

Cette formation renferme des schistes vert clair et chloriteux. Altérée, elle prend des teintes vert - jaune. Localement, elle se charge en petites intercalations silteuses à fines straticulations parallèles.

La partie supérieure de la formation comprend l'horizon cinéritique de Pitet, d'épaisseur métrique dans la vallée de l'Orneau. Dans cette vallée, cet horizon est constitué d'une roche claire, peu cohérente, formée par l'accumulation de fines cendres volcaniques transformées partiellement en argile. Vers l'est, sur la carte Wasseiges - Braives (132, 41/5 - 6), l'épaisseur de cet horizon est sensiblement plus important.

Sur la carte Perwez - Éghezée, MALAISE (1892) mentionne deux affleurements de cette roche, non retrouvés lors de la révision de la carte :

- à proximité de la ferme de la Basse à Cortil-Wodon ;
- sur la rive droite du ruisseau de Noville, au sud-est de la ferme du Vieux Moulin.

Le sommet de la Formation de Fallais est situé, dans la vallée de l'Orneau, au sud de Gembloux, quelques mètres au-dessus de cet horizon volcano-sédimentaire.

La Formation de Fallais correspond à la partie supérieure de l'ancienne Assise de Grand Manil (MAILLIEUX, 1926).

Épaisseur : 300 m dans la vallée de l'Orneau.

Âge : Llandovery supérieur (Telychien moyen à supérieur).

Utilisation : aucune.

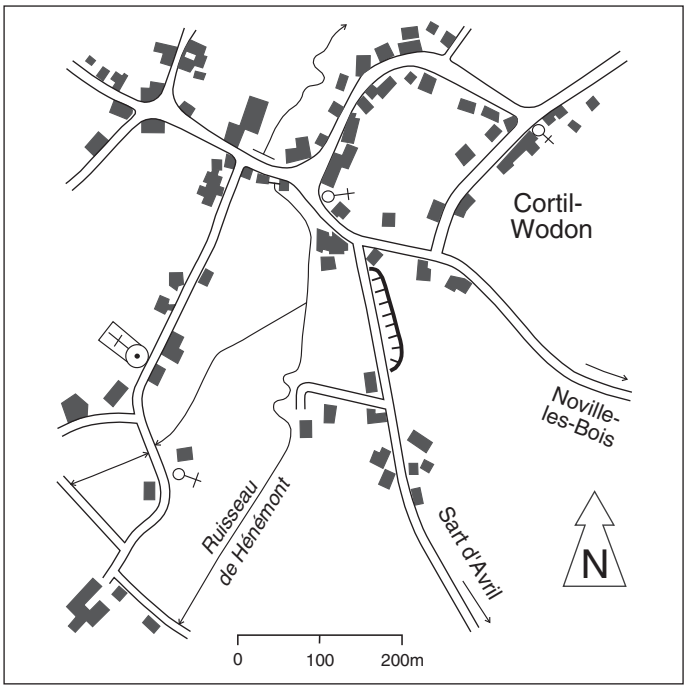


Fig. 3 : Localisation des affleurements de la Formation de Fallais à Cortil - Wodon (Fernelmont).

Affleurements représentatifs :

- les schistes de la Formation de Fallais affleurent dans la tranchée à l'extrémité nord de la rue de Sart d'Avril à Cortil-Wodon (Fig. 3, coordonnées Lambert 191.850 - 139.650) ;
- les schistes et des siltites verts altérés de cette formation se retrouvent encore dans les berges du Ruisseau d'Hénémont, au sud du pont de la route reliant Hambraine à Wodon, 550 m au nord-nord-est de la ferme de Wodon (coordonnées Lambert 192.100 - 140.490).

Pour en savoir plus : VERNIERS, J. *et al.,* 2001

Formation de Corroy (COY)

Origine du nom : carrière au sud de l'ancienne poudrière de Corroy-le-Château.

La Formation de Corroy correspond à la partie inférieure de l'Assise de Corroy sensu MALAISE (1900). Elle est synonyme de l'unité Corroy inférieur décrite par VERNIERS (1983b).

La Formation de Corroy se caractérise par l'alternance de bancs décimétriques de grès gris bleuté à stratifications entrecroisées, de siltites et de schistes foncés. Ces séquences correspondent à des épandages turbiditiques.

Ses relations avec la Formation de Fallais sous-jacente et son sommet n'ont pas été observés sur la carte.

Épaisseur : environ 200 m dans la vallée de l'Orneau.

Âge : Wenlock inférieur, plus précisément Sheinwoodien inférieur à moyen. *Cyrtograptus murchisoni* et *Monograptus riccartonensis* sont connus dans la vallée de l'Orneau.

Utilisation : les grès de la Formation de Corroy ont été exploités près de la ferme de la Basse à Cortil-Wodon et sur la rive est du Petit Hoyou, face au camping de Noville-les-Bois.

Affleurements représentatifs :

- grès gris-vert et schistes silteux foncés dans les berges du coude du ruisseau de Noville-les-Bois au sud du Vieux Moulin à Cortil-Wodon (coordonnées Lambert 192.920 - 140.210) ;
- de nombreux fragments de grès et de schistes gris-bleu jonchent la culture située sur la rive droite du ruisseau de Hénémont, face à la ferme de Thyroule au sud de Cortil-Wodon (coordonnées Lambert 191.350 - 138.700).

Pour en savoir plus : VERNIERS, J. *et al.*, 2001

Formations siluriennes indifférenciées (SIL)

Au-dessus de la Formation de Corroy, la rareté et la piètre qualité des affleurements et pointements disponibles dans la partie sud-est de la carte ne fournissent en aucun cas une résolution stratigraphique suffisante pour tenter une division en formations. Le Tableau I procure les caractéristiques essentielles des formations qui devraient y affleurer.

2.2. Les formations crétacées

Au Crétacé, le Massif de Brabant constitue un isthme ou un haut-fond séparant au sud-ouest le Bassin de Mons, communiquant avec le Bassin de Paris, du Bassin de Campine, au nord-est, ouvert sur le Bassin de Westphalie.

Différentes transgressions crétacées viendront se briser sur ce seuil. Il en résulte que la sédimentation se révèle :

- peu épaisse ;
- incomplète (des retraits de la mer génèrent une succession de lacunes soulignées par des périodes érosives) ;
- formée de faciès littoraux ou marginaux caractérisés par d'importantes variations de faciès.

La division stratigraphique repose sur les études de HOFKER (1961, 1963) et BLESS *et al.*, (1990). Elle diffère de l'échelle stratigraphique retenue sur la précédente édition de la carte datant de la fin du XIX^{e} siècle.

Des influences faunistiques téthysiennes se font sentir au Campanien inférieur et moyen ainsi qu'en Maastrichtien supérieur (BLESS *et al.*, 1990). Cette situation traduit une pulsation transgressive venant du sud ou du sud-ouest *via* le Bassin de Mons, alors qu'il était communément admis que les mers couvrant la Hesbaye étaient originaires du Bassin de Westphalie. Pendant ces deux périodes, le Massif du Brabant ne constitue donc plus un isthme infranchissable aux incursions marines venant du sud.

Par contre, au Campanien supérieur, la faune présente des affinités boréales.

Formation de Lonzée (LON)

Origine du nom : village de Lonzée au sud de Gembloux, où la glauconie était exploitée (MALAISE, 1864).

Dans la partie sud-ouest de la carte, la Formation est constituée de sable et d'argile verts, très glauconieux et carbonatés, d'origine marine et littorale. À Lonzée, elle est très riche en lamellibranches et en céphalopodes. Elle a livré une faune remarquable de dinosaures marins, de chéloniens et de poissons (DOLLO, 1903 ; LERICHE, 1927).

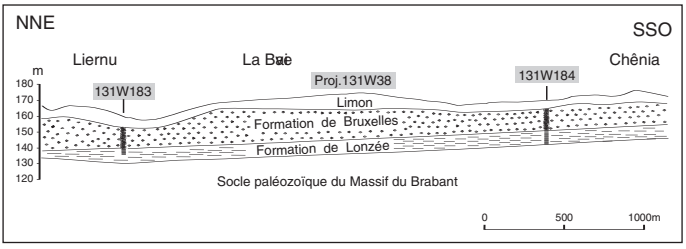


Fig. 4 : Coupe de la Formation de Lonzée enfouie sous les sables de la Formation de Bruxelles au sud-ouest de Liernu.

Cette formation repose directement sur le socle paléozoïque sous les villages de Grand-Leez, de Liernu et au nord de Meux où elle a été recoupée par plusieurs forages. Elle y occupe une paléodépression du socle (Fig. 4). Ces indices se placent dans le prolongement des affleurements de la vallée de l'Arton à Lonzée. Elle y est surmontée par les sables de la Formation de Bruxelles. Un sondage qui a recoupé 3 mètres de sable glauconieux, a mis en évidence un nouveau lambeau au centre de Leuze. Ce lambeau assure la liaison entre les affleurements de la

vallée de l'Arton à Lonzée, les indices reconnus en sondages à l'ouest de la carte et les affleurements de la vallée du ruisseau de Montigni, visibles au XIX^{e} siècle, au sud de Hemptinne. Dans cette localité, les quelques mètres de marne et de sable vert grossier qui s'interposent entre le socle paléozoïque et les grès de la Formation de Séron, autrefois rapportées à l'assise de Herve, sont rangés dans cette formation. Une description lithologique plus complète de ces affleurements est donnée en légende de la figure 6, pp. 18 et 19.

La Formation de Lonzée correspond chronologiquement à la Formation de Vaals, à dominante sableuse, connue dans l'est de la Belgique, avec laquelle elle montre des affinités faunistiques (MALCHUS *et al.*, 1996).

Épaisseur : 10 m au maximum à Liernu, reconnu par sondage, de 0,60 à 1,5 m à l'affleurement dans la vallée du ruisseau de Séron et de 2 à 5 m au sud-est de la carte.

Âge : Coniacien - Santonien (ROBASZYNSKI *et al.*, 2001).

Utilisation : avant la première guerre mondiale, la glauconie était exploitée dans le village de Lonzée, comme matière colorante pour la teinture des tissus.

Affleurement représentatif :

Plus aucun à l'heure actuelle.

Pour en savoir plus : LERICHE, M., 1927
MALAISE, C., 1864
ROBASZYNSKI, F. *et al.*, 2001
RUTOT, A., 1887
RUTOT, A., 1889
RUTOT, A., 1894
RUTOT, A. et VAN DEN BROECK, E., 1886 a et b

Formation de Séron (SER)

Origine du nom : coupe de la vallée du ruisseau de Séron, entaillée par plusieurs carrières au sud du village de Hemptinne (MALAISE, 1879 ; RUTOT et VAN DEN BROECK, 1887).

La Formation de Séron est constituée d'un grès se délitant en plaquettes, d'aspect blanchâtre ou gris jaunâtre. Par altération, il acquiert des teintes rougeâtres. Ce grès résulte probablement du durcissement superficiel d'un sable siliceux carbonaté. Le Grès de Séron affleurait autrefois dans un ensemble de petites carrières creusées sur la rive orientale du ruisseau de Séron, au sud de la ferme de Montigni (MALAISE,

1887). Elle repose sur les marnes de la Formation de Lonzée dans la vallée du Ruisseau de Séron et directement sur le socle du Massif du Brabant dans la région d'Éghezée.

Ces grès ont été initialement rapportés au Bruxellien par DUMONT. MALAISE (1879, 1887) les attribue au Maastrichtien. RUTOT et VAN DEN BROECK (1886a) leur confèrent un âge Sénonien. Enfin, si nous rejoignons les vues D'HOFKER (1961), il faudrait leur assigner un âge Campanien inférieur. Il est probable que la Formation de Séron passe latéralement vers le nord à celle de Folx-les-Caves, du même âge (HOFKER, 1961 ; BLESS *et al.*, 1990), dont elle représente un faciès littoral arénacé (Fig. 5).

À défaut d'affleurement probant encore visible, nous reprenons le schéma d'une ancienne carrière (n° d'archives 131E26) de la rive est du ruisseau de Séron donné par RUTOT et VAN DEN BROECK (1886a) (Fig. 6).

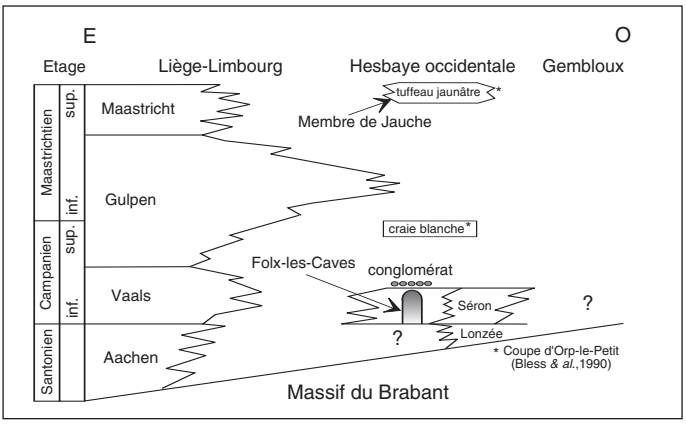


Fig. 5 : Relations entre les formations crétacées de la Hesbaye occidentale et les formations correspondantes du Limbourg et de la Province de Liège.

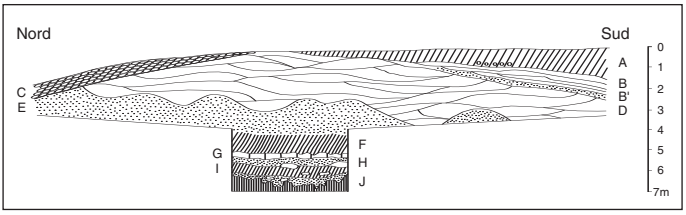


Fig. 6 : Coupe d'une ancienne carrière de grès dans la vallée du ruisseau de Séron. Légende dans le texte.

La légende donnée par ces auteurs est retranscrite intégralement :

- *A. Limon quaternaire avec cailloux roulés à la base. Ép. : 0 à 2 m ;*

- *B. Sable gris glauconifère avec quelques linéoles argileuses. Ép. : 0 à 1,3 m ;*
- *B'. Lit de cailloux roulés dans du sable argileux glauconifère. Ép. : 0 à 0,3 m ;*

B et B' sont rapportés au Groupe de Landen ;

- *C. Amas de grès siliceux détritique. Ép. : 0 à 1 m ;*
- *D. Grès siliceux, blanchâtre, gris jaunâtre ou rougi ; massif, mais très fendillé en plaquettes irrégulières. C'est le grès exploité pour les empierrements de routes. Il est pauvre en fossiles, mais nous y avons rencontré : Belemnitella mucronata, Janira (Vola) oequicosta Lam., Pecten trigeminatus Golgf., Pencten faujasi ? Defr., Ostrea. Ces fossiles sont à l'état d'empreintes nettes. En certains points, la roche est finement celluleuse, et ces cellules semblent provenir de la dissolution de petits débris organiques calcaires, arrondis. Ép. : 0 à 4 m ;*
- *E. Sable blanc calcareux plus ou moins altéré et rougi, avec points de glauconie. Lorsque l'altération n'est pas considérable, ce sable s'agglutine légèrement par le calcaire qu'il contient et ressemble alors à du calcaire grenu et tufeau. Ép. : 1 à 2 m ;*

C, D et E : Formation de Séron ;

- *F. Le sable calcareux E passe insensiblement mais assez rapidement à un sable très vert glauconifère, un peu argileux F, avec parties calcareuses. Ép. : 1 m ;*
- *G. Ce sable F passe lui-même vers le bas à un sable vert très grossier, devenant bientôt graveleux, avec quelques cailloux roulés noirs épars, reposant sur un lit de grès glauconifère, graveleux avec traces de fossiles. Ép. : 0,5 m ;*
- *H. Ce lit gréseux repose sur du sable noir graveleux, glauconifère, avec parties calcaires; et en descendant il se charge de nouveau de gravier formant une ligne nette de ravinement. Ép. : 0,25 m.*
- *I. Masse de marne blanche, fossilifère vers le haut, passant par le bas à un sable roux très fin ; le tout rempli de débris nacrés d'Anomia, de fragments de Pecten lisses et d'Ostrea, et renfermant à plusieurs niveaux des bancs discontinus de grès glauconifère plus ou moins dur, silicifié et lustré au centre et renfermant des petits amas d'assez nombreuses empreintes de fossiles, parmi lesquels M. P. Pelseneer a reconnu 23 espèces dont Rostellaria nilsonni Müll., Turritella gothica Müll., Isocardia cretacea Goldf., Pecten laevis Nilss. et Vola quadricostata Sow. Ép. : 1 m.*

F,G, H et I constituent différents horizons de la Formation de Lonzée ;

- *J. Schiste primaire, probablement silurien. Ép. : 0,1 à 0,6 m.*

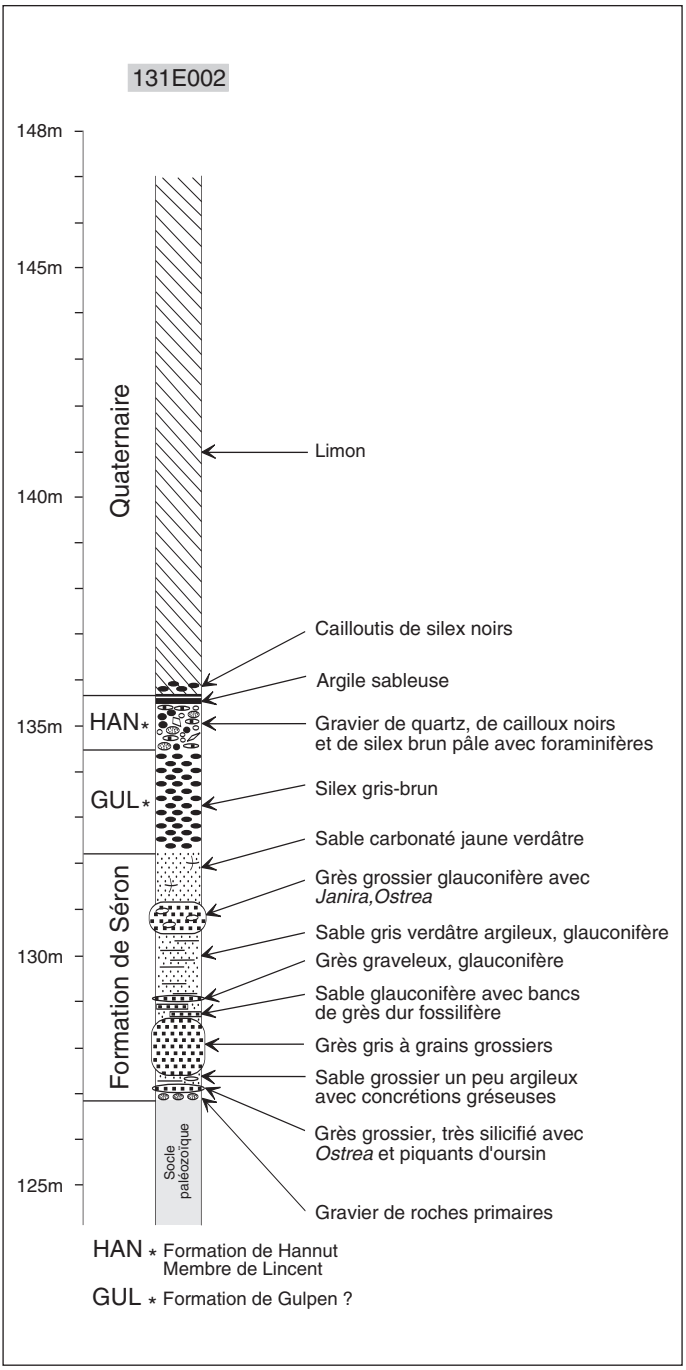


Fig. 7a : Log des Formations de Séron et de Hannut (Membre de Lincent) au sondage n° d'archives 131E002 de la râperie d'Éghezée.

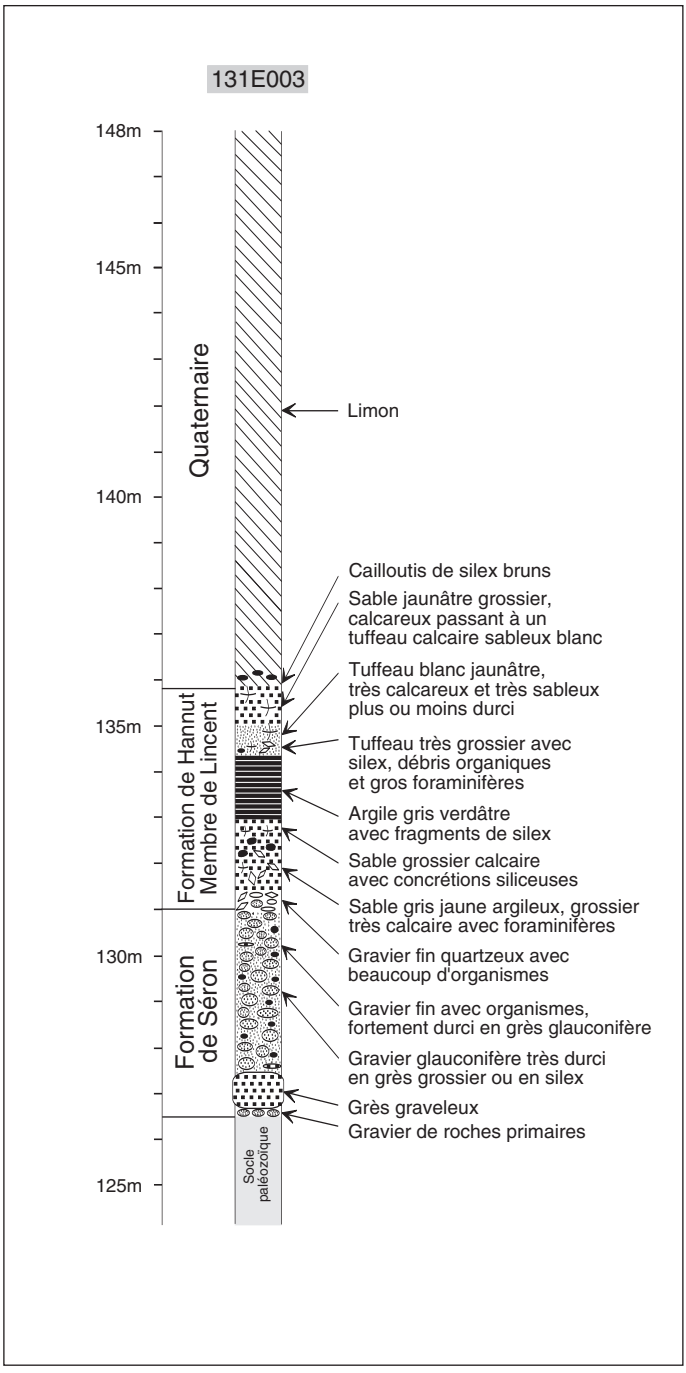


Fig. 7b : Log des Formations de Séron et de Hannut (Membre de Lincent) au sondage n° d'archives 131E003 de la râperie d'Éghezée.

Dans la région d'Éghezée, la Formation de Séron n'est connue qu'en sondages. Les bancs de grès y sont séparés par des niveaux de sable carbonaté ou argileux (Fig. 7a et 7b). L'accumulation des silex dans la partie supérieure du forage n° d'archives 131E002 résulte d'une concentration mécanique suite à l'érosion de la craie de la Formation de Gulpen.

Épaisseur : 4 à 6 m dans la vallée du ruisseau de Séron, probablement 10 à 12 m au sud du ruisseau de Batterie.

Âge : Campanien inférieur.

Utilisation : dans la vallée du ruisseau de Séron, les grès, équarris en dalles, servaient à l'empierrement des routes et des chemins.

Affleurement représentatif :

De nombreux débris de grès jonchent la surface des cultures à l'est de la rue des Arsys, longeant la rive droite du ruisseau de Séron au sud du château-ferme de Montigni, particulièrement face au chemin vers Fontenelle, à l'emplacement d'une ancienne carrière aujourd'hui remblayée (Fig. 8, coordonnées Lambert 193.870 - 141.910).

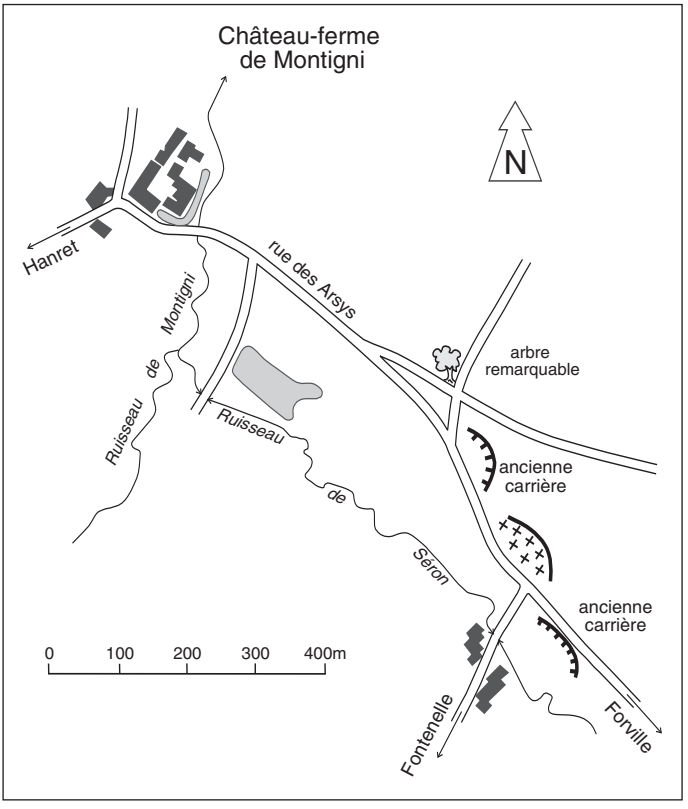


Fig. 8 : Localisation des anciennes carrières de grès de Séron et des fragments de grès à la surface des cultures au sud de Hemptinne.

Pour en savoir plus : HOFKER, J. 1961
HOFKER, J. 1963
RUTOT, A., 1894
RUTOT, A. et VAN DEN BROECK, E., 1886a
RUTOT, A. et VAN DEN BROECK, E., 1887

Formation de Folx-les-Caves (FOX)

Origine du nom : village de Folx-les-Caves, où de grandes cavités entaillent le tuffeau (RUTOT et VAN DEN BROECK, 1887 ; GROESSENS, 1998 pour l'aspect historique).

La Formation de Folx-les-Caves n'affleure pas sur la carte Perwez – Éghezée. Elle y est masquée par la couverture limoneuse et localement, par les sables de la Formation de Bruxelles. Peu de forages la recoupent, aussi son extension demeure assez hypothétique.

Pour en décrire le contenu, la coupe de Folx-les-Caves (Fig. 9, planchette Jauche, 40/4), étudiée par RUTOT et VAN DEN BROECK (1886A) et UBAGHS (1888), servira de référence. Les travaux de HOFKER (1961, 1963) et BLESS *et al.* (1990) en précisent l'âge.

La partie inférieure de la formation où sont creusées les carrières souterraines bien connues, est constituée d'une craie à grains grossiers et à bioclastes arrondis, avec silex à la base. Vers le sommet, cette craie se charge de lithoclastes grossiers. Plusieurs contacts érosifs séparent des séquences caractérisées par une grano-décroissance des grains (BLESS *et al.*, 1990).

Cette coupe est interprétée comme un dépôt subtidal mis en place dans un environnement de haute énergie. Cette séquence correspond au Tuffeau inférieur de Folx-les-Caves (UBAGHS, 1888), auquel un âge Campanien inférieur est attribué (HOFKER, 1963 ; BLESS *et al.*, 1990). Son épaisseur est de l'ordre de 3 à 6 m.

Dans sa nouvelle acception, le sommet de la Formation de Folx-les-Caves senso stricto se limite à la voûte des carrières souterraines (ROBASZYNSKI *et al.*, 2001).

Au-dessus du toit des cavités, s'étale un conglomérat ou un amas de blocs arrondis d'un tuffeau grossier durci (RUTOT et VAN DEN BROECK, 1886a, UBAGHS, 1888). Il renferme des galets de quartzite, de schiste (psammite) et de biocalcarénite. Le ciment du conglomérat est une biocalcarénite sableuse (BLESS *et al.*, 1990). L'épaisseur de ce membre est comprise entre 0,25 et 0,6 m. *À* l'origine, il était probablement plus épais, puis a été partiellement érodé. Bless *et al.* (1990) lui confère un âge Campanien inférieur terminal.

Il est surmonté par un tuffeau jaune formé d'une biocalcarénite grossière et graveleuse formée de bioclastes émoussés et d'une importante quantité de lithoclastes (quartz, quartzite et morceaux de craie indurée). Sa surface basale est irrégulière et érosive sur le conglomérat. Son épaisseur est de l'ordre de 5 m. Selon MULDER et MAI (1999), ce tuffeau daterait de la partie inférieure du Campanien supérieur.

Ce conglomérat, ainsi que le tuffeau jaunâtre, très peu épais, ont été réunis dans la partie supérieure de la Formation de Folx-les-Caves (BLOCKMANS et DUMOULIN, com.pers).

En l'absence d'affleurements naturels, les tracés de la Formation de Folx-les-Caves ont été extrapolés des données des forages réalisés dans la partie occidentale de la planchette de Wasseiges (41/5), pour étendre la Formation de Folx-les-Caves sur la carte d'Éghezée au sud de la Mehaigne. En effet, de Wasseiges à Hemptinne, tous les forages ont rencontré des craies tuffacées grossières assimilées au Tuffeau de Folx-les-Caves.

Au nord-est de la carte d'Éghezée, les sables carbonatés à silex et les craies sableuses recoupés par sondage notamment à Boneffe (sondage n° d'archives 131E019, Fig. 9) sont rapportés à cette formation. Cependant, le calcaire crayeux et le gravier de silex épais de 1,80 m traversé par ce sondage immédiatement sous les limons sont attribués à la Formation de Gulpen.

Vers le sud, l'épaisseur de cette formation s'amenuise progressivement, coincée entre le relèvement du toit du socle paléozoïque et le dépôt des sables bruxelliens.

La Formation de Folx-les-Caves pourrait être en partie contemporaine de la Formation de Séron.

À la même époque, dans le Limbourg et au nord-est de la province de Liège, se déposait la Formation de Vaals constituée de dépôts sableux littoraux. Cette répartition des faciès marins en Hesbaye et littoraux vers l'est, confirme que ces terrains appartiennent au domaine méridional, probablement en communication avec le Bassin de Mons et suggère un aplanissement total du Massif du Brabant.

Épaisseur : 6 à 10 m.

Âge : Campanien inférieur à Campanien supérieur (partie inférieure).

Utilisation : à Hemptinne, le tuffeau été exploité en galeries souterraines pour l'amendement des cultures.

Affleurement représentatif :

Aucun actuellement. Le tuffeau affleurait autrefois à Hemptinne sur le versant nord de la vallée de la Soile.

Pour en savoir plus : BLESS, M.J.M., FELDER, P.J., & JAGT, J.W.M., 1990.
HOFKER, J., 1961
HOFKER, J., 1963
ROBASZYNSKI, F. *et al.*, 2001
RUTOT, A., 1894
RUTOT, A & VAN DEN BROECK ; E., 1887
UBAGHS, C., 1888

Formation de Gulpen (GUL)

Origine du nom : affleurements et crayères de la région de Gulpen, dans le Limbourg hollandais (FELDER, 1975).

Il n'y a pas d'affleurement de cette formation dans le périmètre de la carte. Sa présence est déduite d'une part, de la partie supérieure du sondage n° d'archive 131E019 à Boneffe, qui a traversé un calcaire crayeux renfermant plusieurs niveaux de silex et, d'autre part, d'extrapolations à partir de la planchette de Wasseiges (41/5).

La Formation de Gulpen s'étendrait uniquement de part et d'autre de la vallée de la Mehaigne entre Taviers et Branchon, où elle surmonte la Formation de Folx-les-Caves ou le socle paléozoïque.

La coupe d'Orp-le-Petit (Fig. 9) sur la carte Jodoigne – Jauche (40/3 – 4), étudiée par RUTOT et VAN DEN BROECK (1886a) et UBAGHS (1888), constitue la référence régionale.

Lithologiquement, il s'agit d'une calsiltite divisée en bancs minces limités par des surfaces ondulantes pouvant correspondre à de courtes interruptions de sédimentation. Cette séquence se termine par un hardground à nodules de phosphate. Une surface d'érosion marque son sommet. La craie blanche est datée du Campanien supérieur (HOFKER, 1963, BLESS *et al.*, 1990). Elle constitue un équivalent latéral des Membres de Zeven Wegen et de Beutenaken, connus dans l'Est de la Belgique.

Épaisseur : 10 m au maximum.

Âge : Campanien supérieur sur cette carte, atteint le Maastrichtien supérieur vers l'est.

Utilisation : aucune.

Affleurement représentatif : aucun.

Pour en savoir plus : BLESS, M.J.M., FELDER, P.J. & JAGT, J.W.M., 1990
HOFKER, J., 1961

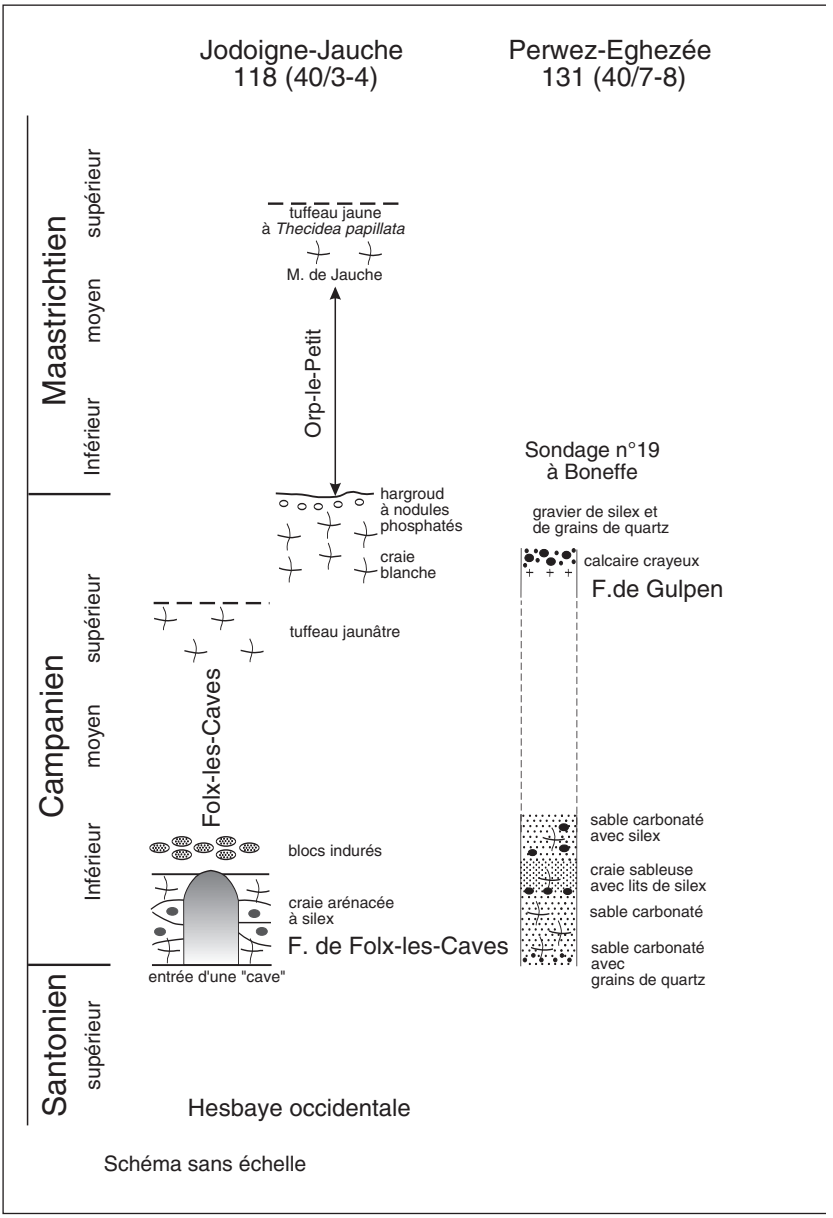
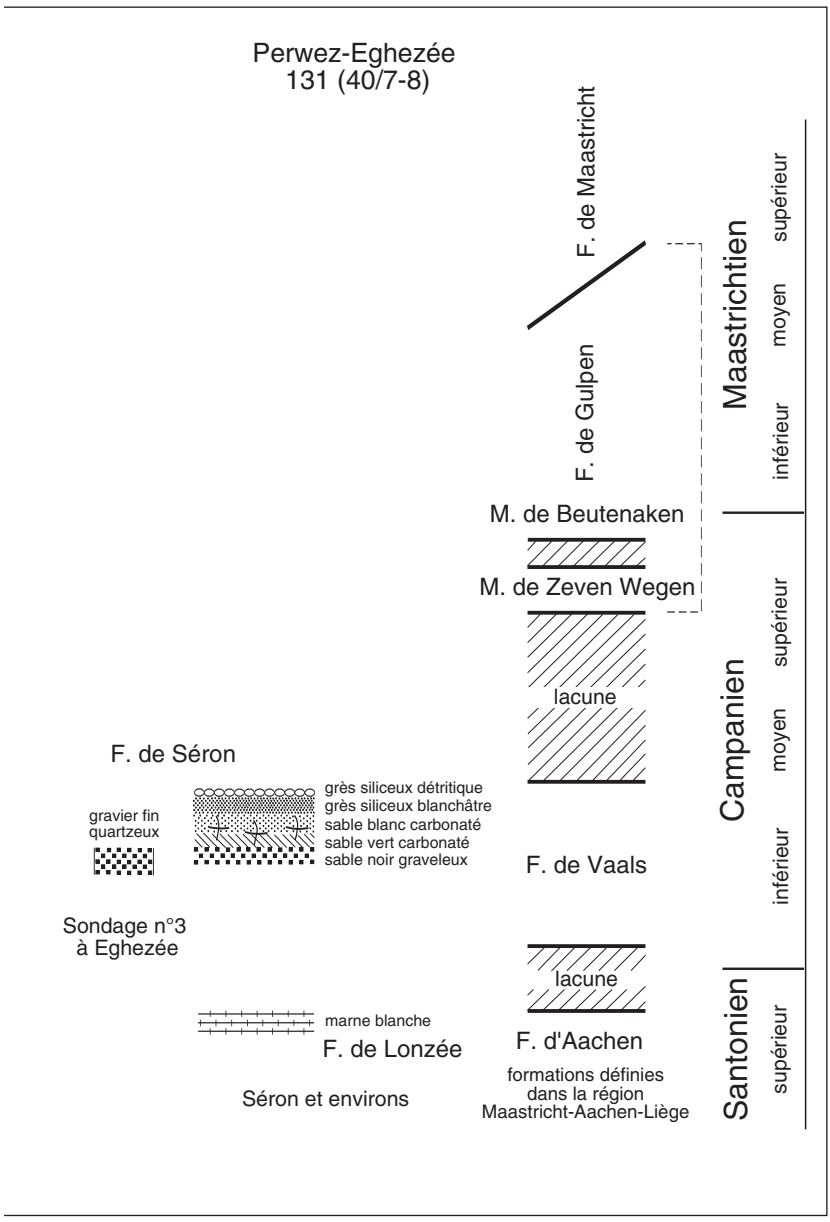


Fig. 9 : Division lithostratigraphique du Crétacé supérieur de Hesbaye occidentale.


Perwez-Eghezée
131 (40/7-8)
F. de Maastricht
F. de Gulpen
M. de Beutenaken
M. de Zeven Wegen
lacune
F. de Vaals
lacune
F. d'Aachen
formations définies
dans la région
Maastricht-Aachen-Liège
Maastrichtien
inférieur
moyen
supérieur
Campanien
inférieur
moyen
supérieur
Santonien
supérieur
F. de Séron
gravier fin
quartzeux
grès siliceux détritique
grès siliceux blanchâtre
sable blanc carbonaté
sable vert carbonaté
sable noir graveleux
Sondage n°3
à Eghezée
marne blanche
F. de Lonzée
Séron et environs

HOFKER, J., 1963
ROBASZYNSKI, F., *et al.*, 2001
RUTOT, A., 1894
RUTOT, A. & VAN DEN BROECK, E., 1887
UBAGHS, C., 1888

2.3. Les formations cénozoïques et quaternaires

Au Paléocène inférieur, la région de Perwez - Éghezée est probablement recouverte par la mer dano-montienne, dont on retrouve des vestiges isolés dans la région de Maastricht et dans le Bassin de Mons, mais qui font défaut dans le Brabant et en Hesbaye.

Cependant la deuxième pulsation transgressive du Paléocène, à laquelle correspond la Formation de Heers, subsiste à l'état de lambeau masqué sous les sables bruxelliens dans la région de Noville-sur-Mehaigne. Jusqu'à présent, cette formation était connue à l'état d'affleurements naturels au nord-est du Massif du Brabant depuis Orp jusqu'aux environs de Waremme.

Formation de Heers (HER)

Origine du nom : le stratotype désigné par DUMONT (1849) est situé à proximité de la ferme du Vivier à Horpmaal dépendant de la commune de Heers au nord-nord-est de Waremme.

Classiquement, cette formation est divisée en deux membres :

- à la base : le Membre des Sables d'Orp (-le-Grand), formé de sables glauconieux, à caractère transgressif, épais de 6,30 m au stratotype ;
- au-dessus, le Membre des Marnes de Gelinden, constitué de marne blanchâtre, épaisse de 10 m dans la localité-type, le sommet est tronqué par une surface d'abrasion marine.

Sur cette carte, cette formation n'affleure pas. Cependant, le membre supérieur a probablement été recoupé par trois forages dans les environs du château de Noville-sur-Mehaigne (Fig. 10).

Les descriptions des forages mentionnent plusieurs mètres d'argile marneuse ou de marne grise qu'en toute logique, il est raisonnable d'assimiler au Membre de Gelinden. L'élément carbonaté de ces marnes provient de l'érosion des craies mésozoïques connues quelques kilomètres à l'est.

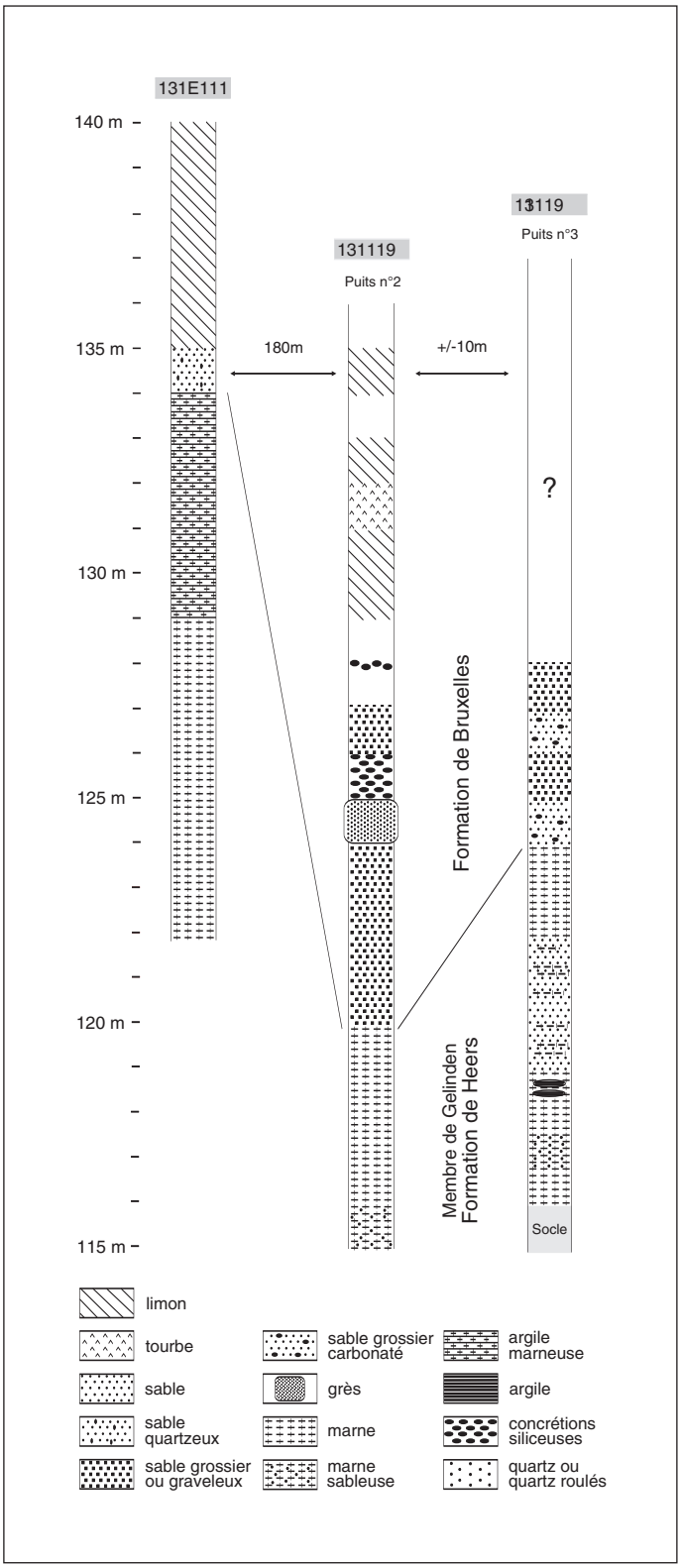


Fig.10 : Log des sondages n° d'archives 131E111 et 131E119 dans les Formations de Heers et de Bruxelles à Noville-sur-Méhaigne.

À défaut de preuves paléontologiques, l'argument géométrique est utilisé pour situer cette lithologie bien typée au sein de la colonne stratigraphique. En effet, ces marnes se placent chronologiquement assez tôt dans la série des dépôts cénozoïques ayant recouvert le Massif du Brabant. Elles surmontent directement le socle. Elles sont à leur tour, masquées par des sables thanétiens ou bruxelliens, ces derniers étant nettement ravinants. La morphologie du toit du socle du Massif du Brabant (voir en cartouche de la carte) est un élément qui peut expliquer la préservation de ces dépôts à cet endroit. En effet, le toit du socle forme dans la région de Noville-sur-Mehaigne une vaste dépression ouverte vers le nord-est, protégée à l'est par le paléo-relief de Perwez-Jaucelette et au nord par le paléo-relief de Fodiaux (carte 40/3-4 Jodoigne - Jauche). Cette zone devait constituer un milieu abrité propice au dépôt de la marne.

Vers l'est, cette marne ne peut s'étendre sur une longue distance car elle a été érodée par un profond chenal d'âge bruxellien (voir coupe b-b'), puis elle s'amenuise insensiblement. Vers l'ouest, il est logique d'imaginer que cette marne diminue progressivement d'épaisseur pour disparaître complètement à l'est de Jaucelette, suite au relèvement du toit du socle.

Dans l'état actuel des connaissances, cette marne serait le témoin le plus occidental et le plus méridional de la pulsation transgressive heersienne.

Épaisseur : une dizaine de mètres au maximum.

Âge : milieu du Paléocène, Sélandien (NP4 - NP5), quoique le terme « heersien » aujourd'hui tombé en désuétude, couvre un intervalle de temps un peu plus large et aurait la priorité d'un point de vue historique.

Utilisation : amendement calcaire dans la région de Heers - Waremme, aucune sur cette carte.

Affleurement représentatif : aucun.

Pour en savoir plus : STEURBAUT, E. 1998

Groupe de Landen (LND)

Origine du nom : région de Landen dans le Limbourg (Steurbaut, 1998).

Au Paléocène supérieur (Thanétien), le domaine couvert par la carte était situé à l'extrémité du biseau de transgression de la mer « landénienne » qui y a abandonné des sédiments littoraux sous une faible profondeur d'eau, faisant suite à un léger relèvement du Massif du Brabant (VANDENBERGHE *et al.*, 1998). Cette transgression s'est avancée sur les terrains crétacés au relief mal aplani et soumis préalablement à une altération kars-

tique. Par après, suite au retrait de la mer, la sédimentation prend un caractère continental et fluviatile en marge d'une lagune occupant une grande partie du territoire de la Flandre. Ces faciès continentaux ne se rencontrent que dans le Bassin de Mons, dans la région de Beaumont - Charleroi, dans un domaine contigu à la frontière hollandaise et dans une digitation s'étendant de Lommel à la région de Perwez - Éghezée (Fig. 11, GULINCK, 1973).

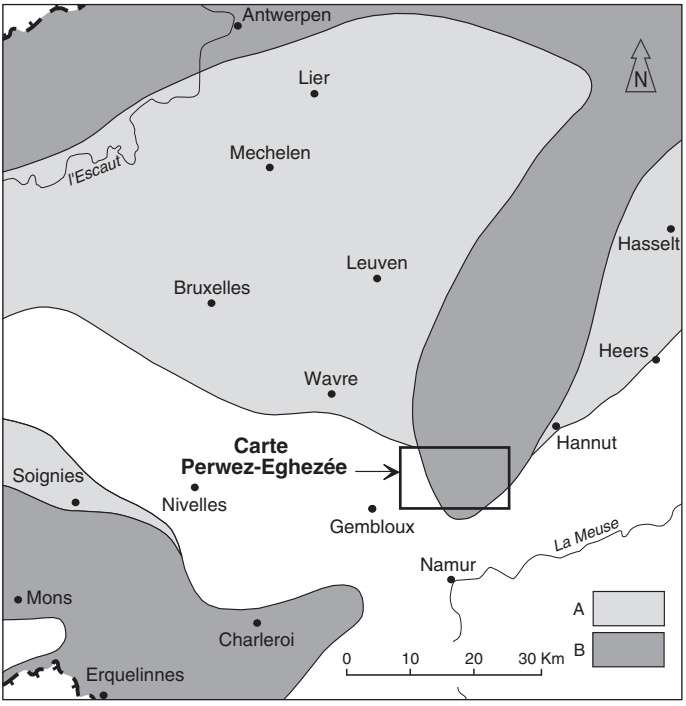


Fig. 11 : Carte de répartition des faciès du Landénien (d'après Gulinck, 1973). Légende : A : Extension des faciès marins ; B : Extension des faciès lagunaires et fluviatiles.

Le Groupe de Landen comprend actuellement six formations, dont trois affleurent en Hesbaye : les Formations de Hannut, de Tienen et de Ramillies, cette dernière, nouvellement créée, qui s'interpose entre les deux formations précitées, et trois sont reconnues dans le Hainaut : les Formations de Saint-Ghislain, du Bois Gilles et d'Erquelinnes (Fig. 12).

D'un point de vue chronostratigraphique, le Groupe de Landen est traversé par la limite Paléocène - Eocène.

Sur la première édition de la carte (1894), le « *Landénien* » était divisé :

- en une « assise » supérieure (L2) renfermant des sables blancs, des grès mamelonnés, des argiles, des lignites et des marnes à caractère fluviatile ou lagunaire. Cette assise correspond à la Formation de Tienen ;

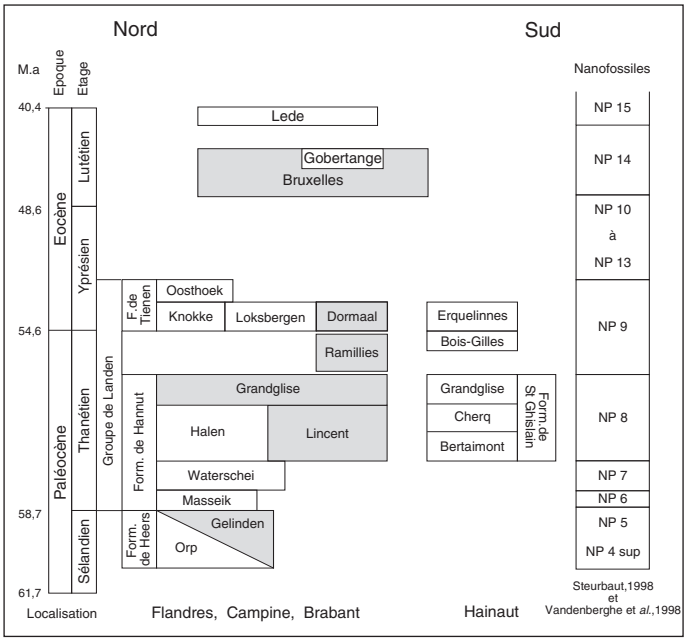


Fig.12 : Division lithostratigraphique du Paléocène et de l'Eocène. En grisé, membres et formations présents sur la carte Perwez - Éghezée. Colonne de gauche : les datations sont tirées de Luterbacher et al., 2004. Colonne de droite : biostratigraphie basée sur les nanofossiles (d'après Steurbaut, 1998 et Vandenberghe et al., 1998).

- une « assise » inférieure marine comprenant la succession suivante : des sables glauconifères (L1d), des silts ou des sables argileux avec niveaux tuffacés (Lincent ou Chercq, L1c), des argiles « lourdes » (L1b) et des cailloux de silex verdis (L1a). Cette assise coïncide avec la Formation de Hannut ;
- au nord de la carte, dans la région de Ramillies, une nouvelle formation argileuse s'intercale entre les deux formations « traditionnelles » du Groupe de Landen.

Formation de Hannut (HAN)

Origine du nom : affleurements de la région de Hannut (MARÉCHAL et LAGA, 1988 ; STEURBAUT, 1998).

Il est probable que les terrains de la Formation de Hannut ont dû se prolonger au-delà de leurs limites actuelles. Les lambeaux que forme cette formation dans le Brabant sont les vestiges d'un manteau qui fut sans doute continu et que l'érosion infra-lutétienne a fortement aminci et largement déchiré. Ainsi, à l'est d'Éghezée, la Formation de Hannut se biseaute sous les limons.

En Wallonie, la Formation de Hannut est divisée en trois membres (Fig. 12) :

- la partie inférieure est formée des Membres de Cherq et de Lincent, respectivement dans le Hainaut occidental et en Hesbaye :
  - le Membre de Cherq comprend un tuffeau argileux à grains de glauconie et des sables fins argileux;
  - le Membre de Lincent est constitué de calcaire siliceux (tuffeau) avec un niveau sablo-argileux à sa base, appelé aussi Sable de Racour dans l'Est de la Belgique (Steurbaut, 1998).
  - la partie supérieure comprend uniquement le Membre de Grandglise (Maréchal et Laga, 1988).

Les membres de Lincent et de Grandglise affleurent sur la carte Perwez - Éghezée. Cependant, la rareté des affleurements naturels engendrant d'un point de vue cartographique des difficultés à préciser les limites entre ces deux membres, l'ensemble de la Formation de Hannut a donc été figuré sous une seule teinte.

Membre de Lincent (LIN)

Origine du nom : tuffeau de Lincent au nord-ouest de la province de Liège (D'OMALIUS D'HALLOY, 1839). Le stratotype est situé dans une carrière abandonnée à Wansin, sur le territoire de commune de Hannut.

Le Membre de Lincent renferme deux lithologies contrastées :

- à la base, une série sablo-argileuse verte glauconifère avec un cailloutis de base ;
- au sommet, un tuffeau formé d'un calcaire poreux riche en silice, avec ciment d'opale, de calcite microcristalline et de minéraux argileux. Il renferme localement des niveaux de silex noirs et des lentilles de marne. Cette roche se caractérise par sa richesse en fossiles (foraminifères, mollusques, échinodermes) qui peuvent représenter jusqu'à 25 % du volume de la roche dans la région de Lincent.

Une telle succession lithologique a été traversée par les trois forages de la râperie d'Éghezée (Fig. 7a, 7b et 13). La présence de foraminifères de grande taille (*Polymorphinidés*?) dans les tuffeaux et les argiles plaident en faveur d'un âge Cénozoïque, d'où l'attribution de ces terrains au Membre de Lincent.

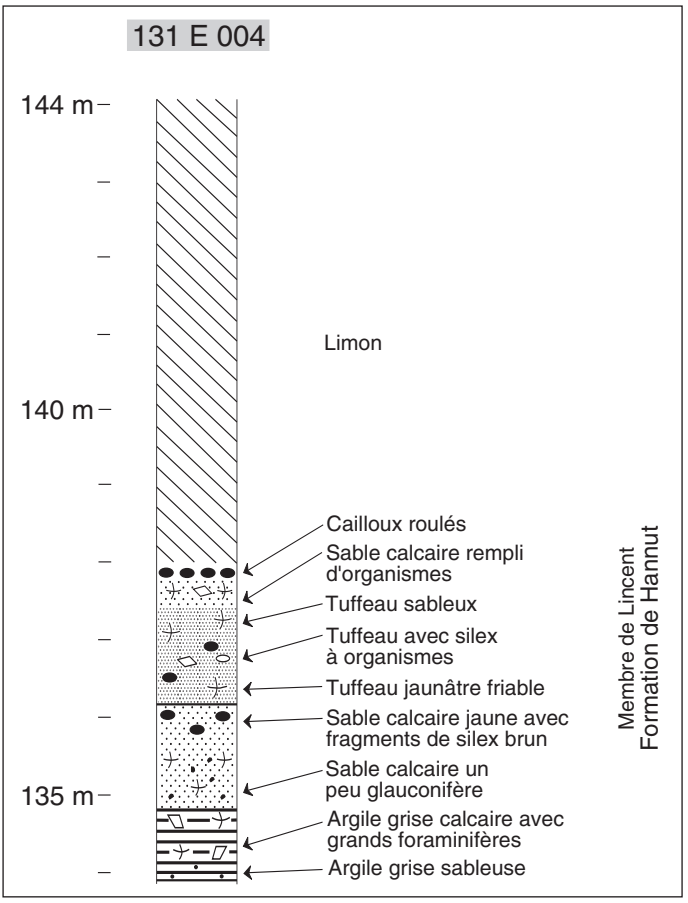


Fig. 13 : Log de la Formation de Hannut (Membre de Lincent au sondage n° d'archives 131E004 de la râperie d'Éghezée).

Membre de Grandglise (GRA)

Origine du nom : grès de Grandglise (D'OMALIUS D'HALLOY, 1842). Grandglise est un hameau du village de Stambruges, 20 km à l'ouest de Mons.

Le Membre de Grandglise, dans la partie est de la carte, semble se résumer principalement à des sables et argiles sableuses plus ou moins glauconieux.

Dans le domaine central de la carte, les affleurements naturels témoigneraient d'une composante sableuse importante.

Une compilation des minutes, résumée à la figure 14, présente les coupes visibles jadis dans cette formation.

Les descriptions suivantes sont celles des auteurs des observations :

- à Grand-Rosière, une petite carrière (n° d'archives 131W130) montrait des faciès de transition avec le Membre de Dormaal (Formation de Tienen) :

- *A : limon ;*
- *B : sable bruxellien ;*
- *C : Landénien (L1d et L2 auctores) sable assez homogène, blanc avec concrétions calcaires, et glauconie plus ou moins altérée. Son sommet, sous le contact du Bruxellien, est un gravier durci et percé de trous d'annélides remplis de gravier bruxellien ;*

- entre Perwez et Grand-Rosière, à l'est du ruisseau de Jaucelette, une sablière, déjà abandonnée en 1881 (n° d'archives 131W111), montrait la séquence la plus complète de la Formation de Hannut visible dans la région. Les termes A à C affleuraient. Les termes D à H proviennent d'un sondage profond de 3 mètres, réalisé à l'intérieur de la sablière :
  - *A : blocs de grès blanc à surface irrégulièrement mamelonnée qui servaient de pierres à paver (Formation de Tienen) ;*
  - *B : argile blanche (base de la Formation de Tienen ?) ;*
  - *C : sable brunâtre visible sur 3 mètres, stratifié assez irrégulièrement, renfermant vers le haut des linéoles d'argile blanche ou grise semblable à la masse du haut ;*
  - *D : 1,50 mètre de sable roux vers le haut, blanc verdâtre vers le bas, homogène et humide ;*
  - *E : plus bas, le sable devient argileux avec linéoles d'argile verte ;*
  - *F : à 2 mètres, on entre dans de l'argile sableuse verte passant immédiatement à une argile grise, dure et compacte dont la couleur fonce rapidement et passe au noir ;*
  - *G : à 2,5 mètres, concrétions sableuses et ferrugineuses et plus bas, sable ferrugineux assez grossier ;*
  - *H : vers 3 mètres, le sable devient vert. On s'arrête à 3,10 mètres dans le sable vert.*

Kaasschieter (1961) considère cette alternance de sable et d'argile comme un dépôt marin.

À Aische-en-Refail, la carrière de grès à paver (n° d'archives 131W117) exposait le sommet de la Formation de Tienen (description pp. 40 et 41).

Les variations de faciès, que montrent ces différentes coupes, sont dues aux caractères transgressifs et littoraux de la sédimentation qui recouvre un socle imparfaitement aplani. À cet égard, il semble que le paléorelief que constitue la colline paléozoïque de Perwez (voir sur l'écorché du socle en cartouche de la carte, les isohypses du socle) ait pu constituer un obstacle temporaire à la transgression landénienne. Aucun sondage, au sud de la région de Thorembais - Perwez, n'a recoupé des sédiments d'âge thanétien.

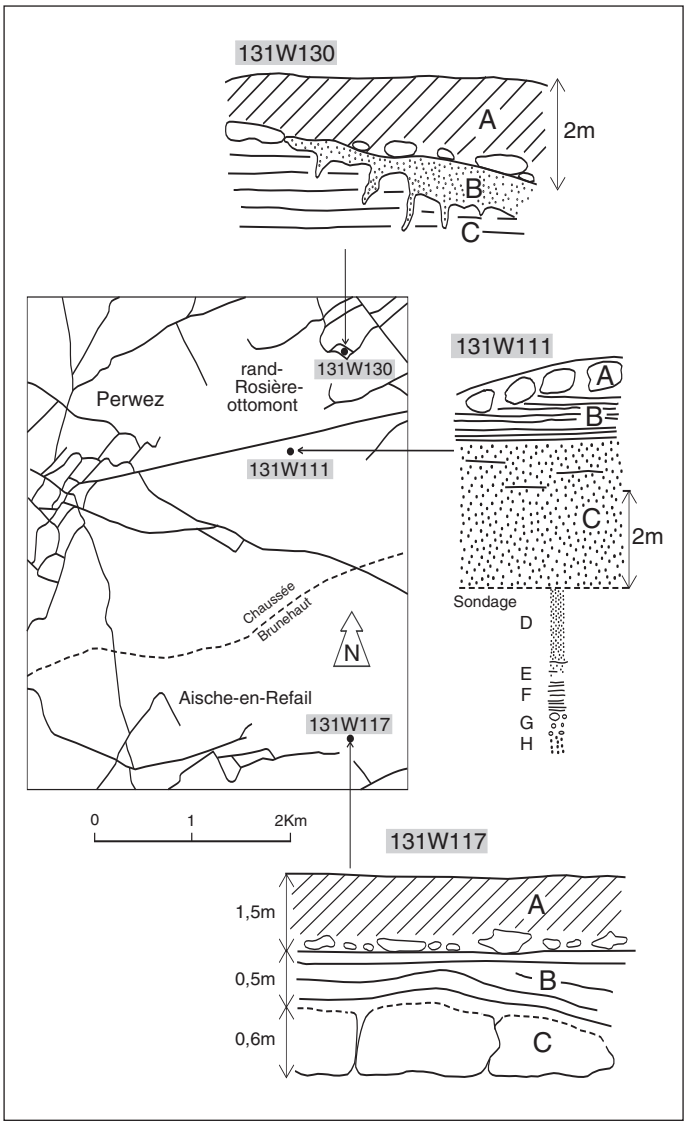


Fig. 14 : Coupes d'anciennes sablières et argilières dans les Formations de Hannut et de Tienen. Légende dans le texte.

Épaisseur : très variable 10 à 15 m au maximum car elle dépend de deux facteurs, le paléorelief du socle et le niveau d'érosion pré-lutétienne.

Âge : Thanétien.

Utilisation : aucune actuellement.

Affleurement représentatif : aucun.

Pour en savoir plus : KAASSCHIETER, J.P.H., 1961
LEDOUX, A., 1911
MARÉCHAL, R. et LAGA, P., 1988

Formation de Ramillies (RAM)

Origine du nom : village de Ramillies où ces argiles ont été traversées par sondage. Nouvelle formation.

Plusieurs forages aux alentours de Ramillies ont recoupé jusqu'à une vingtaine de mètres d'argile noire, dont l'épais manteau limoneux empêche l'observation directe.

Un nouvel examen des témoins (quelques centimètres cubes d'argile) du sondage n° d'archives 131E110 réalisé en 1934 au sud de l'église Saint Hubert à Ramillies, selon des techniques modernes, a permis, dans une certaine mesure, de préciser la nature des argiles et d'affiner leur attribution stratigraphique.

Une étude granulométrique a montré que ce sondage a traversé des argiles de plus en plus fines au fur et à mesure que l'on monte dans la colonne stratigraphique. Quant au petit corps sableux, à la base du forage, il est attribué au membre de Grandglise (Fig. 15).

La nature des argiles (fraction inférieure à 2 microns) est tout à fait singulière.

Au-dessus de la barre sableuse, l'argile est formée d'un mélange de kaolinite et d'illite, puis de smectite pure (montmorillonite) renfermant des sphérulites de 0,2 à 0,4 mm de sidérite ($FeCO_3$) néoformée encroûtant des nuclei constitués par des fragments de foraminifères. L'abondance de smectite pourrait indiquer une zone marine abritée proche du continent. La smectite comme la sidérite, nécessitent un milieu réducteur pour leur formation (Meunier, 2005 ; Gautier, 1982). Il est connu que la smectite se forme dans des sols mal drainés sous un climat chaud avec une humidité saisonnière contrastée (Mercier-Castiaux et Dupuis, 1990). L'origine de cette smectite pourrait donc être corrélée d'une part avec une modification des conditions climatiques régnant sur le Massif du Brabant à cette époque, et d'autre part avec un milieu côtier relativement fermé. Dans la partie supérieure du sondage, la smectite disparaît au profit d'un mélange où l'abondance de kaolinite est supérieure à celle de l'illite.

Les deux premiers mètres du sondage renferment une grande quantité de glauconie plaidant, en principe, pour une origine marine, à moins que celle-ci soit remaniée. Les petits fragments de silex qui y ont été trouvés proviennent des terrains crétacés tout proches. À la base du sondage, les zircons et les grenats sont issus probablement de l'érosion du Massif du Brabant, qui devait affleurer au sud. Dans sa partie supérieure, les minéraux lourds identifiés sont la tourmaline, le disthène et la staurotide.

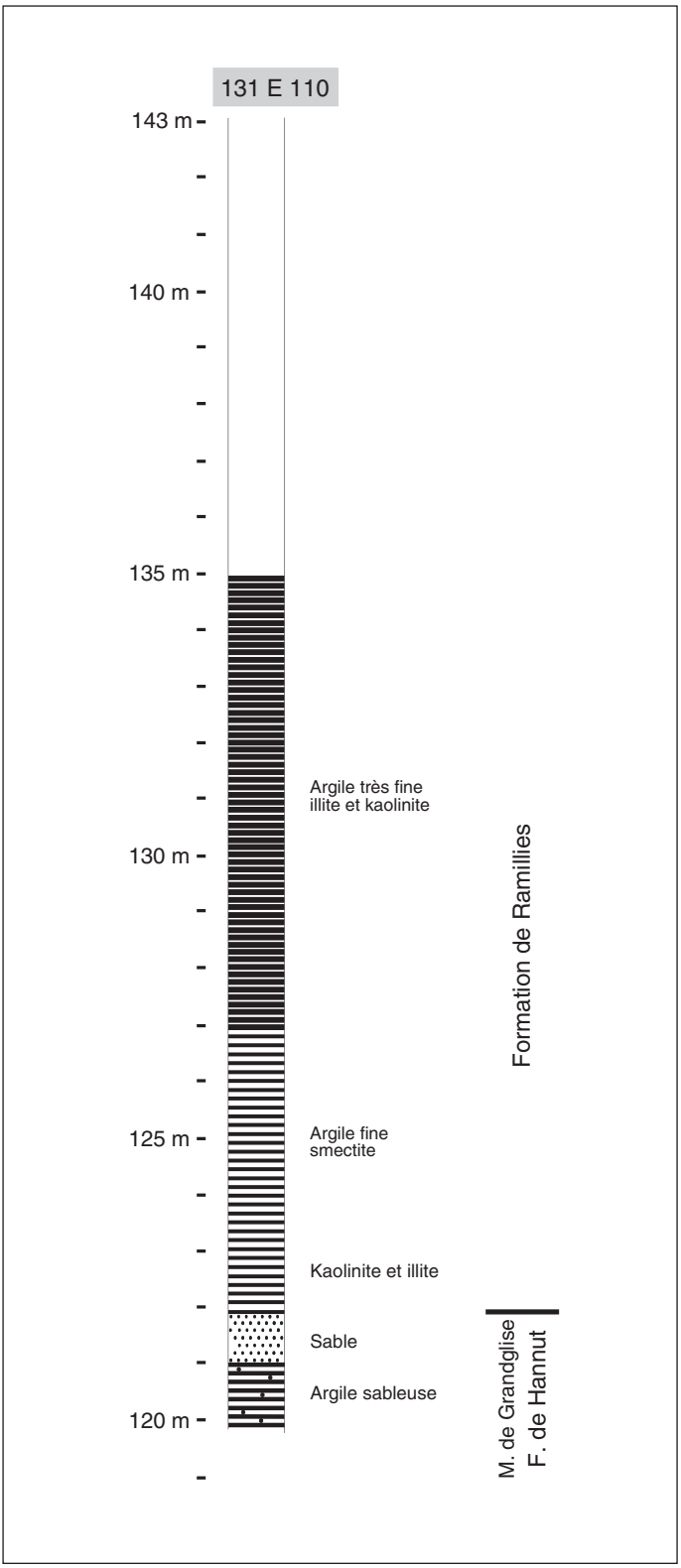


Fig. 15 : Log du sondage dans la Formation de Ramillies n° d'archives 131E110 à Ramillies.

L'étude paléontologique n'a été fructueuse que dans l'échantillon témoin de la partie supérieure du sondage, entre 8 et 12 m. L'abondance de pollen et de spores plaide en faveur de sédiments d'origine continentale. Toutefois, des fragments d'arthropodes marins semblent indiquer un certain remaniement d'une fraction des sédiments marins sous-jacents.

La présence de dinoflagellées, notamment *Phtanoperidinium*, d'*Aeroligeria* et d'*Hystrichosphaeridium* t*ubiferum*, pourraît indiquer un âge compris dans l'intervalle de temps entre les Formations de Hannut et de Tienen, dans ce qui autrefois était considéré comme une lacune sédimentaire.

En guise de conclusion, l'interprétation suivante est proposée :

- au-dessus de la barre sableuse attribuée au Membre de Grandglise, la partie du sondage riche en smectite indique encore un milieu marin, mais abrité au nord d'une dorsale brabançonne émergée ;
- plus haut, les argiles très fines de la partie supérieure du forage formée d'un mélange d'illite et de kaolinite pourraient refléter l'installation d'un milieu continental sous des conditions climatiques différentes (?) où toutefois une influence marine est encore perceptible par moment comme l'indiquent le remaniement d'organismes marins et l'apport par des courants marins de minéraux lourds originaires de Bretagne ou de Cornouailles.

Il est possible qu'une étude plus fouillée de ces argiles sur base d'un nouvel échantillonnage conduise à identifier deux unités : à la base une unité d'affinité marine, surmontée d'une unité aux caractères plus continentaux. Les relations entre les deux sont impossibles à préciser pour l'instant. La position du CIE (Carbon Isotope Excursion Level) associée à l'épisode de réchauffement climatique connu sous le nom de PETM (Paleocène-Eocène Thermal Maximum) et marquant la base de l'Eocène (LUTERBACHER *et al.*, 2004) reste à déterminer.

Dans l'état actuel des connaissances, il n'est pas possible de rattacher ces argiles à une formation du Paléogène connue ailleurs au nord du Massif du Brabant.

Épaisseur : maximum 20 m.

Âge : probablement Thanétien supérieur, voire Yprésien tout à fait inférieur (NP 9 ?).

Utilisation : aucune.

Affleurement représentatif : aucun.

Formation de Tienen (TIE)

Origine du nom : affleurements de la région de Tienen (MARÉCHAL et LAGA, 1988 ; STEURBAUT, 1998).

La Formation de Tienen regroupe des sédiments sableux et argileux d'origine fluviatile ou lagunaire.

Elle est divisée en quatre membres (Fig. 12) :

- le Membre de Knokke, dans la partie occidentale de la Flandre ;
- le Membre de Loksbergen, en Campine (Ces deux membres sont connus uniquement en sondages) ;
- le Membre d'Erquelinnes, dans le Hainaut ;
- le Membre de Dormaal, en Hesbaye. Seul ce dernier affleure sur la carte Perwez - Éghezée.

Membre de Dormaal (DOR)

Origine du nom : sable de Dormaal (ORSMAAL), (MOORKENS, 1972). Dormaal est situé dans la commune de Zoutleeuw, au sud du Limbourg.

Ce membre continental, fluviatile, coiffe les sables de la Formation de Hannut, sauf dans la région de Ramillies où une argile noire s'interpose entre les Formations de Hannut et de Tienen.

Lithologiquement hétérogène, il renferme des sables fins, des argiles noires à lignites avec bois silicifiés et des grès blancs dans sa partie supérieure.

Le faciès gréseux supérieur affleure localement entre Perwez et Grand-Rosière-Hottomont, à Petit-Rosière et à l'est d'Aische-en-Refail, où il semble surmonter directement les sables argileux de la Formation de Hannut.

Ce faciès est formé de grès blanc à cupules, mamelonné, que l'on rencontre également à Huppaye et à Folx-les-Caves. Dans la région, ces grès sont connus sous le nom de Grès de Tirlemont (Ledoux, 1911). La cimentation de ces grès résulterait de la circulation *per ascensum* d'eau chargée en silice sous des conditions climatiques arides ou désertiques (Ledoux, 1911). Par contre, pour De Geyter (1981), la formation de ces grès résulte de la silicification d'un sable blanc où la précipitation du quartz est favorisée par l'alternance de périodes humides et sèches sous un climat sub-tropical.

Ces roches ont été exploitées et étaient visibles à la sablière de l'Ornoi (n° d'archives 131W111) et à Aische-en-Refail (n° d'archives 131W117).

La carrière de grès à paver d'Aische montrait la coupe dont la description était la suivante suivante (Fig. 14) :

- *A : limon ;*
- *B : argile ? ;*
- *C : banc de grès de 0,6 à 0,8 m avec sable en dessous.*

Cette formation s'est déposée dans des lagunes qui se sont installées suite au retrait de la mer, ou dans des chenaux plus ou moins profonds creusés par des courants fluviaux débouchant dans ces lagunes. Une grande partie de la formation a probablement été érodée lors de la phase continentale prélutétienne.

L'attribution stratigraphique de cette formation a été modifiée récemment. Aussi, un rappel succinct de ces changements peut être utile.

Avant 1960, le L2 de la légende de l'ancienne carte correspondant à la Formation de Tienen et à ses différents membres, était rangé dans le Landénien supérieur.

À partir des années 1970 - 1980, ces dépôts fluviatiles ont encore été attribués au Landénien (Paléocène supérieur) par Gulinck (1973) et De Geyter (1981), bien que les mammalogistes conféraient à la faune de Dormaal un âge Eocène (Godinot *et al.*, 1978).

Depuis, le début des années 2000, la Formation de Tienen est considérée comme appartenant l'Yprésien inférieur (Steurbaut *et al.*, 2003), car elle se situe au-dessus de l'anomalie négative en C^{13} (CIE, Carbon Isotope Excursion Level) marquant la base de l'Eocène selon les directives des Commissions Internationales de Stratigraphie (Luterbacher *et al.*, 2004).

Épaisseur : 10 m au maximum pour le faciès argileux, 2 à 5 m pour les grès blancs.

Âge : Yprésien inférieur / base de l'Eocène.

Utilisation : les grès blancs ont servi à fabriquer des pierres à paver. Ils ont été exploités à l'est d'Aische-en-Refail et dans le hameau de Tomboi, à Petit-Rosière.

Affleurement représentatif :

Des grès blancs sont encore visibles dans le jardin d'une villa à Tomboi (Petit-Rosière) où se trouvait une carrière aujourd'hui remblayée (coordonnées Lambert 184.340 - 147.470).

Pour en savoir plus : De Geyter, G., 1981
Kaasschieter, J.P.H., 1961
Ledoux, A., 1911
Maréchal, R. et Laga, P., 1988

Formation de Bruxelles (BXL)

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

Cette formation est constituée de sable souvent grossier, blanchâtre ou verdâtre, teinté par la glauconie à sa base. Par altération, il acquiert une teinte rouille. Ces sables incorporent parfois des niveaux gréso-carbonatés, notamment à l'est du Bois de Grand-Leez, rappelant les grès de Gobertange. Des faciès analogues ont été repérés en sondage jusqu'à Ernage, au nord de Gembloux (carte 40-5/6, Chastre – Gembloux, DELCAMBRE et PINGOT, 2002). Les sables bruxelliens de cette carte appartiennent au faciès grossier de l'est du Brabant wallon (Fig. 16), qui passent latéralement vers le nord-est au faciès gréso-carbonaté type Gobertange (GULLENTOPS *et al.*, 1988).

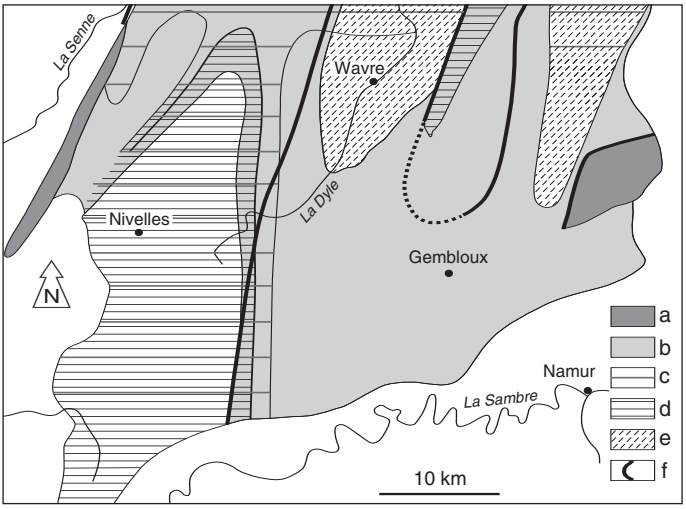


Fig. 16 : Répartition des faciès de la Formation de Bruxelles entre la Senne et la Gette (d'après Gullentops et al., 1988). Légende : a : sable graveleux à bioturbations montrant des stratifications entrecroisées ; b : sable grossier carbonaté à stratifications entrecroisées, souvent décalcifié dans la partie supérieure ; c : faciès de transition où le sable grossier renferme des lentilles carbonatées vers le haut de la séquence ; d : faciès carbonaté fin, parfois décalcifié à proximité de la surface ; e : faciès riche en glauconie et f : limite du faciès basal glauconieux, bioturbé, mal classé.

La base de la formation est caractérisée par un petit gravier de silex suggérant un cordon littoral. Certains niveaux sont franchement carbonatés ou gréseux (grès fistuleux). Ces grès peuvent constituer des bancs continus perforés de tubulations, par exemple à la sablière du Trou du Renard à l'ouest de Ramillies.

Au sondage de Noville-sur-Mehaigne, la Formation de Bruxelles est très riche en *Nummulites laevigatus*. Ce faciès rappelle l'*arène* ou le « *pain de prussien* » du nord de l'Ile de

France (LERICHE, 1943). Un autre gîte à Nummulites a été décrit dans des sables grossiers ferrugineux altérés renfermant des plaquettes carbonatées à Grand-Leez (DE LIMBURG-STIRUM, 1899). Selon LERICHE (1943), ces gîtes à Nummulites s'égrainant de Tienen à Nalinnes, en passant par Saint Denis - Bovesse, se situent en position littorale par rapport aux limites de la transgression bruxellienne.

Le caractère littoral des sables de cette région se marque encore par des stratifications entrecroisées que montraient notamment les parois de la sablière de M. Sacré à Ramillies (Fig. 17). Le dépôt des sables bruxelliens s'est effectué dans une mer dont la profondeur ne devait pas excéder 50 m.

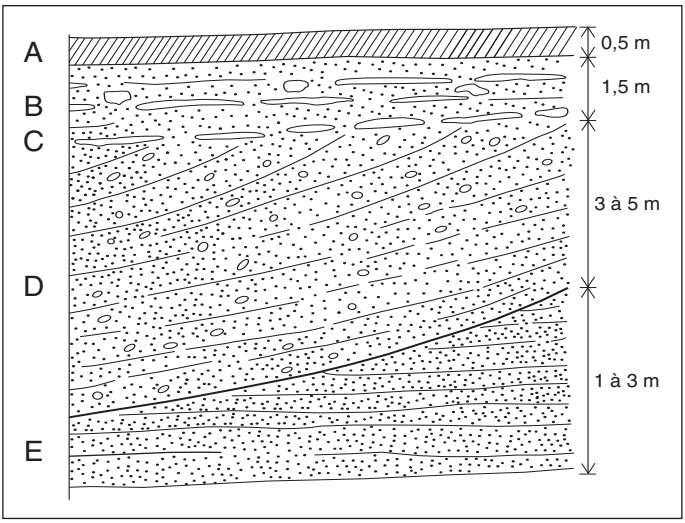


Fig. 17 : Coupe d'une paroi de la sablière de M. Sacré à Ramillies (sondage n° d'archives 131E116) montrant des stratifications obliques. Légende : *A : limon ; B : sable très graveleux, roux à lits argileux. Gros blocs de grès siliceux érodés ; C : lit discontinu de marne silicifiée ; D : sable très graveleux, roux renfermant beaucoup de fragments de marne silicifiée et E : sable très graveleux gris jaunâtre.*

D'autres coupes (Fig. 18) illustrent la diversité des faciès des sables bruxelliens dans la région perwézienne, avec ses lits de grès fistuleux, ses galets de silex et ses stratifications obliques.

Les légendes sont celles des auteurs des descriptions.

Partie supérieure de la carrière de quartzite de Perwez (n° d'archives 131W3) :

- *A : limon. ;*
- *B : sable grossier glauconifère renfermant des concrétions gréseuses (grès fistuleux) et chargé à la base de gros grains de quartz et de galets de quartzite ;*
- *C : quartzite gris bleuâtre altéré et rougi à la surface.*

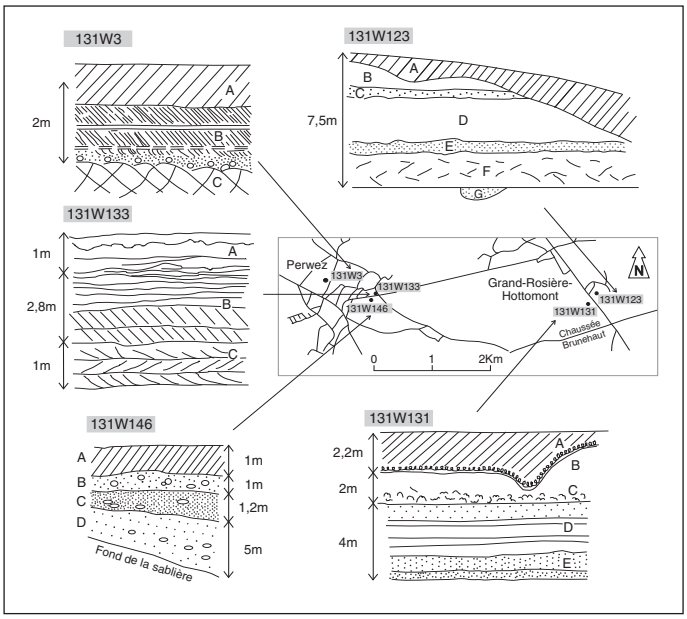


Fig. 18 : Coupes d'anciennes sablières entaillant la Formation de Bruxelles. Légende dans le texte.

Grande sablière de Perwez (n° d'archives 131W133) :

- *A : sable jaune clair, meuble, stratifié avec lits ferrugineux rougeâtres ;*
- *B : ensemble de couleur vert foncé très glauconifère, ferrugineux, vers le haut. Assez régulièrement stratifié vers le haut, obliquement stratifié vers le bas, avec lits de marne blanche plus ou moins durcie, parfois altérée et transformée en argile sableuse. Sable blanc pur avec lits obliques de grains de gravier vert ;*
- *C : sable blanc sur 0,20 m, puis on entre de nouveau dans une zone vert foncé, grossière, graveleuse.*

Sablière de M. P. Maniquet à Perwez (n° d'archives 131W146) :

- *A : terre arable. Epaisseur : 1 à 1,5 m ;*
- *B : sable quartzeux rouge avec grès. Epaisseur : 1 m ;*
- *C : sable quartzeux rouge-jaunâtre avec grès fistuleux. Épaisseur : 1,20 m ;*
- *D : sable gris-blanchâtre quartzeux avec grès. Épaisseur : 3 à 5 m.*

Sablière de M. J. Lemens à Grand-Rosière-Hottomont (n° d'archives 131W123) :

- *A : limon brunâtre, terre à briques, rares silex roulés à la base. Épaisseur : 0,5 à 2 m ;*
- *B : sable grossier à gros grains de quartz roulés de couleur rouge brunâtre contenant sporadiquement de petits galets de quartz blanc et de silex roulés. Épaisseur : 0,5 à 1,25 m ;*

- *C : niveau graveleux composé de gros grains de quartz roulés et nombreux petits galets de silex et quartz blanc roulés sans glauconie apparente. Épaisseur : 0,3 à 0,4 m ;*
- *D : sable identique au B. Épaisseur : 2,5 m ;*
- *E : niveau graveleux identique au C, mais avec de très rares galets de silex. Épaisseur : 0,4 à 0,5 m ;*
- *F : éboulis de sable, limon et remblais cachant la coupe. Épaisseur : 3 à 4 m ;*
- *G : à la base des éboulis, on voit en un point un petit niveau graveleux ressemblant à C et E qui a été exploité comme sable graveleux, visible sur une épaisseur de 0,3 m. Les couches de cette sablière ont une allure générale horizontale, avec une légère pente vers le SE, provenant de la solifluxion dans la direction du ravin de Steinbais.*

Grande sablière à la base du Bruxellien à Grand-Rosière-Hottomont (n° d'archives 131W131) :

- *A : limon ;*
- *B : sable bruxellien rougeâtre, stratifié, grossier ;*
- *C : lit de grains de graviers de quartz stratifié de 2 à 10 mm de diamètre. Beaucoup de silex ;*
- *D : sable graveleux, roux avec zones plus ou moins graveleuses ;*
- *E : sable graveleux, gris avec lits rougeâtres. Sondé sur 2,25 m, toujours sable très graveleux jusqu'à 2,25 m.*

Le sable bruxellien repose soit directement sur le socle paléozoïque dans la partie sud-est de la carte ou sur le tuffeau de Folx-les-Caves ou les grès de Séron à l'est d'Éghezée.

La Formation de Bruxelles, au centre et à l'ouest de la carte, recouvre les formations réunies dans le Groupe de Landen ou directement le socle du Massif du Brabant.

Entre Ramillies et Éghezée, en passant par Noville-sur-Mehaigne, le sable bruxellien incise, en un vaste et profond chenal, les formations cénozoïques antérieures (coupe b - b').

Ces incisions sont associées à un niveau de la mer peu élevé. Au moment du dépôt de cette séquence de haute énergie, la connexion avec le Bassin de Paris était encore franche.

Ce chenal est le plus oriental connu à ce jour, par rapport aux trois chenaux repérés précédemment (GULLENTOPS *et al.*, 1988, Fig.19), en l'occurrence les chenaux de Groenendaal, d'Overijse et d'Archennes. Ceux-ci sont formés de sables grossiers qui entaillent les formations sous-jacentes. Ces structures creusées par des courants littoraux violents, se sont créées parallèlement à la ligne de rivage orientale. Ces courants sont

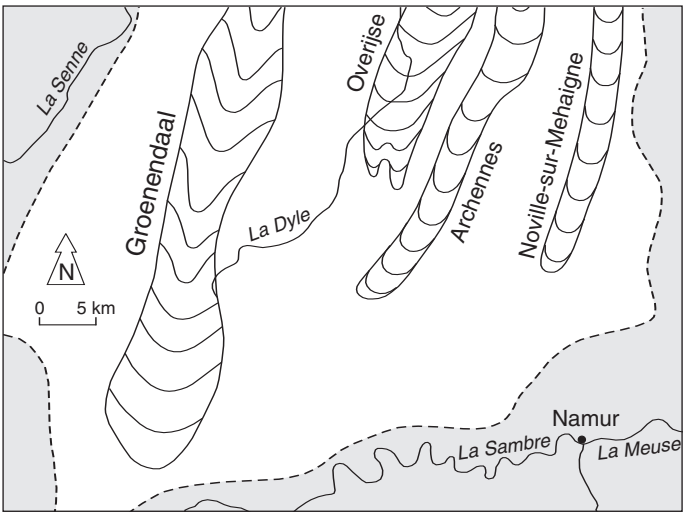


Fig. 19 : Localisation des chenaux à la base des sables de la Formation de Bruxelles entre la Senne et la Gette (modifié, d'après Gullentops et al., 1988).

dus à la double connexion de la mer couvrant le Massif du Brabant avec l'Océan Atlantique, par la Mer du Nord, et le Bassin de Paris, *via* le détroit de Laon au sud.

À partir du Lutétien moyen, le soulèvement du Dôme de l'Artois, associé au relèvement de l'Ardenne, interrompt définitivement les échanges avec le Bassin de Paris.

La fermeture du détroit transforme le bassin belge en une baie calme et froide où se déposent des sables carbonatés dont le faciès de Gobertange est la meilleure illustration.

Par après, les transgressions tongrienne et rupélienne se sont probablement avancées sur la région couverte par la carte, mais il n'en reste aucun vestige connu.

Épaisseur : 0 à 30 m en fonction du paléorelief du socle.

Âge : Lutétien comme l'atteste *Nummulites laevigatus*.

Utilisation : ce sable a été exploité pour la construction en différents endroits de la planchette, notamment à Perwez, Grand-Leez, Ramillies et à Grand et Petit-Rosière.

Affleurement représentatif :

Les parois des sablières de la Fontaine aux Crapauds à l'ouest de Ramillies (Fig. 20) montrent encore des pointements de sable grossier gris jaune avec petits grains de silex (coordonnées Lambert 186.970 - 147.300).

Pour en savoir plus : LERICHE, M., 1943
GULLENTOPS, F. *et al.*, 1988

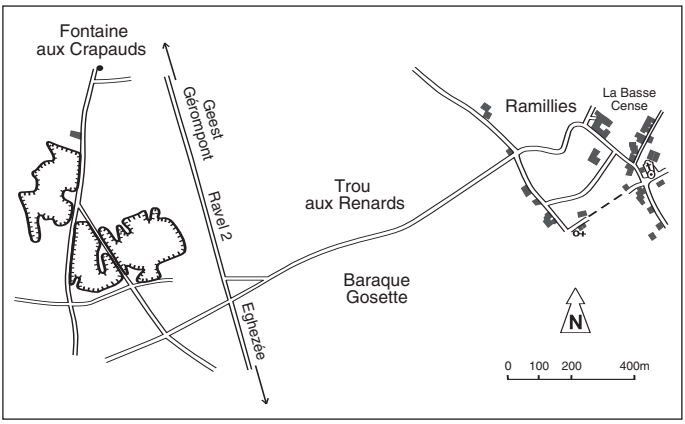


Fig. 20 : Localisation de la sablière de la Fontaine aux Crapauds à l'ouest de Ramillies.

Limons quaternaires

Un manteau limoneux fort épais, dépassant fréquemment 10 mètres d'épaisseur, couvre pratiquement toute la région.

Les pentes orientées à l'est et au nord, ont généralement une couverture limoneuse moins épaisse que celles qui sont orientées à l'ouest et au sud. Cette observation se vérifie particulièrement dans les environs de Grand-Rosière. Cette disposition résulte de l'épandage éolien de silts (lœss) qui ont été amenés par des vents soufflants du nord-ouest au cours des phases périglaciaires.

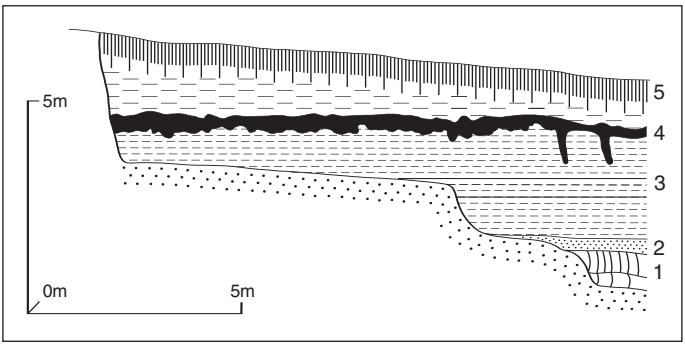


Fig. 21 : Coupe d'une tranchée dans les limons quaternaires à Liernu (d'après Bollinne et al., 1980). Légende dans le texte.

Ces sédiments étaient prélevés par le vent, dans les plaines alluviales de rivières au cours anastomosé, en période d'étiage.

La base des limons renferme généralement une couche sablo-argileuse graveleuse, avec des concrétions de fer et de manganèse appelée « panaché de base ».

Un profil profond de 4,8 m réalisé à Liernu (BOLLINNE *et al.*, 1980) montre la succession suivante de bas en haut (Fig. 21) :

- un horizon pédologique, le sol de Rocourt, de teinte rouge, daté de -120.000 à -100.000 ans, soit de l'interglaciaire Eemien (stade isotopique 5e), où le climat était chaud et humide et le couvert végétal dense (1) ;
- le sol de Warneton, gris, incluant un niveau de cendrée volcanique, daté de -80.000 à -70.000 ans (stade isotopique 5c) (2) ;
- un limon finement stratifié gris avec taches d'oxydation (3) ;
- un limon sombre cryoturbé (4) ;
- un limon à doublets montrant une succession de lamines claires et sombres, d'épaisseur millimétrique. Les limets clairs ont une faible composante argileuse, tandis que les limets sombres sont enrichis en argile (Seret et Mvumbi-phasi, 1987). Cette succession de lamines est attribuée à la croissance de glace de ségrégation pendant la dernière glaciation du Weichsel (-50.000 à -20.000 ans). Elle témoigne de la pénétration de l'onde de gel en profondeur (5).

Au-dessus, s'est développé un sol lessivé, résultant de la pédogenèse actuelle, qui s'inscrit dans un stade interglaciaire.

Un problème qui menace à terme la qualité des sols, est leur vitesse d'érosion élevée de l'ordre de 0,75 mm/an, soit 11,3 tonnes de limon/ha.an. Fréquemment, après la période de labours, les points hauts montrent une teinte rougeâtre prononcée indiquant que l'érosion moderne dénude l'horizon B du sol de Kesselt.

Épaisseur : fréquemment supérieure à 10 m.

Âge : Pléistocène supérieur.

Utilisation : fabrication de briques en mélangeant aux lœss les horizons Bt riches en argile des paléosols.

Pour en savoir plus : BOLLINNE, A. *et al.*, 1980.

Dépôts alluvionnaires

Les dépôts alluvionnaires couvrent de grandes surfaces, particulièrement dans la vallée de la Méhaigne où ils présentent un caractère stratifié :

- en profondeur, on trouve un dépôt gris-bleu, réduit, plus ou moins riche en matière organique charbonneuse, qui coïncide avec le niveau de la nappe aquifère ;
- au-dessus, un dépôt argileux réoxydé ;
- plus haut, un dépôt limoneux superficiel épais dans le lit des rivières, répandu lors des inondations postérieures à la période de défrichement romaine (PÉCROT, 1957).

3. Tectonique

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

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

3.1. Structure de la couverture et paléotopographie du socle paléozoïque

Les dépôts méso-cénozoïques se superposent, avec un léger pendage nord, sur le socle paléozoïque imparfaitement aplani. Ces différents dépôts sont souvent limités par des surfaces d'érosion.

Les affleurements des terrains crétacés de la vallée de la Gette (Orp, Folx-les-Caves) sont séparés de ceux de la vallée de la Méhaigne (Boneffe, Branchon) par un relèvement du socle perçant la surface topographique à Fodiaux (au sud de la carte Jodoigne - Jauche, 40/3-4), où seul le « Landénien » couvre le socle paléozoïque qui affleure en carrière.

L'utilisation de l'ensemble des sondages disponibles a permis de mettre en évidence une morphologie de la surface supérieure du socle nettement plus complexe que celle proposée par Meeuwis (1947).

L'allure du toit du socle, déduite de cette compilation, figure dans l'écorché du socle en cartouche de la carte géologique. Globalement, le socle s'élève du nord vers le sud. Son altitude varie entre 115 m dans la partie septentrionale et 170 m à Fernelmont. Toutefois, ce n'est là qu'une allure générale. Dans le détail, on remarque dans la partie nord-ouest de la carte, un paléorelief très accusé particulièrement sous Thorembais-Saint-Trond et Perwez, correspondant aux affleurements du Quartzite de Blanmont. Il s'agit de collines hautes de 20 à 30 mètres noyées dans les sables bruxelliens. Vers l'est, le socle quartzitique se relève de nouveau sous le village de Ramillies.

Au sud, de Perwez à Éghezée, s'étend une zone en dépression orientée est-ouest qui serait l'indice d'un secteur fragilisé correspondant à la trace de la Faille de Noirmont - Baudecet mise en évidence sur la carte Chastre - Gembloux (40-5/6) (Delcambre et Pingot, 2002). Au-delà, vers le sud, le soubassement des roches ordoviciennes et siluriennes se relève plus ou moins régulièrement.

En résumé, deux facteurs ont influencé cette paléotopographie : d'une part, la nature lithologique de la roche sous-jacente, par exemple le Quartzite de Blanmont qui forme des paléoreliefs et d'autre part, la tectonique où la trace fragilisée de la Faille de Noirmont - Baudecet se décèle par une gouttière plus ou moins bien marquée traversant la carte d'ouest en est.

3.2. Structure du socle paléozoïque

Les roches du Massif du Brabant ont été déformées lors de la phase acadienne de l'orogenèse calédonienne. Cette orogenèse embrasse les terrains du Paléozoïque inférieur et plus anciens, allant de la façade atlantique du Canada à la Norvège, en passant par l'Irlande, la Grande-Bretagne, le Benelux et le nord de l'Allemagne (Mc Kerrow *et al.*, 2000). En termes de tectonique des plaques, l'érection de cette chaîne montagneuse est attribuée à la résorption de l'Océan Iapetus et à la collision entre les paléocontinents Laurentia et Avalonia, auquel se rattache le Massif du Brabant. Diachronique, selon les régions, le plissement calédonien a perduré du Cambrien au Dévonien inférieur.

La déformation du Massif du Brabant dans ce secteur ne peut être qu'esquissée en l'absence presque totale d'affleurements. Tout comme sur la carte voisine de Chastre - Gembloux, le socle paléozoïque est divisé en deux unités tectoniques séparées par une faille de charriage : la faille de l'Orne - Noirmont - Baudecet.

Ces deux unités structurales sont :

- l'Unité Senette - Thyle - Orneau. Elle occupe la partie méridionale de la carte. Elle comprend les terrains dont l'âge s'échelonne du Cambrien supérieur au Silurien ;
- l'Unité brabançonne supérieure, charriée du nord vers le sud sur la précédente. Elle renferme des terrains du Cambrien inférieur. Elle affleure à Thorembais-Saint-Trond, Perwez et Jaucelette.

3.2.1. L'Unité Sennette - Thyle - Orneau

Cette unité affleure dans la région de Cortil - Wodon et Noville-les-Bois (Fernelmont). Entre Hambraine et Cortil-Wodon, les rares affleurements du socle ont permis de déceler des plis droits, d'amplitude hectométrique, affectant les Formations du Bois Grand-Père, de Fallais et de Corroy. Il n'est pas exclu qu'il y en ait d'autres masqués par la couverture méso-cénozoïque.

3.2.2. L'Unité brabançonne supérieure

Cette unité comprend, dans la partie nord de la carte, au moins la Formation de Blanmont. L'absence d'affleurements naturels et d'un réseau serré de sondages profonds ne permet pas d'appréhender la structure du Massif du Brabant. La structure anticlinale d'orientation méridienne proposée par DE LA VALLÉE-POUSSIN (1930) ne peut être confirmée.

La seule information dont nous disposons concerne la position sub-verticale du Quartzite de Blanmont à l'ancienne carrière de Perwez (DOYEN, 1913). DE LA VALLÉE-POUSSIN (1930) donne deux valeurs de pendage : 90° et 80° N290°E qui corrobore les vues de Doyen. L'attitude de ces bancs est assez semblable à celles que l'on observe aux environs de Blanmont et dans la vallée de l'Orne au sud de la Tour d'Alvaux à Mont-Saint-Guibert (carte Chastre - Gembloux, 40-5/6, DELCAMBRE et PINGOT, 2002). Cependant cela n'exclut pas la présence de plis, voire de fractures, entre ces deux localités distantes de 13 km.

3.3. La Faille de Noirmont - Baudecet

Sur la carte Chastre - Gembloux, une faille de charriage majeure a été mise en évidence par plusieurs sondages à Cortil - Noirmont. Nous avons pu démontrer que cette faille s'enfonce vers le nord et que l'Unité brabançonne supérieure a été déplacée du nord vers le sud. Stratigraphiquement, elle escamote au minimum la Formation de Tubize. Sa trace peut encore être suivie entre Walhain et Sauvenière, à l'est de Cortil – Noirmont, par plusieurs forages.

Sur la carte Perwez - Éghezée, nous n'en avons qu'une perception indirecte par une zone déprimée au sud des paléocollines de Thorembais-Saint-Trond - Perwez - Jaucelette. D'après les données disponibles, il semble que le rejet stratigraphique ne fait que croître vers l'est, puisque la totalité de la Formation de Mousty serait à son tour couverte par la faille.

4. Le métamorphisme calédonien

Le nombre très restreint d'affleurements de socle qui subsistent dans le périmètre de la carte, n'offre guère d'indice du métamorphisme calédonien.

Au sein du Quartzite de Blanmont, il n'existe pas réellement de porphyroblastes, témoins de ce métamorphisme, sauf peut-être la muscovite et la chlorite (DOYEN, 1913). Ces minéraux

ne sont pas suffisamment diagnostiques, d'autant que l'on ignore leur composition chimique, pour préciser les conditions de température et de pression auxquelles ces roches ont été soumises. Aussi, nous adoptons les résultats de VAN GROOTEL *et al.* (1997), obtenus par l'étude de la cristallinité de l'illite, qui démontrent que l'ensemble des roches du Massif du Brabant sont affectées par un métamorphisme dont l'intensité se situe à la limite épizone - anchizone (300 – 350°C).

Cet épisode métamorphique a été daté de 401 ±13 millions d'années par la méthode Rb-Sr sur les biotites d'Opprebais (MICHOT *et al.*, 1973). Par contre, pour ANDRÉ *et al.* (1981), cet âge représente un événement tardi-métamorphique attribué à la phase acadienne du plissement calédonien.

5. Ressources minérales

5.1. Le quartzite

Plusieurs carrières de quartzite ont été ouvertes dans la région de Perwez.

La carrière de Perwez, au nord de l'ancienne gare, a fonctionné entre 1908 et 1934 (BERWART, 1997). Outre un usage purement local, les pierres extraites ont servi à l'édification des soubassements de la caserne Marie - Henriette à Namur.

Une petite carrière a été creusée dans le hameau de Jaucelette près de la ferme Brabant. Elle était déjà comblée en 1879.

À Thorembais-Saint-Trond, deux petites carrières ont exploité le quartzite au XIX^{e} siècle. DUMONT (1847) cite une carrière entre ce village et Glatigny, probablement au lieu-dit « Culot » et une autre près du moulin de Thorembais. Elles étaient remblayées lors des levés de Malaise en 1879.

5.2. Le « phyllade »

DUMONT (1847) rapporte la recherche infructueuse d'ardoises vers 1837 par un certain Delvigne de Namur, entre Noville-les-Bois et la ferme Harzée. Cette tentative ne pouvait être vouée qu'à l'échec car la roche ne possède pas un clivage schisteux suffisamment marqué pour se déliter en minces feuillets propres à la confection d'ardoises.

5.3. Les grès

5.3.1. Grès paléozoïques

Une carrière située au nord de Noville-les-Bois sur la rive est du Petit Hoyou était ouverte pour l'exploitation des grès bleutés rapportés à la Formation de Corroy.

5.3.2. Grès mésozoïques

Dans la partie est de la carte, les grès de Séron, étaient exploités dans plusieurs carrières de la vallée du ruisseau de Séron au sud du château-ferme de Montigni. Ils ont été utilisés pour l'empierrement des chemins. La faible épaisseur des bancs les prédestinait à cet usage.

5.3.3. Grès cénozoïques

À Aische-en-Refail et à Tomboi (Petit-Rosière), les grès blancs de la Formation de Tienen ont servi à confectionner des pierres à paver. Au nord de la carte, ces carrières de grès s'égrenaient dans la vallée de la Grande Gette jusqu'à Tirlemont. Cette pierre était déjà prisée des Romains, qui l'utilisaient sous forme de pierrailles pour la construction des *via* qu'ils venaient de créer dans nos régions.

5.4. Le sable

Plusieurs sablières ont été actives dans le périmètre de la carte. Elles exploitaient principalement le sable bruxellien. Ce sable était dévolu à la construction, les sables les plus purs étaient expédiés vers les verreries du Hainaut. La dernière grande phase d'exploitation des sablières date des travaux de l'autoroute de Wallonie E42 dans les années 1970.

La plupart des anciennes sablières sont actuellement remblayées, notamment celles de la région de Grand-Rosière-Hottomont. La sablière de Grand-Leez est noyée et reconvertie en étang de pêche. Seules, les parois des sablières de la « Fontaine aux Crapauds » à Ramillies sont encore partiellement visibles.

Les sables landéniens, mélangés à de l'argile, n'ont été exploités que dans la vallée du ruisseau de Jaucelette, au lieu-dit « L'Ornoi », au sud de la route Perwez - Grand-Rosière-Hottomont. Toute activité avait déjà cessé en 1881.

5.5. La craie

À l'ouest du village de Hemptinne, la craie a été extraite par galeries souterraines pour l'amendement des cultures. Les seuls signes tangibles de cette activité sont des effondrements qui se sont produits au début du XX^{e} siècle et que l'on aurait confondus avec des dolines. Nous ne possédons pas plus de détails à ce sujet.

5.6. L'argile et le limon

En différents endroits de la carte, les limons ont été cuits pour la confection de briques. Ainsi les terres de découverture de la carrière de quartzite de Perwez ont servi, entre 1876 et 1908, à alimenter les fours d'une briqueterie.

Au début des années 1950, des fours de campagne étaient encore en service au nord de Perwez et à la sortie de la ville, le long de la route de Grand-Rosière.

6. Hydrographie

La carte Perwez - Éghezée est partagée entre les bassins de l'Escaut et de la Meuse. La ligne de crêtes entre ses deux bassins a une altitude moyenne de 165 m. Elle culmine dans le Bois de Grand-Leez vers les 174 m. La chaussée Brunehaut, reliant Bavay à Tongres, tracée par les Romains, suit de près cette limite, ce qui a permis aux constructeurs de cet axe de communication d'éviter la construction de ponts sur les rivières et la traversée des zones humides. La localité de Perwez tire son nom de l'endroit privilégié où le substratum quartzitique a favorisé la traversée de la Gette. Le toponyme *Pervicacium* décrit le lieu le long de la chaussée romaine où la Gette passe à travers le bourg, soit en latin *per vicum Iacea*.

Le Bassin de l'Escaut

Le Bassin de l'Escaut draine le domaine nord-ouest de la carte. La Grande Gette coule vers le nord-est. Le ruisseau de Thorembais suit la même direction et rejoint la Grande Gette à Glimes. L'orientation de ces rivières serait un héritage de la paléogéographie du Pliocène supérieur, lorsque ces rivières s'écoulaient en direction du rivage (DE HEINZELIN, 1963).

Le Bassin de la Meuse

Dans la partie sud de la carte, l'Orneau et la Mehaigne sont les principales rivières tributaires du Bassin de la Meuse.

L'Orneau prend sa source au sud de Grand-Leez et s'écoule vers le sud-ouest. Il traverse Gembloux, puis rejoint la Sambre à Jemeppe-sur-Sambre.

La Mehaigne, sur la carte, coule en direction du nord-est. Au-delà, elle se dirige vers l'est jusqu'à Braives, puis bifurque vers le sud en direction de la Meuse qu'elle rejoint à Huy. Dans ce dernier tronçon, elle franchit la ligne de crête du versant mosan, immédiatement au nord du ruisseau de Fosseroule à Moha. Ce tracé particulier peut s'expliquer par un phénomène de capture, où un affluent de la rive gauche de la Meuse à l'action érosive très efficace franchit cette ligne de faîte, puis par érosion régressive, détourne les eaux de la Haute-Mehaigne qui primitivement se déversaient dans le bassin de la Gette (DE HEINZELIN, 1963).

Les principaux affluents de la Mehaigne prennent leur source sur le plateau au sud de la planchette d'Éghezée et s'écoulent vers le nord, où ils se jettent dans cette rivière. Le bassin versant nord de la Méhaigne est peu étendu car la rivière suit de près la crête de partage des eaux. Il n'est occupé que par de petits vallons secs.

La plupart des ruisseaux tributaires de la Mehaigne coulent dans des vallées marécageuses, très larges et fort peu encaissées.

En outre, les sols tourbeux ou fortement gleyifiés de la vallée de la Mehaigne posent d'importants problèmes de drainage.

7. Hydrologie

L'aquifère de la région comprend plusieurs nappes superposées depuis celle des sables bruxelliens jusqu'à celle du socle paléozoïque.

Les sables bruxelliens constituent une nappe libre à perméabilité d'interstices. Ses qualités hydrodynamiques dépendent de la granulométrie des sables et de leur taux de décalcification. Leur transmissivité est de l'ordre de 2.10^{-4} m^2/sec. La couverture limoneuse, souvent fort épaisse, y assure un bon filtrage des eaux de percolation.

Les argiles du Groupe de Landen restent assez minces, sauf dans la région de Ramillies. Elles constituent toutefois un écran partiel ou total à la percolation des eaux.

Dans le région d'Éghezée, la nappe du Crétacé est libre, sauf à l'extrémité nord de la carte où la craie s'enfonce sous les sables et argiles du Groupe de Landen et les sables bruxelliens.

Les craies et les tuffeaux constituent un aquifère de fissures. L'eau y circule principalement dans les joints et les diaclases. Sa transmissivité est de l'ordre de 1,3 à 2,4 10^{-2} m^2/sec (DERYCKE, 1982), soit 100 fois supérieure à celle des sables bruxelliens.

Le socle paléozoïque renferme un aquifère de fissures et de fractures, peu favorable à une exploitation à grande échelle. La zone d'altération superficielle, où la roche est désagrégée, procure des débits suffisants pour satisfaire des besoins domestiques. Dans les zones colmatées par des particules fines, au contraire, la tranche altérée du socle constitue un horizon peu perméable et un écran à la percolation des eaux retenues dans la couverture méso-cénozoïque.

La liste des captages est donnée en annexe.

BIBLIOGRAPHIE

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

Berwart, F., 1997 : Le vieux mur ou petite histoire des carrières de Perwez. *Bulletin du cercle historique Le Souvenir Perwézien* n° 45, 4 – 8.

Bless, M.J.M., Felder, P.J., & Jagt, J.W.M., 1990 : Repeated tethyan influences in the early Campanian to middle late Maastrichtian successions of Folx-les-Caves and Orp-le-Petit (Eastern Brabant Massif, Belgium). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 113, 179-197.

Bollinne, A., Pissart, A., Bastin, B. & Juvigné, E., 1980 : Etude d'une dépression fermée près de Gembloux ; vitesse d'érosion des terres cultivées de Hesbaye. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 103, 143-152.

De Geyter, G., 1981 : Contribution to the lithostratigraphy and the sedimentary petrology of the Landen Formation in Belgium. *Med. Kon. Acad. Wet. Lett. Schone Kunsten België*, Kl. Wet., 43, 111-153.

de Heinzelin, J., 1963 : Le réseau hydrographique de la région gallo-belge au Néogène. *Bull. Soc. belge Géol*., 72, 137-148.

de la Vallée - Poussin, J., 1930 : Contribution à l'étude du Massif « Cambrien » des vallées de la Dyle et de la Gette. Mém. Inst. géol. Univ. Louvain, 6, 317-355.

Delcambre, B. & Pingot, J.L., 2002 : Chastre-Gembloux 40/5-6, *Carte géologique de wallonie, Ministère de la Région wallonne*, 72 p. 1 carte.

de Limburg - Stirum, A., 1899 : Sur les nummulites du terrain bruxellien. *Ann. Soc. Géol. Belg*., 27, 47-49.

Derycke, F., 1982 : Bilan des ressources en eau souterraine de la Belgique. *Commission des Communautés européennes. Service de l'Environnement et de la Protection des Consommateurs*, 260 p. (non publié).

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

d'Omalius d'Halloy, J.B.J., 1839 : Eléments de Géologie, 3ème édition, Paris, 285-286.

d'Omalius d'Halloy, J.B.J., 1842 : Coup d'œil sur la géologie de la Belgique. Bruxelles, *Hayez (Ed.)*, 132 p.

Doyen, A., 1913 : Etude préliminaire des roches de la carrière de Perwez. *Bull. Soc. belge Géol*., 27, 83-85.

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. de Belgique*, 6, 2ème 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. de Belgique*, 20, 451 p.

Dumont, A.H., 1849 : Rapport sur la carte géologique de la Belgique. *Bull. Acad. Roy. de Belgique*, 6, 11, 464 - 485.

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

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

Gautier, D.L., 1982 : Siderite concretions: indicators of early diagenesis in the Gammon shale (Cretaceous). *J. sedim. Petrol*., 52, 859-871.

Godinot, M., De Broin, F., Buffetaut, E., Rage, J.C. & Russel, D. 1978 : Dormaal une des plus anciennes faunes éocénes d'Europe. *C.R. Acad*.Série D, 287,1273-1276.

Groessens, E., 1998: Les carrières souterraines de Folx-les-Caves (Belgique). *Bulletin de la Commission royale des Monuments, Sites et Fouilles*, 16, 15-37.

Gulinck, M., 1973 : Note sur l'extension des faciès fluvio-lagunaires du Landénien de la Belgique. *Mém. Expl. Cartes Géol. et Min. Belgique*, 13, 3-12.

Gullentops, F., Houthuys, R. & Vandenberghe, N., 1988: The Cenozoic Southern North Sea. IAS 9th European Regional Meeting Excursion Guidebook Leuven - Belgium *in* Herbosch, A. (Ed.) *Ministery of Economics Affairs. Belgian Geological Survey*, 225 - 260.

Hofker, J., 1961 : Les foraminifères du Tuffeau arénacé de Folx-les-Caves. *Ann. Soc. Géol. Belg*. 84, 549-556.

Hofker, J., 1963 : Les foraminifères du Crétacé le plus supérieur de Folx-les-Caves, Wansin et Orp-le-Petit. *Ann. Soc. Géol. Belg.* 86, B377-396.

Kaasschieter, J.P.H., 1961 : Foraminifera of the Eocene of Belgium. *Mém. Inst. Roy. Sc. nat. Belg*., 147, 274 p.

Ledoux, A., 1911 : Etude sur les roches cohérentes du Tertiaire belge. *Ann. Soc. Géol. Belg*. 38, M 143-191.

Legrand, R., 1968 : Le Massif de Brabant. *Mém. Expl. Cartes Géol et 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.

Leriche, M., 1943 : Le Bruxellien nummulitique à Noville-sur-Méhaigne. *Bull. Soc. belge Géol*., 52, 179-183.

Luterbacher, H.P., Ali, J.R., Brinkhuis, H., Gradstein, F.M., Hooker, J.J., Monechi, S., Ogg, J.G., Powell, J., Röhl, U., Sanfilippo, A., & Schmitz, B., 2004 : The Paleogene Period. *in* A Geological Time Scale 2004. Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G. (Eds.) *Cambridge University Press*., 589 p.

Mailleux, E., 1926 : Remarques sur le Gothlandien de la Belgique. *Bull. Soc. belge Géol.*, 36, 175-180.

Malaise, C., 1864 : Note sur le terrain crétacé de Lonzée. *Bull. Acad. Roy. des Sciences, Lettres et Beaux-Arts de Belgique*, 2ème série, 18, 317-320.

Malaise, C., 1873 : Description du terrain silurien du centre de la Belgique. *Mém. cour. Acad. Roy. des Sciences de Belgique*, 12, 122 p.

Malaise, C., 1879 : Description de gîtes fossilifères dévoniens et d'affleurements du terrain crétacé. *Commission de la carte géologique de la Belgique*, *in* 4°, avec carte au 160.000, Bruxelles.

Malaise, C., 1887 : Revendication de la priorité de la découverte de l'âge crétacé des grès de Séron. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 15, 52-55.

Malaise, C., 1892 : Sur les affleurements nouveaux de roches feldspathiques entre Fallais et Grand-Manil. *Ann. Soc. Géol. Belg*., 19, 24-25.

Malaise, C., 1900 : Etat actuel de nos connaissances sur le Silurien de la Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belg*. Mém. *In* 4°, XXV bis, 181-215.

Malaise, C., 1911 : Sur l'évolution de l'Echelle stratigraphique du Siluro-cambrien de Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 38, B7-37.

Malaise, C., 1913 : Manuel de Minéralogie pratique. Quatrième édition. *Manceaux, A. (Ed.)*, 603 p.

Malchus, N., Dhondt, A.V., Tröger, K.A. & Christensen, W.K., 1996 : The « Glauconie de Lonzée ». (? Coniacien - Santonien) near Gembloux (SE Belgium), part I : Sedimentology, biostratigraphy, palaeoecology and palaeobiogeography. *Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg*, 77, 403-422.

Maréchal, R. & Laga, P., 1988 : Voorstel. Lithostratigrafische Indeling van het Paleogeen. *Nationale Commissies voor Stratigrafie*, 208 p.

McKerrow, W.S., Mac Niocaill, C. & Dewey, J.F., 2000 : The caledonian Orogeny redefined. *J. Geol. Soc. London*, 157, 1149-1154.

Meeuwis, A., 1947 : Over de Structuur van het Brusseliaan, het Lediaan, het Tongeriaan en het Rupeliaan in en rond Brabant. *Natuurwet. Tijdschr*., 29, 87-94.

Mercier-Castiaux, M. & Dupuis, C., 1990 : Clay mineral associations in the Ypresian formations in the NW european basin. Time and geographic variations - interpretations. *Bull. Soc. belge Géol.*, 97, 441-450.

Meunier, A., 2005 : Clays. *Springer*, 472 p.

Michot, J., Franssen, L. & Ledent, D., 1973 : Preliminary age measurements on metamorphic formations from the Ardenne anticline and Brabant Massif. *Fortschr. Min*., 50, 107-109.

Moorkens, T., 1972 : Foraminifera uit het stratotype van het Montiaan en uit de onderliggende lagen van de boring te Obourg (met een overzicht van de stratigrafie van het Paleoceen van België). *Natuurwet. Tijdschr*., 54, 117-127.

Mulder, E.W.A. & Mai, H., 1999 : The oldest tylosaurine mosasaur (Reptilia; Lacertilia) from the Late Cretaceous of Belgium : Hermann von Meyer (1860) revisited. *Geologie en Mijnbouw*, 78, 207-213.

Pécrot, A., 1957 : Carte des sols de la Belgique. Texte explicatif de la planchette d'Éghezée. *Institut pour l'encouragement de la Recherche Scientifique dans l'Industrie et l'Agriculture*, 73 p.

Reynaud, J., 1952 : Contribution magnétique à la connaissance géologique du massif de la Gette. *Ann. Soc. Géol. Belg*., 75, B283-291.

Robaszynski, F., Dhondt, A. & Jagt, J.W.M., 2001 : Cretaceous lithostratigraphic units (Belgium) *in* Bultynck, P. and Dejonghe, L., (Eds.), Guide to a revised lithostratigraphic scale of Belgium. *Geologica Belgica*, 4, 121-134.

Rutot, A., 1887 : La géologie des environs de Lonzée. *Bull. Soc. belge Géol.*, 1, 67-72.

Rutot, A., 1889 : Matériaux pour servir à la connaissance de la géologie et de l'hydrogéologie souterraine de la Hesbaye. Première partie. Description géologique et hydrogéologique des puits et forages creusés par la Société anonyme des sucreries centrales de Wanze (Huy). *Bull. Soc. belge Géol*., 3, 82-109.

Rutot, A., 1894 : Essai de synchronisme des couches maastrichtiennes et sénoniennes de Belgique, du Limbourg hollandais et des environs d'Aix-la-Chapelle. *Bull. Soc. belge Géol.*, 8, 145-185.

Rutot, A. & Van den Broeck, E., 1886, a : Etude sur le Massif Crétacé au sud de la Méhaigne. Première partie. Sur l'âge du grès de Séron. *Ann. Soc. Géol. Belg*., 13, 71-93.

Rutot, A. & Van den Broeck, E., 1886, b : Constitution géologique du territoire situé le long de la rive nord de la Méhaigne. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 13, 133-154.

Rutot, A. & Van den Broeck, E., 1887 : Etude sur le Massif crétacé de la vallée de la Petite Gette et de ses affluents. *Bull. Soc. belge Géol*., 1, 117-164.

Seret, G. & Mvumbiphasi, G., 1987 : Les lœss de Louvain-la-Neuve et des environs. Etude des faciès. Stratigraphie et évolution paléoclimatique. *Acta Geographica Lovaniensis*, 29, 39-62.

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

Steurbaut, E., Magioncalda, R., Dupuis, C., Van Simaeys, S., Roche, E., & Roche, M., 2003 : Palynology; paleoenvironments, and organic carbon isotope evolution in lagoonal Paleocene-Eocene boundary settings in North Belgium. *in* Wing, S.L., Gingerich, P.D., Schmitz, B. and Thomas (Eds.). Causes and consequences of globally warm climates in Early Paleogene. *Geol. Soc. America*, Special Paper, 369, 291-317.

Ubaghs, C., 1888 : Quelques considérations sur l'âge de la craie tufeau de Folx-les-Caves. *Bull. Soc. belge Géol*., 2, 49-57.

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

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.

Verniers, J., 1983.a : The Silurian of the Mehaigne area (Brabant Massif, Belgium). Lithostratigraphy and features of the sedimentary basin. *Prof. Pap. Serv. géol. Belgique*, 203, 57 p., 17 fig., 34 cartes.

Verniers, J., 1983.b : Itinéraire 9 : L'Ordovicien et le Silurien du Massif de Brabant. *in* Robaszynski, F. et Dupuis, C., Belgique, Guides géologiques régionaux. Masson (Ed.), Paris, 147 - 151.

Verniers, J., Herbosch, A., Vanguestaine, M., Geukens, F., Delcambre, B., Pingot, J.L., Belanger, I., Hennebert, M., Debacker, T., Sintubin, M. & De Vos, W., 2001 : Cambrian - Ordovician - Silurian lithostratigraphic units (Belgium) *in* Bultynck, P. and Dejonghe, L., (Eds.), Guide to a revised lithostratigraphic scale of Belgium. *Geologica Belgica*, 4, 5-38.

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

Remerciements

Le Professeur J. Bellière de l'Université de Liège nous à fait bénéficier de ces conseils judicieux.

Le Professeur F. Gullentops de la Katholieke Universiteit Leuven a attiré notre attention sur les argiles du sondage de Ramillies. M. E. Zeelmaekers du laboratoire du Professeur N. Vandenberghe (Department of Historical Geology, KULeuven) en a déterminé la nature.

Le Professeur E. Steurbaut de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique et le Professeur J. De Coninck de l'Universiteit Gent, ont identifié les dinoflagellées extraites de ces argiles.

À toutes ces personnes, nous exprimons nos plus vifs remerciements pour leur aide efficace.

Annexe I : les captages

Dénomination locale du captage	Commune	X	Y	1*	2*
Bois de Restpaille	Gembloux	179871	143254	X	
Briqueterie	Éghezée	184959	141952	X	
Ferme des Tilleuls	Éghezée	182971	139861	X	
Harlue P1	Éghezée	188687	144789	X	
Harlue P2	Éghezée	188695	144859	X	
Irrigation	Éghezée	187398	138393	X	
Les Marronniers P1	Perwez	181048	146071	X	
Longchamps	Éghezée	187706	140909	X	
Puits aux Hangars	Éghezée	182676	139299	X	
Puits Hoebher	Éghezée	188803	144455	X	
Puits n° 2	Perwez	181020	146075	X	
Rue de la Raperie	Éghezée	188261	142707	X	
Rue des Carrières	Perwez	181491	147093	X	

1* captage en activité
2* captage arrêté
Source : Division de l'Eau du Ministère de la Région wallonne.

Annexe II : principaux forages de la carte de Perwez

n° forage	Z topo en m.	Limon Cote en m. (épais. en m.)	Cénoz. Cote en m. (épais. en m.)	Mésoz. Cote en m. (épais. en m.)	Toit du socle Cote en m.	Prof. en m.
40/7-001	158	?	143,1 (14,9)		143,1 BLM	30
40/7-002	162,5	154,5 (8)	143,7 (10,8)	140,3 (3,4)	140,3 BLM	40,7
40/7-025	170	167 (3)	<165,5 (>1,5)			
40/7-030	170	166,1 (3,9)	<165,6 (>0,5)			
40/7-035	165	164,5 (0,5)	<163,5 (>1)			
40/7-038	164	152 (12)	<148 (>4)			
40/7-045	152,5	150,5 (2)	<150 (>0,5)			
40/7-049	162	159,2 (2,8)	<158,2 (>1)			
40/7-056	160	154 (6)	<153 (>1)			
40/7-057	162	157,75 (4,25)	<156,75 (>1)			
40/7-062	162	153,6 (8,5)	<152,5 (>1)			
40/7-064	160	153,7 (6,7)	<152,55 (>0,75)			
40/7-072	155	150,25 (4,75)	<149,75 (>0,50)			
40/7-073	146	143 (3)	<142 (>1)			
40/7-075	152,5	149,35 (3,15)	<148,85 (>0,5)			
40/7-076	150	147,4 (2,6)	<146,4 (>1)			
40/7-084	152,5	147,75 (4,75)	<147 (>0,75)			
40/7-085	146,5	143 (3,5)	<142 (>1)			
40/7-089	152	151 (1)	<146,75 (>4,25)			
40/7-090	165	150 (15)	<149 (>1)			
40/7-092	148	142,5 (5,5)	<141,5 (>1)			
40/7-093	145	139 (6)	<137,5 (>1,5)			
40/7-094	155	151,25 (3,75)	<150,25 (>1)			

n° forage	Z topo en m.	Limon Cote en m. (épais. en m.)	Cénoz. Cote en m. (épais. en m.)	Mésoz. Cote en m. (épais. en m.)	Toit du socle Cote en m.	Prof. en m.
40/7-095	157,5	154,25 (3,25)	<153,75 (>0,5)			
40/7-097	147,5	144,75 (2,75)	<144,25 (>0,5)			
40/7-098	132	130,75 (1,25)	<127 (>3,25)			
40/7-101	143	140,1 (2,9)	<139,5 (>0,6)			
40/7-103	143	142 (1)	<141 (>1)			
40/7-105	142	140,2 (1,8)	<138,8 (>1,4)			
40/7-119	130	124 (6)	<118,5 (>5,5)			
40/7-124	150	139,5 (10,5)	<126,5 (>13)			
40/7-126	168	157 (11)	<156 (>1)			
40/7-127	162	151 (11)	135,3 (15,7)	128,6 (6,7)	128,6 BLM	33,55
40/7-136	129	121 (8)	<119 (>2)			
40/7-137	130	126 (4)	<120,5 (>5,5)			
40/7-138	130	124 (6)	<120 (>4)			
40/7-139	151	143,25 (7,75)	<131,5 (>11,75)			
40/7-140	67,5	164 (3,5)	155,8 (8,2)	154,5 (>1,3)		
40/7-141	49	141 (8)	<130 (>11)			
40/7-145	35	125 (10)			125 BLM	
40/7-148	32	125,5 (6,5)	122 (3,5)	21 (1?)	121 BLM	15,5
40/7-149	55	148,75(6,25)	<136 (>12,75)			
40/7-153	57	149 (8)	141,7 (7,3)	39 (2,7?)	139 BLM	13
40/7-154	65	160 (5)	<138 (>22)			
40/7-155	37,5	?	<116,5 (>21)			
40/7-156	54	138 (16)	134,5 (3,5)	134 (>0,5?)		
40/7-157	57	140(17)	<138,5 (>1,5)			
40/7-158	64	154 (10)	<152 (>2)			
40/7-159	62	144,5 (17,5)	<141,5 (>3)			
40/7-160	62	149,5 (12,5)	<138,5 (>11)			
40/7-161	9	152 (17)	<146,5 (>5,5)			
40/7-162	68	153 (15)	<145 (>8)			
40/7-163	71	154 (17)	<148 (>6)			
40/7-164	62,5	154 (8,5)	144,25 (9,75)	<143,5 (>0,75)		
40/7-166	67,5	155,5 (12)	146,5 (9)	146,5 (>?)		
40/7-167	60	150 (10)	<148 (>2)			
40/7-168	62	153,5 (8,5)	<150,3 (>3)			
40/7-169	30	?	115 (15)	14 (1?)	114 BLM	18,8
40/7-170	35	127 (8)	123 (4)		123 BLM	18
40/7-181	45	143 (2)	122 (21)	?	122 BLM	66
40/7-182	60	151 (9)	137 (14)	24 (13)	124 ORD	40
40/7-183	60	153,5 (6,5)	140 (13,5)	134 (>4)		
40/7-184	72	?	154 (18)	44 (10)	144 ORD	47
40/7-185	45	?	130? (15?)		130 BLM	44
40/7-186	45	143 (2)	127 (16)		127 BLM	44
40/7-187	52,5	149,5 (3)	129,5 (20)		129,5 BLM?	29
40/7-188	72,5	160,5 (12)	142,5 (18)		142,5 ORD	32
40/7-189	45	134 (11)	120 (14)		120 BLM	40
40/7-190	47,5	134,5 (13)	120,5 (14)		120,5 BLM	38,5
40/7-191	46	138 (8)	130 (8)		130 BLM	36
40/7-192	43	133 (10)	132,5? (0,5?)		132,5 BLM	28
40/7-193	44	140 (4)	134? (6?)		134 BLM	40

Annexe III : principaux forages de la carte d'Éghezée

n° forage	Z topo en m.	Limon Cote en m. (épais. en m.)	Cénoz. Cote en m. (épais. en m.)	Mésoz. Cote en m. (épais. en m.)	Toit du socle Cote en m.	Prof. en m.
40/8-001	50	144 (6)	110,2 (33,8)		110,2 BLM	60,7
40/8-002	47	135,75 (11,25)	134,55 (1,2)	126,9 (7,65)	126,7 ORD	31
40/8-003	48	136 (12)	131(5)	126,8 (4,2)	126,8 ORD	54,5
40/8-004	44	137,7 (6,3)	<133,8 (>3,9)			
40/8-005	46	138,4 (7,6)		138 (0,4)	138 BGP	14
40/8-019	35	123,8 (11,2)		109 (14,8)	109 ORD	30
40/8-020	55	14,7 (13,3)	<139 (>2,7)			
40/8-034	47	144,6 (2,4)	<144 (>0,6)			
40/8-036	53	142 (11)	<141 (>1)			
40/8-037	53	143 (10)	<135 (>8)			
40/8-039	47,5	142 (5,5)	<141,5 (>0,5)			
40/8-040	47,5	143 (4,5)	<142,5 (>0,5)			
40/8-044	49	143(6)	<142,5 (>0,5)			
40/8-052	62	155,5 (6,5)	<155 (>0,5)			
40/8-053	45	140,8 (4,2)	<139,8 (>1)			
40/8-054	42,5	139,5 (3)	<138,5 (>1)			
40/8-065	45	140 (5)		<139,25 (>0,75)		
40/8-071	52,5	144,5 (8)	<143,5 (>1)			
40/8-078	68	163,75 (4,25)	<163,25 (>0,5)			
40/8-083	45	139 (6)	<138 (>1)			
40/8-084	36	134,75 (1,25)		<133,5 (>1,25)		
40/8-095	60	148 (12)	<146 (>2)			
40/8-105	55	151 (4)	<150 (>1)			
40/8-106	72,5	170 (2,5)	<169 (>1)			
40/8-110	43	?	<120 (>23)			
40/8-111	40	134 (6)	129 (5)	< 121,8 (>7,2)		
40/8-112	72,5	162,5 (10)	158,5 (4)		158,5 COY	17
40/8-113	71	163 (8)			163 FLL	15,25
40/8-114	51	147 (4)		<135 (>11)		
40/8-117	36	131 (5)	<125 (>6)			
40/8-118	137,5	132,5 (5)		<110,5 (>22)		
40/8-119	37	128 ? (9?)	122 (6)	116 (6)	116 ORD	29
40/8-120	60	156 (4)		141 (15)	141 ORD	90
40/8-121	37	129 (8)	122 (7)		122 ORD	51
40/8-131	49	142 (7)		132 (10)	132 ORD	32
40/8-132	45	133 (12)	124 (12)		121 BLM?	36,5
40/8-133	42,5	139,5 (3)	133,5 (6)	109,5 (24)	109,5 BLM	47
40/8-134	50	141,5 (8,5)	117 (24,5)	<114 (>3)		
40/8-136	52	141 (11)	céno+méso	135 (6)	135 ORD	52
40/8-137	45	137 (8)	132(5)	128 (4)	128 ORD	48
40/8-140	32	132,8 (8,2)		<119,45 (>4,35)		

Farben- und Zeichenerklärung - Verklaring – Legend

Formationsgrenze – *Formatiegrens* – Geological boundary

Formationsgrenze unter Bedeckung – *Formatiegrens onder bedekking* – Geological boundary under covering

Überschiebung - *Overschuiving* - Overthrust

Sattelachse – *Anticline as* – Anticline axis

Muldenachse – *Syncline as* – Synclinal axis

a Schichten normal gelagert: Streichen und Fallen - *Strekking en helling van normaal hellende lagen* - Strike and dip : inclined strata

Schieferung : Streichen und Fallen – *Hellende druksplijting : strekking en helling* – Cleavage : strike and dip

Verlassene Sandgrube alte Sandgrube – *Verlaten zandgroeve* – disused sand pit

Aufgeschütteter Sangrube – *Opgevulde zandgroeve* – filled sand pit

Aufgefüllter Steinbruch – *Opgevulde steengroeve* – Filled quarry

Doline – *Doline of instortingsholte* – Doline

xx Bohrungen x : Tiefe des Lehm
Boringen x : diepte van de leem
Borehole x : dept of the Loam

xx/x-xxx Bohrung (Beschreibung : siehe n°xx/x-xxx in der Erläuterungen)
Boring (beschrijving : zie nr xx/x-xxx van de verklarende tekst)
Borehole (description : see n°xx/x-xxx in the notice)

Pumpwerk – *Waterwinning* – Water-catchments

X Aufschüttungen
Ophoging
Fill

AMO Rezente Talablagerungen : Ton und Lehm.
Modern alluvium : Leem en klei van de vallei bodem.
Recent alluvial deposit : Loam and clays of valley bottoms.

LIM Lehme
Leem
Loam

BXL Bruxelles Formation : Grobkörniger hellgelber Sand, rostfarben durch Zersetzung, an der Basis der Formation oft glaukonithaltiger Sand.
Formatie van Bruxelles : Grofkorrelig lichtgeel zand verroest door verwering. Aan de basis, vaak glauconiethoudend zand.
Bruxelles Formation : Coarse grained, pale yellow sand becoming rust by weathering, often glauconitic at the base of the formation.

LND Landen Gruppe
Groep van Landen
Landen Group

TIE Tienen Formation
Formatie van Tienen
Tienen Formation

DOR Dormaal Formationsglied : Feiner Sand, Ton mit Weichbraunkohle, dunkler Mergelstein und weisser Sandstein am Gipfel der Formation.
Lid van Dormaal : Fijn zand, klei met bruinkool, donker mergel en witte zansteen aan de top.
Dormaal Member : Fine sand, clay with brown coal, dark marl and white sandstone at the top of the formation.

RAM

Ramillies Formation : Schwarzer Ton
Formatie van Ramillies : Zwarte klei.
Ramillies Formation : Black clay.

HAN

Hannut Formation
Formatie van Hannut
Hannut Formation

GRA

Grandglise Formationsglied : Mehr oder weniger glaukonithaltiger Sand und Ton.
Lid van Grandglise : Min of meer glauconiethoudende zand en klei.
Grandglise Member : More or less glauconitic sand and clay.

LIN

Lincent Formationsglied : Grüner tonhaltiger Sand und Kalkstein, reich an Fossilen, mit kleinem schwarzen Silex.
Lid van Lincent : Groen kleiachtig zand en kalksteen rijk aan fossielen, met kleine zwarte silex.
Lincent Member : Green clayisch sand and limestone with abundant fossil content, with small black silex.

HER

Heers Formation
Formatie van Heers
Heers Formation

GEL

Gelinden Formationglied : Grauer Mergelstein
Lid van Gelinden : Grijze mergel
Gelinden Member : Grey marl.

GUL

Gulpen Formation : Kreidehaltiger Kalkstein mit Silex.
Formatie van Gulpen : Krijtkalk met silex.
Gulpen Formation : Chalk with silex.

FOX

Folx-les-Caves Formation : Grobkörnige Kreide mit Silexlagen an der Basis.
Formatie van Folx-les-Caves : Grofkorrelig krijtkalk met silexlagen vooral aan de basis.
Folx-les-Caves Formation : Coarse grained chalk, levels of silex at the base of the formation.

SER

Séron Formation : Weisser kieselhaltiger Sandstein.
Formatie van Séron : Witte kiezelige zandsteen.
Séron Formation : Whitish, siliceous sandstone.

LON

Lonzée Formation : Grüner sandiger glaukonithaltiger Ton.
Formatie van Lonzée : Groene zanderige glauconiethoudende klei.
Lonzée Formation : Green sandy glauconitic clay.

SIL

Ungegliederte Siluur Formationen.
Ongedifferentieerde Siluur Formaties.
Undifferentiated Silurian Formations.

COY

Corroy Formation : Dunkelbläulicher Sandstein, dunkler Schiefer und Siltstein, die Turbiditensequenzen formen.
Formatie van Corroy : Donkerblauwe zandsteen, siltsteen en donkere schiefer die turbiditensequenties vormt.
Corroy Formation : Blueisch sandstone, siltite and dark schist forming turbiditic sequences.

FLL

Fallais Formation : Grüner chlorithaltiger Schiefer. Am Gripfel der Formation befindet sich eine vulkanische Tuffablagerung (Porphyroïde de Pitet).
Formatie van Fallais : Groene chloritieke schiefer. Aan de top, vulkanisch tuf (Porphyroïde de Pitet).
Fallais Formation : Green chloritous schist. Top of the formation is a volcano-sedimentary tuf (Porphyroïde de Pitet).

BGP

Bois-Grand-Père Formation : Dunkelgrauer Schiefer, der kleine glimmerhaltige Sandsteinbänke enthält, die zum Gripfe hin seltener werden.
Formatie van Bois-Grand-Père : Grijze schiefer met kleine glimmerhoudende zandsteenlagen, zeldzamer aan de top.
Bois-Grand-Père Formation : Dark grey schist with small micaceous sandstone-banks becoming more rare in the upper part of the formation.

ORD

Ungegliederte Ordovizium Formationen.
Ongedifferentieerde Ordovicium Formaties.
Undifferentiated Ordovician Formations.

BLM

Blanmont Formation : Grünlicher, massiver Quarzit.
Formatie van Blanmont : Groene massieve kwartsrijke zandsteen.
Blanmont Formation : Greenisch massive quartzite.

TABLE DE MATIÈRES

Résumé 3
1. Introduction 5
   1.1. Établissement de la carte 5
   1.2. Cadre géographique 6
   1.3. Cadre géologique 7
   1.4. Édition précédente 8
2. Lithostratigraphie 8
   2.1. Le socle cambro-silurien brabançon 9
      2.1.1. Le Paléozoïque inférieur de l'Unité brabançonne supérieure 9
      Formation de Blanmont (BLM) 9
      2.1.2. Le Cambro-silurien de l'Unité Sennette–Thyle–Orneau 10
      Formations ordoviciennes indifférenciées (ORD) 11
      Formation du Bois-Grand-Père (BGP) 12
      Formation de Fallais (FLL) 13
      Formation de Corroy (COY) 14
      Formations siluriennes indifférenciées (SIL) 15
   2.2. Les formations crétacées 15
      Formation de Lonzée (LON) 16
      Formation de Séron (SER) 17
      Formation de Folx-les-Caves (FOX) 23
      Formation de Gulpen (GUL) 25
   2.3. Les formations cénozoïques et quaternaires 28
      Formation de Heers (HER) 28
      Groupe de Landen (LND) 30
      Formation de Hannut (HAN) 32
      Membre de Lincent (LIN) 33
      Membre de Grandglise (GRA) 34
      Formation de Ramillies (RAM) 37
      Formation de Tienen (TIE) 40
      Membre de Dormaal (DOR) 40
      Formation de Bruxelles (BXL) 42
      Limons quaternaires 47
      Dépôts alluvionnaires 48
3. Tectonique 49
   3.1. Structure de la couverture et paléotopographie du socle paléozoïque 49
   3.2. Structure du socle paléozoïque 50
      3.2.1. L'Unité Sennette - Thyle - Orneau 50
      3.2.2. L'Unité brabançonne supérieure 51
   3.3. La Faille de Noirmont - Baudecet 51
4. Le métamorphisme calédonien 51
5. Ressources minérales 52
   5.1. Le quartzite 52
   5.2. Le « phyllade » 52
   5.3. Les grès 53
      5.3.1. Grès paléozoïques 53
      5.3.2. Grès mésozoïques 53

5.3.3. Grès cénozoïques 53
5.4. Le sable 53
5.5. La craie 54
5.6. L'argile et le limon 54
6. Hydrographie 54
Le Bassin de l'Escaut 54
Le Bassin de la Meuse 54
7. Hydrologie 55
Bibliographie 57
Remerciements 63
Annexe I : les captages 64
Annexe II : principaux forages de la carte de Perwez 64
Annexe III : principaux forages de la carte d'Éghezée 66
Farben-und Zeichenerklärung - Verklaring – Legend 67