

32/7-8

MELDERT TIENEN

CARTE GÉOLOGIQUE DE WALLONIE

ÉCHELLE : 1/25 000

**NOTICE
EXPLICATIVE**

EDIWALL



Plus d'infos concernant la carte géologique de Wallonie :

- ▶ <http://geologie.wallonie.be>
- ▶ cartegeologique@spw.wallonie.be

Un document édité par le Service public de **Wallonie**,
Agriculture, Ressources naturelles et Environnement.

Dépôt légal : D/2023/11802/153

ISBN : 978-2-8056-0551-2

ISSN : 2795-8213 (P)

Éditeur responsable : Bénédicte HEINDRICHS, Directrice générale,
SPW ARNE - Avenue Prince de Liège, 15 - B-5100 Namur.

Reproduction interdite.

SPW | *Éditions*, CARTES

▶ *N° vert* : 1718 (*informations générales*) - 1719 (*germanophones*)

▶ *Site* : www.wallonie.be

MELDERT TIENEN

Jean-Louis PINGOT

Université catholique de Louvain +
Earth and Life Institute

Photographie de la couverture: +
Mélin. Donjon porche de la ferme de la Hesserée datant
du XV^e ou XVI^e siècle, bâti en pierres de Gobertange
couvert d'une bâtière en ardoises. (autorisation 2012)

NOTICE EXPLICATIVE 2023 +

Dossier complet déposé: février 2013 +
Accepté pour publication: avril 2013

CARTE N° 32/7-8 MELDERT - TIENEN

■ RÉSUMÉ

La carte géologique Meldert - Tienen n° 32/7-8, pour la partie wallonne Beauvechain - Hélécine, couvre la partie nord de la Hesbaye brabançonne. Celle-ci comprend en partie la ville de Jodoigne et les entités d'Incourt, de Ramillies, d'Orp-Jauche, d'Hélécine et de Beauvechain.

Le découpage des planchettes fait en sorte que la partie sud-est de la Province du Brabant flamand comprenant les localités de Tienen et d'Hoegaarden est rattachée à cette carte.

D'un point de vue géologique, cette partie occidentale de la Hesbaye n'expose pratiquement que des terrains cénozoïques. En dessous, un massif ancien, le Massif du Brabant est formé de roches remontant au Paléozoïque inférieure, plissé lors de l'orogénèse calédonienne entre 430 et 400 millions d'années (DEBACKER et al., 2005).

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

Au Crétacé, ce massif, ayant été soumis aux agents d'érosion et d'altérations météoriques pendant plus de 200 millions d'années, est presque complètement aplani. À partir de cette époque; il constitue un domaine où viennent s'abandonner différentes transgressions marines. Ces dernières y laissent des sédiments présentant souvent des caractères littoraux (GULLENTOPS et al., 1988).

Parmi les événements singuliers enregistrés sur cette carte, citons l'installation, à la base de l'Yprésien, d'un réseau hydrographique sur cette terre exondée. Il s'agit probablement de méandres d'un fleuve s'écoulant du sud-est vers le nord-ouest (voir carte Landen - Hannut - Montenaken n° 33/5, 41/1-2, PINGOT, 2015), bordés par une forêt, dont témoignent les nombreux troncs silicifiés retrouvés dans la région de Hoegaarden et d'Overlaar (FAIRON-DEMARET et al., 2003).

Par après, les terrains bruxelliens généralement sableux, comblent un vaste chenal. Ils se caractérisent, localement, dans

cette région, par des faciès particuliers où apparaissent des bancs de calcaire gréseux : la fameuse Pierre de Gobertange.

Par après, au Rupélien, les dernières transgressions marines ont couvert la région y laissant différents types de sable ou d'argile.

Cette carte présente la particularité de receler dans son sous-sol deux pierres aux tonalités claires : la Pierre de Gobertange, de teinte blanche, et le Tuffeau de Lincen, au chromatisme jaunâtre. La pierre de Gobertange est un emblème de la région par la solide réputation qu'elle a acquise grâce aux bâtisseurs médiévaux. Dès Neerheylissem, la pierre de Gobertange cède la place au Tuffeau de Lincen, employé lui aussi dans certains édifices dès le Moyen-Age. Ce tuffeau se retrouve abondamment dans certaines églises et de nombreuses maisons particulières de villages situés à l'est de cette carte et dans de nombreuses constructions du sud de la Province de Limburg.

Dans la partie centrale de la carte, les grès mamelonnés, extraits dans la région de Hoegaarden et d'Overlaar, ont servi de maellons au Moyen-Age et de pierres à paver au XIX^e et au début du XX^e siècle.

■ NOTE DE L'ÉDITEUR

+ ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Le levé de la carte n° 32/7-8 Meldert - Tienen, pour la partie wallonne Beauvechain - Hélécine, a été réalisé par l'équipe de l'Université catholique de Louvain, dans le cadre du Programme de Révision de la Carte géologique de Wallonie.

Ce programme a été commandité et financé par le Service public de Wallonie Agriculture, Ressources naturelles et Environnement, en application d'une décision du Gouvernement wallon du 9 avril 1992, faisant suite à un programme pilote, qui avait débuté en 1990.

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

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

La carte Meldert - Tienen à l'échelle du 1/25 000, succède à la carte géologique n° 104 levée par A. RUTOT, E. VAN DEN BROECK avec le concours de M. MALAISE, publiée à l'échelle du 1/25 000 en 1894 par la Commission géologique de Belgique. Plus d'un siècle sépare les deux parutions. Plus récemment, le Vlaams Gewest a publié à 1/50 000, la Kaartblad 32 Leuven (GULLENTOPS *et al.*, 1995 pour la carte ; VANDENBERGHE, GULLENTOPS, 2001 pour la notice) réalisée sur base de l'archive des minutes déposées au Service Géologique de Belgique.

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

- deux cartes géologiques détaillées à l'échelle de 1/10 000 ;
- deux cartes à l'échelle du 1/10 000 localisant les points d'affleurements et sondages décrits ;
- les fiches descriptives de plus de 1420 points d'affleurements et sondages décrits, réactualisant et complétant les données figurant dans le dossier « Minutes de la Carte géologique de Belgique » archivées au Service géologique de Belgique.

La totalité de ces documents peut être consultée sur rendez-vous au SPW Agriculture, Ressources naturelles et Environnement, avenue Prince de Liège 15, B-5100 Jambes (Service géologique de Wallonie).

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

La Carte géologique de Wallonie, et les notices, peuvent être consultées de manière interactive sur le site Internet du Service géologique de Wallonie :

▶ <http://geologie.wallonie.be>

ou via le Géoportail de la Wallonie :

▶ <http://geoportail.wallonie.be>

✦ **MÉTHODOLOGIES ET AVERTISSEMENTS**

▶ **Méthodologie de levé**

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

Le levé de cette feuille a été réalisé à l'échelle du 1/10 000. La carte à l'échelle du 1/25 000 jointe à cette notice en constitue une réduction et une synthèse. Les levés de terrain se sont déroulés entre le 16 novembre 2009 et le 15 avril 2010, soit sur une période de 5 mois.

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, contribuent à l'amélioration de la gestion des ressources naturelles et de l'environnement de notre Région.

▶ **Méthodologie de tracé de la carte**

Cette carte est couverte par une épaisseur de limon, dont les cartes pédologiques donnent les principales caractéristiques.

La carte géologique ne tient pas compte de cette couche superficielle. Elle représente un écorché des formations méso-cénozoïques sous la couverture limoneuse volontairement ignorée.

Les tracés géologiques sont donc établis à une altitude qui correspond à celles des courbes de niveau à laquelle il faut soustraire l'épaisseur des limons en ce lieu estimée par interpolation à partir de points où celle-ci est connue (sondages, puits).

Par contre, les limites des alluvions modernes (AMO) encadrant les rivières figurent à leur altitude réelle telle que représentée sur la carte.

Nous avons tenu compte des modifications topographiques apportées par la construction de l'autoroute Bruxelles - Liège et de la ligne TGV vers l'Allemagne qui lui est parallèle. Les importantes excavations pratiquées lors de ces travaux, ont impliqué par endroit l'enlèvement de la couche limoneuse et de la (ou des) formation(s) superficielle(s), ce qui explique la particularité de certains tracés dans leur voisinage immédiat.

Les tracés géologiques ont été établis à partir :

- des données consignées dans le dossier « Minutes de la carte géologique de Belgique », conservées au Service géologique de Belgique, contrôlées autant que possible par de nouvelles observations ;
- des observations éparses recueillies dans les universités et autres institutions de recherche ou publiées dans la littérature scientifique ;
- des renseignements fournis par le SPW Mobilité et Infrastructures, Direction de la Géotechnique ;
- des données communiquées par le « Vlaams Overheid, Departement Mobiliteit en Openbare Werken, Afdeling Goetechniek » à Zwijnaarde (Gent) concernant la géologie de l'autoroute E40 - A3 et de la ligne TGV en région flamande ;
- de la collecte de nouvelles observations ayant nécessité une vingtaine de journées de terrain.

► **Avertissements**

Certaines données reportées sur la carte ne le sont qu'à titre indicatif, et non exhaustif. C'est en particulier le cas pour les carrières, les puits de mines, les phénomènes karstiques, etc. Il s'agit en général d'ouvrages ou de phénomènes remarquables ou utiles à connaître. Des renseignements plus complets sur ces différentes informations peuvent être obtenus auprès de l'Administration régionale ainsi que sur son site Internet.

Depuis 2023, les captages n'apparaissent plus sur la Carte géologique. Ils sont consultables de manière exhaustive sur le site internet de la Carte hydrogéologique de Wallonie.

La Carte géologique de Wallonie est un document scientifique sans valeur légale. C'est une interprétation du sous-sol à un moment donné, susceptible d'évoluer après acquisition de nouvelles données.

1

INTRODUCTION

■ 1.1. CADRE GÉOGRAPHIQUE

Cette carte couvre la partie occidentale de la Hesbaye «humide», région naturelle de la Moyenne Belgique. Elle se situe globalement entre la base militaire de Beauvechain à l'ouest et le domaine provincial d'Hélécine à l'est. Vers le nord, elle atteint la région de Tienen.

La Hesbaye s'étend sur environ 2400 km² soit, approximativement, 1/12 de la superficie nationale. Les limites de cette région naturelle sont purement conventionnelles. Au nord, elle est limitée par le Démer, puis par une ligne allant de Hasselt en direction de Lananken. À l'est et au sud, la Meuse constitue une de ses frontières naturelles (en faisant abstraction du sillon industriel mosan). À l'ouest, la Grande Gette la délimite. Dans cette direction, son périmètre s'arrête à un trait partant de la source de cette rivière en direction de Namur *via* Gembloux.

La région couverte par la carte appartient à la Hesbaye brabançonne, terre de riches cultures céréalières et betteravières favorisées par la fertilité de la terre due à une épaisse couverture limoneuse.

À l'ouest de la carte, la commune de Beauvechain et ses hameaux sont bâtis sur le plateau où se remarque à peine la vallée de la Nethen naissante. Dans sa partie centrale, un certain relief se dessine autour de petits ruisseaux dont les versants sont parfois boisés et le fond des vallons occupé par des zones marécageuses comme la vallée du Schoorbroek au voisinage de L'Ecluse. Ce vallon présente un caractère sauvage jusqu'à la ferme de Wahenge. Plusieurs villages occupent généralement le bas des versants. En particulier, les villages de Saint-Remy-Geest et de Mélin bien exposés sur l'adret de la vallée du ruisseau de Gobertange. Les prairies qui occupent le fond de ces vallées, bénéficient d'une humidité constante.

Les plateaux constituent de vastes étendues planes et dégagées, livrées à une agriculture extensive. Des îlots boisés subsistent où les placages limoneux sont moins favorables à l'agriculture.

Vers l'est, la Grande et la Petite Gette incisent ce bas plateau avec leurs larges vallées aux versants peu inclinés. Un épais rideau d'arbres longe le cours de cette dernière. Dans ces vallées, l'insuffisance du drainage engendre des sols humides impropres aux cultures. Les versants des différents cours d'eau sont parcourus par des chemins creux, entaillés de 2 ou 3 mètres par rapport aux terres avoisinantes qui offrent les seuls affleurements naturels encore disponibles.

Outre l'activité agricole, jusqu'aux années 1950, les campagnes autour de Gobertange et de Mélin résonnaient du bruit des *bourriquets* remontant la Pierre de Gobertange et des ateliers de taille où l'on façonnait ce matériau. Ce terroir était percé de centaines de puits entre Genneville et Francourt à l'ouest de Jodoigne (carte Jodoigne - Jauche n° 40/3-4, DUMOULIN *et al.*, 2019). Il n'est pas rare que dans la région de Mélin et de Gobertange, les labours entament soit des bancs de Pierres de Gobertange, soit remanient des pierres «de bas de gamme» d'anciens ateliers de taille ou dispersent des pierres de remblais d'anciens puits.

Cette pierre seule ou mariée à la brique confère à de nombreux bâtiments anciens un cachet particulier aux teintes claires qui rejaillit notamment sur l'ensemble du village de Mélin, d'où son classement comme «un des plus beaux villages de Wallonie».

Dans la partie orientale de la carte, des carrières à ciel ouvert permettaient l'extraction du Tuffeau de Lincent, au chromatisme jaunâtre. Cette pierre a contribué à la spécificité architecturale de bons nombres de villages hesbignons.

Le nord du territoire couvert par cette carte relève du Vlaams Gewest. Depuis la butte au sud de Outgaarden, s'offre à la vue un paysage ouvert, pratiquement dépourvu de relief où seuls les clochers des églises constituent des points de repères à l'exception des grandes tranchées de l'autoroute E40 Bruxelles - Liège et de la nouvelle ligne TGV.

Tienen jouit du statut de ville blanche à un double titre: d'une part, bons nombres d'édifices civils et religieux dont la fameuse église Notre-Dame-du-Lac sont construits en Pierres de Gobertange et d'autre part, cette ville est associée à la fabrication du sucre «blanc». Tienen est aussi la ville principale du Hageland ou «Pays des haies».

Hoegaarden, quelques kilomètres au sud, est la localité de la «Blanche». Mais, elle possède également plusieurs bâtiments de teinte claire en Pierres de Gobertange dont l'église Sint-Gorgonius. Avant de se livrer à l'activité brassicole bien connue de tous, la vigne était cultivée sur les coteaux bien exposés. Vers 1600, il y existait une «Wygaert Straete». Ce vignoble a été arraché au début du XVIII^e siècle (KURTH, 1890).

La campagne entre Tienen et Hoegaarden était excavée par de nombreuses carrières à la fin du XIX^e siècle et au début du XX^e siècle d'où l'on extrayait les grès mamelonnés de la Formation de Tienen destinés à être taillés en pavés. C'était là son dernier usage, lui qui avait d'abord servi d'outils dès les temps préhistoriques, puis de moellons pour la construction.

■ 1.2. CADRE GÉOLOGIQUE

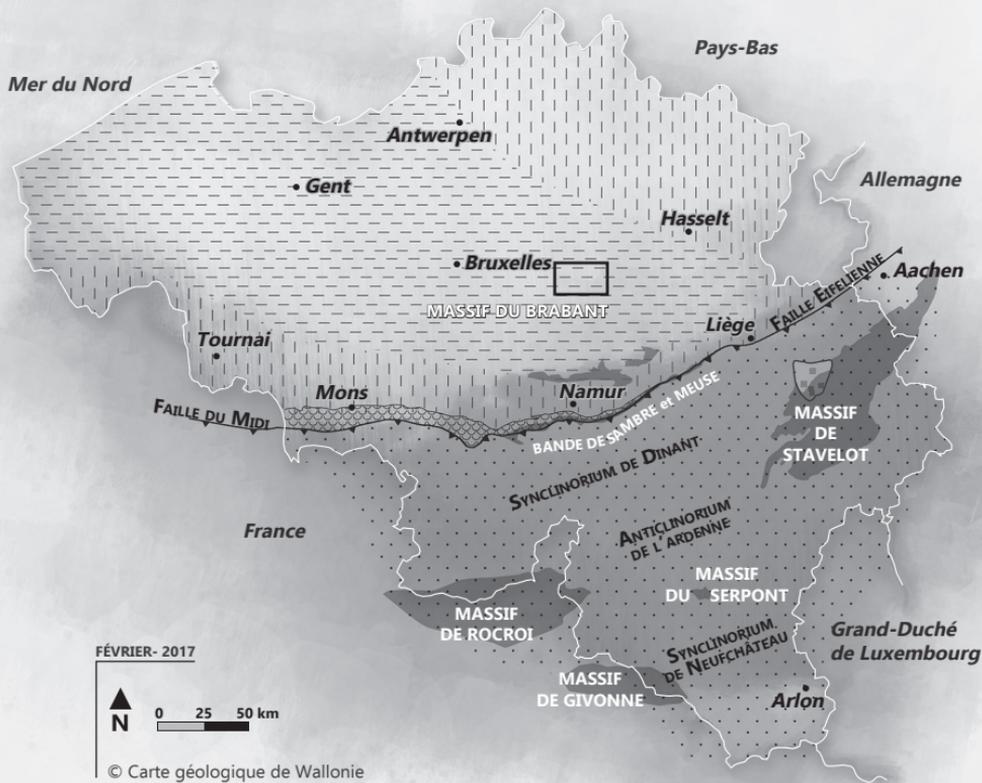
Le sous-sol de ces feuilles (fig. 1) est constitué de deux grandes entités géologiques séparées par une surface de discordance :

- le Massif du Brabant formé de terrains datés du Paléozoïque inférieur déposés du Cambrien au Silurien. Au sud de cette carte, seule la Formation de Jodoigne affleure dans la vallée de la Grande Gette. Par après, ce socle a été déformé lors de l'orogénèse calédonienne active du Silurien supérieur au Dévonien inférieur. Ce massif a été nivelé puis recouvert probablement par un millier de mètres de terrains carbonifères (VERCOUTERE, VAN DEN HAUTE, 1993). Ensuite, il a été soumis à l'érosion du Permien au Crétacé ;
- après cet important hiatus, une série de transgressions se sont avancées sur ce bâti ancien en y délaissant des sédiments dans des mers peu profondes du Crétacé supérieur jusqu'au milieu du Cénozoïque.

L'enregistrement sédimentaire représente moins d'un quart du temps entre la formation crétacée la plus ancienne et la formation cénozoïque la plus récente. Il en résulte que les événements géologiques qui se sont déroulés pendant les trois quarts du temps restant n'ont pas laissé de traces. Pendant ces périodes, la région était émergée et l'érosion décapait les terrains qui s'y étaient déposés précédemment, gommant une partie de l'archive sédimentaire gravée dans les roches.

La couverture du Massif du Brabant débute au Crétacé supérieur par des sédiments essentiellement crayeux de la Formation de Gulpen. Ces terrains sont connus uniquement en sondages. Par dessus, la Formation de Jauche n'a été formellement identifiée que dans un seul sondage à Tienen.

À l'aube du Cénozoïque, au Paléocène (Sélandien), une nouvelle transgression marine occasionne le dépôt de la Formation de Heers formée de sables littoraux et de marne. Après une régression, la mer reprend possession de la région à la fin du Paléocène (Thanétien). Cette pulsation permet le dépôt du « Tuffeau de Lincen » à l'est de la carte, et de sables et argiles à l'ouest, recouverts *in fine* par les sables marins du Membre de Grandglise. Cet ensemble constitue la Formation de Hannut.



LÉGENDE

| | | | |
|--|---|--|-----------------------------------|
| | Couverture méso-cénozoïque | | Parautochtone brabançon |
| | Carbonifère | | Massif du Brabant sous couverture |
| | Dévonien | | Écailles et massifs renversés |
| | Silurien | | Haine-Sambre-Meuse |
| | OrdoVICIEN | | Allochtone ardennais |
| | Cambrien | | |
| | BANDE DE SAMBRE ET MEUSE MASSIF DU BRABANT MASSIF DE ROCROI MASSIF DE GIVONNE MASSIF DU SERPONT MASSIF DE STAVELOT | | |
| | Meldert - Tienen | | |

Fig. 1. Localisation de la carte Meldert-Tienen dans le cadre géologique général de la Belgique.

À la limite Paléocène - Eocène, la mer est reléguée vers le nord suite à un soulèvement du Massif du Brabant. Un réseau hydrographique au caractère érosif s'installe sur ces terres émergées. Il est bien marqué sur la carte Landen-Hannut-Montenaken n° 33/5 et 41/1-2 (PINGOT, 2015). Les sables continentaux du Membre de Dormaal de la Formation de Tienen (base de l'Yprésien, Eocène) remplissent ces chenaux qui incisent les formations déposées précédemment. Latéralement, une forêt se développe dans un milieu saumâtre. De nombreux troncs silicifiés ont été retrouvés entre Hoegaarden et Overlaar (FAIRON-DEMARET *et al.*, 2003). Au dessus, après un certain laps de temps (jusqu'à présent non précisé), la mer yprésienne, engloutit cette forêt et abandonne des argiles.

Au Lutétien, suite à une baisse importante du niveau eustatique, un profond chenal se creuse dans les terrains actuellement compris entre la Senne et la Gette. Il est comblé par les sédiments de la Formation de Bruxelles qui se présente sous plusieurs faciès sablo-gréseux dont le plus célèbre est celui de «Gobertange».

Dès l'Oligocène, un refroidissement global du climat se fait ressentir. Notre planète passe d'un climat à effet de serre à un climat beaucoup plus tempéré. Cependant, une remontée du niveau de la mer est enregistrée (SISSINGH, 2006). Ainsi, après un hiatus de 15 millions d'années, des sédiments sableux, fins, micacés sont abandonnés par la mer. Ils formeront la Formation de Sint-Huibrechts-Hern, datée du Rupélien inférieur. Par dessus, reposent en des rares endroits, des sables et argiles rapportés au Membre de Boutersem de la Formation de Borgloon.

Enfin, au nord de la carte, une ultime transgression marine a laissé son empreinte sous forme de sables blancs surmontant un gravier de silex noirs. Il s'agit des sables du Membre de Berg de la Formation de Bilzen, toujours d'âge Rupélien. Si le territoire couvert par la carte a encore été envahi par d'autres transgressions marines par après, leurs dépôts ont été complètement érodés depuis.

In fine, au Quaternaire, un manteau limoneux d'origine nivéo-éolienne se répand sur la région. Il masque en grande partie les terrains qui s'y étaient déposés précédemment faisant la richesse des agriculteurs qui y trouvent des terres d'une exceptionnelle fertilité, mais le désespoir des géologues pour qui les affleurements naturels sont trop rares.

■ 2.1. LE SOCLE PALÉOZOÏQUE: LE MASSIF DU BRABANT

Le substratum de la carte est constitué par le Massif calédonien du Brabant au toit duquel se sont déposés, après une lacune de plusieurs centaines de millions d'années, des sédiments méso et cénozoïques.

Le socle paléozoïque brabançon est connu par de rares affleurements dans la vallée de la Grande Gette au sud de la carte et par quelques sondages dont les descriptions lithologiques, reprenant majoritairement les termes «phyllades» et «quartzites». La nature exacte du socle brabançon dans la partie nord de la carte n'est donc pas très explicite, par contre au sud, il appartient à la Formation de Jodoigne. Le toit du socle descend plus ou moins régulièrement vers le nord, passant de 60 m au sud à 50 m dans la partie septentrionale de la carte.

Le Massif du Brabant appartient au domaine oriental du Massif anglo-brabançon qui comprend aussi une partie du sud de l'Angleterre et vient s'adosser au Microcraton des Midlands. Ces entités se rattachent au microcontinent d'«East Avalonia» (VERNIERS *et al.*, 2002).

JOD

FORMATION DE JODOIGNE

✦ **Origine du nom :** affleurements au voisinage de la ville de Jodoigne (DUMONT, 1847; MALAISE, 1883). Le terme «Assise de Jodoigne» a été introduit par DE LA VALLEE-POUSSIN (1930).

✦ **Description :**

La Formation de Jodoigne serait encadrée par les formations d'Oisquercq et de Mousty (HERBOSCH *et al.*, 2008). Cette formation n'affleure que dans la vallée de la Grande Gette, à l'ouest du village de Saint-Jean-Geest.

Elle est représentée par de rares blocs de grès quarzitiques gris trouvés dans les berges de la Grande Gette et des schistes

noirs finement micacés se délitant en fins feuillets vus dans une tranchée le long de la chaussée de Tirlemont. Elle est également connue sous les alluvions du ruisseau de Chebais à proximité de l'ancien Moulin de Genneville où se sont des schistes gris foncés renfermant des «petits cailloux roulés» qui ont été traversés en sondage (n° d'archives 32/7-286).

Ces roches appartiendraient à la partie supérieure de cette formation interprétées comme des turbidites distales à pélagiques (HERBOSCH *et al.*, 2008).

Une description beaucoup plus circonstanciée de cette formation peut être trouvée dans la notice de la carte Jodoigne - Jauche n° 40/3-4 (DUMOULIN *et al.*, 2019) et dans HERBOSCH *et al.* (2008).

- ✦ **Épaisseur :** de 3000 m (HERBOSCH *et al.*, 2008) à 4000 m (DUMOULIN *et al.*, 2019).
- ✦ **Âge :** Cambrien moyen (+/- 515 à 505 Ma) pour HERBOSCH *et al.* (2008) auparavant, considérée par la plupart des auteurs comme Néoproterozoïque ou Cambrien inférieur (VERNIERS *et al.*, 2001).
- ✦ **Utilisation :** aucune sur cette carte. Dans la région de Jodoigne, la confection d'ardoises a été tentée à partir de phyllades feuilletés (DE LA VALLEE-POUSSIN, 1930).
- ✦ **Affleurements représentatifs :**
se référer aux affleurements décrits sur la carte Jodoigne-Jauche n° 40/3-4 (DUMOULIN *et al.*, 2019).
- ✦ **Pour en savoir plus :** HERBOSCH *et al.* (2008)

■ 2.2. LES FORMATIONS CRÉTACÉES

Les formations crétacées ne sont connues qu'en sondages dans la partie nord de la carte.

GJ

REGROUPEMENT DES FORMATIONS DE GULPEN ET DE JAUCHE (uniquement sur coupe)

Ces formations ont été regroupées en raison de la faible épaisseur de la Formation de Jauche.

FORMATION DE GULPEN (uniquement sur coupe)

✦ **Origine du nom :** affleurements et crayères aux alentours de Gulpen dans le Limbourg hollandais (FELDER, 1975 ; FELDER, BOSCH, 2000).

✦ **Description :**

Cette formation repose en discordance sur le socle brabançon plissé et faillé.

La Formation de Gulpen est constituée d'une craie blanche, assez fine, parfois tendre et traçante, rarement graveleuse, contenant parfois un peu de glauconie et des silex noirs plus rarement gris clair. Certains sondages ont rencontré des fragments de craie durcie phosphatée qui pourrait témoigner de la présence de hard grounds. Les données sont insuffisantes pour préciser leur nombre et leur épaisseur (n° d'archives 32/8-491).

Ces craies sont constituées de sédiments issus d'une boue de coccolithes et de grainstones bioclastiques finement grenus déposées sous un climat tempéré à subtropical (MOLENAAR, ZIJLSTRA, 1997). Malheureusement, les descriptions des sondages, trop incomplètes, ne permettent pas d'établir une correspondance avec les membres définis dans le Limburg.

✦ **Épaisseur :** 33 m au sondage n° d'archives 32/8-491, sous la raffinerie de Tienen, augmente encore vers le nord. Elle a encore une forte épaisseur, de l'ordre de 30 mètres, dans la partie est et au centre de la carte (coupe b), tandis qu'à l'ouest, sous Beauvechain, elle subsiste sous forme de lambeau d'une épaisseur de 4 à 5 mètres (coupe a).

✦ **Âge :** Campanien supérieur à Maastrichtien supérieur.

✦ **Utilisation :** la nappe aquifère contenue dans cette formation est fortement sollicitée par l'industrie sucrière à Tienen.

✦ **Pour en savoir plus :** BLESS *et al.* (1990)

FORMATION DE JAUCHE (JAU)

✦ **Origine du nom :** ancienne carrière d'Orp-le-Grand (actuellement Orp-Jauche). Définie dans un premier temps comme un membre (ROBASZYNSKI *et al.*, 2001).

✦ **Description :**

Cette formation n'a été reconnue que dans un seul sondage sous la sucrerie de Tienen (n° d'archives 32/8-412). Elle est formée

de 4,6 m de craie grise grossière à silex. Elle renferme aussi son fossile guide, le brachiopode *Thecidea Papillata*. L'extension de ce lambeau n'est pas connue. Il constitue probablement un jalon entre les affleurements de la région d'Orp et ceux de Grez-Doiceau (VANBENBERGHE, GULLENTOPS, 2001).

- ✦ **Épaisseur** : 4,6 m connu par sondage, formation probablement absente en de nombreux endroits, mais les informations à ce sujet font défauts.
- ✦ **Âge** : Maastrichtien tout à fait supérieur (BLESS *et al.*, 1990; ROBASYNSKI *et al.*, 2001).
- ✦ **Pour en savoir plus** : ROBASYNSKI *et al.* (2001)

■ 2.3. LES FORMATIONS PALÉOCÈNES ET ÉOCÈNES

HER **FORMATION DE HEERS (uniquement sur coupe)**

- ✦ **Origine du nom** : la coupe-type est située dans la commune de Heers au sud du Limbourg dans le hameau de Gelinden au lieu-dit «Overbroek» (DUMONT, 1850). MOORKENS a introduit formellement le terme «Formatie van Heers» en 1972.

- ✦ **Description** :

Cette formation n'affleure pas. Elle a été traversée par différents sondages. Elle repose en concordance (supposée) sur les formations crétacées ou directement sur le socle. Classiquement, elle est divisée en deux membres : les sables d'Orp à la base surmontés par les marnes de Gelinden. Pour plus de détails, consulter la notice des cartes Heers - Borgloon (33/7-8) et Waremmes - Momalle (41/3-4) (PINGOT, à paraître).

- ▶ **Membre d'Orp (ORP)**

- Origine du nom** : coupe-type très dégradée au sud de l'ancienne gare de Maret en bordure du Ravel (carte 41/1-2 Hannut - Montenaken. Lamb. 72: 194 560, 155 784). Dès 1873, VINCENT avait désigné cette lithologie sous le terme «sable heersien d'Orp-le-Grand».

- Description** :

- Les sables du Membre d'Orp sont finement straticulés. Ils se caractérisent par leur granulométrie fine, leur richesse en

glaucanie et des petits fragments de silex noirs remaniés, issus des formations sous-jacentes. Ils sont considérés comme des sables littoraux.

► **Membre de Gelinden (GEL)**

Origine du nom : carrière Thewis à Gelinden où la marne était exploitée (DUMONT, 1849, carte 33/7-8 Heers - Borgloon. Lamb. 72: 213 330, 161 025).

Description :

Ce membre est formé principalement de marne blanche. La compaction d'une fine boue, dont la teneur en éléments carbonatés dépasse 70 ou 80 %, est à l'origine de ces marnes, localement chargée en argile.

Si à Hoegaarden (n° d'archives 32/8-375), le membre basal d'Orp devient une argile sableuse glauconieuse (épaisseur > 14,80 m) et est surmonté de 2 m de marne, vers le nord, sous Tienen, la situation s'inverse. Plusieurs puits creusés non loin de la sucrerie tirlémontoise indiquent que les sables d'Orp ne font plus que 6 à 7 m, tandis que la marne atteint une épaisseur de 18 à 25 m (n° d'archives 32/8-412 et 455). Parfois, cette marne renferme des silex, remaniés des formations crétacées sous-jacentes. Généralement, les deux membres restent bien individualisés exceptés dans la région d'Opheylissem où au puits communal, la distinction entre les deux membres devient difficile (n° d'archives 32/8-364). La formation épaisse de 4,80 m renferme 0,50 m de sable glauconieux (Membre d'Orp) surmonté de 4,30 m d'argile sableuse plus ou moins carbonatée. La présence de marne au sens strict du terme n'y a pas été décelée. Dans le même secteur, d'autres sondages indiquent des récurrences sableuses au sein de la marne.

Cette marne s'est probablement déposée dans un milieu particulièrement calme qui devait s'apparenter à un lagon. Celle-ci est célèbre par sa macroflore constituée de fougères, gymnospermes et angiospermes décrites par DE SAPORTA et MARION (1873, 1877) qui témoignent d'un milieu tempéré chaud.

✦ **Épaisseur :** jusqu'à 35 m sous Tienen, s'amenuise et disparaît à l'ouest de la carte.

✦ **Âge :** NP4 supérieur à NP5 Sélandien (Paléocène) (NP signifie zone à nanoplancton). Elle correspondrait à la partie centrale et supérieure du Sélandien (DE GEYTER *et al.*, 2006).

✦ **Pour en savoir plus :** VANDENBERGHE *et al.* (1998, 2004)

GROUPE DE LANDEN

- + **Origine du nom :** région de Landen au sud - est de la province du Brabant flamand (STEURBAUT, 1998). Dès 1839, DUMONT avait désigné un stratotype à la sablière Frison au sud de la localité précitée. À l'heure actuelle, cette sablière est enfouie sous un lotissement.

- + **Description :**

En Hesbaye, le Groupe de Landen comprend un cycle sédimentaire complet avec des sédiments marins surmontés de sédiments à caractères continentaux.

Ce groupe se décline en trois formations s'étendant sur deux étages :

- à la base, la Formation de Hannut est constituée de sédiments marins transgressifs par rapport aux terrains sous-jacents ;
- au-dessus et actuellement connues uniquement dans la région de Ramillies, des argiles noires d'origine marine ou lagunaire (PINGOT, DELCAMBRE, 2006) ;
- et pour clôturer cette séquence, la Formation de Tienen, éocène, comprenant des sédiments principalement fluviatiles au sud-est sur les cartes Landen (33/5) - Hannut - Montenaken (41/1-2) (PINGOT, 2015) devenant progressivement lagunaires et continentaux ce dont témoigne la forêt fossile de Hoegaarden.

HAN FORMATION DE HANNUT

- + **Origine du nom :** affleurements et sablières aux environs de la ville de Hannut (MARECHAL, LAGA, 1988 ; STEURBAUT, 1998).

- + **Description :**

Cette formation affleure principalement dans la partie orientale de la carte. Elle comprend 4 membres : à la base, probablement en alternance, ceux de Montenaken (à dominante argileuse), d'Overbroek (à dominante sableuse), surmonté par celui de Lincent (tuffeau) et coiffé par le Membre de Grandglise (à dominante sableuse). Seuls les deux derniers membres ont été reconnus sur le terrain. Les sédiments qui formeront la Formation de Hannut se sont déposés dans une mer ouverte en communication avec le Bassin de Paris et la Manche (VANDENBERGHE *et al.*, 1998).

► **Membre de Montenaken (MTK)**

Origine du nom : membre créé lors du levé de la carte Landen - Hannut - Montenaken (33/5, 41/1 - 2) (PINGOT, 2015) pour désigner le corps argileux sous jacent au tuffeau de Lincent dans cette région.

Description :

La présence éventuelle de ce membre argileux est soulignée lors de la description de quelques sondages significatifs dans le périmètre de la carte (fig. 2b).

Épaisseur : environ 2 m.

Âge : Paléocène, Thanétien, probablement base de la zone NP8b.

► **Membre d'Overbroek (OVB)**

Origine du nom : du hameau d'Overbroek au sud de Gelinden (DREESEN *et al.*, 1998).

Description :

Le Membre d'Overbroek est constitué de sable glauconieux verdâtre. La notice des cartes Heers - Borgloon (33/7-8) et Waremme - Momalle (41/3-4) (PINGOT, à paraître) donne de plus amples informations sur ces couches.

Les sondages disponibles semblent indiquer qu'une certaine alternance des Membres de Montenaken et d'Overbroek se prolonge vers l'ouest, sans qu'il soit possible de se préciser de la géométrie entre ces barres sableuses et argileuses.

Épaisseur : environ 4 m au sondage n° d'archives 32/7-521 (fig. 2b).

Âge : Paléocène, Thanétien, zone NP8b.

Pour en savoir plus : DREESEN *et al.* (1998)

► **Membre de Lincent (LIN)**

Origine du nom : de Lincent (D'OMALIUS D'HALLOY, 1839) où le tuffeau était exploité au XIX^e siècle en carrières à ciel ouvert aux environs de cette localité. À l'heure actuelle, le stratotype (DE GEYTER, 1981) est localisé à Wansin (Lamb. 72 : 196 155, 151 850).

Description :

Ce membre montre des variations de faciès significatives au travers de cette carte.

Si vers le nord, l'évolution latérale du Membre de Lincent est bien connue, passant aux silts de Halen (STEURBAUT, 1998), en revanche, les changements de faciès de ce membre dans la partie sud de sa zone d'extension ont été fort peu étudiés, notamment parce que à l'ouest de la Grande Gette, il est recouvert par des terrains plus récents. Pour palier ce manque d'informations, 5 logs de sondages bien localisés (fig. 2a) et convenablement décrits (fig. 2b) ont été reproduits.

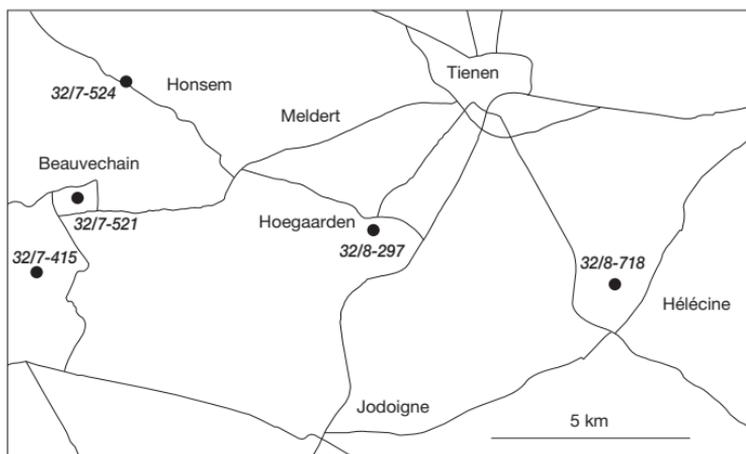


Fig. 2a. Localisation des principaux sondages ayant traversé la Formation de Hannut sur la carte Meldert - Tienen.

Le sondage le plus occidental (n° d'archives 32/7-415) a été réalisé à Beauvechain.

Au-dessus de la Formation de Gulpen, la séquence lithologique débute par deux mètres d'argile que nous considérons, sans autre argument, comme un équivalent du Membre de Montenaken. La partie supérieure du sondage présente des similitudes avec le sondage suivant, étant lui aussi, constitué de sable fin glauconieux. Toutefois, il se singularise par des bancs discontinus de tuffeau dont la trace sera perdue jusqu'à Hoegaarden (fig. 2b).

Vers l'est, un autre sondage au sud de Beauvechain (n° d'archives 32/7-521) montre un certain contraste par rapport au précédent. Il débute par un sable vert glauconieux renfermant quelques fragments de grès, probablement une extension occidentale des sables d'Overbroek. Au-dessus, l'épaisseur du sable argileux est nettement moindre qu'au sondage suivant, par contre, l'épaisseur des sables fins sus-jacents est sensiblement plus importante.

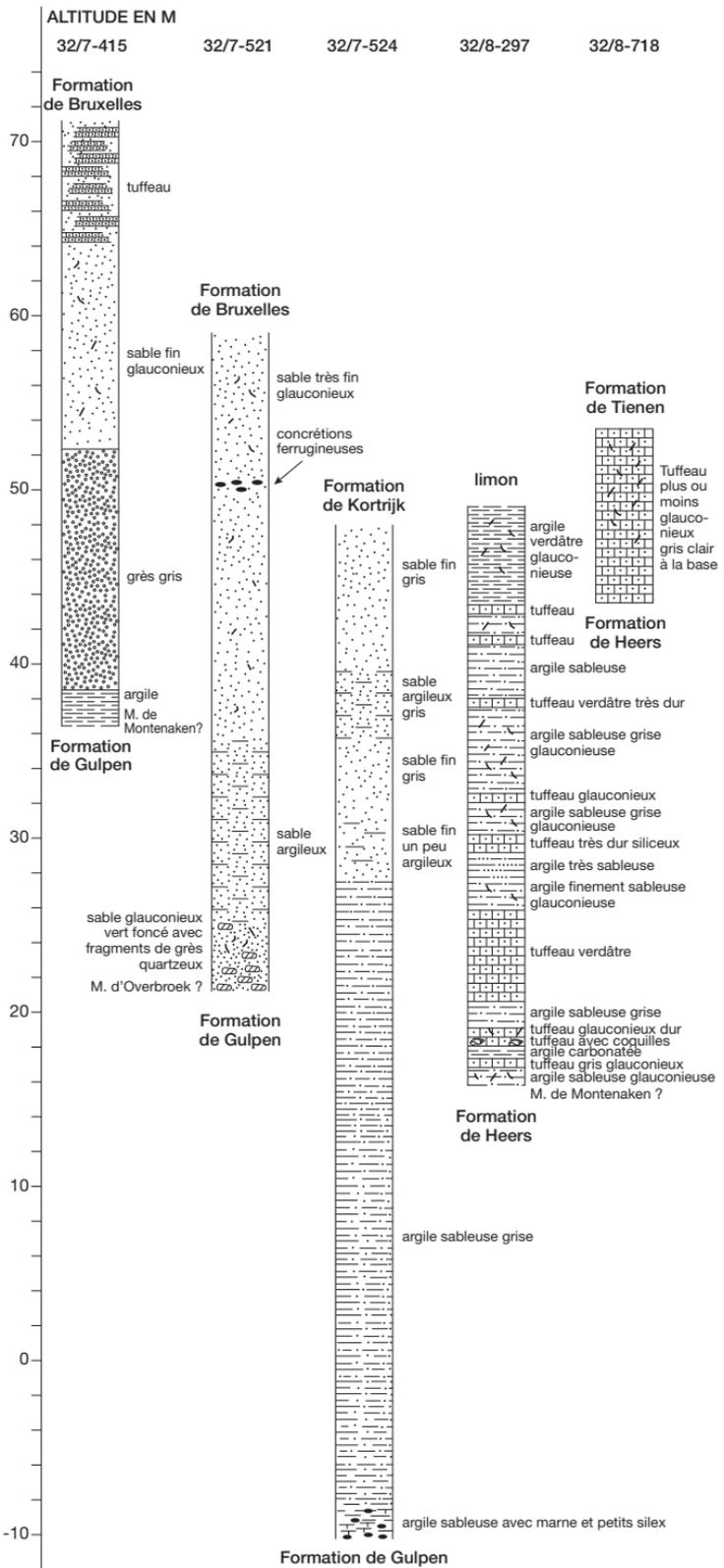


Fig.2b. Logs des principaux sondages dans la Formation de Hannut, présentés d'ouest en est. Le nom des formations sous et sus-jacentes est indiqué de part et d'autre de la Formation de Hannut.

Ces derniers renfermeraient un peu de glauconie. Un niveau particulier contient des concrétions ferrugineuses uniques dans la région.

Vers le nord-est, à proximité de Honsem (n° d'affleurement 32/7-524), le Membre de Lincet, beaucoup plus épais, affiche deux lithologies différentes. Dans la partie inférieure, une argile sableuse grise s'apparente aux faciès du nord de la Belgique, toutefois non datée ici, dont l'extrême base remanie des silex crétacés et des marnes heersiennes.

La partie supérieure comprend principalement des sables gris parfois un peu argileux qui sont surmontés par les argiles de la Formation de Kortrijk.

À Hoegaarden, le Membre de Lincet prend déjà un autre faciès. Le sondage n° d'archives 32/8-297 renferme des niveaux tuffacés séparés par des intermèdes d'argile sableuse souvent glauconieuse. A la base du membre, quelques mètres d'argile sableuse glauconieuse peuvent être rapportés éventuellement au Membre de Montenaken. Au-dessus, un niveau de tuffeau d'épaisseur assez conséquente occupe la place de l'argile sableuse ou du sable argileux des deux sondages précédents. Au sommet, l'argile sableuse ou glauconieuse prend une part prépondérante et les niveaux de tuffeau toujours très minces deviennent sporadiques (fig. 2b).

Le Membre de Lincet est encore bien présent, sous sa forme tuffacée à Hélécinne (sondage n° d'archives 32/8-718) où il repose sur la Formation de Heers. Le «tuffeau», une roche poreuse, renfermant des grains de calcite et de quartz détritiques, glauconieuse par place, constituée par l'accumulation de débris d'organismes (spicules d'éponges, mollusques et foraminifères), rendue cohérente par un ciment d'opale (GULLENTOPS, 1963). Sa porosité peut atteindre 25 % suite à la dissolution des spicules siliceux. Les différents sens qui ont été prêtés au terme «tuffeau» sont discutés dans la notice de la carte Landen - Hannut - Montenaken (33/5 et 41/1 - 2, PINGOT, 2015).

Vers le nord, quelques niveaux de «Tuffeau de Lincet» se rencontrent encore dans des sables argileux ou des argiles, jusqu'au sud de Tienen (n° d'affleurement 32/8-699).

Au flanc nord de la vallée du ruisseau de Gobertange, vers Genneville, le Membre de Lincet se présentait à l'affleurement sous forme d'un sable glauconieux très fin renfermant des petits bancs de grès tendre (GEVAERT *et al.*, 1901).

Tandis qu'au sud-est de la carte, les fragments de Tuffeau de Lincet, trouvés en grand nombre dans les cultures,

indiquent qu'il devient plus glauconieux et prend un caractère plus gréseux, au détriment de sa composante carbonatée.

Finalement, l'absence de datation, nous empêche de rapporter ces séquences sableuses et argileuses à l'un ou l'autre membre décrit en Campine. C'est pourquoi, la question sera laissée ouverte.

Épaisseur : jusqu'à 48 mètres au sondage n° d'archives 32/7-524, le plus au nord.

Âge : Paléocène, Thanétien supérieur. Assemblage de nanoplanctons : zone NP8b (VINKEN, 1988; STEURBAUT, 1998). Zone P5 pour les foraminifères, confirmée par la présence de *Globorotalia* et de *Acarinina soldadoensis* (HOOYBERGHS, 1983).

Utilisation : construction, voir l'église Saint-Sulpice de Neerheylissem datant du XII^e siècle (SARLET *et al.*, 2006b). Pour ses propriétés réfractaires, le tuffeau a été utilisé pour le montage de fours à pain (J. WARNIER, com. pers.).

Affleurements représentatifs :

À Noduwez, au flanc nord de la rue André Mathys, 150 m à l'ouest du carrefour de la N 279 sous les racines d'un arbre subsistent quelques bancs de tuffeau clair, parfois jaune, ponctué de glauconie (Lamb. 72 : 191 885, 158 243).

De nombreux débris de tuffeau se retrouvent dans les champs à Basse-Pirée au sud-est de Hampteau (Lamb. 72 : 193 756, 158 812).

► Membre de Grandglise (GRA)

Origine du nom : grès de Grandglise (D'OMALIUS D'HALLOY, 1842). Le stratotype est situé à la « mer de sable » de Stambruges (carte 45/1-2, Lamb. 72 : 104 180, 132 200). Les faciès étant différents en Hesbaye, il eut été préférable de promouvoir la désignation du Membre de Hoegaarden (cette carte) où les parois d'une sablière restent accessibles (Lamb. 72 : 188 572, 162 962).

Description :

Le Membre de Grandglise est essentiellement sableux. Le contact avec le membre sous-jacent n'est plus visible.

Auparavant au sud d'Outgaarden (n° d'archives 32/8-149), on y trouvait un lit de fossiles dont des spongiaires transformés en «silex».

À la base, le sable peut se présenter sous deux faciès principaux :

- un faciès à stratifications obliques soulignés par des lits de glauconie, épais de 6,5 m, qui était visible à la grande sablière d'Outgaarden (n° d'archives 32/8-077). Les sables y étaient vert glauconieux, parfois à linéoles argileuses grisâtres. Ils y étaient surmontés par des sables de la Formation de Tienen ;
- l'autre faciès débute par des sables fins, glauconieux, de teinte gris-vert, finement lité à stratifications pratiquement planes et plus argileux à la base. Ils sont interprétés comme des sables littoraux. Ils sont surmontés de sable blanc un peu plus grenu. On peut les observer dans une sablière à Hoegaarden (voir affleurement représentatif).

RUTOT (1903) signale encore dans la partie supérieure de ce membre un ou plusieurs lits de lignite et des alternances de marne et d'argile.

Au-dessus, bien que la nature du contact soit inconnue, repose un sable blanc à limets rougeâtres renfermant des lentilles sableuses peu nettes, de teinte gris verdâtre, parfois coiffées par un niveau légèrement gréseux. Les caractères sédimentologiques indiquent que ce membre s'est déposé lors d'une phase régressive sur une plateforme peu profonde.

Épaisseur : 6,5 m à Outgaarden.

Âge : Palocène, Thanétien supérieur, zone NP8b (VANDENBERGHE *et al.*, 1998, 2004).

Utilisation : probablement sable pour la maçonnerie.

Affleurements représentatifs :

À Hoegaarden, la partie inférieure de ce membre constituée de sable glauconieux, finement lité est bien visible dans une ancienne sablière au lieu-dit «Keverlo» à l'est de la N29 reliant Hoegaarden à Tienen (Lamb. 72 : 188 572, 162 962).

Au chemin de La Longa, au nord de Neerheylißem, un sable blanc homogène surmonté d'un sable plus fin grisâtre, pourrait être rapporté à la partie supérieure du membre. Il est chapeauté par un niveau plus induré légèrement gréseux (Lamb. 72 : 193 823, 162 164).

Pour en savoir plus : DE GEYTER (1980, 1981)
STEURBAUT (1998)

FORMATION DE TIENEN (TIE)

La Formation de Tienen fait partie du Groupe de Landen bien qu'elle soit datée de l'Yprésien.

- ✦ **Origine du nom :** affleurements dans les campagnes au sud de la ville de Tienen notamment le site du Goudberg à Hoegaarden (MARECHAL, LAGA, 1988; STEURBAUT, 1998)

- ✦ **Description :**

Un hiatus de 800 000 ans sépare le sommet de la Formation de Hannut de la base de la Formation de Tienen (STEURBAUT *et al.*, 2003), intervalle de temps où s'inscrit le CIE. (Carbone Isotope Excursion) constituant actuellement la limite entre le Paléocène et l'Eocène à 56 Ma (LUTERBACHER *et al.*, 2004; VANDENBERGHE *et al.*, 2012). Le CIE correspond à la période de réchauffement maximale entre ces deux étages (PETM Paleocene-Eocene Thermal Maximum) causé par la libération soudaine de méthane (CH₄) des clathrates (CH₄)₄(H₂O)₂₃, du fond des mers peu profondes (KENNETT, SCOTT, 1991). Il a induit le renouvellement des faunes de foraminifères benthiques, du nanoplancton calcaire et des mammifères sur les continents.

La Formation de Tienen comprend principalement des sédiments sableux et argileux d'origine fluviale ou lagunaire d'origine continentale (LERICHE, 1928) réparti en quatre membres :

- le Membre de Knokke, connu en sondages sous la partie occidentale de la Flandre ;
- le Membre de Loksbergen, recoupés par plusieurs sondages en Campine ;
- le Membre d'Erquelines dans le Hainaut ;
- et finalement le Membre de Dormaal qui concerne cette partie de la Hesbaye.

DOR

► *Membre de Dormaal*

Origine du nom : sable de Dormaal (Orsmaal, MOORKENS 1972). Dormaal fait partie de la commune de Zoutleeuw dans le Vlaams Brabant. La coupe type est située 900 m au sud de la borne km 55 de la nationale 3 entre Tienen et Sint-Truiden (Lamb. 72 : 200 100, 165 425). Initialement, ce membre s'appelait « lignite de Landen » (D'OMALIUS D'HALLOY, 1862) et par après « sable et lignite de Landen » (RUTOT, VAN DEN BROECK, 1884).

Description :

Les changements de faciès enregistrés au sein du Membre de Dormaal, constituent une des particularités de cette carte. À l'est, sur la carte Landen - Hannut - Montenaken (33/5 et 41/1-2), le caractère continental et fluviatile de cette formation a été présenté (PINGOT, 2015). Des chenaux remplis de sable grenu dont la nature fluviatile n'est pas équivoque y ont été décrits. Ces faciès s'étendent jusqu'aux sablières du quartier Sainte-Anne à Neerheylissem, (GULINCK, 1963a, 1973) présentant un caractère érosif par rapport à la formation sous-jacente.

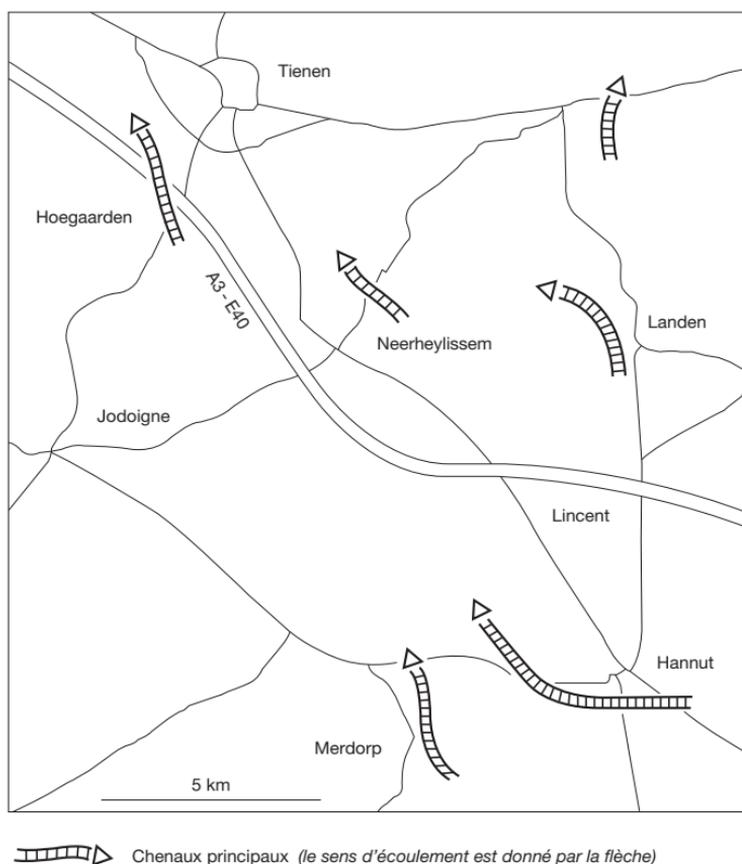


Fig.3. Orientation des chenaux dans la Formation de Tienen (modifié d'après GULINCK, 1948) tenant compte des chenaux mis en évidence sur la carte Landen-Hannut-Montenaken (33/5 - 41/1 - 2, PINGOT, 2015).

Au nord de cette localité, le caractère érosif du «fleuve landénien» s'estompe progressivement. Il est encore constitué de matériel grossier surmonté d'argile grise qui témoigne du passage à un environnement lagunaire. Selon RUTOT (1903), cette rivière importante venait des Ardennes et se jetait le long des rivages sud-est de la «mer landénienne» située au nord, dans un cadre qui devait

s'apparenter aux Everglades (STEURBAUT *et al.*, 2003). Les indices recueillis dans les sablières ouvertes dans la première moitié du XX^e siècle, indiquent que le sens du courant du paléo-fleuve (ou des différents bras de ce paléo-fleuve) était dirigé vers le nord-nord-ouest (fig. 3).

Vers le nord, entre Diest et Tienen, les faciès argileux deviennent prépondérants. Ils renferment fréquemment des lignites et de l'ambre (GULINCK, 1973). Au nord-ouest de la province de Limburg, les sondages ont montré la coexistence temporelle du milieu fluvial et d'un environnement lagunaire à faune saumâtre (GULINCK, 1973).

Dès 1903, RUTOT avait suggéré au moyen de trois figures schématiques, actualisées avec les renseignements recueillis depuis plus d'un siècle, le passage des couches ravinantes fluviales (fig. 4a) décrites sur la carte Landen - Hannut - Montenaken à des couches «fluvio-lacustres» type mangrove dans la région de Tienen (fig. 4b) qui se prolongent vers le nord (fig. 4c) tandis que l'incision de ces couches dans les terrains sous-jacents est fortement atténuée.

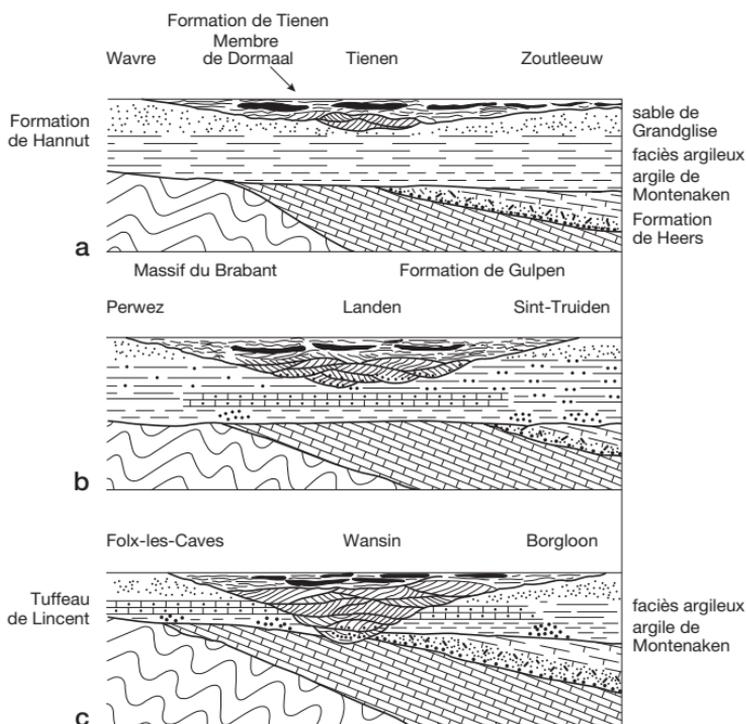


Fig. 4. Coupes schématiques montrant les relations entre la Formation de Tienen et son encaissant depuis la région hannutoise jusqu'au nord de Tienen (modifié d'après RUTOT, 1903).

Au nord de la région de Hoegaarden - Outgaarden, la Formation de Tienen débute par un gravier légèrement ravinant,

puis des argiles à lignites qui sont surmontées par un banc plus ou moins continu de grès blanc à surfaces mamelonnées renfermant des empreintes verticales de racines ou de troncs fossiles. Ces grès ont les caractéristiques d'un silcrète. Ils sont connus dans la littérature sous le nom de grès de Tienen, d'Overlaar, ou de Rommersom. Cette roche, dont la silice représente 98 % de la composition totale, renferme quelques plages d'opale. La variabilité de la taille des grains et leur morphologie, leur mauvais classement plaident en faveur d'un sable déposé dans un milieu continental. La silicification serait due à un processus pédogénétique complexe, avec plusieurs phases de précipitations et de dissolutions (GULLENTOPS *et al.*, 1987). L'origine de ces grès avait auparavant été discutée par LEDOUX dès 1911. Ce banc de grès est recouvert de sable blanc à lignite contenant de nombreux gros fragments de bois silicifié (RUTOT, 1903). Ultérieurement, la silicification des troncs d'arbres fossiles s'est déroulée dans des conditions assez semblables.

Les troncs, dont il a été question précédemment, appartiennent au taxon *Glyptostroboxylon sp* (FAIRON-DEMARET *et al.*, 2003). Ces arbres se sont développés dans un environnement fluvio-lacustre maraîchageux, dans la zone d'oscillation de l'eau, au sein d'un milieu densément boisé sous un climat subtropical (STEURBAUT *et al.*, 1999). Tous les arbres de cette forêt pétrifiée sont décapités à la même hauteur, parce qu'ils ont pourris au contact de l'air au-dessus du niveau de la vase ou de la tourbe baignant leurs racines. Dès lors, une tempête, phénomène fréquent sous le climat de l'époque, a suffi pour briser tous ces troncs au même niveau. Ce bois a été fossilisé dans des eaux riches en silice ayant percolé dans les sables qui se trouvaient originellement au-dessus. La précipitation de silice pendant la lapidification ayant remplacé les molécules organiques des tissus du bois mort. Par contre, pour VANDENBERGHE *et al.* (1998), la silicification est causée par la montée et l'évaporation d'une eau riche en silice issue des terrains sous-jacents. De nombreux troncs fossiles ont été découverts au XIX^e siècle dans les sablières qui éventraient la colline entre Oorbeek au nord-ouest et Groot-Overlaar au sud-est. Cette forêt fossile a été décrite précédemment par STAINIER (1909) et LEDOUX (1910). Des données isotopiques indiquent que la forêt fossile d'Hoegaarden s'est développée vers 55 Ma à la base de l'IETM, (Initial Eocene Thermal Maximum), soit la période la plus chaude du Cénozoïque (KENNETT, SCOTT, 1991 ; VANDENBERGHE *et al.*, 2012).

La Formation de Tienen renferme aussi des fruits charnus, des « drupes » et des baies de plantes apparentées à des lianes grimpantes (FAIRON-DEMARET, SMITH, 2002).

Le site de Goudberg, au nord de Hoegaarden, dégagé lors des travaux de la ligne TGV, est le mieux étudié. La Formation de Tienen n'y dépasse pas 3 mètres d'épaisseur (FAIRON-DEMARET *et al.*, 2003, fig. 5).

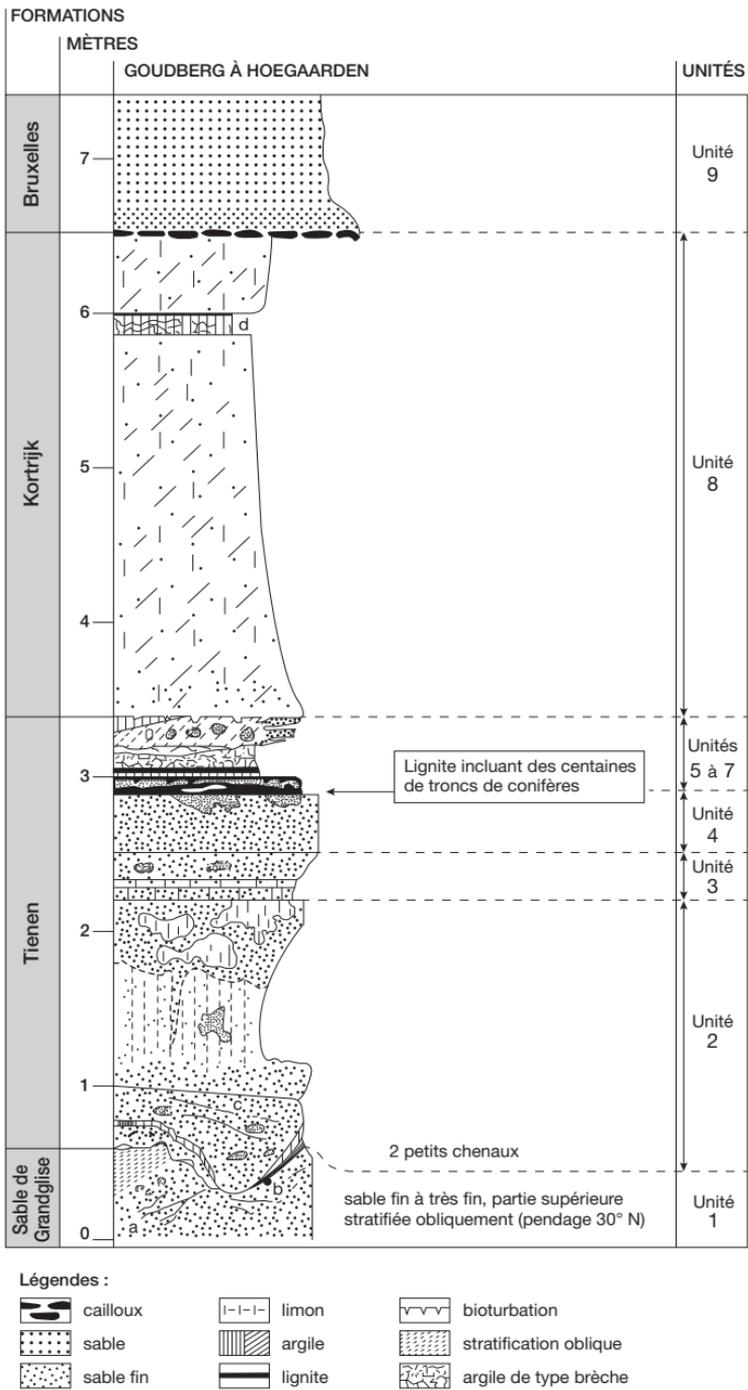


Fig.5. La Formation de Tienen et les formations encadrantes au lieu-dit « Goudberg » à Hoegaarden (d'après FAIRON-DEMARET *et al.*, 2003).

Sa base, incisant légèrement les sables du Membre de Grandglise (unité 1), est constituée de sable silteux très fin, brun à orange. Une zone perturbée de silt sableux beige-orange la surmonte, renfermant des restes de faune (unité 2).

Au-dessus, un sable fin pourpre et un silt sableux rose (unité 3) la recouvrent, puis un sable très fin blanchâtre et des lignites contenant le niveau de grès mamelonné (unité 4). Plus haut, la nature des unités 5 à 7, épaisses de 45 cm a été étudiée en grand détail. De nature essentiellement ligniteuse, elles comprennent les troncs évoqués précédemment :

- un niveau inférieur de lignite noir renfermant la base des troncs ;
- de petites lentilles sableuses mêlées avec des niveaux de lignite à la base et des argiles brunes vers le sommet ;
- des argiles stratifiées avec de minces débris de fusain noir ;
- un niveau d'argile avec une texture plus ou moins bréchique surmonté par une bande blanche, interstratifiée vers le haut avec de petites lentilles millimétriques d'argile brune ;
- un niveau argileux gris foncé à brun coiffé par 2 à 3 cm d'argile brune riche en radicelles ;
- et finalement 17 cm de silt noirâtre.

L'unité supérieure (6) consiste en un niveau épais de 45 cm de boue (mud) silteuse à sableuse renfermant dans sa partie centrale 10 cm de silt argileux gris dont la base est riche en matières organiques. Les unités 5 et 6 correspondent probablement à un marécage tourbeux.

La dernière unité (7) de la Formation de Tienen est un niveau de 5 cm de silt argileux blanc, parfois finement laminé. Cette unité a vraisemblablement une origine lacustre.

Ce dépôt est surmonté par la Formation de Kortrijk (unité 8) formée essentiellement d'argile silteuse gris-verdâtre, plus sableuse vers la base, puis par la Formation de Bruxelles (unité 9) renfermant un gravier basal que surmontent des sables glauconieux.

La description d'anciennes sablières aujourd'hui remblayées, complète utilement l'aperçu de cette formation aux faciès très changeants (annexe 3).

- ✦ **Épaisseur** : environ 2 m à Goudberg à 13 m au sud de Hakendover (n° d'archives 32/8-449) au sein d'un chenal.
- ✦ **Utilisation** : en ce qui concerne les grès mamelonnés : moellons au Moyen-Age (DOPERE, 2001) et pavés destinés à l'empierrement des routes au XIX^e siècle (GULINCK, HACQUAERT, 1954).
- ✦ **Âge** : Yprésien inférieur, base de l'Eocène. Un âge compris entre 55,8 et 55,5 Ma est proposé pour le stratotype (SMITH, 2000).

✦ **Affleurements représentatifs :**

- le site de Goudberg au nord de Hoegaarden (Lamb. 72: 187 587, 164 635) offre la possibilité de voir les faciès continentaux avec plusieurs troncs d'arbre du genre cyprés, vestige d'une ancienne mangrove. Les paliers de la descente vers le site permettent de voir successivement les sables fins jaunâtres de la Formation de Sint-Huibrechts-Hern et les sables grossiers glauconieux de la Formation de Bruxelles.
- au-dessus, près du parking, sont déposés de gros blocs de grès mamelonné. Suivant les auteurs, ils sont appelés grès de Tienen, de Rommersom ou encore d'Overlaar.

Ce site est situé au sud de la ligne TGV à l'extrémité de la Reugelstraat. On ne peut le visiter (entrée gratuite) que les samedis et dimanches des mois de juin, juillet, août et septembre de 13h30 à 17h30. Une brochure explicative en néerlandais est disponible sur place.

- ✦ **Pour en savoir plus :** GULINCK (1948, 1963a, 1973)
STEURBAUT (1998)
STEURBAUT *et al.* (1999)

GROUPE D'IEPER

- ✦ **Origine du nom :** ce groupe reprend les terrains précédemment inclus dans les Formations d'Ieper et de Vlierzele (STEURBAUT, NOLF, 1986) ou les Formations de Kortrijk, Tielt et Gent (MARECHAL, LAGA, 1988; MARECHAL, 1993).

- ✦ **Description :**

Le Groupe d'Ieper est représenté sur cette carte par la Formation de Kortrijk. Ici, dans son extension la plus orientale.

KOR

FORMATION DE KORTRIJK

- ✦ **Origine du nom :** cette formation a été définie par STEURBAUT (1998) sur base du terme « Clay of Courtray » proposé par LYELL en 1852 et précédemment définie comme étage Yprésien par DUMONT (1849).

- ✦ **Description :**

Cette formation est essentiellement formée d'argile sableuse ou silteuse grise. Localement au sud de Willebringen, elle renferme de la glauconie.

Au sud de Tienen, cette formation acquiert un caractère plus sableux, finement stratifié, de teinte rouge foncé. Elle est plus

argileuse à la base qu'à son sommet. Toutefois, son épaisseur ne dépasse pas un mètre (n° d'archives 32/8-172).

Au Goudberg, lors de travaux du TGV, on pouvait y observer respectivement de bas en haut :

- 1,80 m d'argile sombre ;
- 10 cm d'un horizon clair de nature inconnue ;
- 4 m d'argile sombre (SINTUBIN *et al.*, 2000).

D'autres descriptions de cette formation sont fournies dans les légendes des figures se rapportant à la Formation de Tienen décrite dans l'annexe 3 (fig. 12).

Cette formation présente un caractère lenticulaire, par exemple, entre Beauvechain et Meldert (coupe a).

Il est difficile de ranger cette argile dans un des membres de la Formation de Kortrijk, suite au manque d'études récentes de sa microfaune.

- ✦ **Épaisseur :** de 0 à 20 m au sondage du « Oude Molen » au nord-est de Meldert (n° d'archives 32/7-418), peut être davantage au nord-ouest de la carte.
- ✦ **Âge :** Eocène, Yprésien, mal datée, plus récent que le réseau hydrographique de la Formation de Tienen. De 54 à 49 Ma selon SINTUBIN *et al.* (2000).
- ✦ **Pour en savoir plus :** VANDENBERGHE *et al.* (1998, 2004)

GROUPE DE LA SENNE

- ✦ **Origine du nom :** de la rivière la Senne qui arrose Bruxelles (MARECHAL, LAGA, 1988). Ce groupe englobe les formations d'Aalter, de Bruxelles, de Lede et de Maldegem s'étendant de l'Yprésien terminal au Lutétien.
- ✦ **Description :**
Le Groupe de la Senne n'est représenté que par la Formation de Bruxelles dans cette région.

BXL FORMATION DE BRUXELLES

- ✦ **Origine du nom :** sablières des environs de Bruxelles (DUMONT, 1839), notamment à Uccle.
- ✦ **Description :**
Les dépôts de la Formation de Bruxelles couvrent selon les endroits les formations de Hannut, Tienen ou de Kortrijk.

Trois faciès peuvent être distingués sur cette carte : à l'est, un faciès périphérique constitué de sable contenant des bancs de grès discontinus. Sur la rive droite de la Grande Gette, apparaît le faciès carbonaté de Gobertange et ensuite vers l'ouest à partir de L'Ecluse, un faciès plus grossier, actuellement mal exposé.

Ces différents faciès sont détaillés dans les lignes qui suivent :

- 1°) À l'est de la vallée de la Grande Gette, au sud de Outgaarden, la Formation de Bruxelles renferme des bancs gréseux discontinus (fig 6), apparemment dépourvu de carbonate (n° d'archives 32/8-075) décrit dans la minute en 1883 par A. RUTOT et dont le banc supérieur à serpules a été retrouvé sous forme de fragments.

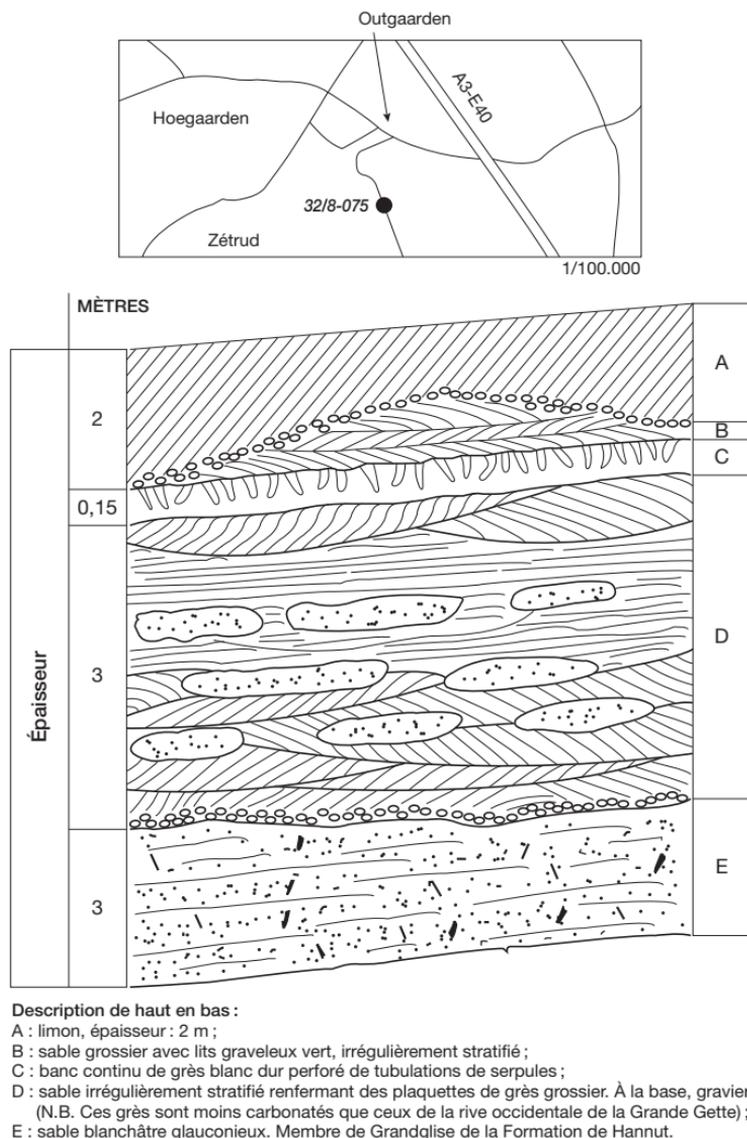


Fig.6. Bancs gréseux discontinus au sein des sables bruxelliens à stratifications entrecroisées surmontés par un banc de grès continu perforé de tubulations de serpules (d'après RUTOT, minute de la carte).

2°) Au flanc occidental de la vallée de la Grande Gette, la Formation de Bruxelles débute par un gravier (fig. 7) surmonté par des sables glauconieux à stratifications entrecroisées renfermant parfois des lentilles marneuses (marnolithes). La glauconie est très abondante dans toute la bordure orientale du chenal (fig. 7), particulièrement à la base de la Formation où les sables graveleux renferment des linéoles d'argile verte, notamment à Hoegaarden (GULINCK, HAQUAERT, 1954). Ce sable glauconieux basal peut atteindre par endroit 10 m d'épaisseur.

Cette séquence est représentative d'un environnement tidal (HOUTHUYS, 1990) et/ou de la proximité du rivage où l'eau est brassée par des courants violents (GULLENTOPS, 1963) et d'un apport continental important amené par des fleuves. Ces sables témoignent d'une reprise d'érosion suite au soulèvement du continent situé à proximité. La glauconie disparaît progressivement vers le haut, ainsi que vers l'ouest notamment dans la région de Bruxelles (GULINCK, 1963b).

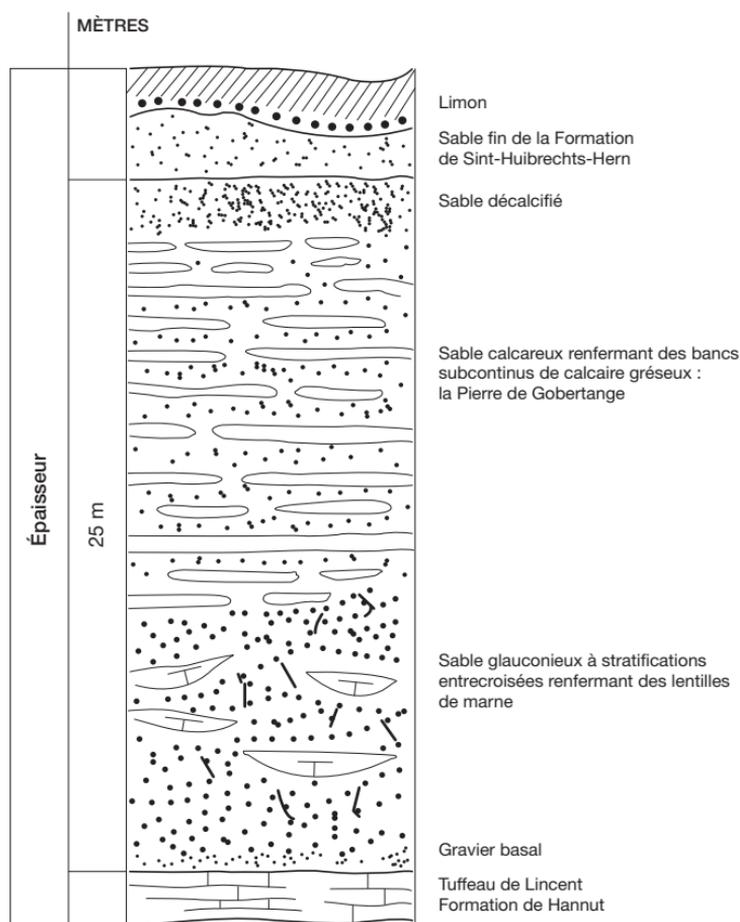


Fig. 7. Coupe schématique de la Formation de Bruxelles dans la vallée de la Grande Gette (d'après GULINCK, 1963b).

Ces sables glauconieux sont surmontés d'autres sables carbonatés renfermant des bancs subcontinus de calcaire gréseux : la Pierre de Gobertange.

Celle-ci possède un chromatisme blanchâtre à gris jaune ou verdâtre du à la présence d'un peu de glauconie. Il s'agit d'une pierre moyennement grenue, tendre et poreuse où alternent de fines laminations interrompues par des bioturbations plus riches en glauconie et formant des tubulations souvent plus gréseuses creusés par des organismes fousseurs, entre autre, par des annélides (DE JONGHE *et al.*, 1996, GULINCK, HAQUAERT, 1954, TOURNEUR, 2000). Certaines minces bandes plus sombres sont souvent plus riches en quartz. Son fossile guide est *Lucina volderiana* (DAIMERIES, 1893).

De la base au sommet, la calcification est moins régulière et les bancs sont plus souvent discontinus. Des alignements de concrétions siliceuses se rencontrent aussi à plusieurs niveaux. Dans la partie supérieure de la formation, certains bancs ont une morphologie différente, ils sont discontinus et les contours des blocs sont plus arrondis, généralement de teinte grise, ils sont beaucoup plus riches en silice que les bancs inférieurs. Le carrier leur donne le nom de « chat » (BERNARD P., com. pers.).

Caractéristiques chimiques et physiques de la Pierre de Gobertange

Analyse chimique (en %-poids)

| | |
|--------------------------------|-----------|
| SiO ₂ | 11 - 25 |
| Al ₂ O ₃ | 0,3 - 0,5 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,5 |
| MgCO ₃ | 1 - 2 |
| CaCO ₃ | 70 - 86 |

La présence d'un peu de fer est due à la glauconie disséminée dans la roche. Le Mg se substitue au Ca de la calcite. Bien que non gélive, la Pierre de Gobertange est cependant sensible à la pollution atmosphérique, sa teneur en carbonate s'élevant entre 70 et 86 % (TOURNEUR, 2000).

Propriétés physiques de la Pierre de Gobertange

| caractéristiques | unité | valeur |
|--|-----------------------|-------------|
| masse volumique apparente | Kg/m ³ | 2430 - 2530 |
| porosité (vide de 98,66 KPa) | % en volume | 6,7 - 12,9 |
| résistance à la compression | N/mm ² | 52 - 107 |
| résistance à la flexion | N/mm ² | 11 |
| dilatation thermique perpendiculaire au litage | a10 ⁻⁶ /°C | 4,64 |
| dilatation thermique parallèle au litage | a10 ⁻⁶ /°C | 3,72 |

On dénombre généralement une quinzaine de bancs (26 au maximum, à la carrière de Hussonpont) de Pierre de Gobertange, épais de 10 à 40 cm répartis sur 10 à 15 mètres d'épaisseur, séparés par des zones sableuses brun vert assez grenues ou des sables indurés renfermant de moins en moins de glauconie vers le sommet de la formation. Tout au sommet de la paroi de la carrière d'Hussonpont, le sable passe du vert jaunâtre à des teintes brun-chocolat ou orangé, couleur acquise par altération de la glauconie. Il renferme aussi un niveau discontinu de blocs limonitiques de forme souvent elliptiques brun ou jaunâtre, peut être un ancien niveau calcaire gréseux imprégné d'oxyde de fer suite à la percolation des eaux météoriques au travers des sables de la Formation de Sint-Huibrechts-Hern.

De manière générale, au sommet, les sables plus silteux sont davantage décarbonatés suite à la percolation des eaux pluviales (GEVAERT *et al.*, 1901).

Ce faciès carbonaté n'est bien développé qu'au nord-ouest de Jodoigne. Vers le nord, des bancs de calcaire gréseux sont connus jusqu'à Hoegaarden le long de la route de Meldert, où ils sont séparés par des sables verts.

La zone d'extraction de la Pierre de Gobertange forme un domaine elliptique de 4 km de long entre le lieu-dit «Les Recks» au nord de Genneville et le hameau de Francourt à l'ouest de Jodoigne sur 1,2 km de large. Sa zone d'extraction est délimitée par un trait rouge sur la carte géologique.

- 3°) Vers l'ouest, le faciès change. Du côté de l'Ecluse, à la sablière de Cabourse, le sable relativement grossier devient jaune, homogène (n° d'archives 32/7-456). Par contre au sondage n° d'archives 32/7-521 à Beauvechain (fig. 8), le sable quartzueux, glauconieux, renferme des fragments de grès fistuleux et des concrétions ferrugineuses. Toujours dans la même localité, dans le périmètre de la base aérienne, au sondage n° d'archives 32/7-415, le sable n'est pas complètement décarbonaté, notamment à sa base et dans la partie centrale de la séquence comprise entre un sable jaunâtre à la base et un sable brunâtre dans sa partie supérieure.

Ces sables remplissent un ensemble de chenaux de marée au sein d'une importante vallée large de 45 km et longue de 60 km (GULLENTOPS *et al.*, 1988; HOUTHUYS, 1990, 2011) qui s'étend vers le sud jusqu'à quelques placages en Thudinie (DELCAMBRE, PINGOT, 2000). Des chenaux ont été mis en évidence grâce à des forages établis sur la carte.

Ce caractère érosif est une conséquence d'un important abaissement du niveau de la mer à la limite entre l'Yprésien et le Lutétien (HAQ *et al.*, 1987).

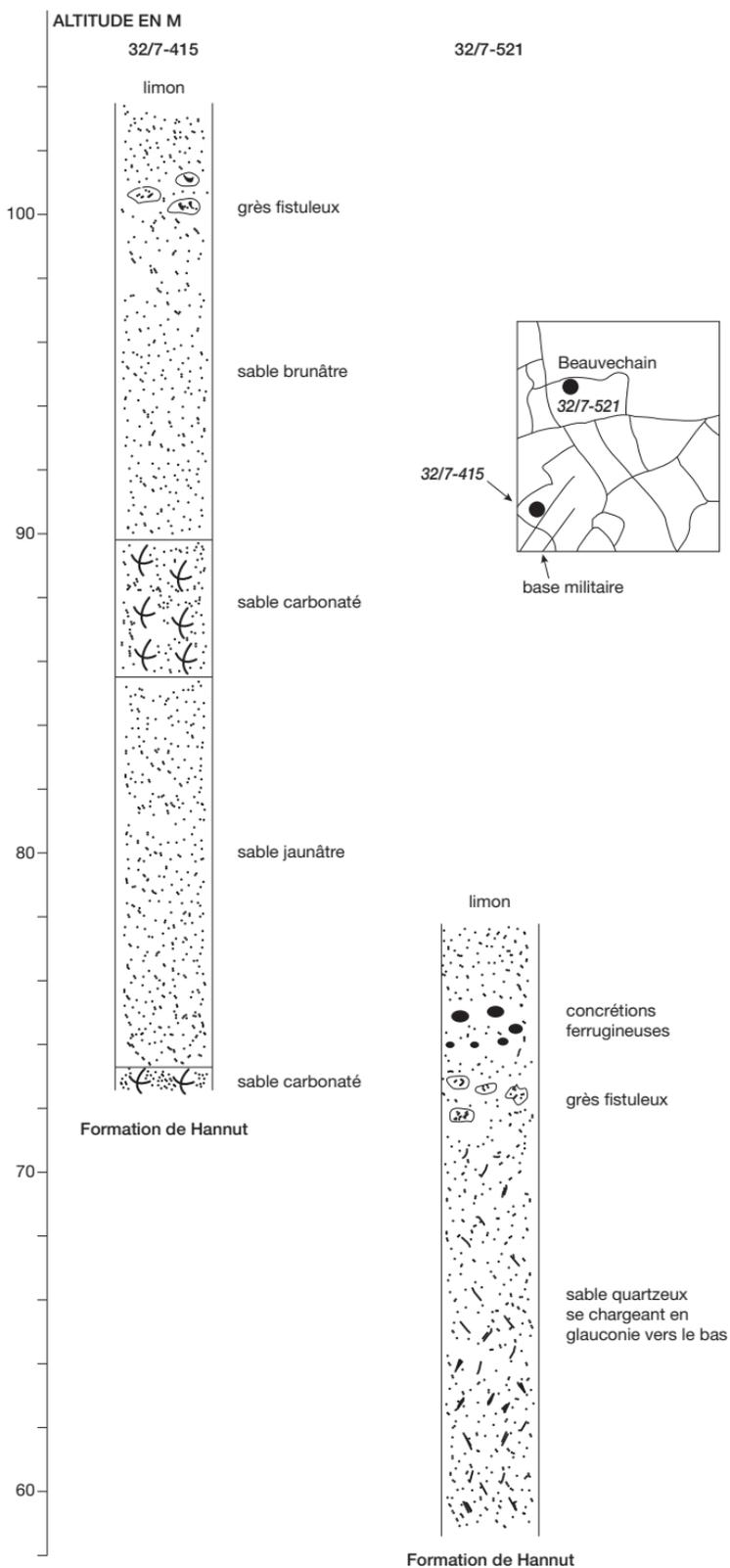


Fig. 8. Logs de la Formation de Bruxelles dans la région de Beauvechain

La carte Meldert - Tienen (32/7-8) se situe sur le flanc oriental de cette large vallée tandis que sa bordure occidentale est localisée au voisinage de la Senne. Le remplissage de cette dépression s'est probablement effectué de manière centrifuge.

En guise de conclusion, le mode de dépôt des différentes lithologies constituant la Formation de Bruxelles au sein de la partie orientale de ce chenal peut être résumée comme suit (HOOTHUYS, 1990 ; DAMBLON, STEURBAUT, 2000) :

- La portion de territoire comprise entre Bruxelles et Tienen est parcourue par des rivières qui se sont encaissées suite à une baisse du niveau de la mer à la limite entre les étages Yprésien et Lutétien, soit vers 49,5 millions d'années. Simultanément, des sédiments grossiers venant probablement du sud-est se sont accumulés non loin des terres émergées (fig. 9.1).
- Au début du Lutétien, une remontée rapide du niveau de la mer a provoqué l'invasion des vallées précédemment creusées. Dans la partie orientale du Brabant, celles-ci étaient probablement étroites ce qui exacerbat l'influence des courants de marées. Par conséquent, ces dépressions se sont approfondies et élargies jusqu'à constituer un estuaire relativement vaste. Des sables glauconieux s'y sont déposés pendant les marées hautes (fig. 9.2).
- La mer continuant sa transgression vers le sud, des chenaux de marée relativement profonds jusqu'à 80 m se sont creusés. Parmi quelques îles émergées, des sables grossiers glauconieux à structures entrecroisées s'y sont accumulés (fig. 9.3).
- Suite à une ultime remontée du niveau eustatique, la région de Jodoigne - Gobertange est à son tour submergée par la mer. Une remobilisation du matériel sédimentaire a provoqué le dépôt d'un gravier de base peu épais et de couches de sables glauconieux. L'estuaire de la rivière s'est probablement transformé en une baie abritée ne subissant plus que des marées de faible amplitude où se sont répandus des sédiments fins (fig. 9.4). Au maximum de la remontée des eaux, les chenaux furent comblés. Un ensemble homogène de sables fins et de boues carbonatées s'est déposé dans un milieu de basse énergie, d'où le caractère finement straticulé de la Pierre de Gobertange où le litage n'est dérangé que par des organismes fouisseurs (fig. 9.5). La mer ayant reflué vers le nord, ces sédiments ont connu une phase d'induration par cimentation (fig. 9.6).
- Une fois la région émergée, ces roches soumises à l'érosion et à l'altération ont subi une décarbonatation partielle ou totale suivant les endroits.

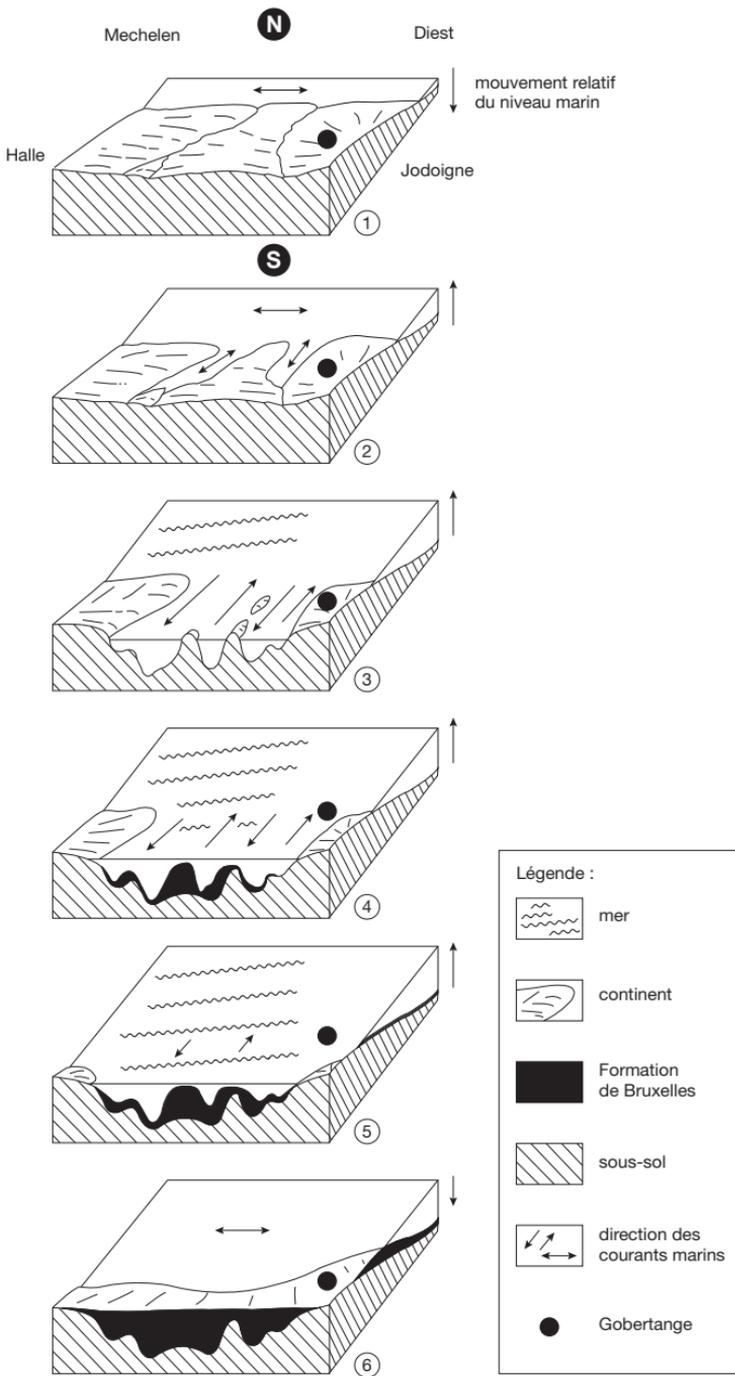


Fig.9. Evolution de la paléogéographie du dépôt de la Formation de Bruxelles (explications dans le texte, d'après DAMBLON, STEURBAUT, 2000).

✦ **Épaisseur** : très variable d'environ 3 m à Outgaarden, à 25 m dans la région de Mélin, passe à une trentaine de mètres à Beauvechain (n° d'archives: 32/7-415), pour atteindre un maximum de 80 m au nord de Wavre vers le centre du chenal (HOUTHUYS, 1990).

✦ **Âge :** Lutétien entre 50,02 et 48,14 Ma (VANDENBERGHE *et al.*, 2004). Le faciès carbonaté de Gobertange se serait déposé un peu avant 49 Ma.

✦ **Utilisation :** La Pierre de Gobertange était destinée à être taillée en moellons pour la construction, pavés, dalles de carrelage, fabrication de chaux. Pour plus de détails, consulter le chapitre 6 relatif aux Ressources minérales. Quant au sable, il était probablement destiné à la construction.

✦ **Affleurements représentatifs :**

- à Mélin, l'assiette du chemin vers Hussompont (carte Jodoigne), 150 m au sud-est de la Ferme de la Hesserée (photo de couverture), est constituée d'une dalle en pierre de Gobertange de plusieurs m² (Lamb. 72 : 182 614, 158 517).

- à l'ouest de Zétrud-Lumay, l'entaille du sentier entre « Les Mières » et « Zevenbunder » expose les principaux faciès de la base de la Formation de Bruxelles (sauf le contact avec la formation sous-jacente) avec notamment ses sables verts glauconieux et ses petits niveaux marneux avant de passer aux sables blancs armés de bancs de grès dans la partie supérieure de la coupe (Lamb. 72 : de 185 332, 161 053 à 185 206, 161 127).

- de nombreux fragments de calcaire gréseux sont visibles à Gobertange au lieu-dit « Campagne Grande Dame ». Pas de localisation précise car toutes les terres sont parsemées par ces fragments dispersés autour d'anciens puits ou d'ateliers de taille.

- carrière de Hussompont. Sous les sables de la Formation de Sint-Huibrechts-Hern, elle expose une série de bancs de calcaire gréseux séparés par des niveaux sableux. Elle n'est accessible que lors de certains « Week-end Bienvenue » organisé par la Région Wallonne. Même sur demande, cette carrière n'est pas visitable.

- les parois non envahies par la végétation de la sablière de Cabourse à L'Ecluse expose le faciès jaune homogène plus classique du sable bruxellien (Lamb. 72 : 181 794, 162 278).

✦ **Pour en savoir plus :** DAMBLON, STEURBAUT (2000)

GULINCK (1963b)

HOUTHUYS (1990, 2011)

TOURNEUR (2000)

VANDENBERGHE *et al.* (1998, 2004)

■ 2.4. LES FORMATIONS OLIGOCÈNES

La limite entre l'Eocène et l'Oligocène, à 33,9 Ma est marquée par une phase de refroidissement généralisée provoquant un renouvellement sensible de la flore et de la faune (LUTERBACHER *et al.*, 2004 ; VANDENBERGHE *et al.*, 2012).

GROUPE DE TONGEREN

✚ **Origine du nom :** affleurements aux alentours de la ville de Tongeren (MARECHAL, LAGA, 1988).

✚ **Description :**

Ce groupe est formé par les formations de Sint-Huibrechts-Hern et de Borgloon. Il correspond à un cycle sédimentaire complet avec à la base des sables transgressifs marins chapeautés par des faciès continentaux et fluviaux.

SHH

FORMATION DE SINT-HUIBRECHTS-HERN

✚ **Origine du nom :** un sondage a recoupé cette formation dans la commune de Sint-Huibrechts-Hern près de Tongeren (MARECHAL, LAGA, 1988). Dans d'anciennes publications, les noms de « sable glauconieux de Lethen » (DUMONT, 1850, 1851) ou « sable de Vliermael » (D'OMALIUS D'HALLOY *in* RUTOT, 1876) désignent cette formation.

✚ **Description :**

Cette formation est souvent masquée sous les limons et par conséquent, elle est fort peu visible sur cette carte. Elle est généralement formée d'un sable jaune, fin, micacé, surmontant un petit gravier de base visible à la carrière de Hussompont.

Le sondage n° d'archives 32/7-070 à l'ouest de Zétrud-Lumay montre une composante argileuse importante pratiquement dans toute la formation. Un autre sondage 32/7-465, au nord-est de Neervelp, renferme une teneur en sable plus importante, parfois accompagnée de glauconie (fig. 10).

D'après GULLENTOPS (1990), ces sables se sont déposés sous une profondeur d'eau inférieure à 20 mètres, mais néanmoins sous la zone d'action des vagues.

✚ **Épaisseur :** jusqu'à environ 17 m au nord de la carte.

✚ **Âge :** base du Rupélien (Oligocène), zone NP 21 (STEURBAUT, 1992 ; VANDENBERGHE *et al.*, 2004).

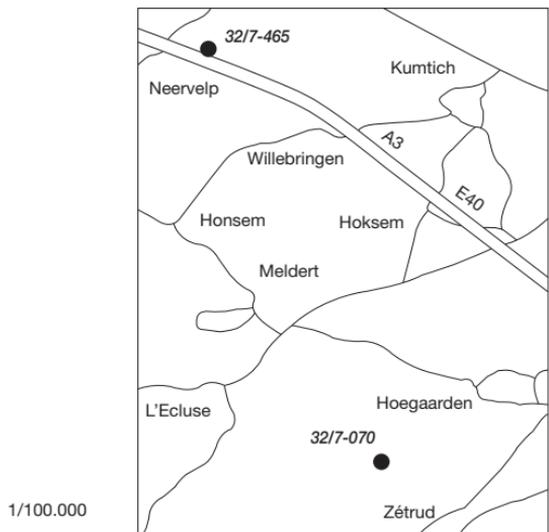
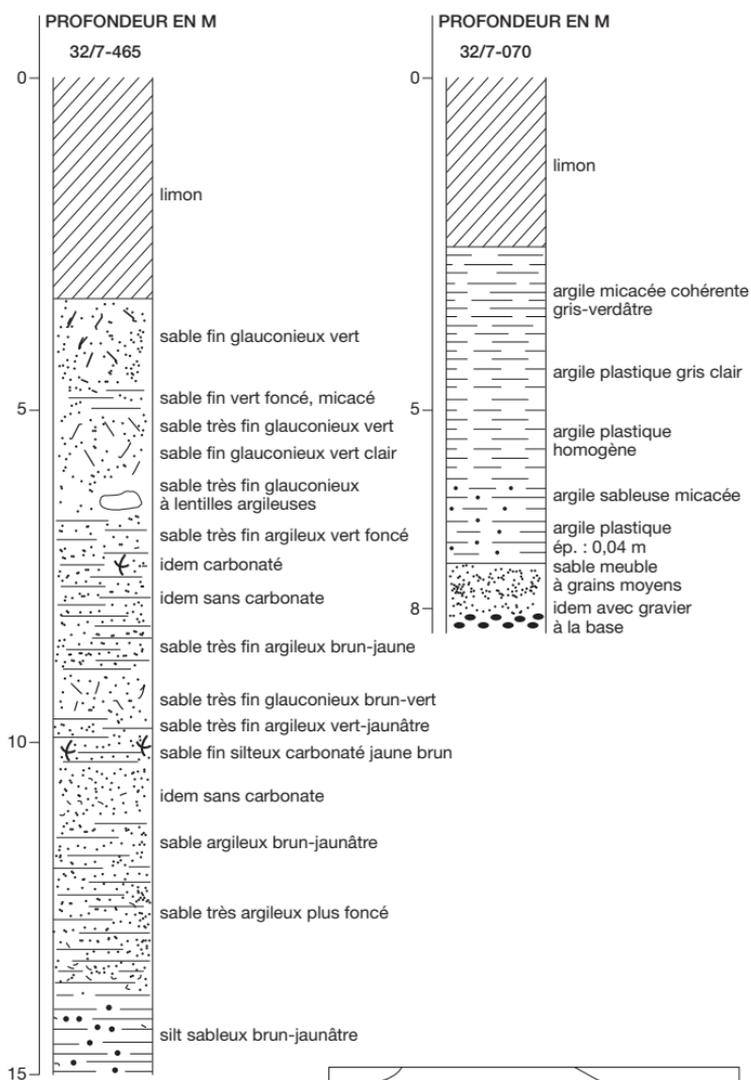


Fig. 10. Logs dans la Formation de Sint-Huibrechts-Hern.

✦ **Utilisation :** aucune, actuellement. Jadis, une sablière exploitait ces sables à Goetsenhoven.

✦ **Affleurements représentatifs :**

- Le premier palier de la descente, sous les limons, vers la forêt pétrifiée d'Hoegaarden à Goudberg montre ces sables jaunes fins bien dégagés (Lamb. 72: 187 587, 164 635)
- La partie supérieure des parois de la carrière de Hussompont expose également les sables fins de la Formation de Sint-Huibrechts-Hern. Les restrictions d'accès à cette carrière sont toujours valables.

✦ **Pour en savoir plus :** MARECHAL, LAGA (1988)
VANDENBERGHE *et al.* (1998, 2004)

FORMATION DE BORGLOON (BOG)

✦ **Origine du nom :** commune de Borgloon (Looz sur les anciennes cartes), au sud de la Province de Limburg entre Sint-Truiden et Tongeren (MARECHAL, LAGA, 1988).

✦ **Description :**

Cette formation continentale coiffe localement les sédiments marins de la Formation de Sint-Huibrechts-Hern. Elle regroupe de nombreux membres: Oude Biezen, Hoogbutsel, Kerkom, Henis et Boutersem disséminés dans la partie orientale de la Flandre. Seul, le Membre de Boutersem affleure sur cette carte.

BTS

► **Membre de Boutersem**

Origine du nom : commune de Boutersem entre Leuven et Tienen (MARECHAL, LAGA, 1988).

Description :

Ce membre regroupe des argiles vertes plastiques renfermant des niveaux de lentilles sableuses contenant parfois une faune d'eau saumâtre. Ces différentes lithologies ont affleuré aux alentours de Sint-Katarina-Houtem et sont connues par sondages aux environs de Willebringen.

Au nord de Beauvechain, ce membre se résume à un niveau d'argile verte d'une épaisseur variant de 1 m dans le Bois de Peer à 0,3 à 0,5 m dans le bois de Remmelenbos, exploitée sporadiquement au XIX^e siècle. Il n'en existe plus aucune trace à l'heure actuelle. La présence d'un important niveau d'argile verte a parfois entretenu la confusion entre

ce membre et la glaise de Henis. Ces sédiments se seraient déposés dans un milieu lagunaire estuarien (GULLENTOPS *et al.*, 1995).

Épaisseur : 2 à 3 m au maximum.

Âge : Rupélien inférieur, NP 22 pour VANDENBERGHE *et al.* (2004).

Utilisation : à Beauvechain, l'argile extraite aurait servi à la fabrication de tuiles et de poteries.

Pour en savoir plus : MARECHAL, LAGA (1988)
VANDENBERGHE *et al.* (2004)

GROUPE DU RUPEL

✚ **Origine du nom** : dérive du terme Rupélien introduit par DUMONT (1850) pour l'argile de Boom (VAN SIMAEYS, VANDENBERGHE, 2006) dont de nombreuses argilières existent entre le Rupel et l'Escaut.

✚ **Description** :

Ce groupe comprend plusieurs formations, chronologiquement : Bilzen, Boom, Eigenbilzen et Voort (MARECHAL, LAGA, 1988; MARECHAL, 1993). Seule, cette première affleure sur cette carte.

FORMATION DE BILZEN (BIZ)

✚ **Origine du nom** : commune de Bilzen au sud-est de la Province du Limburg (MARECHAL, LAGA, 1988). Cette formation n'existe que dans le Hageland et le Limburg.

✚ **Description** :

La Formation de Bilzen renferme de bas en haut respectivement les Membres de Berg, de Kleine-Spouwen et de Kerniel, soit deux corps sableux encadrant des argiles (VAN SIMAEYS, VANDENBERGHE, 2006). Seul, le premier membre cité est représenté sur la carte.

BEG

► Membre de Berg

Origine du nom : hameau de la commune de Kleine Spouwen au nord-est de Tongeren d'après VAN DEN BROEK et RUTOT (1883).

Description :

Ce membre couvre localement la Formation de Borgloon. Nettement transgressif, il débute par un cailloutis de base constitué essentiellement de silex aplatis. Ceux-ci sont surmontés par un sable quartzeux, fin, de teinte pâle, blanche ou jaunâtre, parfois finement glauconieux. La stratification y est globalement horizontale (n° d'archives 32/7- 455 à l'est de Willebringen). Les sables de Berg renferment les mêmes microfossiles planctoniques que le silt basal de l'argile de Boom (VANDENBERGHE *et al.*, 1998). Ils marquent le début de la grande transgression rupélienne en dehors de la région du Rupel et conservent un caractère littoral (VANDENBERGHE *et al.*, 1998, 2004).

Ce membre clôturé la sédimentation marine cénozoïque épargnée par l'érosion sur cette carte. Par après, il est probable que la transgression chattienne ait encore recouvert la région. Cette transgression correspond au «Late Oligocene Warming Event» daté de 26 Ma (VAN SIMAEYS *et al.*, 2004).

Épaisseur : environ 1 m à Sint-Katarina-Houtem à plus ou moins 5 m à la sablière de Lindeveld à l'est de Willebringen.

Âge : Rupélien, zone NP 23 (STEURBAUT, 1992), Oligocène inférieur.

Utilisation : sable pour la maçonnerie.

Pour en savoir plus : GULLENTOPS (1990)
STEURBAUT (1992)
VANDENBERGHE *et al.* (2004)
VAN SIMAEYS, VANDENBERGHE (2006)

LIMONS QUATERNAIRES (LIM) *avec la collaboration de F. Gullentops*

La Hesbaye doit sa richesse agricole à son importante couverture limoneuse qui a permis le développement d'une culture intensive.

Sur cette carte, ceux-ci ont une épaisseur très inégale. Dans l'angle sud-est de la carte l'épaisseur des limons est assez faible comme en témoignent la fréquence des cailloutis jonchant la surface des champs. Par contre vers l'est et le nord, son épaisseur devient plus importante, là où la densité des rivières par km² est faible. Il est normal que l'épaisseur des limons sur cette carte soit moindre que sur la carte située à l'est (Landen - Hannut - Montenaken, 33/5 et 41/3-4, PINGOT, 2015) car nulle part ceux-ci ne reposent sur un substrat crayeux qui défavorise l'écoulement latéral.

Les lœss sont des sédiments éoliens constitués de quartz, d'une proportion de carbonate oscillant entre 0 et 15 %, de feldspath parfois jusqu'à 30 % et de « minéraux lourds » tels que la hornblende et l'épidote (GULLENTOPS, 1954). Leur granulométrie varie entre 20 et 40 µm. Cette composition indépendante du sous-sol indique que la couverture limoneuse a une origine allochtone qui provient du transport par le vent des alluvions du fond de la Mer du Nord, alimentés par quelques grands fleuves de l'Europe du nord et par les apports de l'inlandsis scandinave lors des phases froides du Quaternaire. Ces limons sont un enregistreur des variations climatiques subies par nos régions au cours de cette période :

- phases froides avec des phénomènes cryopédologiques tels que des fentes de glace, des polygones de toundra, des injections de glace sous pression,...
- phases chaudes ou tempérées avec des épisodes pédogénétiques par exemple le développement de sol, notamment celui de Rocourt ou de Kesselt (GULLENTOPS, 1954).

HAESAERTS *et al.* (1999) évoquent de façon très complète la stratigraphie des limons de Hesbaye depuis plus de 100 000 ans

Au cours de l'Holocène, le lœss brabantien se décalcifie sur une épaisseur moyenne de 2,50 m et sa moitié supérieure s'enrichit jusqu'à 30 % d'argile, prenant une teinte « chocolat ».

- ✦ **Épaisseur :** connue jusqu'à 13 m par sondage.
- ✦ **Âge :** Pléistocène supérieur à Holocène.
- ✦ **Utilisation :** cultures et confection de briques.
- ✦ **Pour en savoir plus :** GULLENTOPS *et al.* (2001)
HASEARTS *et al.* (1999)

DÉPÔTS ALLUVIONNAIRES (AMO)

Les dépôts alluvionnaires comprennent généralement un ou plusieurs lits de galets, des sables et des argiles superposés de façon assez anarchiques. Dans la zone supérieure de ces dépôts, plusieurs décimètres de limon humifère ont été accumulés suite à l'érosion précoce de ces terres, si riches d'un point de vue agricole, mises en culture depuis de nombreux siècles.

La vallée de la Grande Gette renferme, en outre, une petite zone tourbeuse sur sa rive droite entre Lumay et Zétrud.

Dans de nombreux vallons secs, le colluvionnement n'est pas négligeable suite au ruissellement des terres entraînées par des pluies intenses ou par la fonte des neiges.

3

TECTONIQUE

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

- le socle calédonien du Massif du Brabant plissé et faillé ;
- une couverture méso-cénozoïque tabulaire.

L'intervalle de temps couvert par cette discordance s'étend du Paléozoïque inférieur au Crétacé, soit sur une période de 280 Ma.

■ 3.1. STRUCTURE DU SOCLE PALÉOZOÏQUE

Les roches du Massif du Brabant ont été déformées lors de l'orogénèse calédonienne. Cette phase de plissement affecte les terrains du Paléozoïque inférieur et ceux qui les précèdent 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). Ce plissement s'est déroulé suivant les régions entre le Cambrien et le Dévonien inférieur.

Le Massif du Brabant a été plissé et faillé lors d'une seule phase de déformation progressive entre 430 et 400 Ma soit du Llandovery (Silurien inférieur) à l'Emsien (Dévonien inférieur) (DEBACKER *et al.*, 2005). Ce plissement est le résultat de la collision entre Avalonia, auquel appartient le Massif du Brabant, préalablement réuni à Baltica avec Laurentia comprenant l'Amérique du Nord et la partie septentrionale de l'Ecosse, suite à la résorption de l'Océan Iapetus. Pour la visualisation de l'agencement et de la forme des continents à cette époque, consulter les sites de Ron Blackey et de Christophe Scotese.

La déformation, assez complexe dans le secteur de Jodoigne, avec des plans axiaux quasi verticaux, est expliquée par DEBACKER *et al.* (2006).

Au sud de la carte Meldert - Tienen (32/7-8), la vallée de la Grande Gette incise suffisamment les terrains de couverture pour atteindre le toit le socle entre le lieu-dit «Minge» et le Moulin de Genneville. Comme presque la totalité de ces terrains

sont enfouis sous les alluvions, il n'est malheureusement pas possible d'en appréhender le style tectonique.

Au cours de cette déformation, les roches ont subi un métamorphisme d'enfouissement ayant atteint des températures de l'ordre de 350°C dans cette région (ANDRE, DEUTSCH, 1985). Pour DEBACKER *et al.* (2005), le paroxysme du métamorphisme se serait produit entre 426 et 393 Ma, dates correspondant à l'âge du plissement.

■ 3.2. DISPOSITION DES TERRAINS CÉNOZOÏQUES DE LA CARTE

Les terrains méso et cénozoïques sont légèrement inclinés vers le nord ou le nord-nord-ouest. Le pendage moyen de la base de la Formation de Sint-Huibrechts-Hern entre la Blauwschuurbroek Natuur Reservaat à l'ouest de Neervelp et Hussompont au sud de Mélin est de 0,2°. Ce pendage moyen très faible peut néanmoins varier à certains endroits.

Terminons en signalant que les formations de Kortrijk et de Bruxelles se terminent en biseau non loin de la vallée de la Grande Gette.

■ 3.3. MOUVEMENTS ÉPEIROGÉNIQUES ENREGISTRÉS PAR LE MASSIF DU BRABANT AU TERTIAIRE

Au cours du Tertiaire, un certain nombre de soulèvements épeirogéniques affectent le Massif du Brabant (VANDENBERGHE *et al.*, 1998, 2004). Ces différentes instabilités ont été déduites par la position de lacunes au sein de l'enregistrement sédimentaire cénozoïque dans la partie nord du pays. Les deux premiers mouvements de soulèvement du massif s'opèrent au début du Sélandien et à la base du Thanétien.

Une troisième phase plus conséquente concerne le relèvement du secteur sud-est du massif à la limite Paléocène-Eocène alors que s'installe sur des terres exondées, le réseau hydrographique associé au Membre de Dormaal de la Formation de Tienen.

Sur la présente carte, cette formation recèle des faciès lagunaires. À cette époque, il est probable qu'une plaine pratiquement dénuée de relief s'étendait de la région de Tienen jusqu'à Antwerpen, permettant à la mer d'opérer des mouvements transgressifs et régressifs répétés, d'où la «cohabitation» de faciès saumâtre, marin et lagunaire (STEURBAUT *et al.*, 2003).

La phase suivante de remontée du Massif du Brabant se déroule dans l'intervalle de temps compris entre le dépôt de la Formation de Tienen et celle des premiers sédiments de la Formation de Kortrijk.

L'incision par les chenaux de la Formation de Bruxelles dans les terrains plus anciens est attribuée à une baisse du niveau eustatique par DAMBLON et STEURBAUT (2000), tandis que pour VANDENBERGHE *et al.* (2004), il constitue un indice de relèvement du Massif brabançon à la limite entre l'Yprésien et le Lutétien. Dans les deux cas, le mouvement relatif est le même. Un autre épisode de soulèvement s'est déroulé plus tard dans le courant du Lutétien. Il est contemporain de l'émersion du Dôme de l'Artois qui interrompt définitivement les échanges avec le Bassin de Paris. Des petites failles à rejet métrique mises à jour lors des travaux du TGV à Outgaarden et au Goudberg à Hoegaarden sont postérieures à l'Yprésien (soit postérieure à 49 Ma) et précèdent le dépôt de la couverture loessique (SINTUBIN *et al.*, 2000).

Plusieurs épisodes de relèvements ont encore été mis en évidence au Bartonien et au Priabonien. Ces phases précèdent l'invasion de la région par la mer brassant les sédiments de la Formation de Sint-Huibrechts-Hern. Un soulèvement mineur s'opère encore à la fin du Rupélien inférieur avec la sédimentation continentale de la Formation de Borgloon. Ensuite, la mer reprend possession une dernière fois de la région dont témoigne le dépôt de la Formation de Bilzen.

Depuis le Miocène, le Massif du Brabant accompagne la surrection de l'Ardenne dont le taux de remontée s'est accru depuis le milieu du Pléistocène (VAN DER MOLEN, 2004).

■ 3.4. ACTIVITÉ TECTONIQUE RÉCENTE

Au XIX^e siècle, la région a été affectée par le tremblement de terre de Tienen du 23 février 1828 d'une magnitude estimée à 5 sur l'échelle de Richter et VII - VIII sur l'échelle MSK, suivi par quatre répliques le 26 février et les 21, 22 et 23 mars. La répartition des communes touchées par ce séisme est disponible sur le site de l'Observatoire Royal de Belgique.

Cette secousse est probablement induite par le jeu de failles profondes du socle, tout comme l'essai de tremblements de terre ressenti dans la région de Court-Saint-Etienne en 2008 - 2009. Ce séisme a occasionné quelques dommages au fronton principal de l'ancienne abbaye d'Opheylissem. En outre, l'ancienne église paroissiale Saint-Martin de la même localité a subi d'importants dégâts qui ont nécessité sa reconstruction dans les années 1830.

4

HYDROGÉOLOGIE

L'aquifère de la région comprend plusieurs nappes superposées, depuis les aquifères des terrains cénozoïques jusqu'à celles du socle du Massif du Brabant.

Vu la pente générale des terrains, l'écoulement des eaux souterraines s'effectue globalement vers le nord, mais peut être influencé localement par d'autres facteurs tels que les captages.

Les formations cénozoïques supérieures depuis la Formation de Bilzen (Sable de Berg) jusqu'à celle de Sint-Huiberechts-Hern sont trop minces pour constituer des aquifères intéressants. Comme, les sables tongriens souvent fins sont considérés comme peu perméables, ils ralentissent le transit de l'eau pour assurer la recharge des aquifères sous-jacents. Protégées uniquement par les limons quaternaires, ces nappes peuvent être sujettes à des pollutions accidentelles.

Les caractéristiques de la nappe des sables bruxelliens dépendent de sa granulométrie et de son état de décalcification. Lorsque ces sables sont calcaires et parsemés des bancs de grès, le rendement des captages tend à diminuer. Les eaux de cette nappe sont captées à Beauvechain. Par contre, dans la région de Gobertange, la Formation de Bruxelles est dépourvue de nappe aquifère. Étant donné l'altitude et le profil des vallées, le sommet de la nappe phréatique se situe dans les sables landéniens sous les derniers bancs exploités de Pierre de Gobertange, ce qui permettait aux exploitants de faire des économies d'exhaure (KAISIN, 1918).

En dessous, les argiles yprésiennes forment un aquiclude qui paraît relativement continu dans la partie ouest de la carte. Il est réduit à l'état de lambeaux sur sa partie orientale. Son caractère imperméable est tempéré du fait que ces argiles renferment souvent une certaine composante sableuse et qu'elles sont assez minces.

Plus bas, la Formation de Tienen renferme une variété de lithologie assez contrastée passant des sables grossiers dans les chenaux bien connus à l'est sur la carte de Hannut, à des sables plus fins et à des argiles ainsi qu'à un niveau plus ou moins continu de quartzite. L'hétérogénéité assez aléatoire de

cet ensemble n'en fait pas un aquifère susceptible de fournir des débits intéressants.

À un niveau inférieur, les sables et tuffeaux (quoique ceux-ci se raréfient vers l'ouest) de la Formation de Hannut, renferment une nappe aquifère possédant de bonnes capacités d'emmagasinement. La macro perméabilité du Tuffeau de Lincet peut atteindre 25 % à cause des diaclases qui le traversent et des pores résultant de la dissolution des spicules d'éponges (VANDENBERGHE *et al.*, 1998). Toutefois, vers le nord, cette nappe devient captive et la charge argileuse augmentant, cette nappe perd sa perméabilité et par conséquent, son attrait pour l'exploitation.

À Hélécine, la Vlaamse Maatschappij voor Watervoorziening (V.M.W) importe vers la Flandre plus de 1 500 000 m³ par an (R. MASSET, com. pers.) au moyen d'une galerie drainante dans la Formation de Hannut et d'un puits foré atteignant les craies du Crétacé pour assurer l'alimentation en eau de la ville de Tienen.

Les nappes des formations sous-jacentes sont toutes captives. La Formation de Heers, n'est pas présente partout dans le sous-sol de la carte. Les marnes du Membre de Gelinden, si elles sont fissurées acquièrent une certaine perméabilité et n'empêchent pas le transit de l'eau vers le bas. En dessous, les sables d'Orp, glauconieux, peuvent enrichir l'eau en fer (GULINCK, 1966).

Les tuffeaux et craies des formations de Maastricht et de Gulpen constituent un aquifère unique, qui atteint une épaisseur de 30 mètres sous la ville de Tienen. L'eau des captages utilisée par la principale industrie de cette ville, provient de cette nappe. Ces tuffeaux et ces craies possèdent une double porosité : une porosité de pores, faible dans les craies et plus importante pour les tuffeaux et, une porosité de fissures due à la présence d'un réseau de diaclases auquel s'ajoutent des conduits de dissolution formant un maillage étroit permettant l'écoulement des eaux. Leur perméabilité est de loin supérieure à celle des sables bruxelliens. Cependant, la pression des terrains de la couverture cénozoïque peut provoquer la fermeture partielle de certaines fissures entraînant une diminution locale des capacités d'écoulement et de transmissivité.

Enfin, l'aquifère du socle paléozoïque brabançon est très mal connu, car recoupé par peu de sondages. En principe, il ne présente aucun intérêt sauf dans des zones faillées ou fracturées difficilement détectables et dans son manteau d'altération.

La Carte hydrogéologique de Wallonie fournit les informations complètes sur les nappes aquifères et les forages présents sur cette carte. Elle est accessible en ligne sur internet.

5

HYDROGRAPHIE

La carte Meldert - Tienen appartient dans sa totalité au Bassin de l'Escaut. Les rivières principales comme la Grande et la Petite Gette s'écoulent vers le nord-est. Elles seraient apparues au Miocène suite à la régression post-diéstiennienne au Messinien (DE BETHUNE, 1939). L'orientation de ces rivières serait un héritage de la paléogéographie de cette époque lorsque ces rivières s'écoulaient perpendiculairement au rivage de la paléo Mer du Nord.

Entre Saint-Remy-Geest et Hoegaarden, les pentes du flanc occidental de la vallée de la Grande Gette possèdent une déclivité assez marquée, probablement parce que les sables bruxelliens sont armés de bancs de calcaire gréseux de Gobertange que l'on ne retrouve pas sur l'autre rive. Ces rivières principales recueillent les eaux d'affluents qui coulent tous pratiquement d'ouest en est. La direction générale acquise par ces cours d'eau pourrait être le résultat d'un léger basculement récent de cette partie du Massif du Brabant vers l'est. Toutefois, une exception, à l'ouest de la carte, dans le village de Beauvechain, la Nethen coule vers l'ouest pour rejoindre la Dyle. Le tracé du Schoorbroek arrosant L'Ecluse, devenant le Nermbeek dans sa partie aval, dessine une baïonnette et coule même vers le sud sur une partie de son tracé entre Schoor et Kouberg. Il s'agit probablement d'une capture du Schoorbroek par le Nermbeek alors qu'auparavant le Schoorbroek s'écoulait vers le nord-ouest et aurait rejoint les eaux du Molenbeek du côté de Hoksem.

Le plateau au sud de Tienen entre les vallées de la Grande et de la Petite Gette est pratiquement dépourvu de cours d'eau, à cause de la perméabilité importante des sables tertiaires. Selon le rapport du contrat de rivière du Bassin de la Gette, la qualité des eaux des affluents de la Petite Gette est médiocre voire mauvaise.

6

RESSOURCES MINÉRALES

Cette région jouit d'un riche passé voué à l'industrie extractive. Après la deuxième guerre mondiale, bon nombre de carrières ou de sablières étaient encore en activité ainsi que le signalent TAVERNIER et GULINCK (1947a, fig. 1, p.195).

Dès l'époque romaine et au Moyen-Age, l'extraction de la Pierre de Gobertange à dominante claire et du Tuffeau de Lincet, jaunâtre, ont mobilisé des ouvriers et des tailleurs de pierres pendant de nombreux siècles. Beaucoup d'édifices civils et religieux en témoignent dans la région et en Flandre.

De tout temps, une sablière était ouverte à proximité des villages pour se procurer sans grand transport, cette matière première indispensable à la construction.

De manière plus anecdotique, la marne a été exploitée pour amender les champs, le limon pour confectionner des briques et l'argile pour la fabrication de tuiles et de dalles.

Rares sont les bâtiments de cette région à être construits dans un matériau unique. Nous sommes ici au pays du mariage des pierres et des briques; ou de la Pierre de Gobertange et du grès de Tienen, par contre, au sud-est de la carte, ce même quartzite est utilisé conjointement avec le Tuffeau de Lincet, notamment à l'église Saint-Sulpice de Neerheylysem (Hélécine) édifiée au XII^e siècle.

Le plus bel exemple d'assortiment des différentes pierres hesbignionnes est l'église Sainte-Adèle d'Orp-le-Grand. D'architecture romane de type rhéno-mosan, elle a réuni lors des différentes phases de sa construction de la craie et des silex mésozoïques, du Tuffeau de Lincet, de la Pierre de Gobertange, et même des grès houillers originaires d'Andenne (DE JONGHE *et al.*, 1996; SARLET *et al.*, 2006b).

Mais incontestablement, au sud de la carte, le pays d'extraction de la Pierre de Gobertange constitue «une vallée blanche» s'étendant de Mélin jusqu'à Saint-Remy-Geest en passant par Gobertange.

► LA PIERRE DE GOBERTANGE

Technique d'extraction

La recherche de la Pierre de Gobertange s'est effectuée au moyen de puits ou bures et de galeries, sauf peut être tout au début et à la fin de son exploitation.

Après avoir foncé un puits jusqu'au niveau des bancs à exploiter, soit au maximum une vingtaine de mètres de profondeur, une galerie horizontale, sans étançonnage, était percée sur une cinquantaine de mètre de long, dans les cas extrêmes jusqu'à 150 mètres (GAZIAUX, 2000). L'exploitation de cette première section terminée, le percement d'une deuxième galerie radiale à partir du puits et à peu de distance de la première était entreprise. Ses déblais servaient à remblayer la galerie précédente devenue inutile. Par déplacement circulaire autour du puits, ou ripage des galeries d'extraction, les ouvriers en venaient à extraire la pierre sur la surface d'un cercle dont la longueur de la galerie représentait le rayon (GEVAERT *et al.*, 1901). Une fois ce premier palier, totalement épuisé et remblayé de sable, l'exploitation montait à un étage supérieur pour déloger d'autres bancs. Les blocs, une fois ramenés en surface à l'aide d'un treuil devaient être séchés environ deux mois l'été ou couverts de sable l'hiver pour éviter leur détérioration par le gel. La pierre devait conserver un certain degré d'hygrométrie pour la préserver d'un durcissement trop prononcé qui en aurait rendu la taille plus pénible. La pierre brute était d'abord ébousinée c'est-à-dire débarrassée de sa croûte friable, puis taillée en blocs selon l'emploi auquel elle était destinée. Toutefois, la taille maximale des pierres façonnées ne pouvait dépasser une épaisseur de 15 à 30 cm, une largeur de 50 à 80 cm pour une longueur de 1 à 1,5 mètres. Etant donné les petites dimensions de ces pierres, on les a utilisées préférentiellement pour les portails des granges, les contours des fenêtres et les pignons des habitations. La production est restée artisanale jusqu'à l'entre-deux-guerres, période à laquelle certains ateliers se dotent de scies mécaniques et de débiteuses (GAZIAUX, 2000).

Au «Champ des Fosses», l'exploitation s'est étendue à 24 bancs. Comme souvent, en pareil cas, les exploitants avaient pris l'habitude de leur donner des noms de bas en haut : le banc noir (probablement très glauconieux), la poire jaune (le plus épais), le beau banc, le gros lit, le grand lit, ... Les pierres de premier choix étaient destinées aux parements et aux monuments. Par endroits, le banc supérieur épais de 7 à 8 cm, veiné d'un beau brun rougeâtre a servi à confectionner, après polissage, des carrelages au nom évocateur de «patte de poye» (patte de poule). Le deuxième choix appelé «libage» était utilisé pour des ouvrages moins soignés. D'une qualité inférieure, les «hourdons» étaient employés à peine équarris dans les fondations et les murs de clôture. Les pierres défectueuses étaient

taillées en pavés dont on verra l'importance de la production à la fin du XIX^e siècle. Enfin, le tout venant et les blocs informes étaient calcinés pour produire de la chaux.

Historique

La Pierre de Gobertange est utilisée localement dès l'époque gallo-romaine, notamment dans la construction des villas de Dongelberg, de Goudberg, du Blotenberg et du Kluisveld à Hoegaarden (DOPERE, 1997). Ensuite, les Mérovingiens l'emploient pour la construction de leurs nécropoles à Gobertange et à Herbais (TORDOIR, VERDICKT, 2000). D'ailleurs, le vocable Gobertange aurait une origine franque et dériverait du terme «Goberting» devenu «Gobertinge» à l'époque romane et finalement Gobertange ou «Gobtindje» dans le patois local ; ce qui signifie «Gobert et ses gens». Ce terroir aurait donc séduit un certain Gobert qui s'y serait établi avec sa famille et ses serviteurs (TORDOIR, VERDICKT, 2000). Il ne se doutait certainement pas que son nom serait attaché à jamais à l'une de nos plus belles pierres.

La nef de l'église Saint-Martin à Tourinnes-la-Grosse, dont les piliers sont datés du X^e siècle, constitue l'une des premières réalisations en Pierre de Gobertange associée à un grès ferrugineux (DOPERE, 1997).

Dès le XI^e et le XII^e siècle, les abbayes s'intéressent à ce terroir, soucieuses de s'assurer des réserves de matériaux pour l'édification de leurs bâtiments. Ce sont notamment l'abbaye d'Affligem, le prieuré de Val Duchesse et le chapitre de Sainte-Gudule à Bruxelles qui y possèdent des terres. Ces congrégations religieuses furent à l'origine de l'activité extractive intensive dans la région de Gobertange (DOPERE, TORDOIR, 2000).

Il faut attendre 1426 - 1427 pour trouver un contrat rédigé en bonne et due forme pour l'ouverture de trois fosses d'extraction à Gobertange dont les pierres fourniront la Fraternité Notre-Dame-au-lac à Tienen (DOPERE, TORDOIR, 2000). Le nom des premiers maîtres-carriers de cette époque nous est parvenu : Johannes Laurentius et Reynerus Beghin van Gubbberingen (DOPERE, 1997).

La nef de la Collégiale Saint-Germain à Tienen, datant du début du XV^e siècle, est également bâtie en pierres de Gobertange «*de lapidibus roustene (pierres brutes) van Gubbberingen*» (DOPERE, 1997, 2001), ainsi que les piles occidentales de la croisée du transept de l'église Saint-Pierre de Leuven et les colonnes du chœur de la collégiale Saint-Sulpice de Diest (DOPERE, 1995). L'architecture civile fait également appel à la Pierre de Gobertange, par exemple le Donjon de Meldert remontant à la deuxième moitié du XIV^e siècle (DOPERE, 1995). Au Moyen-Age encore, la Pierre de Gobertange s'exporte principalement vers le nord, le Brabant, la future province

d'Anvers et la moitié sud des Pays-Bas (fig. 11) notamment à Amsterdam (Oude Kerk, Waag), à Bergen-op-Zoom (Grote Kerk), Utrecht (cathédrale) et à Breda (Grote Kerk).

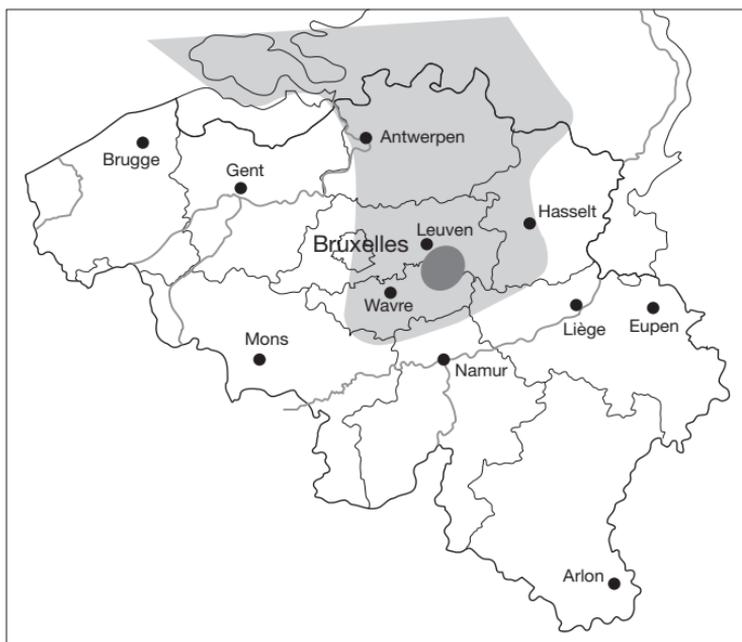


Fig. 11. Dispersion de la Pierre de Gobertange à partir de son aire d'extraction (en grisé, d'après DUSAR *et al.*, 2009).

Dans la première moitié du XV^e siècle, une amélioration de la qualité des outils permet une évolution de la technique de taille pour aboutir à une diminution des coûts de production (DOPERE, 1995, 1997, 1998).

Vers 1686, il y avait sept carrières en activité à Mélin, et dix à Gobertange et Hussompont. Le grand développement économique du début du XVIII^e siècle suscite la construction de nouveaux hôtels de ville, d'immeubles bourgeois et la restauration d'édifices religieux. À cette époque, il y avait 26 carrières à Gobertange, Mélin et Saint-Remy-Geest. Les baux sont accordés par le propriétaire de la surface suivant une formule triennale avec engagement du dédommagement des dégâts occasionnés en surface (TORDOIR, 2000). Comme il était convenu que les «*bures*» (puits) soient rebouchées en fin de contrat, il est très difficile de localiser ces travaux anciens.

Au cours de cette période, une équipe d'artisans se compose de deux catégories d'ouvriers d'une part les mineurs qui extraient les pierres dans les galeries et d'autre part en surface les tailleurs ou coupeurs, qui prennent le titre de maître tailleur quand leur habileté artistique est reconnue.

La ville de Jodoigne située à proximité du périmètre d'extraction conserve de nombreux édifices bâti en pierres de

Gobertange, notamment l'église Saint-Médart (DOPERE, 1997) et Saint-Jean (XIII^e et XV^e siècle), l'église Notre-Dame, dite Chapelle du Marché (XIII^e - XIV^e siècle), l'ancien Hôtel de Ville reconstruit vers 1730 avec des matériaux récupérés de l'ancienne Halle au grains, le Château Gobert (ou Ghobert) datant de la fin du XVIII^e siècle et le Château Pastur, abritant aujourd'hui l'administration communale, ainsi que de nombreuses maisons particulières. D'autres édifices méritant une attention particulière, sont l'église Saint-Barthélémy à Zétrud-Lumay de style roman bâtie au XI^e et XII^e siècle (SARLET *et al.*, 2006a) et l'église Saint-Lambert d'Overlaar (DOPERE, com. pers.).

A la fin du XVIII^e siècle, l'architecte Dewez (1731-1812) l'incorpore dans les pilastres corinthiens de l'église abbatiale d'Opheylysem et dans les colonnes ioniques qui flanquent les trois portes principales du bâtiment conventuel rebâti en style Louis XVI (MARTIGNY, 1994).

La phase d'extraction la plus importante se situe au XIX^e siècle car dès 1834, la Commission Royale des Monuments et des Sites décide de restaurer un bon nombre de bâtiments civils et religieux datant du Moyen-Age, construits primitivement en Pierre de Baelegem et décrépis par l'outrage des ans. La Pierre de Gobertange connaît alors un essor considérable comme les carrières de la région bruxelloise et celles d'Aalst-Baelegem sont en passe d'être épuisées et/ou remblayées. Des maîtres carriers de la région de Gobertange sont désignés pour la restauration de Sainte-Gudule (1834), de l'église Notre-Dame du Sablon, de l'Hôtel de Ville de Bruxelles (1840), de la Maison du Roi, et plusieurs maisons de la Grand-Place dont le «Roi d'Espagne», ainsi que pour la construction des gares de Mechelen, Gent et Leuven (RUTOT, 1893, TORDOIR *et al.*, 2000 a).

Nos plus grands architectes de l'époque n'hésitent pas à préconiser son emploi dans des édifices prestigieux :

- l'église Sainte-Catherine à Bruxelles est bâtie entre 1854 et 1874, dans ce matériau à l'exception du socle en petit-granit, sur les plans de J. Poelaert (1817-1879);
- Alphonse Balat (1818-1895) l'incorpore dans les remaniements des façades latérales et arrières du Palais Royal;
- son élève Victor Horta (1861-1947) l'utilise avec modération, souvent associée à des pierres françaises, notamment pour la construction de l'Hôtel Wissinger à Saint-Gilles et la Gare Centrale qui constitue la dernière utilisation monumentale de ce matériau dans la capitale.

Pour satisfaire la demande, entre 1854 et 1865, pas moins de 265 puits d'extraction sont ouverts dans un périmètre comprenant les communes de Jodoigne, Mélin, Saint-Remy-Geest et Lathuy dont 80 entre 1861 et 1864. La production explose d'un facteur 10 entre 1862 et 1863 passant de 2 954 m³ à 29 300 m³. En 1902, les carrières de Saint-Remy-Geest fournissent encore 2 400 m³.

Vers la fin du XIX^e siècle, les exploitants tentent de diversifier leurs activités en produisant des pavés. 115 000 sont façonnés en 1896. Un magnifique pavage conduit à la Ferme de Wahenge à Bauvechain. Les dalles et les bordures font également partie des nouveaux produits mis sur le marché.

Le tableau suivant résume le nombre de puits en activité entre 1852 et 1886.

| année | 1852 | 1853 | 1860 | 1862 | 1886 |
|---------------|-----------|-----------|------------|-----------|-----------|
| Mélin | 27 | 34 | 76 | 50 | 16 |
| St-Remy-Geest | 14 | 18 | 27 | 19 | ? |
| Lathuy | 4 | 4 | 8 | 9 | 10 |
| Jodoigne | 4 | 2 | 3 | 4 | 3 |
| total | 49 | 58 | 112 | 82 | 29 |

À partir de 1870, le nombre d'exploitation diminue considérablement suite à la concurrence de la Pierre de France. Jusqu'à cette date, environ 500 personnes travaillaient encore à l'extraction et au façonnage de la pierre, tandis qu'en 1910, il ne reste plus que 47 ouvriers affectés aux différents chantiers. Cependant, de tout temps, la Pierre de Gobertange est utilisée dans l'architecture vernaculaire ainsi qu'en témoignent bon nombre de constructions de la région.

Le XX^e siècle sonne le glas de l'exploitation souterraine de la Pierre de Gobertange ; de 25 puits en 1889, il n'en reste qu'un seul dans les années 1950 (voir tableau ci-dessous).

| 1889 | 1896 | 1899 | 1925 | 1935 | 1947 | 1950 |
|------|------|------|---------|--------|--------|------|
| 25 | 30 | 20 | 20 à 25 | 3 ou 4 | 5 ou 6 | 1 |

Après la première guerre mondiale, la production de Pierre de Gobertange est exercée par une société qui réunit la plupart des puits encore en activité. En 1933, cette société cesse toute production. En 1935, elle est dissoute (TORDOIR *et al.*, 2000 b). Dans les mêmes années, une carrière à ciel ouvert fonctionnait au lieu-dit «Frochin» à Gobertange (voir photographie p. 146 dans BOULVAIN, PINGOT, 2011). Cependant, quelques puits tenus par des indépendants restent en fonctionnement jusqu'à l'aube des années 1950. Le dernier puits en activité était situé au nord de la route de Grez-Doiceau à Jodoigne au lieu-dit «Francourt» (Carte Jodoigne - Jauche 40/3-4; DUMOULIN *et al.*, 2019). L'épuisement d'une grande partie du gisement et le manque d'adaptation des techniques d'extraction, qui n'avait guère évolué depuis le Moyen-Age, ont précipité le déclin de cette industrie.

Toutefois, la première pierre symbolique scellée à l'occasion de la fondation de Louvain-la-Neuve posée par le Roi Baudouin I^{er}, le 2 février 1971, est en Gobertange, pour marquer l'identité wallonne de la nouvelle ville universitaire.

Par la suite, l'exploitation s'est encore poursuivie de façon intermittente à ciel ouvert au moyen de bulldozers entre 1975 et 1985 dans des parcelles à flanc de coteau au sud du ruisseau de Gobertange pour extraire les bancs supérieurs laissés en place au cours des siècles précédents.

En 1985, une carrière à ciel ouvert est creusée à Hussompont en partie sur cette carte et sur celle située au sud (Jodoigne - Jauche 40/3-4; DUMOULIN *et al.*, 2019) d'où ont été extraites notamment 240 tonnes de pavés nécessaires au dallage de la Place Saint-Lambert à Liège, dessinée sur les plans de l'architecte C. STREBELLE (1917).

En 1997, cette carrière est reprise par un artisan qui rend à la Pierre de Gobertange ses lettres de noblesse en la façonnant pour la restauration de la flèche de l'hôtel de ville de Bruxelles et celle de la cathédrale des Saints-Michel-et-Gudule (BERNARD, com. pers.). Des clichés de cette exploitation peuvent être vus sur un site dédié à la carrière de Gobertange. Actuellement, la production est tournée vers les pierres de parement, les dallages intérieurs, les cheminées ornementales et la sculpture.

La production de chaux a fait partie des activités industrielles liées à l'extraction de la Pierre de Gobertange. Des documents signalent la présence de fours à chaux dès 1324, vers 1575-1576 et encore au XVIII^e siècle (DOPERE, TORDOIR, 2000; TORDOIR, 2000). A l'époque contemporaine, un chafour est encore signalé en 1855, de même qu'en 1900, son activité a au moins perduré jusqu'en 1917 (TORDOIR *et al.*, 2000 a). Deux fours à chaux sont encore signalés l'un à la «Maison Collard» et l'autre au sud de la «Campagne du Brondel».

Inutile de signaler que toute la région de Mélin, Gobertange, Saint-Remy-Geest et Lathuy (carte 40/3-4) est un véritable «gruyère» souterrain où des galeries sont situées à faible distance sous la surface, puisque la plupart des puits n'ont pas dépassé 20 mètres de profondeur. Par conséquent, dans ce périmètre, s'engager dans des travaux de génie civil sans effectuer une série de sondages de reconnaissances préalables, constituerait une opération assez téméraire et non dénuée de danger.

► **L'ARGILE DE LA FORMATION DE BORGLOON**

Cette argile a été recherchée par quelques exploitations modestes probablement au XIX^e siècle au nord de Beauvechain dans le Bois de Peer et au Rammelenbos. Elles n'ont guère laissé de traces et il est malaisé de les localiser avec précision à l'heure actuelle. L'argile était probablement recherchée pour sa richesse en kaolin qui autorisait une cuisson à plus haute température pour la confection de tuiles (TAVERNIER, GULINCK, 1947 b). Elle a été utilisée dans la région de Tongeren jusqu'après la seconde guerre mondiale (GULLENTOPS, com. pers.).

► **LE SABLE**

De nombreuses petites excavations ont été pratiquées dans les sables bruxelliens plus ou moins graveleux pour un usage local en construction (DAIMERIES, 1893), à Beauvechain, Maison du Bois, dans le vallon au sud de la Ferme de Wahenge et à Cabourse à l'ouest de L'Ecluse. Dans la partie centrale de la carte, au Mont de Lumay, les sables bruxelliens étaient impropres à la construction car ils pouvaient produire des croûtes rousses peu esthétiques (LAGROU *et al.*, 2004).

Une seule sablière est connue dans les sables de la Formation de Hannut au nord-ouest de Saint-Jean-Geest, d'où l'on sortait des sables blancs et gris. Il y a plus de 70 ans qu'elle est remblayée.

► **LA MARNE**

Les lentilles et les strates plus ou moins régulières de marne trouvées dans les sables à la base de la Formation de Bruxelles aux environs Hoegaarden et à Zétrud-Lumay ont servi à l'amendement des terres cultivées, au moins à la fin du XIX^e siècle (DAIMERIES, 1893).

► **LE GRÈS QUARTZITE DE TIENEN, D'OVERLAAR OU DE ROMMERSOM**

Ce grès a reçu deux types d'affectations suivant les époques : dès l'époque romaine jusqu'au début du XX^e siècle, il a été employé comme matériau d'empierrement pour les routes et au Moyen-Age, il a été grossièrement taillé pour le maëllonage. Il semble qu'à la préhistoire et particulièrement au Mésolithique (8500 - 3200 avant J.-C.), ce sont les grès de Wommersom d'une granulométrie différente à ceux de Tienen qui aient surtout été façonnés comme outils avec une diffusion considérable à travers l'Europe (NIEKUS, 2009).

Les chaussées

Les Romains qui ont été les premiers à utiliser ces grès trouvés facilement en surface pour construire les assises de leurs chaussées, par exemple celle reliant Tienen à Tongeren (DE JONGHE *et al.*, 1996). Jusqu'à la fin du XIX^e siècle (DAIMERIES, 1893) et au début du XX^e siècle (RUTOT, 1903; GULINCK, HACQUAERT, 1954), ces grès ont servi de pavés. Les carrières aux alentours d'Overlaar, ont été très actives entre 1880 et 1910 et occupaient jusqu'à 30 ouvriers (GULINCK, TAVERNIER, 1947).

Les matériaux de construction

Au Moyen-Age, l'exploitation se poursuit avec la construction de la Collégiale Saint-Germain à Tienen dont l'avant-corps est réalisé en quartzite clivé. Pour des travaux ultérieurs à cet édifice, deux carrières ont été mises en chantier à Bost en 1535-1536, puis en 1569-1570 (DOPERE, 2001). À cette époque (XVI^e siècle), ce grès est aussi exploité par la ville de Tienen, entre autre pour la construction des deux remparts de la cité.

Les vestiges du donjon de Noduwez (XIII^e siècle) près de Jodoigne sont bâtis avec cette même pierre. À la même époque, le chœur et l'abside romane de l'église Saint-Sulpice de Neerheylissem sont réalisés dans ce même matériau.

À Jodoigne, la base du transept de l'église Saint-Médart édifiée entre le premier quart du XIII^e siècle et 1235, est aussi réalisée dans ce grès quartzitique clivé (DOPERE, 2001).

Les artisans qui débitent ce grès sont qualifiés «*steenbrekeren*» (briseurs de pierres, DOPERE, 2001), probablement parce que le quartzite se délitait en éclats à la différence des ouvriers de Gobertange, considérés comme des «*tailleurs de pierres*» car travaillant un matériau plus apte à se laisser débiter plus finement.

À partir du XIV^e siècle, le grès quartzitique perd son attrait. Les ouvriers qui travaillent cette roche lui préfèrent la Pierre de Gobertange plus facile à traiter et exigeant un travail moins long et moins pénible pour être façonnée (DOPERE, 2001). Toutefois, encore au XVI^e siècle, certains édifices religieux dont la Collégiale Saint-Germain de Tienen montrent des alternances de grès quartzitiques et de pierres de Gobertange (DOPERE, 2001).

Une dernière utilisation à mentionner, ces grès ont parfois servi de meules ou de bornes vu leur caractère «*indestructible*», notamment ceux d'une carrière au sud de Thisnes (DAVREUX, 1833) sur la carte de Hannut.

► *LE TUFFEAU DE LINCENT*

À l'extrémité sud-est de la carte, à Hampteau, une autre pierre célèbre de Hesbaye a été extraite : le Tuffeau de Lincant. Ici, le mode d'exploitation était généralement à ciel ouvert dans des carrières à durée de vie éphémère, vite rebouchées après l'extraction des bancs recherchés. (Pour davantage de détails, consulter la notice de la carte Landen 33/5, Hannut - Montenaken 41/1-2, PINGOT, 2015). La dernière carrière à ciel ouvert a cessé ses activités vers 1955 (VANDY, BERGER, 1988). Une galerie souterraine, ce qui est exceptionnel pour l'exploitation de cette pierre, atteignait le gisement depuis Basse Pirée, jusqu'après la deuxième guerre mondiale (WARNIER,

com. pers.). À Neerheylissem, les murs extérieurs de l'église Saint Sulpice, datant au XII^e siècle en style roman mosan sont construits principalement dans ce tuffeau. Depuis le Moyen-Age, au château comtal de Namur (PINGOT *et al.*, 2009) et jusqu'au milieu du XX^e siècle, le tuffeau a été employé pour confectionner des fours à pains vu ses propriétés réfractaires. Cependant, le souvenir de l'extraction de cette pierre reste vivace auprès des habitants de Hampteau, puisqu'une artère d'un nouveau lotissement située à l'est du hameau, porte le nom de rue Tuffeau, ce qui est parfaitement logique d'un point de vue géologique car toutes les fondations des maisons reposent sur cette pierre.

► *LES LIMONS*

Le limon décalcifié est connu dans la région sous le nom de « terre à briques » et il était mis en œuvre sur place jusqu'au début du XX^e siècle, pour la cuisson dans des fours rudimentaires, des briques destinées à la construction de fermes et de maisons (GULLENTOPS, SCHEYS, 1950). À côté de ces briqueteries artisanales créées dans des circonstances bien spécifiques, la fabrication industrielle de briques a vu le jour dans certains villages aussi bien en Wallonie qu'en Flandre. Le limon a été exploité notamment :

- au Bois Saint-Servais au nord de la N 240 reliant Grez-Doiceau à Jodoigne ;
- à l'ouest de Saint-Jean-Geest au nord de la route à l'est lieu-dit « Minge » ;
- et à la briqueterie Nelissen entre Kumtich et Tienen.

Les différentes époques où ces entreprises étaient actives nous sont inconnues. Les limons contribuent aussi à la prospérité agricole de cette région.

Remerciements

M. F. Gullentops, professeur émérite à la Katholieke Universiteit Leuven, grâce à sa grande connaissance du terrain, m'a fait part de remarques judicieuses concernant certaines particularités géologiques de cette région.

M^{me} S. Geenickx du Service géotechnique du SPW m'a permis l'accès aux documents qu'elle avait en sa possession concernant cette carte.

M. Ir K. Haelterman et M. Verstraeten du Vlaams Overheid, Departement Mobiliteit en Openbare Werken, Afdeling Geotechniek à Zwijnaarde (Gent), m'ont procuré un grand nombre de sondages inédits le long de l'autoroute Bruxelles - Liège et de la ligne TGV qui lui est parallèle.

M. F. Doperé Dr. Sc. m'a fourni une importante documentation concernant l'usage de la Pierre de Gobertange et des grès de Tienen à travers les siècles.

M. P. Bernard m'a accueilli avec bienveillance à la carrière d'Hussompont, la dernière exploitation de Pierre de Gobertange. Entre ses mains expertes, cette pierre unique prend rapidement des allures d'œuvres d'art pour la statuaire ou la restauration de monuments anciens.

Que toutes ces personnes soient chaleureusement remerciées.

BIBLIOGRAPHIE

ANDRÉ L., DEUTSCH S., 1985. Very low-grade metamorphic Sr isotopic resetting of magmatic rocks and minerals. Evidence for a late Givetian strike-slip division of the Brabant Massif, Belgium. *J. Geol. Soc. London*, 142: 911-923.

BETHUNE P. (DE), 1939. Sur le réseau hydrographique de la Moyenne-Belgique. *Bull. Soc belge. Géol.*, 49: 41-50.

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.

BOULVAIN F., PINGOT J.L., 2011. Géologie du sous-sol de la Wallonie. *Mémoire de la Classe des Sciences de l'Académie Royale de Belgique. Collection in -8°, 3^e série, tome XXXIV*, n° 2082, 190 p.

DAIMERIES A., 1893. Rapport sur l'excursion de la Société Royale Malacologique de Belgique à Tirlemont, Hougaerde, Gobertange, Zétrud-Lumay et Gossoncourt. *Ann. Soc. Malacologique de Belgique*, 28: 19-28.

DAMBLON F., STEURBAUT E., 2000. Gobertange: site géologique remarquable. In: TORDOIR J. La Gobertange. Une pierre, des hommes. *Cera Holding, Jodoigne*, 19-48.

DAVREUX C.J., 1833. Essai sur la constitution géognostique de la province de Brabant. *Mémoire de l'Académie Royale des Sciences, Arts et Belles-Lettres de Bruxelles.*, 298 p. et 8 pls.

DEBACKER T.N., DEWAELE S., SINTUBIN M., VERNIERS J., MUCHEZ P., BOVEN A., 2005. Timing and duration of the progressive deformation of the Brabant Massif, Belgium. *Geologica Belgica*, 8: 20-34.

DEBACKER T.N., VAN NORDEN M., SINTUBIN M., 2006. Distinguishing syn-cleavage folds from pre-cleavage folds to which cleavage is virtually axial planar: examples from the Cambrian core of the Lower Palaeozoic Anglo-Brabant

Deformation Belt (Belgium). *Journal of Structural Geology*, 28: 1123-1138.

DE GEYTER G., 1980. Bijdrage tot de kennis van de sedimentpetrologie en de lithostratigrafie van de formatie van Landen in België. Rijksuniversiteit Gent thesis, deel 1: 231 p., deel 2: 92 p.

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 GEYTER G., DE MAN E., HERMAN J., JACOBS P., MOORKENS T., STEURBAUT E., VANDENBERGHE N., 2006. Disused Paleogene regional stages from Belgium: Montian, Heersian, Landenian, Paniselian, Bruxellian, Laekenian, Ledian, Wemmelian and Tongrian. *Geologica Belgica*, 9: 203-213.

DE JONGHE S., GEHOT H., GENICOT L.F., WEBER P., TOURNEUR F., DUCARME P., GOHY F., GROESSENS E., 1996. Pierres à bâtir traditionnelles de la Wallonie. Manuel de terrain. *Ministère de la Région Wallonne. Direction générale des Ressources naturelles et de l'Environnement.*, 261 p.

DELCAMBRE B., PINGOT J.L., 2000. Gozée - Nalinnes, n° 52/3-4. *Carte Géologique de Wallonie, Ministère de la Région wallonne*, 106 p., 1 pl.

DOPERE F., 1995. Les techniques de taille sur le grès calcaireux : une nouvelle méthode pour déterminer la chronologie et étudier l'évolution des chantiers dans l'est du Brabant pendant la première moitié du XV^e siècle. *Acta archaeologica Lovaniensia, Monographiae*, 8: 415-439.

DOPERE F., 1997. L'extraction, la taille et la mise en œuvre du calcaire gréseux de Gobertange au Moyen Âge. *Bulletin de la Commission Royale des Monuments, Sites et Fouilles*, 16: 45-96.

DOPERE F., 1998. Etude de l'évolution des techniques de taille sur le grès calcaireux dans l'ancien Duché de Brabant pendant le XV^e siècle. Une nouvelle méthode de datation. *Actes du sixième congrès international d'archéologie médiévale*, 234-236.

DOPERE F., 2001. Le grès quarzitique du Landénien supérieur comme matériau de construction au Moyen-Âge en Hesbaye septentrionale. Considérations techniques et chronologiques. *Acta archaeologica Lovaniensia, Monographiae*, 12: 157-173.

DOPERE F., TORDOIR J., 2000. Au Moyen-Âge. In: TORDOIR J. La Gobertange. Une pierre, des hommes. *Cera Holding, Jodoigne*, 97-150.

DREESEN R., GULLENTOPS F., HOOYBERGHS H., MOORKENS T., DUPAE E., DE LEERSNIJDER D., 1998. De mergels van Gelinden in Overbroek: geologische site van wereldbelang in *Likoma. Limburgse Koepel voor Natuurstudie. Jaarboek*, 1998, 11- 27.

DUMONT A., 1839. Rapport sur les travaux de la carte géologique pendant l'année 1839. *Bull. Acad. Roy. Belgique*, 6: 464-485.

DUMONT A., 1847. Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condros. *Mém. Acad. Royale Belgique*, coll in 4°, 2^{ème} série, 494 p.

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

DUMONT A., 1850. Rapport sur la carte géologique du Royaume. *Bull. Acad. Roy. Belgique*, 16: 2^{ème} partie, 351-373.

DUMONT A., 1851. Note sur la position géologique de l'argile rupélienne et sur le synchronisme des formations tertiaires de la Belgique, de l'Angleterre et du Nord de la France. *Bull. Acad. Roy. Belgique*, 18: 2^{ème} partie, 181 p.

DUMOULIN V., BLOCKMANS S., HERBOSCH A., DEBACKER T.N., 2019. Jodoigne - Jauche, n° 40/3-4. *Carte géologique de Wallonie. Service public de Wallonie.*

DUSAR M., DREESEN R., DE NAYER A., 2009. Natuursteen in Vlaanderen, versteend verleden. Renovatie en restauratie. *Kluwer (Ed.)*, 562 p.

FAIRON-DEMARET M., SMITH T., 2002. Fruits and seeds from the Tienen Formation at Dormaal, Paleocene-Eocene transition in eastern Belgium. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 122: 47-62.

FAIRON-DEMARET M., STEURBAUT E., DAMBLON F., DUPUIS C., SMITH T., GERRIENNE P., 2003. The in situ *Glyptostroboxylon* forest of Hoegaarden (Belgium) at the Initial Eocene Thermal Maximum (55 Ma). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 126: 103-129.

FELDER W.M., 1975. Lithostratigrafie van het Boven-Krijt en het Dano-Montien in Zuid-Limburg en het aangrenzende gebied. In: ZAGWIJN W.H., VAN STAALDUINEN C.J. Toelichting bij de geologische overzichtskaarten van Nederland. *Rijks Geologische Dienst, Haarlem*, 63-72.

FELDER W.M., BOSCH P.W., 2000. Krijt van Zuid-Limburg. Geologie van Nederland. *Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO (Delft/Utrecht)*, 190 p.

GEVAERT E., LAGASSE DE LOCHT C., DE LALIEUX E., DUMORTIER X., HELLEPUTE G., RUTOT A., 1901. Rapport de la Commission chargée d'ouvrir une enquête sur les conditions

d'emploi de la pierre dite de « Gobertange » et d'exploitation des carrières qui la produisent. *Ann. Travaux publics de Belgique*, 2^{ème} série, 6 : 209-228.

GAZIAUX J.-J., 2000. Aperçu de l'extraction et de la taille de la pierre de Gobertange. In: TORDOIR J. La Gobertange. Une pierre, des hommes. *Cera Holding, Jodoigne*, 65-80.

GULINCK M., 1948. Sur les phénomènes de glissements sous-aquatiques et quelques structures particulières dans les sables landéniens. *Bull. Soc. belge Géol.*, 57: 12-30.

GULINCK M., 1963 a. Excursion M - N. Sédiments littoraux arénacés de l'Oligocène et de l'Eocène inférieur. Faciès de passage aux formations continentales avec phénomènes de slumping. Dépôts lacustres oligocènes. *6^e congrès international de sédimentologie. Belgique et Pays-Bas*, 30 p.

GULINCK M., 1963 b. Excursion M - N. 2^e partie. Etude des faciès du Bruxellien (Eocène moyen). *6^e congrès international de sédimentologie. Belgique et Pays-Bas*, 14 p.

GULINCK M., 1966. Hydrogéologie. Atlas de Belgique. Comité National de Géographie, 68 p.

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

GULINCK M., HACQUAERT A., 1954. L'Eocène. In: FOURMARIER P. Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. *Société géologique de Belgique*, 451-493.

GULINCK M., TAVERNIER R., 1947. Les grès tertiaires exploités en Basse et Moyenne Belgique. *Centenaire de l'Association des Ingénieurs sortis de l'Ecole de Liège (A.I.Lg) Congrès 1947. Section géologie*, 179-185.

GULLENTOPS F., 1954. Contribution à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 18: 125-252.

GULLENTOPS F., 1963. Etude de divers faciès quaternaires et tertiaires dans le Nord et l'Est de la Belgique. Excursion O - P. *6^e congrès international de Sédimentologie. Belgique et Pays-Bas*. 20 p.

GULLENTOPS F., 1990. Sequence stratigraphy of the Tongrian and early Rupelian in the Belgian type area. *Tertiary Research*, 11: 83-96.

GULLENTOPS F., SCHEYS G., 1950. Premiers résultats de la cartographie des sols en Hesbaye septentrionale. *Bull. Soc. Belge d'Etudes Géographiques*, 19: 61-74.

GULLENTOPS F., CLAES S., VANDENBERGHE N., 1995. Geologische kaart van België. Vlaams Gewest. Kaartblad (32) Leuven. Ministerie van Economische Zaken. Administratie van het Mijnwezen. Belgische Geologische Dienst. Afdeling Vlaanderen en Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap, Departement Economie, Werkgelegenheid en Binnenlandse Aangenheden. Administratie Economie. 1 kaart.

GULLENTOPS F., DE GEYTER G., HERMAN J., 1987. The Stratotypes of the Tongrian (Oligocene), Landenian and Heersian (Paleocene) in Centenary Symposium de la Société Belge de Géologie 10 - 15 octobre 1987. Rapport de l'excursion "Stratotypes du Tertiaire belge" organisée par le Groupe de contact FNRS Géologie des sédiments de la Belgique, 5.

GULLENTOPS F., HOUTHUYS R., VANDENBERGHE N., 1988. The Cenozoic Southern North Sea. In: HERBOSCH A. IAS 9th European Regional Meeting Excursion Guidebook Leuven - Belgium. *Ministry of Economics Affairs, Belgian Geological Survey*, 225-260.

GULLENTOPS F., BOGEMANS F., DE MOOR G., PAULISSEN E., PISSART A., 2001. Quaternary lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4: 153-164.

HAQ B.U., HARDENBOL J., VAIL P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.

HAESAERTS P., MESTDAGH H., BOSQUET D., 1999. The sequence of Remicourt (Hesbaye, Belgium): new insights on the pedo- and chronostratigraphy of the Rocourt soil. *Geologica Belgica*, 2: 5-27.

HEDBERG H., 1976. Guide stratigraphique international. Classification, terminologie et règles de procédure. *Paris, Doin*, 233 p.

HERBOSCH A., DEBACKER T.N., PIESSENS K., 2008. The stratigraphic position of the Cambrian Jodoigne Formation redefined (Brabant Massif, Belgium). *Geologica Belgica*, 11: 133-150.

HOYBERGHS H., 1983. Contribution to the study of planktonic foraminifera in the Belgian Tertiary. *Aardkundige Mededelingen. Leuven University Press*, 2: 131 p.

HOUTHUYS R., 1990. Vergelijkende studie van de afzettingsstuktuur van geijdenzanden uit het Eoceen en van de huidige vlaamse banken. *Aarkundige Mededelingen. Leuven University Press*, 5: 137 p.

HOUTHUYS R., 2011. A sedimentary model of the Brussels sands, Eocene, Belgium. *Geologica Belgica*, 14: 55-74.

KAISIN F. SR., 1918. Rapport sur le gisement de pierres de Gobertange du Haut-Chemin à Lathuy. 23 p. non publié.

KENNETT J.P., SCOTT L.D., 1991. Abrupt deep sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Paleocene. *Nature*, 353 : 225-229.

KURTH G., 1890. Faire l'histoire de la culture de la vigne en Belgique étudiée au moyen de la toponymie. *Annales de la Fédération archéologique et historique de Belgique*, 6 : 201-208.

LAGROU D., DREESEN R., BROOTHAERS L., 2004. Comparative quantitative petrographical analysis of Cenozoic aquifer in Flanders (N Belgium): overall trends and quality assesment. *Materials Characterization*, 53 : 317-326.

LEDOUX A., 1910. Sur une forêt fossile du Landénien supérieur à Overlaer-lez-Tirlemont. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 37 : 39-45.

LEDOUX A., 1911. Etude des roches cohérentes du Tertiaire belge. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 38 : M143-191.

LEFEVRE A., 1975. Mélin. Géographie historique. 1 carte non publiée.

LERICHE M., 1928. Sur la répartition des faciès lagunaires et fluviales du Landénien dans les Bassins belge et parisien. *Bull. Soc. belge Géol.*, 38 : 69-91.

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: GRADSTEIN F.M., OGG J.G., SMITH A.G. A Geological Time Scale 2004. *Cambridge University Press., London*, 384-408.

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

MALAISE C., 1883. Etudes sur les terrains silurien et cambrien de la Belgique. *Bulletin de l'Académie Royale de Belgique, Classe des Sciences*, 5 : 1-30.

MARECHAL R., 1993. A new lithostratigraphic scale for the Palaeocene of Belgium. *Bull. Soc. belge Géol.*, 102 : 215-229.

MARÉCHAL R., LAGA P., 1988. Voorstel. Lithostratigrafische indeling van het Paleogeen. Nationale Commissies voor Stratigrafie, 232 p.

MC KERROW W.S., MC NIOCALL C., DEWEY J.F., 2000. The caledonian Orogeny redefined. *J. Geol. Soc. London*, 157 : 1149-1154.

MARTIGNY V.G., 1994. L'abbaye d'Heylisse. Domaine provincial d'Hélécine. Etude historique et architecturale. *Carnets du patrimoine*, 5 : 48 p.

MOLENAAR N., ZIJLSTRA J.J.P., 1997. Differential early diagenetic low-Mg calcite cementation and rhythmic hardground development in Campanian-Maastrichtian chalk. *Sedimentary Geology*, 109 : 261-281.

MOORKENS T., 1972. Foraminiferen uit het stratotype van het Montian en uit de onderliggende lagen van de boring te Obourg. (Met een overzicht van de stratigrafie van het Paleoceen in België). *Natuurwet. Tijdschr.*, 54 : 117-127.

NIEKUS M.J.L., 2009. Trapeze shaped flint tips as proxy data for occupation during the Late Mesolithic and the Early to Middle Neolithic in the northern part of the Netherlands. *J. Archeological Science*, 36 : 236-247.

OMALIUS D'HALLOY, J.B.J. (D'), 1839. Eléments de Géologie. 3^{ème} édition, Paris, 759 p.

OMALIUS D'HALLOY, J.B.J. (D'), 1842. Coup d'œil sur la géologie de la Belgique. *Edition Hayez*, 132 p.

OMALIUS D'HALLOY, J.B.J. (D'), 1862. Abrégé de Géologie. *Edition A. Schnée*, Paris, 626 p.

PINGOT J.L., (à paraître). Heers - Borgloon, n° 33/7-8 et Waremme - Momalle, n° 41/3-4. *Carte géologique de Wallonie*, Service public de Wallonie.

PINGOT J.L., 2015. Landen - Hannut - Montenaken, n° 33/5 et 41/1-2. *Carte géologique de Wallonie*, Service public de Wallonie, 80 p., 1 pl.

PINGOT J.L., DELCAMBRE B., 2006. Perwez - Eghezée, n° 40/7-8. *Carte géologique de Wallonie*. Ministère de la Région Wallonne, 71 p., 1 pl.

PINGOT J.L., CORNET C., PACYNA D., TOURNEUR F., VANNESTE C., 2009. Sentier géologique à la citadelle de Namur. *Service public de Wallonie*, 60 p.

ROBASZYNSKI F., DHONT A.V., JAGT J.W.M., 2001. Cretaceous lithostratigraphic units (Belgium). In: BULTYNCK P., DEJONGHE L. Guide to a revised lithostratigraphic scale of Belgium, *Geologica Belgica*, 4 : 121-134.

RUTOT A., 1876. Description de la faune de l'Oligocène inférieur de Belgique (Terrain tongrien de Dumont). *Ann. Soc. Malacologique de Belgique*, 11 : M7-67, 4 pl.

RUTOT A., 1881. Minute de la carte géologique.

RUTOT A., 1883. Minute de la carte géologique.

RUTOT A., 1892. Minute de la carte géologique.

RUTOT A., 1893. Le gisement des grès de Gobertange. *Bull. Soc. belge Géol.*, 7: 67-70.

RUTOT A., 1899. Minute de la carte géologique.

RUTOT A., 1903. Compte rendu des excursions de la session extraordinaire de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie dans le Hainaut et les environs de Bruxelles du 23 au 27 août 1902. *Bull. Soc. belge Géol.*, 17: 383-499.

RUTOT A., 1910 a. Texte explicatif du levé géologique de la planchette de Meldert N° 104 (pl.7 de la feuille XXXII de la carte topographique). *Ministère de l'Industrie et du Travail. Administration des Mines. Service géologique de Belgique*, 23 p., 1 pl.

RUTOT A., 1910 b. Texte explicatif du levé géologique de la planchette de Tirlémont N° 104 (pl.8 de la feuille XXXII de la carte topographique). *Ministère de l'Industrie et du Travail. Administration des Mines. Service géologique de Belgique*, 32 p., 1 pl.

RUTOT A., VAN DEN BROECK E., 1884. Explication de la feuille de Landen. *Musée Royal d'Histoire Naturelle de Belgique. Service de la Carte Géologique du Royaume*, 103 p., 1 pl.

RUTOT A., VAN DEN BROECK E., MALAISE C., 1894. Carte Meldert-Tirlémont n° 104 planchettes 7-8 de la feuille 32 de la carte topographique. Carte géologique dressée par ordre du Gouvernement. 1 carte.

SAPORTA G. (DE), MARION A.F., 1873. Essai sur l'état de la végétation à l'époque des marnes heersiennes de Gelinden. *Mémoires couronnés et Mémoires des savants étrangers publiés par l'Académie Royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique*, 37: 1-94.

SAPORTA G. (DE), MARION A.F., 1877. Révision de la flore heersienne de Gelinden d'après une collection appartenant au Comte G. de Looz. *Mémoires couronnés et Mémoires des savants étrangers publiés par l'Académie Royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique*, 41: 101-240.

SARLET D., CORTEMBOS T., GENICOT J., DHEM C., URSEL C. (D'), LOICQ S., MICHOTTE F., STREEL B., 2006 a. Beauvechain, Incourt et Jodoigne. *Patrimoine architectural et territoires de Wallonie, Ministère de la Région Wallonne et Mardaga*, 352 p.

SARLET D., CORTEMBOS T., GENICOT J., DHEM C., URSEL C. (D'), MICHOTTE F., STREEL B., 2006 b. Hélécine, Orp-Jauche,

Perwez et Ramillies. *Patrimoine architectural et territoires de Wallonie*, Ministère de la Région Wallonne et Mardaga, 333 p.

SINTUBIN M., LAGA P., VANDENBERGHE N., KENIS I., DUSAR M., 2000. Deformation features in Paleogene sands in the Hoegaarden area (Belgium). *Geologica Belgica*, 3 : 257-269.

SISSINGH W., 2006. Syn-kinematic palaeogeographic evolution of the West European Platform: correlation with Alpine plate collision and foreland deformation. *Netherlands Journal of Geosciences - Geologie en Mijnbouw*, 85 : 131-180.

SMITH T., 2000. Mammals from Paleocene-Eocene transition in Belgium (Tienen Formation, MP7). Paleobiogeographical and biostratigraphical implications. *Geol. Foeren. Forh.*, 122 : 148-149.

STAINIER X., 1909. Un gisement de troncs d'arbres debout dans le Landénien supérieur. *Bull. Soc. belge Géol.*, 23 : 270-280.

STEURBAUT E., 1992. Integrated stratigraphic analysis of Lower Rupelian deposits (Oligocene) in the Belgian basin. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 115 : 287-306.

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., NOLF D., 1986. Revision of Ypresian stratigraphy of Belgium and northwestern France. *Meded. Werkgr. Ter. Kwater. Geol.*, 23 : 115-172.

STEURBAUT E., DE CONINCK J., ROCHE E., SMITH T., 1999. The Dormaal sands and the Paleocene-Eocene boundary in Belgium. *Bull. Soc. Géol. France*, 170 : 217-227.

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. *Geol. Soc. America, Special Paper*, 369 : 291-317.

TAVERNIER R., GULINCK M., 1947 a. Les roches arénacées du Landénien de la Hesbaye. *Centenaire de l'Association des Ingénieurs sortis de l'Ecole de Liège (A.I.Lg) Congrès 1947. Section géologie*, 195-199.

TAVERNIER R., GULINCK M., 1947 b. Les roches argileuses de la Basse et de la Moyenne Belgique. *Centenaire de l'Association des Ingénieurs sortis de l'Ecole de Liège (A.I.Lg) Congrès 1947. Section géologie*, 277-281.

TORDOIR J., 2000. Le siècle de malheur (XVII^e) et celui des lumières (XVIII^e). In : TORDOIR J. La Gobertange. Une pierre, des hommes. *Cera Holding, Jodoigne*, 151-218.

TORDOIR J., VERDICKT M., 2000. De l'époque gallo-romaine aux temps carolingiens. *In*: TORDOIR J. La Gobertange. Une pierre, des hommes. *Cera Holding, Jodoigne*, 83-96.

TORDOIR J., HUYBERECHTS J., TITS J., GOFFIN D., VERDICKT M., 2000. De la fin de l'Ancien Régime à la Première Guerre mondiale. *In*: TORDOIR J. La Gobertange. Une pierre, des hommes. *Cera Holding, Jodoigne*, 219-348.

TORDOIR J., CREVECOEUR J., BERNARD P., TITS J., HUYBERECHTS J., 2000. La période contemporaine. *In*: TORDOIR J. La Gobertange. Une pierre, des hommes. *Cera Holding, Jodoigne*, 349-399.

TOURNEUR F., 2000. La pierre de Gobertange dans le cortège des «pierres blanches» remarquables. *In*: TORDOIR J. La Gobertange. Une pierre, des hommes. *Cera Holding, Jodoigne*, 49-61.

VALLEE-POUSSIN J. (DE LA), 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.

VANDENBERGHE N., GULLENTOPS F., 2001. Kaartblad 32 Leuven. Toelichtingen bij de geologische kaart van België - Vlaams Gewest. *Belgische Geologische Dienst en Afdeling Natuurlijke Rijkdommen en Energie. Brussel*, 78 p.

VANDENBERGHE N., LAGA P., STEURBAUT E., HARDENBOL J., VAIL P.R., 1998. Tertiary Sequence Stratigraphy at the southern border of the North Sea basin in Belgium. *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Special Publication*, 60: 119-154.

VANDENBERGHE N., VAN SIMAEYS S., STEURBAUT E., JAGT J.W.M., FELDER P.J., 2004. Stratigraphic architecture of the Upper Cretaceous and Cenozoic along the southern border of the North Sea Basin in Belgium. *Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw*, 83: 155-171.

VANDENBERGHE N., HILGEN F.J., SELJER R.P., OGG J.G. GRADSTEIN F.M., HAMMER O., HOLLIS C.J., HOOKER J.J., 2012. The Paleogene Period. *In*: The geological time scale 2012, volume 2 Elsevier (Ed.), 855-921.

VANDY G., BERGER E., 1988. Le tuffeau de Lincent. *Cahiers de l'a.s.b.l. Ancienne Eglise de Lincent*, 1: 12 p.

VAN DEN BROECK E., RUTOT A., 1883. Explication de la feuille de Bilsen. *Musée Royal d'Histoire naturelle de Belgique. Service de la Carte géologique du Royaume*, 212 p., 1 pl.

VAN DER MOLEN A. S., 2004. Sedimentary development, seismic stratigraphy and burial compaction of the Chalk Group

in the Netherlands North Sea area (Sedimentaire ontwikkeling, seismische stratigrafie en begravingscompactie van de Chalk Groep in het Nederlandse Noordzeegebied). *Mededeiling van de Faculteit Geowetenschappen Universiteit Utrecht*, 248: 197 p.

VAN SIMAEYS S., VANDENBERGHE N., 2006. Rupelian. *Geologica Belgica*, 9: 95-101.

VAN SIMAEYS S., DE MAN E., VANDENBERGHE N., BRINKHUIS H., STEURBAUT E., 2004. Stratigraphic and palaeoenvironmental analysis of the Rupelian-Chattian in the type region: evidence from dinoflagellate cysts, foraminifera and calcareous nannofossils. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 208: 31-58.

VERCOUTERE C., VAN DEN HAUTE P., 1993. Post-paleozoic cooling and uplift of the Brabant Massif, as revealed by apatite fission track analysis. *Geol. Mag.*, 130: 639-646.

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., DEJONGHE L. Guide to a revised lithostratigraphic scale of Belgium, *Geologica Belgica*, 4: 5-38.

VERNIERS J., PHARAOH T., ANDRÉ L., DEBACKER T., DE VOS W., EVERAERTS M., HERBOSCH A., SAMUELSSON J., SINTUBIN M., VERCOLI M., 2002. The Cambrian to mid Devonian basin development and deformation history of Eastern Avalonia, east of the Midlands Microcraton: new data and a review. In: WINCHESTER J.A., PHARAOH T., VERNIERS J. Palaeozoic Amalgamation of Central Europe. *Geological Society, London, Special publications*, 201: 47-93.

VINCENT G., 1873. Fossiles recueillis dans les sables heersiens près d'Orp-le-Grand. *Ann. Soc. Malacologique de Belgique*, 8: 44-169.

VINKEN R., 1988. The Northwest European Tertiary Basin. *Geologisches Jahrbuch*, 100: 508 p.

ANNEXES

ANNEXE 1

PRINCIPAUX SONDAGES DE LA CARTE MELDERT

| n° du sondage | Z topo | b. Limon | b. SHH | b. BXL | b. KOR | b. HAN | b. GUL | socle |
|---------------|--------|----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 32/7-106 | 74 | 73,7 | | <69,5 | | | | |
| 32/7-109 | 95 | 89,7 | <87,1 | | | | | |
| 32/7-167 | 92 | 90 | <88 | | | | | |
| 32/7-190 | 95 | 90 | <89 | | | | | |
| 32/7-246 | 93,5 | 89,4 | <88,2 | | | | | |
| 32/7-259 | 88 | 84 | | 77,4 | 70 | <66 | | |
| 32/7-285 | 68 | 61,5 | | | | 58,5 | | <53 |
| 32/7-286 | 61 | (al.) 53 | | | | | | <47,5 |
| 32/7-407 | 81 | 75 | | | 66 | <34 | | |
| 32/7-408 | 124 | ? | 108 | 75,4 | <75 | | | |
| 32/7-413 | 77,5 | 73,5 | | 65,5 | | <62,5 | | |
| 32/7-415 | 109,5 | 102,5 | | 72,5 | | 45,5 | 35,5 | <19,5 |
| 32/7-416 | 74 | 64 | | 58 | <48 | | | |
| 32/7-418 | 61 | (al.) 57 | | | 45 | <38 | | |
| 32/7-461 | 89 | ? | 70,5 | 66,5 | 50,5 | <44,5 | | |
| 32/7-464 | 85 | (al.) 79 | | 48 | | 20 | 16 | <5 |
| 32/7-469 | 84 | 76,5 | 71,6 | <69 | | | | |
| 32/7-481 | 56 | 47,7 | | | | <44 | | |
| 32/7-486 | 78,5 | 67 | | 64 | <62,5 | | | |
| 32/7-510 | 80,5 | 76,6 | | <69,1 | | | | |
| 32/7-511 | 87,5 | 85,5 | | 67,5 | | <55 | | |
| 32/7-513 | 78 | 72 | | 45 | <44 | | | |
| 32/7-514 | 77 | 71 | | <57 | | | | |
| 32/7-515 | 70 | 67 | | 61,0 | <57 | | | |
| 32/7-516 | 100 | 96 | 92 | <68 | | | | |
| 32/7-518 | 85 | 81 | 73 | 62 | <61 | | | |
| 32/7-521 | 86 | (al.) 78 | | 59 | | 21 | 17 | <5,5 |
| 32/7-523 | 77 | 69 | | 64 | <63 | | | |
| 32/7-524 | 92,5 | 79,5 | | 59,5 | 47,5 | -8,5 | -16,5 | <-28,5 |
| 32/7-526 | 67,5 | 62,5 | | | | <57,5 | | |
| 32/7-535 | 95 | 91 | | 68 | 66 | <18 | | |

Explications des abréviations : Z topo fournit l'altitude du niveau du sol à l'endroit foré avant les grands travaux autoroutiers et ferroviaires. Dans les autres colonnes, b. XXX donne la cote de la base de la Formation. Remarque : al. signifie alluvions à la place de Limon.

ANNEXE 2

PRINCIPAUX SONDAGES DE LA CARTE TIENEN

| n° du sondage | Z topo | b. Limon | b. SHH | b. BXL | b. KOR | b. TIE | b. HAN | b. HER | b. GUL | socle |
|---------------|--------|------------|--------|--------|--------|--------|----------------|--------|----------------|--------|
| 32/8-219 | 62 | 57,5 | 53 | | | <52,2 | | | | |
| 32/8-254 | 61 | ? | | | | | 35 | <21 | | |
| 32/8-274 | 64 | ? | | | | | 38,9 | <25,1 | | |
| 32/8-297 | 54 | 49 | | | | | 22 | <17,5 | | |
| 32/8-348 | 87 | 83,0 | | | | 81,0 | <80 | | | |
| 32/8-356 | 53 | 41,7 | | | | | -15 | -31 | <-32,5 | |
| 32/8-362 | 54 | 39,5 | | | | | HAN + HER 11,5 | | <-1,3 | |
| 32/8-364 | 64 | 49 | | | | | 39,8 | <35 | | |
| 32/8-376 | 53 | 46 | | | | | 38 | <37,9 | | |
| 32/8-377 | 54 | 44 | | | | | <19 | | | |
| 32/8-379 | 79 | 71,7 | | | | | <65 | | | |
| 32/8-382 | 85 | 79 | | | | | <64 | | | |
| 32/8-388 | 63 | 53 | | | | | <48,5 | | | |
| 32/8-390 | 74 | 70 | | | | | <57,5 | | | |
| 32/8-391 | 65 | 60 | | | | | <42 | | | |
| 32/8-412 | 43 | 27,6 | | | | | -9 | -28,4 | JAU + GUL <-58 | |
| 32/8-413 | 77 | 72 | | | | | 65 | | | <64 |
| 32/8-416 | 77 | 75,5 | | | | | <62 | | | |
| 32/8-420 | 65 | 47 | | | | | <42 | | | |
| 32/8-423 | 51 | (al.) 41 | | | | | 33,5 | <16 | | |
| 32/8-428 | 56 | 42,5 | | | | | <38 | | | |
| 32/8-431 | 71 | 66 | | | | | <51 | | | |
| 32/8-433 | 66 | 63,5? | | | | | <48,5 | | | |
| 32/8-438 | 52,5 | (al.) 46,5 | | | | | <35,5 | | | |
| 32/8-439 | 56 | 44 | | | | | <33 | | | |
| 32/8-440 | 63 | 49,5 | | | | | <47,5 | | | |
| 32/8-442 | 67,5 | 63,5 | | | | | <45,5 | | | |
| 32/8-444 | 60,0 | 50 | | | | | <44 | | | |
| 32/8-445 | 66,0 | ? | | | | | 61,0 | <47 | | |
| 32/8-448 | 77,5 | 71,5 | | | | | 55,5 | <46,5 | | |
| 32/8-449 | 61,5 | 57,5 | | | | | 44,5 | <27,5 | | |
| 32/8-451 | 61 | 53,5 | | | | | <37,8 | | | |
| 32/8-454 | 50 | (al.) 41 | | | | | 31 | 13 | <1 | |
| 32/8-455 | 47 | 41 | | | | | 7 | -24 | -54 | <-59,5 |
| 32/8-460 | 55 | 46 | | | | | 17 | | 16 | <-1 |
| 32/8-466 | 83 | 72 | | | | | <57 | | | |
| 32/8-473 | 52 | 42 | | | | | <26 | | | |
| 32/8-475 | 52 | 41 | | | | | 36 | 13 | -10,5 | <-28 |
| 32/8-485 | 53 | 46 | | | | | 7 | <-15 | | |

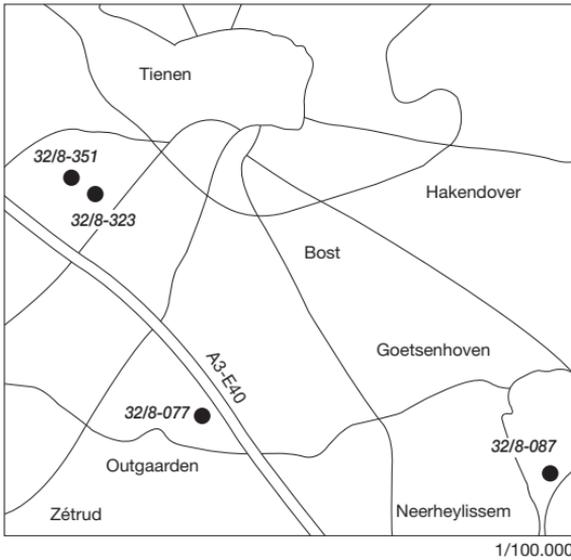
| n° du sondage | Z topo | b. Limon | b. SHH | b. BXL | b. KOR | b. TIE | b. HAN | b. HER | b. GUL | socle |
|---------------|--------|------------|--------|--------|--------|--------|----------------|--------|--------|--------|
| 32/8-491 | 47 | 32 | | | | | -5 | -26 | -59 | <-67 |
| 32/8-493/6 | 52,6 | 50,6 | | | 48,6 | <47,6 | | | | |
| 32/8-493/7 | 54,9 | 51,9 | | | 50,9 | <49,9 | | | | |
| 32/8-495 | 48 | 31 | | | | | -3 | -21,3 | <50 | <-54,3 |
| 32/8-511 | 65 | 62,5 | | | | 60 | <59 | | | |
| 32/8-538 | 65 | 61,5 | | | | <57,5 | | | | |
| 32/8-570 | 72 | 69 | | | | | <65 | | | |
| 32/8-572 | 77,5 | 71,5 | | | | | <67,5 | | | |
| 32/8-576 | 37 | (al.) 30 | | | | | -10 | <-11 | | |
| 32/8-580 | 49 | (al.) 38 | | | | | -10 | -25 | -53,5 | <-73 |
| 32/8-582 | 57 | 39 | | | | 31 | <0 | | | |
| 32/8-584 | 77,5 | 71,5 | | | | | HAN + HER 21,5 | | 11,7 | <-1,3 |
| 32/8-585 | 52 | 43 | | | | | -7,3 | -20,5 | <-21,3 | |
| 32/8-593 | 39 | (al.) 29 | | | | | -6 | <-9 | | |
| 32/8-594 | 46 | (al.) 35 | | | | | 5 | -9 | <-11,5 | |
| 32/8-598 | 46 | 26 | | | | | 0 | -20 | <-24 | |
| 32/8-600 | 36 | (al.) 24 | | | | | <16 | | | |
| 32/8-602 | 42,5 | 26,5 | | | | | -24,5 | <-29,5 | | |
| 32/8-604 | 49 | 33 | | | | | -9 | -25 | <-52,9 | |
| 32/8-606 | 62,5 | 53,5 | | | | | <30,5 | | | |
| 32/8-625 | 74 | 69,8 | | | 66,2 | <62 | | | | |
| 32/8-633 | 80 | 70,7 | | | | 70,2 | <65 | | | |
| 32/8-659 | 97 | 96,5 | 86,8 | | | | <77 | | | |
| 32/8-684 | 44 | (al.) 32,2 | | | | | <30 | | | |
| 32/8-696 | 58 | 56 | | | | 54 | <52 | | | |
| 32/8-697 | 55 | 47,5 | | | | | 2 | -15 | <-30 | |
| 32/8-700 | 78 | 74 | | 64 | 62 | | <58 | | | |
| 32/8-702 | 78,5 | 76,5 | | 66,5 | | | <62,5 | | | |
| 32/8-704 | 75 | 68 | | | | 63? | <52 | | | |
| 32/8-707 | 68 | 58 | | 54 | <53 | | | | | |
| 32/8-708 | 60 | 48 | | | | | <36 | | | |
| 32/8-715 | 51 | 39 | | | | | <25 | | | |
| 32/8-716 | 68 | 67 | | | | 60 | 36 | <-15 | | |
| 32/8-718 | 72,5 | 68,5 | | | | 53,5 | 43,5 | 15,5 | <-17,5 | |
| 32/8-720 | 60 | 58 | | | | | 37 | <-10 | | |

Explications des abréviations : Z topo fournit l'altitude du niveau du sol à l'endroit foré avant les grands travaux autoroutiers et ferroviaires. Dans les autres colonnes, b. XXX donne la cote de la base de la Formation. Remarque : al. signifie alluvions à la place de Limon.

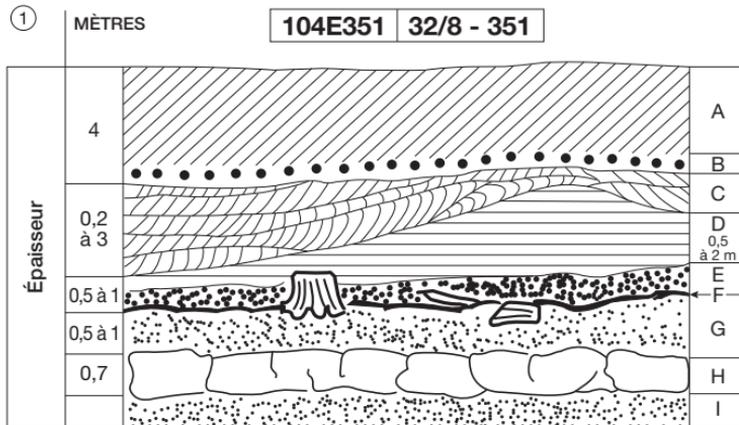
ANNEXE 3

DESCRIPTION DE 4 ANCIENNES SABLIERES

Coupes, d'après les descriptions d'époque, de la Formation de Tienen (Membre de Dormaal) dans différentes carrières au sud de Tienen.



- ① Une carrière à **Overlaar** montrait cette formation sous la forme suivante (d'après RUTOT, 1899, n° d'archives 32/8-351):



Formation de Tienen, Membre de Dormaal:

- I : sable blanc meuble;
- H: banc subcontinu de grès gris (le grès mamelonné) ayant été débité en pavés;
- G: sable blanc pur, meuble;
- F: lit de lignite pur, noir. Ce niveau contient les troncs de bois pétrifiés, parfois debout entourés de lignite pur;
- E: lit stratifié de sable noir très tourbeux;

Formation de Ieper :

D : argile sableuse, stratifiée, altérée de couleur rougeâtre ;

Formation de Bruxelles :

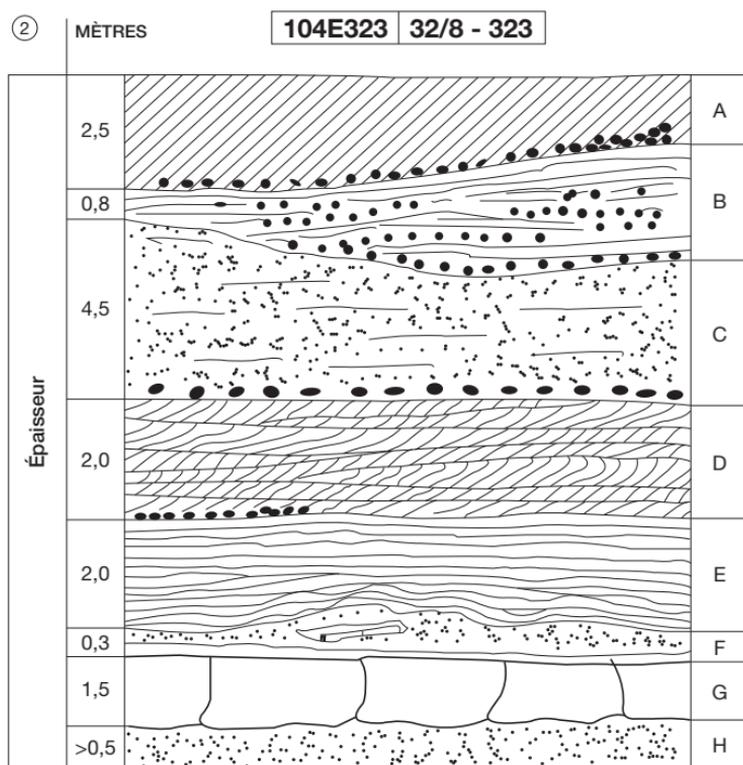
C : sable vert grossier, à stratifications obliques, d'allure ravinante ;

Quaternaire :

B : cailloutis discontinus de silex roulés ;

A : limon friable décalcifié sur 1,50 mètre.

- ② Comme les formations surincombantes étaient minces, une sablière, entre **Oorbeek** et **Groot-Overlaar**, offrait, sur ses parois, toutes les formations depuis celle de Tienen jusqu'à celle de Sint-Huibrechts-Hern. Cette carrière (n° d'archives **32/8-323**) différait de la précédente par les «sables chocolatés» de la base du Membre de Dormaal, sur lesquels reposait le banc subcontinu de grès mamelonné (d'après RUTOT, 1892, minute de la carte géologique) :



Formation de Tienen, Membre de Dormaal :

H : sable chocolaté (épaisseur supérieure à 0,50 m) ;

G : banc de grès blanc exploité à la fin du XIX^e siècle (épaisseur : 1,50 m) ;

F : lit de sable blanc surmontant un horizon de lignite brune renfermant du bois pétrifié (lire silicifié), mais en position couchée (épaisseur : 30 cm) ;

Formation de Kortrijk :

E : argile surmontée de sable argileux contenant des linéoles argileuses (épaisseur : 2 m);

Formation de Bruxelles :

D : sable graveleux à stratifications obliques renfermant des silex, des quartz blancs ovoïdes et des grès blancs (épaisseur : 2 m);

Formation de Sint-Huibrechts-Hern :

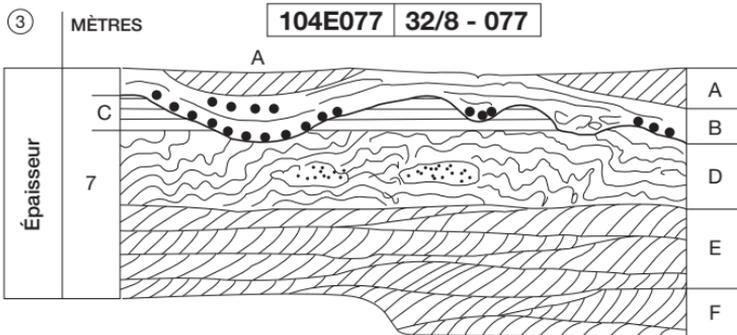
C : au-dessus d'un mince lit de graviers de base, ensemble de couches argilo-sableuses (épaisseur : 4,5 m au maximum) ;

Quaternaire :

B : sable stratifié renfermant de nombreux lits de cailloux roulés (épaisseur : de 0,80 à 2 m) ;

A : limon décalcifié en terre à briques vers le sommet (épaisseur : jusqu'à 2,50 m).

- ③ Vers le sud-est, à l'ancienne sablière d'**Outgaarden** (n° d'archives **32/8-077**), les sables de la Formation de Tienen enregistrent deux modes de dépôts différents: le premier témoigne d'un milieu agité avec des stratifications obliques renfermant des « lignes d'altération très contournées » et quelques blocs de grès (mamelonnés ?) interprétés comme un chenal, lequel est surmonté de sable à stratifications planaires, déposé dans un milieu lagunaire plus calme.



En détails, la succession suivante pouvait être observée (d'après RUTOT, 1881, minute de la carte):

Formation de Hannut, Membre de Grandglise :

E : Sable glauconieux à stratifications obliques soulignées par des lignes de glauconie ;

F : Même sable plus blanc ;

Formation de Tienen :

C : Sable régulièrement stratifié ;

D : Sable grossier glauconieux altéré et dont la stratification oblique est marquée par une infinité de

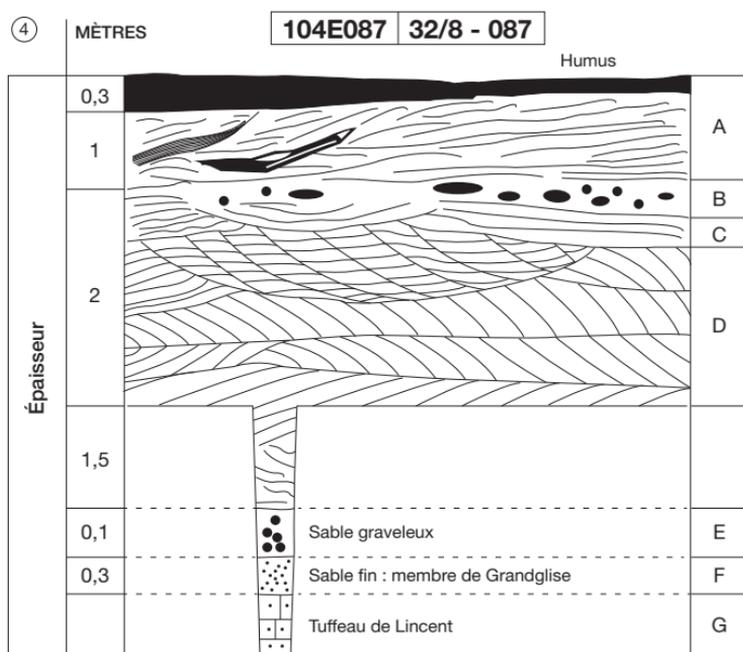
lignes d'altération très contournées. Ce sable renferme des blocs de grès blanc à texture grenue ;

Quaternaire :

A : limon avec cailloutis de base ;

B : "Diluvium" formé de sable stratifié avec des cailloux à la base notamment des fragments de grès blancs landéniens et de bois pétrifiés.

- ④ Au sud-est de la carte à **Neerheylissem** (quartier Sainte-Anne), la Formation de Tienen reprend un caractère fluvial analogue à celui reconnu sur la carte Landen - Hannut - Montenaken (33/5 et 41/1-2, PINGOT, 2015). Ces excavations ont été remblayées.



Ainsi, RUTOT en 1881 (n° d'archives 32/8-087) en donne la description suivante :

Formation de Tienen, Membre de Dormaal :

A : sable peu stratifié ;

B : lit de galets d'argile grise ;

C : sable grossier riche en glauconie empruntée probablement aux diverses formations ravinées ;

D : sable très obliquement stratifié, humide vers la base ;

Un sondage pratiqué à la base montre que ces sables verts deviennent de plus en plus argileux.

E : à 1,50 m, le sable devient très graveleux et renferme de gros grains noirs et blancs ;

F : à partir de 1,60 m, le sable devient fin et argileux. (*Formation de Hannut. Membre de Grandglise*) ;

G : à 1,90 m, le matériel devient très argileux et l'on pénètre dans le tuffeau décomposé. (*Formation de Hannut, Membre de Lincent*).

GULINCK, qui a visité cette carrière en 1948 et en 1963(a), eut la possibilité de voir des glissements sous-aquatiques, des troncs silicifiés au fond du chenal, des figures évoquant un plissement diapirique (fig. A) et une répartition singulière de la glauconie dans des couches à stratifications inclinées (fig. B).

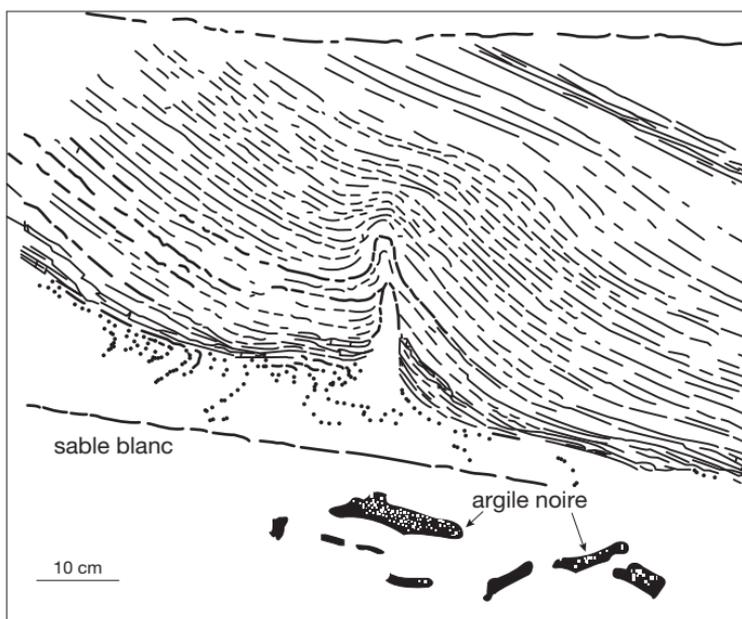


Fig.A. Plissement « diapirique » dans les sables de la Formation de Tienen à l'ancienne sablière de Neerheylysem (d'après GULINCK, 1963a).

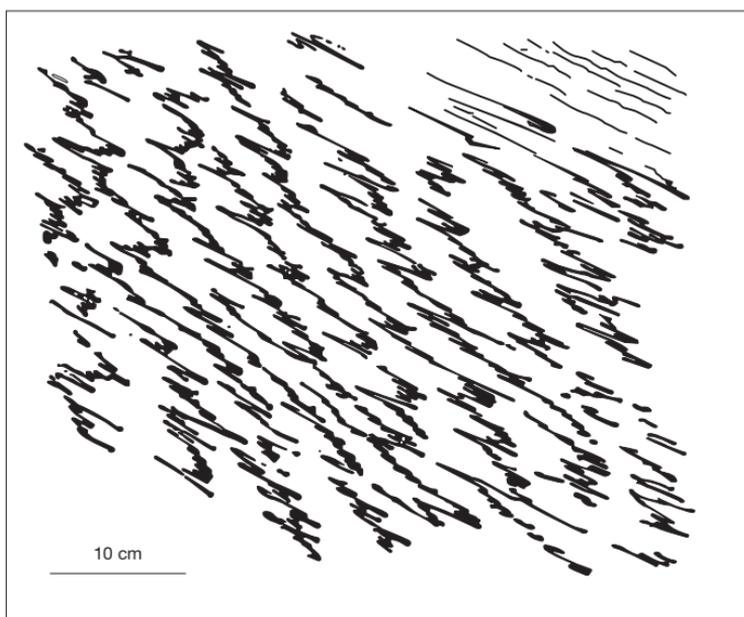


Fig.B. Stratification oblique soulignée par des "lits" de glauconie dans la Formation de Tienen à l'ancienne sablière de Neerheylissem (d'après GULINCK, 1963a).

FARBEN - UND ZEICHENERKLÄRUNG - LEGENDE - LEGEND

- Gesteinsgrenze - *Formatiegrens* - Geological boundary
- Gesteinsgrenze verdeckt - *Formatiegrens onder bedekking* - Geological boundary under cover
-  Grenze des Abbaugebiets des «Pierre de Gobertange» - *Grens van de extractiezone van de «Pierre de Gobertange»* - Limit of the «Pierre de Gobertange» extraction zone
rot - rood - red
-  a Schichtung: Streichen und Fallen (a) der normal gelagerten Schichten - *Gelaagdheid: Strekking en helling (a) van normaal hellende lagen* - Bedding: Strike and dip (a) of inclined strata
-  Sandgrube - *Zandgroeve* - Sand pit in use
-  Aufgeschütteter Sandgrube - *Opge vulde zandgroeve* - Filled sand pit
- Bohrung. xx/x-xxxx: Nummer des Bohrlochs: siehe Beschreibung in den Erläuterungen - *Boring xx/x-xxxx: nummer van de boring: zie in de toelichting* - Borehole xx/x-xxxx: number of the borehole: see description in the explanation
- xx/x-xxx
a Bohrung, a ist die Mächtigkeit (Meter) der modernen Ablagerungen - *Boring waar a de dikte (in meter) van de recente afzettingen* - Borehole where a is the thickness (meter) of the superficial deposit

TABLE DES MATIÈRES

| | |
|---|----|
| RÉSUMÉ | 3 |
| NOTE DE L'ÉDITEUR | 5 |
| Établissement de la carte | 5 |
| Méthodologies et avertissements | 6 |
| 1. INTRODUCTION | 8 |
| 1.1 <i>Cadre géographique</i> | 8 |
| 1.2 <i>Cadre géologique</i> | 10 |
| 2. LITHOSTRATIGRAPHIE | 13 |
| 2.1. <i>Le socle paléozoïque : le massif du Brabant</i> | 13 |
| Formation de Jodoigne (JOD) | 13 |
| 2.2. <i>Les formations crétacées</i> | 14 |
| Regroupement des formations de Gulpen et de Jauche (GJ) | 14 |
| Formation de Gulpen (GUL) | 15 |
| Formation de Jauche (JAU) | 15 |
| 2.3. <i>Les formations paléocènes et éocènes</i> | 16 |
| Formation de Heers (HER) | 16 |
| Membre d'Orp (ORP) | 16 |
| Membre de Gelinden (GEL) | 17 |
| Groupe de Landen | 18 |
| Formation de Hannut (HAN) | 18 |
| Membre de Montenaken (MTK) | 19 |
| Membre d'Overbroek (OVB) | 19 |
| Membre de Lincent (LIN) | 19 |
| Membre de Grandglise (GRA) | 23 |
| Formation de Tienen (TIE) | 25 |
| Membre de Dormaal (DOR) | 25 |
| Groupe d'Ieper | 31 |
| Formation de Kortrijk (KOR) | 31 |
| Groupe de la Senne (SEE) | 32 |
| Formation de Bruxelles (BXL) | 32 |
| 2.4. <i>Les formations oligocènes</i> | 41 |
| Groupe de Tongeren | 41 |
| Formation de Sint-Huibrechts-Hern (SHH) | 41 |
| Formation de Borgloon (BOG) | 43 |
| Membre de Boutersem (BTS) | 43 |

| | |
|---|----|
| Groupe du Rupel | 44 |
| Formation de Bilzen (BIZ) | 44 |
| Membre de Berg (BEG) | 44 |
| Limons quaternaires (LIM) | 45 |
| Dépôts alluvionnaires (AMO) | 46 |
| 3. TECTONIQUE | 47 |
| 3.1. <i>Structure du socle paléozoïque</i> | 47 |
| 3.2. <i>Disposition des terrains cénozoïques de la carte</i> | 48 |
| 3.3. <i>Mouvements épeirogéniques enregistrés par</i> <i>le massif du Brabant au tertiaire</i> | 48 |
| 3.4. <i>Activité tectonique récente</i> | 49 |
| 4. HYDROGÉOLOGIE | 50 |
| 5. HYDROGRAPHIE | 52 |
| 6. RESSOURCES MINÉRALES | 53 |
| Remerciements | 63 |
| Bibliographie | 64 |
| Annexes | 75 |
| Annexe 1 : principaux sondages de la carte Meldert | 75 |
| Annexe 2 : principaux sondages de la carte Tienen | 76 |
| Annexe 3 : description de 4 anciennes sablières | 78 |
| Farben - und zeichenerklärung - Legende - Legend | 84 |

