

Bull. Soc. belge Géologie	T. 87	fasc. 1	pp. 37-47	Bruxelles 1978
Bull. Belg. Ver. Geologie	V. 87	deel 1	blz.37-47	Brussel 1978

DEPOTS QUATERNAIRES ET GEOMORPHOLOGIE DANS LE NORD-OUEST DE LA FLANDRE

Compte rendu de l'excursion du 23 octobre 1976

par G. DE MOOR (*) et I. HEYSE (*)

L'excursion (**) avait pour but de montrer diverses unités stratigraphiques et faciès sédimentaires dans les dépôts quaternaires du Nord-Ouest de la Flandre, plus spécialement dans la vallée Flamande, de préciser leur genèse dans le cadre de leur position paléogéographique et de démontrer leur signification pour l'évolution morphologique. Quatre points d'excursion avaient été retenus : la sablière Maes à Uitbergen, la sablière Blankaert à Langelede, la sablière Blankaert à Middelburg (Belgique) et la sablière Mouton à Beernem.

Les participants (***), au nombre de 38, ont d'abord été conduits à Uitbergen.

G. DE MOOR y a expliqué la position géomorphologique des quatre points d'excursion et exposé brièvement ses conceptions générales de la genèse de la Vallée Flamande au cours du Pléistocène Moyen et celles au sujet de l'évolution du paysage géomorphologique de la

(*) Université d'Etat de Gand, Laboratoire de Géographie Physique, Directeur Prof. Dr. R. TAVERNIER.

(**) Excursion conjointe de l'Association Nationale pour l'Etude du Quaternaire (BELQUA), du Centre National de Recherches Géomorphologiques (CNRG) et de la Société Belge de Géologie (SOBEGE). Au départ de cette excursion Monsieur F. GULLENTOPS, Président du CNRG a prié Monsieur P. MACAR, Président de BELQUA, de présider cette journée d'excursion.

(***) Ont participé à cette excursion : BAETEMAN, C., BEYENS, M., BOLINNE, A., DE DAPPER, M., DE GROOTE, V., DE MOOR, G., de ROUBAIX, E., DE RICHTER, R., DIRKSEN, P., GULLENTOPS, F., HAESAERTS, P., HEYSE, I., JACOBS, P., JUVIGNE, E., LAMBRECHTS, E., LANGOHR, R., MACAR, P., MIJS, M., MOEYERSONS, J., OVERLAU, P., PAULISSEN, E., PISSART, A., PLUYS, R., ROUFFAERT, J., SOMME, J., TAVERNIER, R., THOREZ, A., VAN BURM, Ph., VANDENBERGHE, N., VAN BREE, J., VAN HOORNE, R., VAN MOLLE, M., VERBRUGGEN, C., VERMEERSCH, P., VERMEIRE, R., WERY, A., WERY, S.

Se sont excusés : ALEXANDRE, J., ALEXANDRE-PYRE, S., DELMER, A., FOURNEAU, R. LAURANT, A., PAEPE, R., PEETERS, L. et VAN MAERCKE, M.-C.

UITBERGEN.

La sablière Maes (carte topographique 1/25.000, planche 22/3-4; coordonnées Lambert x = 122,4 y = 191,8; est située à l'intérieur d'un grand méandre recoupé de la vallée holocène de l'Escaut Inférieur. Elle se trouve à environ 5 km à l'ouest de l'embouchure de la Dendre, dans le grand sillon Demer-Rupel-Escaut Inférieur, et à environ 2 km du bord sud de la Vallée Flamande, incisé par de petites rivières conséquentes qui descendent de l'interfluve Dendre-Escaut relativement élevé caractérisé par des reliefs adaptés à la lithostructure du substrat tertiaire et par la présence de lambeaux de terrasses.

À l'intérieur du méandre la surface des alluvions se situe vers +5. La surface sableuse d'aggradation weichsélienne, essentiellement fluvio-pérglaciare, (basse terrasse du niveau de Zwijnaarde) domine cette plaine alluviale par un talud de 2 à 3 m. À l'intérieur du méandre extérieur se rencontre une succession de "point bars" contemporains au déplacement du méandre et qui localement sont recouverts de dunes ainsi que d'anciens bras colmatés de tourbe.

G. DE MOOR présente la coupe (***) dont les couches sont visibles sur des centaines de mètres et en plusieurs directions. On y trouve de bas en haut la succession suivante.

La base des dépôts quaternaires de la Vallée Flamande se trouve vers le niveau -12 m (N.O.). Entre -12 et -8 se situent des sables quaternaires mais actuellement enfouis sous la nappe phréatique. Entre -8 et -4 ont été mis-à-jour des dépôts de plaine alluviale émiennne du Sillon Demer-Rupel-Escaut Inférieur. Ces dépôts consistent en une succession d'au moins deux couches sableuses à sommet érosif, comprenant de larges gouttières argileuses, à suivre à travers l'excavation, et localement en interdigitation, localement à contact latéral érosif. Les sables sont moyens à grossiers et contiennent des cailloux et fragments de silex, de quartz, d'argile et quelques grès tertiaires remaniés. Ces sables sont stratifiés en larges auges avec lamination en diagonale, représentant des dépôts de mégarides. Les lithosomes argileux sont constitués d'une alternation de lamines d'argile, d'argile lourde, de sable extrêmement fin, localement d'argile tourbeuse et sur les bords, d'interdigitations de sables moyens. Les sables sont considérés comme dépôts de chenaux fluviatiles et de levées naturelles, les lithosomes argileux comme dépôts de plaine d'inondation et de colmatage de méandres abandonnés (oxbow lake). Les macrostructures sédimentaires indiquent un écoulement vers le Nord-Ouest.

De -4 à -2, avec ravinements jusqu'à -6, on rencontre des dépôts éo-weichséliens des cônes alluviaux fluvio-pérglaciaires développés le long des bords de la Vallée Flamande. Le sédiment se compose d'une aggradation de chenaux entrecroisés, relativement peu profonds, remplis de sables grossiers et de cailloutis dans une stratification en auge ou en diagonale. Le cailloutis est essentiellement constitué de silex et de quartz empruntés aux terrasses de l'interfleuve, comporte également de gros éléments (parfois jusqu'à 20 kg) remaniés du substrat tertiaire (grès lédiens et paniséliens) et du substrat primaire (calcaire carbonifère, schistes et microdiorites, grès). Les éléments tertiaires proviennent essentiellement de l'incision de l'interfluve Dendre/Escaut; les éléments primaires ont été apportés par la Dendre, qui dans sa vallée d'incision maximale attaque le Massif du Brabant et l'avant-pays tabulaire du synclinal de Namur. Il n'est toutefois pas exclu que quelques éléments seraient d'apport plus lointains (Senné).

(*) On consultera : G. DE MOOR (1963; 1974); G. DE MOOR en W. DE BREUCK (1969; 1973); G. DE MOOR en I. HEYSE (1971; 1972; 1974; 1976); R. TAVERNIER et G. DE MOOR (1975)

(***) Une description détaillée a été donnée dans G. DE MOOR et I. HEYSE, 1976.

remaniements du Plateau de Campine). La provenance des éléments grossiers indique un écoulement en direction du grand exutoire pléistocène supérieur de la Vallée Flamande passant par Eeklo (*). Les dimensions et le caractère non usé de nombreux gros éléments suggèrent un apport fluvio-glacial. Les conditions périglaciaires sont d'ailleurs confirmées par la présence de fentes de glace syn-génétiques. A côté de chenaux à remplissage sablo-argileux on y trouve également des chenaux colmatés de cailloux d'argile ainsi que des plaques de tourbe en grande partie arrachées aux dépôts argileux émiens. D'autres chenaux sont essentiellement remplis de gros éclats de bois parfois avec branches et même troncs remaniés, indiquant une dégradation accélérée d'une couverture forestière et un transport fluviatile énergétique mais discontinu.

Certains éléments macro-paléontologiques corroborent l'âge et les conditions de transport et de dépôt : fragments osseux de gros mammifères (*Bos priscus*, *Coelodonta antiquitatis*, *Cervus* sp., e.a.) mêlés à de nombreux bivalves de *Pisidium* et autres coquilles dulcicoles. Le caractère fluvio-périglaciaire du paléomilieu est confirmé par la présence du fragment de crâne de *Bos priscus*, infectés par *Stratophormia Terraenovis* (**), indiquant une importante mortalité de mammifères bloqués dans les fonds de vallée sous des conditions hivernales rigoureuses, suivi de l'infection des cadavres au cours du printemps et de leur transport accéléré par des rivières en crue, balayant les fonds de vallée, ainsi que de leur ensevelissement dans leurs dépôts plus en aval.

Les coquilles plus ou moins triturées de *Corbicula fluminalis* indiquent un remaniement de dépôts émiens estuariens ayant atteint plus en amont une côte supérieure au niveau 0 (***) .

Le sédiment a été mis en place après une première phase éo-weichsélienne de profonde incision qu'ont connu les grands thalwegs de la Vallée Flamande. Cette érosion d'origine climato-eustatique avait fortement raviné les dépôts fluviatiles et estuariens de la Vallée Flamande, attaquant par endroits à nouveau le substrat tertiaire.

De -2 à 0, on rencontre des dépôts de chenaux anastomosés fluvio-périglaciaires pléni-weichséliens. La base de cette unité stratigraphique aussi bien que le sommet sont érosifs. Le dépôt consiste en une aggradation de chenaux entrecroisés peu profonds, et moins larges. Le colmatage, généralement à stratification laminaire en auge, est essentiellement constitué de sables moyens, avec de petits éléments caillouteux et beaucoup de fragments de tourbe et de bois beaucoup plus triturés. Le tout est en grande partie remanié de la couche sous-jacente, mais présente tout-de-même aussi des intercalations plus limoneuses et limono-tourbeuses finement litées, surtout vers la base des chenaux. On retrouve également des passages contenant des coquilles dulcicoles (*Succinea*, *Pisidium*), mais aussi des coquilles roulées et plus triturées de *Corbicula fluminalis* qui sont considérées comme remaniées des dépôts émiens et éo-weichséliens. Le sédiment est caractérisé par de nombreuses cryoturbations syngénétiques (dont des fentes de gel et de glace), développées à différents niveaux, généralement ravinées par les chenaux. Il a été mis en place sous des conditions périglaciaires plus rigoureuses, ne permettant qu'un écoulement moins intensif, moins fréquent, des incisions de chenaux moins profonds et une accumulation figée par un permafrost aggraditif.

De 0 à +2 se situent des dépôts de plaine alluviale tardiglaciaire. Ils sont constitués de sables très fins, localement assez riches en très fins débris végétaux et comprenant quelques rares petits cailloux de silex, de quartz et de grès. La stratification est dominée par son caractère macro-planétaire subhorizontal avec fine lamination parallèle interne, localement à rides montantes et même avec quelques petits chenaux. Ce dépôt contient des coquilles dulcicoles (*Pisidium*, *Succinea*).

(*) Voir R. TAVERNIER (1946); G. DE MOOR, W. DE BREUCK et R. MARECHAL (1969); R. MARECHAL, W. DE BREUCK et G. DE MOOR (1969); R. TAVERNIER et G. DE MOOR (1974).

(**) Voir : A. GAUTHIER (1974)

(***) Voir : R. TAVERNIER et G. DE MOOR (1974)

Il comprend également plusieurs niveaux de minces fentes de gel syn-génétiques, plus spécialement près du sommet érodé. Ces fentes sommitales sont remplis d'un sable moins fin, blanchâtre et laissant présumer un hiatus érosif de sables éoliens.

Ce dépôt a été mis en place par une rivière à débit plus régulier et peu énergétique, reflétant déjà un écoulement de type fluviale plutôt que fluvio-périglaciaire, mais sous un climat comportant encore des phases d'assèchement sous conditions de froid rigoureux. Il correspond peut-être au premier dépôt de l'Escaut Inférieur s'écoulant par la Vallée de Hoboken et par Anvers.

Entre +2 à +5 se situent les dépôts de plaine alluviale holocène de l'Escaut Inférieur.

Ces dépôts débutent par une couche de sables très fins, limoneux, alternant avec des passages plus argileux. Ils surmontent une base érosive, tapissée de quelques petits cailloux épars. Le dépôt comporte beaucoup de fins débris végétaux et quelques coquilles d'eau douce et montre une stratification planaire de lamines assez épaisses à lamination à rides montantes. Ensuite s'est déposé un limon fluviale, finement lité avec de nombreuses intercalations argileuses, des lentilles marneuses, des concrétions de marne et quelques rares lamines sableuses. Celles-ci recouvrent des niveaux à fentes de dessiccation. Cette stratification suggère une succession de phases d'inondation à sédimentation très calme mais débutant localement par des dépôts de "crevasse splay" et de phases de dessiccation superficielle, le tout caractérisant une plaine alluviale. Les intercalations marneuses pourraient être liées à la décalcification des loess weichséliens des interfluves et dater d'avant la fin de l'Atlantique (*). Une datation au C₁₄ (IRPA 149) de la marne donne un âge de 7.956 ± 247 B.P. Le dépôt se poursuit par une couche d'argile finement litée à laminations d'argile lourde. Cette couche colmate une succession de faibles ondulations de la base, qui par endroits est érosive.

Ces dépôts alluvionaires se terminent par une couche supérieure de tourbe dont l'épaisseur varie tout au long de la coupe entre 100 et 20 cm. Plus près des chenaux désaffectés elle peut atteindre plus de 5 m d'épaisseur.

C. VERBRUGGEN communique les résultats de quelques analyses polliniques.

Il situe la tourbe supérieure présente dans cette coupe dans l'Holocène supérieur : débutant dans la seconde partie du Subboréal (1500-800 B.C), sa croissance s'est continuée jusque très récemment. Il distingue trois phases dans le diagramme : une première phase où Tilia atteint 5% et Ulmus 2 à 3% (correspondant à la base de la tourbe), une phase à Fagus montrant une succession de maxima (partie moyenne de la tourbe) et une phase à influence anthropogène (partie supérieure de la tourbe). Il considère que les pollens des intercalations marneuses sont allochtones, vu le faible contenu en pollen et la présence de thermophyles, d'Hystrichospheridae et de pollens tertiaires. Une lentille de tourbe sableuse à la base des dépôts de cône alluvial contient 50% AP, exclusivement Pinus, Betula et Salix. Il considère cette tourbe comme interstadiale ou plutôt d'âge éo-post-interglaciaire. Un fragment de tourbe situé près de la base des dépôts de cône alluvial présente un spectre riche en thermophiles avec Picea et Carpinus. Il le considère d'âge interglaciaire.

V. DE GROOTE présente les premiers résultats d'analyses polliniques effectués sur deux lithosomes argileux superposés dans les dépôts émiens fluviaux. Un spectre pollinique dans le lithosome argileux inférieur comprend 95% AP avec dominance de Corylus (65%) Quercetum mixtum (16%), Pinus (8%) en plus de Alnus, Salix, Taxus, et Betula. Il correspond à la zone E4a (zone à Corylus) de l'Émien. Deux spectres pris à 3 m d'intervalle dans un lithosome argileux de la couche supérieure, sont quasi-identiques. Ils comprennent 8% AP

(*) F. GULLENTOPS et W. MULLENDERS (1963, 1966) ont avancé cette interprétation pour les tufs des vallées.

avec Pinus (18%), Alnus (13%), Betula (7%), Quercetum mixtum (4,5%), Carpinus (3%), Salix (2%) et Picea (1,2%) ainsi qu'Abies dans la partie inférieure. Alnus, Tilia et Carpinus diminuent en importance à l'encontre de Pinus, Corylus et Betula. Dans une autre partie de cette même argile, le spectre contient 76% AP avec dominance d'Alnus (41%) en présence de Picea (8%) Carpinus (6%), Corylus (8%), Pinus et Alnus (6%). Malgré le pourcentage relativement bas en Carpinus, tous ces spectres sont placés dans l'E5 (zone à Carpinus de ZAGWIJN, 1961, qui lui même ne retrouve que 3% de Carpinus à Moershoofd). Le pourcentage relativement bas en AP est attribué à l'importance de la végétation rupicole.

G. DE MOOR constate que ces données corroborent l'interprétation établie sur base de la succession lithostratigraphique et de l'interprétation paléoclimatique des caractéristiques sédimentologiques. L'âge de la tourbe supérieure affirme l'interprétation génétique et chronologique de la couche à lentilles marneuses. Il est toutefois d'avis que le fragment de tourbe provenant de la base des dépôts éo-weichséliens est remanié et pourrait provenir de la zone à Carpinus des dépôts émiens.

Il attire également l'attention sur la position altimétrique des dépôts fluviatiles émiens : les dépôts alluvionnaires de l'E4a se situent ici entre -6 et -8 et celles de l'E5 entre -4 et -7. Dans la plaine côtière et plus au nord-ouest dans la Vallée Flamande on retrouve des dépôts de wadden à caractéristiques E4 jusqu'au niveau 0 m.

L'influence estuarienne dans cette partie orientale de la Vallée Flamande semble s'être manifestée plutôt tard dans l'Eemien.

A. PISSART confirme la nature périglaciaire des fentes syngénétiques présentes dans les dépôts de cône alluvionnaire éo-weichsélien.

F. GULLENTOPS s'interroge au sujet de la coloration jaunâtre au sommet des sables émiens émergeant des lithosomes argileux.

G. DE MOOR est d'avis qu'il pourrait s'agir de phénomènes d'oxydation, ces sables ayant localement formé des mottes dans la plaine alluviale au cours du colmatage des méandres abandonnés émiens.

LANGELEDE.

La sablière Blankaert (carte topographique 1/25.000, planche 14-3-4; coordonnées Lambert x = 114,9 y = 209,7); est située sur le bord de la ride sableuse qui parcourt la Vallée Flamande d'Est (Stekene) en Ouest (Maldegem). Cette ride barre l'écoulement vers le Nord-Ouest sur la surface d'aggradation weichsélienne de la Vallée Flamande. Atteignant la côte +7, cette ride domine cette surface de 2 à 3 m et surplombe sur son bord sud une série de faibles dépressions plus ou moins importantes (et dont la plus importante est la Dépression du Moervaart), plus ou moins incorporées dans un écoulement vers l'Est et dont les dépôts superficiels sont de nature limono-tourbeuse et même limono-marneuse. Il est évident que cette ride a joué un grand rôle dans la réorganisation du réseau fluviatile tardiglaciaire et éo-holocène et plus spécialement dans la dérivation de l'écoulement du tronçon Lys-Kale vers l'Est et vers l'Escaut Inférieur. L'intérêt de cette coupe réside dans le fait qu'elle permet d'illustrer le mécanisme de barrage de l'écoulement tardi-glaciaire. Cet écoulement, affaibli sous les conditions climatiques fini-weichséliennes, se stabilisait et s'incisait suite à la disparition graduelle du permafrost, de telle façon qu'en absence d'une végétation suffisamment dense, l'abaissement du niveau phréatique livrait la surface sableuse aux actions éoliennes. Le barrage s'est effectué par accumulation de sables éoliens provenant, en vagues successives, de la déflation de la surface d'aggradation fluvio-périglaciaire, par des vents, dont au cours du Tardiglaciaire, les plus effectifs, soufflaient du

Nord et du Nord-Ouest et lui avaient conféré un caractère de dune transversale (*).

I. HEYSE présente la coupe qui de bas en haut montre la succession suivante.

De -4 à -2 m (N.O.) : dépôts limono-sableux à intercalations tourbeuses de plaine d'inondation fluvio-périglaciaire pléni-weichsélienne. Ces dépôts présentent une stratification planaire avec de nombreux niveaux de fentes de gel rapprochées et syngénétiques. Le sommet est faiblement ravinné.

De -2 à +1 : dépôts sableux d'écoulement fluvio-périglaciaire peu énergétique et très discontinu d'âge pré-tardiglaciaire. Les sables assez fins sont stratifiés en petits chenaux entrecroisés, très peu profonds, avec de minces intercalations planaires limon-tourbeuses, surtout dans la partie supérieure. Ils contiennent des coquilles dulcicoles (*Pisidium*). Ce dépôt est affecté de nombreux niveaux de fentes de gel et, dans la partie sommitale, d'involutions. Les fentes de gel, partant du sommet érodé, sont particulièrement denses, descendent jusqu'à 1 m de profondeur, sont remplies de sables éoliens et sont au moins en partie postgénétiques..

De +1 à +3 (latéralement jusqu'à +6) : dépôts tardiglaciaires constitués de trois couches de sables éoliens dunaires (du côté nord de la coupe) en interdigitation latérale avec des dépôts sablo-tourbeux marécageux (du côté sud). Le sommet de chaque couche comprend un passage de tourbe à mousse, coiffant les dépôts palustres, et passant latéralement à un horizon de végétation ou une tourbe à bois, recouvrant le sommet montant des sables correspondants. Les sables éoliens sont très homogènes et présentent une stratification en coings à lamines subparallèles, plongeant vers le sud à 30/35°. Ces sables sont affectés de quelques petites fentes de gel. Les dépôts marécageux, constitués d'une alternation de lamines sableuses et tourbeuses, ont graduellement recouvert les dépôts éoliens dans chaque couche. Chaque fois aussi la densité des lamines tourbeuses du faciès palustre y augmente vers le haut, tandis que les petites fentes de gel y disparaissent vers le haut. Le sable éolien de la couche supérieure atteint une plus grande épaisseur où il repose sur une succession de faciès sableux des couches sous-jacentes mais ne forme qu'un mince dépôt au-dessus des dépôts marécageux qui ont visiblement arrêté la progression des rides sableuses. Latéralement deux couches tourbeuses sommitales se joignent sans intercalation sableuse et sont même cryoturbées conjointement. Cette disposition suggère une succession de trois phases de déflation sous conditions assez rigoureuses, permettant encore la formation de petites fentes de gel pendant que le barrage de l'écoulement commençait déjà. Chaque phase froide était suivie de conditions moins rigoureuses pendant lesquelles la déflation et la sédimentation éolienne diminuaient tandis que par la remontée du niveau phréatique les dépôts marécageux s'étendaient par-dessus le pied de la ride sablo-éolienne.

De +3 à +4 (latéralement jusqu'à +7) : sables homogènes dunaires holocènes, à épaisseur plutôt constante, sans traces de cryoturbations podsolisées en surface et couvrant l'ensemble des dépôts tardiglaciaires, sans toutefois effacer le microrelief déjà formé.

L'interprétation chronologique des sables tardiglaciaires est basée sur une corrélation avec un profil analogue et dans une position morphologique semblable situé à Stekene (**) (Nieuwdorp, sablière Zegers, carte topographique 1/25.000; planche 14/3-4, coordonnées Lambert X = 125,1 Y = 212,9). Une couche tourbeuse inférieure avait donné un âge C₁₄ de 10.250 + 290 B.P. (IRPA 159), une couche tourbeuse intermédiaire y datait de 9.740 + 295 B.P. (IRPA 158).

C. VERBRUGGEN communique les résultats des analyses paléo-botaniques qu'il a effectuées sur ces couches tourbeuses à Stekene. Dans la couche inférieure le contenu en AP atteint 30% et est dominé par

(*) G. DE MOOR et I. HEYSE (1972).

(**) Le profil a été décrit par I. HEYSE (1975).

Salix suivi de Betula, tandis qu'il y a une dominance de Cyperaceae. Il considère cette couche comme datant du Dryas Ancien (phase à Salix), quoiqu'une datation au C₁₄ ne donne que 10.860 + 140 B.P. (ANTW 134). La tourbe intermédiaire y comprend jusqu'à 35% AP avec dominance de Betula et est considérée comme d'âge Bölling quoique la datation au C₁₄ ne donne que 10.510 + 160 B.P. (ANTW.131). Une tourbe supérieure comprend jusqu'à 90% AP avec nette dominance de Pinus sur Betula et diminution marquée des Cyperaceae.

MOERKERKE.

La sablière Blankaert (carte topographique 1/25.000, planche 13/1-2, coordonnées Lambert X = 81,3; Y = 217,1) se situe sur le bord d'une motte sableuse (DE HOORN) émergeant des dépôts de Wadden dunerquiens de la Plaine Côtière. Dans cette zone les thalwegs néo-pléistocènes de la Vallée Flamande et ceux de la Plaine Côtière se rejoignent (*). Des dépôts de wadden émiens, entourant l'ancien rivage, y ont été reconnus à faible profondeur (**).

1. HEYSE donne un aperçu de la coupe (***) dont les parois s'étendent sur plusieurs centaines de mètres.

Elle comprend la succession suivante :

En-dessous de la côte - 4 se situent des sédiments marins émiens. Des forages (****) effectués à quelques centaines de mètres plus à l'Ouest, au hameau De Hoorn, ont montré une séquence marine émiennne atteignant près de 25 m d'épaisseur et reposant sur le substrat éocène. Dans la coupe ces dépôts sont visibles sur 2 mètres, sous un sommet raviné. Ils sont constitués d'une interdigitation de larges zones sableuses ravinant quelques lithosomes argileux. Les sables moyens présentent une stratification planaire à lamination horizontale alternant avec des zones à stratification en chenaux aggradatifs. Ces sables contiennent des niveaux à bivalves de Cardium edule et de Macoma baltica ainsi que de nombreuses bioturbations d'estran. Les entrecouches sont caractérisées par de très nombreux fragments de Cardium edule, mais aussi de Scrobicularia plana et de Mytilus. Parfois on y trouve aussi quelques petits cailloux de silex.

Les argiles montrent une fine lamination alternante d'argile et de silt, parfois avec des horizons humifères, et contiennent des Scrobicularia plana en position de vie, ainsi que des amoncellements d'Hydrobia. Ces deux faciès correspondent respectivement à des dépôts d'estran et de chenaux de wadden d'une part et de schorre d'autre part. Il semble qu'une schorre a été ravinée et recouverte par des dépôts d'estran.

De -4 à +2,5 on rencontre un complexe fluvio-périglaciale d'âge méso- et néo-weichsélien et comportant une succession de trois litho-types différents.

Une couche inférieure (épaisse de 1 à 2 m) est constituée de sables assez fins, assez glauconifères, avec stratification en chenaux. Elle comprend aussi des chenaux riches en éléments caillouteux, essentiellement silex et argile, ainsi que quelques coquilles remaniées de l'Eemien. D'autres ont un colmatage limoneux à fines entrecouches tourbeuses. Cette couche est affectée de fentes de glace et de cryoturbations (type "druipstaarten" des auteurs néerlandais) syngénétiques. Son sommet raviné est souligné par la présence de petits cailloux épars, formant un dallage de cailloux résiduels.

Une unité lithostratigraphique intermédiaire comprend une succession de couches assez épaisses (atteignant jusqu'à 1 m), à macro-stratification plus ou moins tabulaire et subhorizontale, et constituées

(*) R. MARECHAL, W. DE BREUCK et G. DE MOOR (1969)

(**) G. DE MOOR et I. HEYSE (1974)

(***) Une description détaillée a été publiée dans G. DE MOOR et I. HEYSE (1976)

(****) Effectués avec l'aide du "Centrum voor Hydrogeologisch Onderzoek" de l'Université de Gand en 1966 et 1971.

alternativement de dépôts limono-tourbeux, finement lités parfois même massifs et de sables à stratification diagonales. Ces différents couches comprennent de nombreuses coquilles dulcicoles. En général des entrecouches franchement tourbeuses les séparent : trois entrecouches tourbeuses y ont été reconnues.

Une couche supérieure est plus homogène, franchement sableuse et assez épaisse (2 à 3 m). Elle présente une stratification planaire à lamination parallèle avec de petits éléments caillouteux éparpillés aux niveaux des entrecouches et provenant de l'interfluve voisin où des lambeaux de terrasses méso-pléistocènes affleurent.

L'ensemble est affecté de nombreux niveaux de fentes de gel, de tubes d'extrusion d'eau, de petites involutions, la plupart partant des entrecouches et tous syngénétiques. Cette couche supérieure présente déjà les caractéristiques d'un dépôt de ruissellement nival plus que d'un sédiment fluvio-périglacière. La base ne présente pas de ravinements prononcés. Le sommet est très régulièrement ondulé, recouvert de petits cailloux résiduels et de sables éoliens. Ces ondulations proviennent de cryoturbation postgénétique. Cette surface cryoturbée a été nivelée par déflation et reste recouverte d'un dallage de petits cailloux résiduels. Des réseaux extrêmement denses de fentes de gel se sont développés d'une part avant la première phase de déflation, d'autre part avant ou durant la seconde phase.

De très grandes fentes de glace descendent jusqu'à 5 m de profondeur et s'étaient déjà formées avant la première déflation. Le milieu périglacière semble avoir été extrêmement rigoureux, surtout vers la fin du dépôt quand il a connu également un dessèchement accéléré et quand les phénomènes de déflation ont même affecté la surface figée par le gel.

L'âge de ces dépôts weichséliens est essentiellement basé sur la continuité (*) des couches tourbeuses avec celles étudiées dans les sablières (**) Dhondt à Vijve Kapelle (à 6 km vers l'Ouest; carte topographique 1/25.000, planche 13/1-2; coordonnées Lambert X = 76,1; Y = 212,6) et COPPENS à Middelburg (à 1 km au Sud-Est; carte topographique 1/25.000, planche 13/3-4; coordonnées Lambert Y = 216,4; X = 82,6). Une datation au C₁₄ d'un passage tourbeux au sommet de la couche intermédiaire dans la sablière Coppens, donne un âge de 19.800 ± 130 BP (GrN 7117), ce qui confère un âge fini-weichsélien aux sables de la couche supérieure.

Des forages ont permis de suivre de proche en proche la couche limono-tourbeuse intermédiaire elle-même jusqu'à Moershoofd (Pays-Bas) situé à 6,5 km vers l'Est. Des couches tourbeuses y ont été datées (***) de 38.000 + 1000 B.P. (GRO 1952), de 44.400 + 1.500 B.P. (GRO 1715) et de 46.500 + 2.000 B.P. (GRO 1718), confirmant l'âge méso-pléistocène du complexe limono-tourbeux.

Entre +2,5 et +5 (mais avec des dénivellations assez importantes suite à l'origine éolienne du dépôt et d'autre part aux ravinements de la base des dépôts dunkerquiens) se situent des sables éoliens tardiglaciaires. Ils reposent sur un cailloutis de déflation. Ils ont été podsolisés déjà avant la transgression marine holocène comme l'indique le ravinement du podsol. Le dépôt est constitué de sables assez fins; homogènes, à stratification finement laminaire et subhorizontale. Il comprend quelques petites fentes de gel syngénétiques.

Latéralement, entre +2 et +4 (surface des dépôts poldériens) on retrouve les sédiments des wadden dunkerquiens (****). Ils sont constitués d'argile finement litée avec alternation de lamelles silteuses et comprennent de nombreuses bivalves de *Scrobicularia plana* en position de vie, ainsi que de nombreuses branches de bois à la base. Ces dépôts argileux reposent sur des chenaux colmatés de sédiments sableux et sablo-argileux avec des coquilles éparses de *Cardium edule*.

(*) Cette continuité a été établie à l'aide de nombreux forages.

(**) Ces coupes ont été décrites par I. HEYSE (1975) et seront publiées (1978). La coupe Dhondt a également été étudiée par VANDENBERGHE, J., VANDENBERGHE, N et GULLENTOPS, F. (1974).

(***) ZAGWIJN, W. (1961)

(****) R. TAVERNIER, J. AMERYCKX, e.a. (1970) leur a conféré un âge dunkerquien IIIB.

V. DE GROOTE donne un aperçu des analyses paléobotaniques effectuées sur les tourbes corrélatives dans les sablières Dhondt et Coppens. Les tourbes de la couche limono-tourbeuse dans la sablière Dhondt (Vijvekappelle) ont été formées sous des conditions humides et rigoureuses, évoluant jusqu'à très rigoureuses, de toundra. Les spectres contiennent de 10 à 30% AP, parfois même moins de 10 % AP. Ils montrent la présence de Pinus et Betula (dont Betula Nana) mais avec une nette domination de Salix. En plus les N.A.P. sont dominées par les Cyperaceae et montrent la présence de Potamogeton et de Menyanthes ainsi que l'occurrence, surtout vers le sommet de Selaginella Selaginoides. Avant de reprendre l'autocar, I. HEYSE a encore présenté brièvement une carte géomorphologique de la région Middelburg - Maldegem (*) et avancé un essai de systématisation lithostratigraphique des dépôts quaternaires dans cette région (**).

BEERNEM.

La sablière Mouton (carte topographique 1/25.000, planche 13/5-6; coordonnées Lambert Y = 204,2; X = 78,7) est située dans la partie culminante de la Dépression de Beernem, vers la côte +11. Celle-ci constitue une dépression subséquente en selle, s'ouvrant vers la Vallée Flamande à l'Est et sur la Plaine Côtière vers l'Ouest.

G. DE MOOR introduit la visite à la coupe. Les travaux d'excavation ont été suivis durant 5 ans ce qui a permis de tenir compte de l'importance des variations latérales et des hiatus. Deux coupes de direction perpendiculaire ont été étudiées en détail (***) sur plusieurs centaines de mètres.

Entre les côtes 0 et +3 : dépôts sablo-argileux et tourbeux de plaine alluviale éémienne.

De +3 à +10 (+9) : dépôts éo-weichséliens de fond de vallée et de type fluvio-périglacière peu énergétique avec alternation rythmique de phases successives comportant chacune : formation de tourbe, dépôt sableux de ruissellement nival, cryoturbation, incision fluviale et remblaiement fluvio-périglacière. Les couches supérieures datent déjà de plus de 50.300 B.P. Il n'y a pas de trace de discontinuité entre les sédiments éémiens et éo-weichséliens. De très nombreux niveaux de cryoturbation, dont involutions atteignant jusqu' à 1,5 m de dénivellation, affectent le dépôt. D'importantes fentes de glace syngénétiques apparaissent déjà dans la partie inférieure, suggérant une détérioration rapide du climat après l'Éémien. La phase d'érosion éo-weichsélienne caractéristique des thalwegs de la Vallée Flamande n'est pas enregistrée. La succession est interrompue par une couche tourbeuse plus importante, passant latéralement à un podsol (paléosol de Beernem) et corrélée avec un interstade éo-weichsélien. L'importance des fentes de glace indique que l'Eo-Weichsélien connaissait des périodes avec des températures moyennes annuelles en-dessous de -5°C. L'intensité des cryoturbations suggère une détérioration encore plus avancée vers la fin du dépôt.

(*) Carte établie sous la direction de G. DE MOOR dans le cadre du Centre National de Recherches Géomorphologiques.

(**) Voir dans G. DE MOOR et I. HEYSE (1974) ainsi que dans I. HEYSE (1978).

(***) La lithostratigraphie, la sédimentologie et les phénomènes paléopériglaciaires par G. DE MOOR et I. HEYSE; les analyses paléobotaniques par V. DE GROOTE (Rijksuniversiteit Gent) et les datations au C₁₄ par W.G. MOOK (Rijksuniversiteit Groningen). Une description analytique peut être consultée dans : G. DE MOOR et I. HEYSE (1976). Les résultats de l'étude détaillée de cette coupe ont été publiées dans G. DE MOOR, I. HEYSE et V. DE GROOTE (Bull. Soc. belge Géol., Paléont. Hydrol., 1978,

De +9 (+10) à +10,5 : couche à alternation de lamines limoneuses et sableuses à nombreux petits cailloux, surtout de quartz. Ce dépôt est très fortement cryoturbé par des frost-kettles et surmonte un niveau d'où partent de très grandes et profondes fentes de glace (5 à 7m).

De +10,5 (+10) à +11 : couche de sable éoliens ou nivéo-éoliens reposant sur un dallage de petits cailloux de déflation.

V. DE GROOTE présente les diagrammes polliniques continues dans les couches tourbeuses. Les dépôts émiens forment une succession des phases E4a, E4b, E5 et E6. Les dépôts tourbeux éo-weichsélien sous-jacents au paléosol de Beernem présentent un type pollinique EW1, à climat peu rigoureux, les tourbes corrélatifs au paléosol sont de type EW11 (ce qui permet d'avancer un âge Amersfoort) et ceux sus-jacents au paléosol présentent un type EW111, à climat très rigoureux.

G. DE MOOR attire encore l'attention sur la disparité entre les indications paléobotaniques, sédimentologiques et chronologiques.

Au cours de la visite de la coupe les participants ont pu voir une importante tourbe émiennne, la transition vers les dépôts éo-weichséliens se faisant endéans une seule couche tourbeuse, le type de sédimentation éo-weichsélien et ses nombreuses couches tourbeuses ainsi que la tourbe d'âge Amersfoort. Ils ont également pu admirer les spectaculaires phénomènes de cryoturbation.

A la fin de cette visite, le Professeur MACAR remercie et félicite les guides de cette excursion et rend hommage au Professeur TAVERNIER qui auprès de ces collaborateurs continue à susciter un intérêt croissant pour l'étude du Quaternaire.

BIBLIOGRAPHIE.

- DE GROOTE, V. (1977) -- Pollenanalytisch onderzoek van Midden- en Boven Pleistocene afzettingen in Vlaanderen. - *Onuitgegeven doctoraatsverhandeling*, 1977. *Rijksuniversiteit Gent, Faculteit der Wetenschappen*, 98 p.
- DE MOOR, G. (1963) - Bijdrage tot de kennis van de fysische landschapsvorming in Binnen-Vlaanderen. - *Tijdschr. Belg. Verenig. Aardrijksk. Studies*, 1963, 32, 329-433.
- DE MOOR, G. (1974) - De afzetting van Dendermonde en haar betekenis voor de jong-kwartaire evolutie van de Vlaamse Vallei. - *Natuurwet. Tijdschr.*, 1974, 51, 3-68.
- DE MOOR, G. en DE BREUCK, W. (1969) - De freatische waters in het Oostelijk Kustgebied en in de Vlaamse Vallei. - *Natuurwet. Tijdschr.*, 1969, 51, 3-68.
- DE MOOR, G., DE BREUCK, W. en MARECHAL, R. (1969) - La nappe phréatique de la Vallée Flamande. - *Bull. Soc. belge Géol., Paléont., Hydrol.*, 78, 159-172.
- DE MOOR, G. en DE BREUCK, W. (1973) - Sedimentologie en stratigrafie van enkele pleistocene afzettingen in de Belgische Kustvlakte. - *Natuurwet. Tijdschr.*, 1973, 55, 3-96.
- DE MOOR, G. en HEYSE, I. (1971) - De noordelijke dalwandvoet van de Depressie van Beernem. - *Tijdschr. Belg. Veren. Aardrijksk. Studies*, 1971, 40, 69-101.
- DE MOOR, G. en HEYSE, I. (1972) - Geomorfologisch onderzoek en kartering in vlakke gebieden. - *Nation. Centr. Geomorf. Onderzoek, Werkstukken*, 1972, 12, 61-80.
- DE MOOR, G. en HEYSE, I. (1974) - Litostratigrafie van de kwartaire afzettingen in de overgangszone tussen de Kustvlakte en de Vlaamse Vallei in Noordwest België. - *Natuurwet. Tijdschr.*, 1974, 56, 85-109.

- DE MOOR, G. en HEYSE, I. (1976) - Kwartairgeologie en geomorfologie in noordwestelijk Vlaanderen. - *Werkstukken, Nationaal Centrum voor Geomorfologisch Onderzoek, Leuven, 1976, 15, II 1-II 71.*
- GAUTHIER, A. (1974) - Fossiele vliegenmaden (*Protophormia terraenovis* Robineau - Desvoidy 1830) in een schedel van de wolharige neushoorn (*Coelodonta antiquitatis*) uit het Onder-Würm te Dendermonde (Oost-Vlaanderen, België). - *Natuurwet. Tijdschr., 1974, 56, 76-84.*
- HEYSE, I. (1975) - Bijdrage tot de geomorfologische kennis van het noordwestelijk deel van de Vlaamse Vallei en haar randgebieden. - *Onuitgegeven doctoraatsverhandeling 1975. Rijksuniversiteit Gent, Faculteit der Wetenschappen, 225 p., 59 fig., 21 tab., 12 diagr., 30 foto's, 24 kaarten.*
- HEYSE, I. (1978) - Bijdrage tot de geomorfologische kennis van het noordwesten van Oost-Vlaanderen (België). - *Verhandeling (in druk) 1978. Koninkl. Acad. Wetensch. Letter. Schone Kunsten v. België (Klasse der Wetenschappen), 217 p., 43 fig., 6 tab., 12 diagr., 32 foto's, 22 kaarten.*
- LOOTENS, M. (1976) - Bijdrage tot de kennis van de geomorfologie in het Mandel-Leie gebied. - *Onuitgegeven doctoraatsverhandeling, 1976, Rijksuniversiteit Gent, 143, p., 54 foto's, 16 tab., 25 fig., 10 kaarten.*
- MARECHAL, R., DE BREUCK, W. et DE MOOR, G. (1969) - Application de la prospection géo-électrique dans la cartographie du Quaternaire en Flandre. - *Bull. Soc. belge Géol., Paléont., Hydrol., 1969, 78, 31-38.*
- MULLENDERS, W., DUVIGNAUD, W., COREMANS, M. (1963) - Analyse pollinique de dépôts de tuf calcaire et de tourbe à Treignes (Belgique). - *Grana Palynologica 1963, 4, 439-448.*
- MULLENDERS, W., GULLENTOPS, F., LORENT, J., COREMANS, M., GILOT, E. (1966) - Le remblaiement de la vallée de la Nethen. - *Acta Geographica Lowaniensia, 4, 169-181.*
- TAVERNIER, R. (1966) - L'évolution du Bas Escaut au Pléistocène supérieur. - *Bull. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol. 1946, 55, 106-125.*
- TAVERNIER, R. en AMERYCKX, J. met medewerking van SNACKEN, F. en FARASIJN, D. (1970) - Kust-Duinen-Polders. - *Atlas van België, blad 17, Nationaal Comité voor Geografie. Commissie van de Nationale Atlas.*
- TAVERNIER, R. en DE MOOR, G. (1974) - L'évolution du bassin de l'Escaut. - *"L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord méridionale". (éd. P. MACAR), Soc. Géol. Belg., Centenaire, 1974, 159-231.*
- STOCKMANS, F. (1946) - Le gisement de tourbe de Berlare en Flandre orientale. Origine de l'étang d'Overmeere. - *Bull. Musée Roy. d'hist. Nat. Belgique, 1946, 22 (5), 1-24.*
- VANDENBERGHE, J., VANDENBERGHE, N., GULLENTOPS, F. (1974) - Late pleistocene and holocene in the neighbourhood of Brugge. - *Meded. Koninkl. Acad. Wetensch. Letteren, Schone Kunsten van België (Klasse der Wetenschappen) 1974, jg. XXXVI, nr. 3, 1-77.*
- VERBRUGGEN, C. (1971) - Postglaciale landschapsgeschiedenis van zandig Vlaanderen. Botanisch, ecologisch en morfologische aspecten op basis van palynologisch onderzoek. - *Onuitgegeven doctoraatsverhandeling 1971, Rijksuniversiteit Gent, Faculteit der Wetenschappen, 440 p.*
- ZAGWIJN, W.H. (1961) - Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. Part I. Eemian and Early Weichselian *Aemoirs of the Geological Foundation in the Netherlands, Nieuwe Serie, 961, nr. 14, 14-15).*



LE SPECIALISTE

**EN SONDAGES - FONÇAGES DE PUIITS - CONGELATION DES
SOLS - CREUSEMENT TUNNELS - INJECTION D'ETANCHEMENT
ET CONSOLIDATION - MURS EMBOUES ET ANCRAGES.**

Place des Barricades 13 - B - 1000 BRUXELLES

Téléphone: 218 53 06 - Telex: FORAKY Bru. 24802