

Séquences litho-stratigraphiques du Pléistocène supérieur — Datations au C-14,

par R. PAEPE.

Dans un mémoire qui vient de sortir de presse et qui a été rédigé en anglais (R. PAEPE et R. VANHOORNE, 1967) les unités litho-stratigraphiques du Pléistocène supérieur ont été établies et de nouvelles appellations introduites. Dans le but d'en fournir une traduction en langue française dépourvue d'ambiguïté, nous présentons ici le contenu dudit mémoire sous forme de commentaire au tableau synoptique. Ce dernier tente une corrélation de la stratigraphie des dépôts de lèss et lèssiques appartenant aux différentes régions de sédimentation en Belgique. Ces régions sont depuis longtemps délimitées, grâce à leurs caractéristiques texturales, successivement comme région sableuse, région sablo-limoneuse et région limoneuse (fig. 1). Toutefois il s'avère que ces régions se distinguent également par des processus de sédimentation différents correspondant à des aires paléoclimatiques et morphologiques bien précises. Il en résulte qu'outre la différenciation texturale des dépôts de couverture, l'aspect litho-morphologique des dépôts varie largement d'une région à l'autre. Il a donc fallu établir des niveaux de références lithologiques, pédologiques et/ou périglaciaires, communs aux régions mentionnées afin de pouvoir comparer la stratigraphie des divers profils. Ce faisant nous avons été obligé de tenir compte d'une double optique : d'une part, la succession stratigraphique des dépôts impliquant les oscillations paléo-climatiques d'ordre mondial; d'autre part, les différences latérales de ces dépôts à la suite des variations (paléoclimatiques) régionales.

En subdivisant la Belgique, au Nord du sillon Sambre-Meuse, en trois régions géo-dynamiques différentes nous avons également tenu compte de la position géomorphologique des dépôts en faisant la distinction entre un faciès de plateau et un faciès de vallée pour chacune des régions

Ainsi, la région lèssique (région limoneuse) se caractérise par une sédimentation éolienne dominante où les niveaux de solifluction et de sédimentation fluviatiles sont extrêmement réduits. Ceci se traduit également par la dominance des faciès de plateau à l'exception de la vallée de la Haine et on peut en déduire

une érosion fluviale relativement minime. La région des sables de couverture (région sableuse) est, par contre, caractérisée par l'influence fluviale dans l'ensemble des dépôts, même dans les plus éoliens comme les sables de couverture. Le faciès de vallée y est surtout développé comme le prouve l'existence et la grande extension de la Vallée Flamande au Nord de Gand (R. TAVERNIER, 1946; G. DEMOOR, 1963). Le transport fluvial y a été certes important, mais l'érosion fluviale a dû être aussi très répandue dans cette région. La région de transition (région sablo-limoneuse) qui s'insère en biseau orienté vers l'Est, entre la région des sables de couverture au Nord et la région lœssique au Sud, groupe non seulement les classes texturales retrouvées séparément dans les autres régions mais aussi leurs processus géo-dynamiques. En effet, comme le laisse prévoir l'allure ondulante du relief, les plateaux et les vallées s'y succèdent à courte distance de même que les dépôts témoignant d'une action fluviale importante, passent latéralement assez rapidement à des dépôts d'origine éolienne. Cette région est donc caractérisée par le fait que l'activité fluviale et la sédimentation éolienne y demeurent en équilibre délicat.

De ce qui précède il résulte que la Belgique occupe une position avantageuse à la limite de l'extension méridionale de la région des sables de couverture du Nord de l'Europe et de l'extension la plus occidentale de la région lœssique de l'Europe centrale. La présence d'une région de transition presque ininterrompue sur toute son étendue facilite l'étude successive des stratigraphies de la région des lœss à celle des sables de couverture. Inutile de souligner l'extrême importance d'une telle configuration dans le cadre des corrélations des stratigraphies du Nord et du Sud de l'Europe.

UNITÉS LITHO-STRATIGRAPHIQUES.

La complexité des dépôts du Pléistocène supérieur, surtout dans la région de transition, est peut-être à l'origine du fait qu'une classification litho-stratigraphique (fig. 2) s'est fait attendre, bien qu'il y ait eu des tentatives dans cette direction par M. LADRIÈRE (1890), J. RUTOT (1897) et J. CORNET (1923, 1927). La classification chronologique et tripartite de W. SOERGEL (1919) a fait école en Belgique également, et ceci est dû au fait que les observations étaient surtout faites en région limoneuse où une subdivision tripartite semble se manifester dans la succession des couches de lœss (G. MANIL,

1949, 1952; R. TAVERNIER, 1954) (fig. 3). Néanmoins, ce dernier auteur accorde à ces différentes couches des connotations telles que Würm 1, 2 et 3, purement chronologiques qui, plus tard, seront étendues à des observations obtenues des régions de transition et des sables de couverture (R. TAVERNIER et J. DE HEINZELIN, 1957). Toutefois dans ces dernières régions, la tripartition n'est guère présente et le nombre de couches différentes dépasse largement les trois lœss de la région lœssique. Il est évident qu'il soit difficile de désigner les nouvelles couches par Würm 4, 5, etc. F. GULLENTOPS (1954) (fig. 3) se rapproche d'un système de classification plus facile à adapter aux autres régions de la région lœssique. Sa classification bipartite est essentiellement basée sur la présence de deux sols généralement présents dans les coupes : le sol de Rocourt, d'âge interglaciaire eemien, et le sol de Kesselt, d'âge interstadiaire Paudorf. Au-dessus et au-dessous de cette dernière pédogénèse apparaissent successivement le limon brabantien et hesbayan sans subdivision plus détaillée. C'est ici qu'apparaît une difficulté pour étendre cette classification en dehors de la région lœssique, surtout quand les deux niveaux pédologiques sont absents. C'est pourquoi dans les régions de transition et des sables de couverture nous avons eu recours aux lithofaciès et aux phénomènes périglaciaires dont nous avons essayé d'établir la position stratigraphique par rapport au sol de Kesselt et au sol de Rocourt.

L'Eemien.

En région lœssique, l'interglaciaire eemien est le mieux connu sous l'aspect d'un sol rouge argileux ou sol de Rocourt, développé dans le sommet des lœss saaliens (Tongrinne, Rocourt, Ans). Il fait absence lorsque le substrat devient pré-quadernaire (Volkegem, Racour). C'est un horizon-B-textural d'un sol rouge lessivé, tronqué par les dépôts de solifluction sus-jacents, au sommet duquel se développent également des fentes de gel. Dans la région de transition ce sol de Rocourt est retrouvé également sur des lœss saaliens, mais uniquement en faciès de plateau (Poperinge, Warneton). Vers les dépressions il disparaît graduellement tout en développant un hydromorphisme bien marqué (Poperinge, Warneton) ou bien encore il passe latéralement à des dépôts tourbeux du même âge (Warneton). Mais même sur les plateaux, la morphologie est quelque peu différente de celle observée en région lœssique. L'horizon-B-textural y est hautement marmorisé et gleyifié, ce qui semble être des caractéristiques fossiles correspondant à des condi-

tions paléoclimatiques plus humides et plus chaudes qu'aujourd'hui (G. JANEKOVIC, 1964). Dans la région des sables de couverture le sol de Rocourt a été observé jusqu'à présent en un seul endroit, à Zelzate. Là, il repose sur des sables fins dont le passage latéral à des dépôts marins contenant des graviers à *Tapes senescens* var. *eemiensis* et *Corbicula fluminalis* a pu être assuré. Ces derniers graviers ont été corrélés avec les « Senescens Sande » du Nord de l'Allemagne (R. PAEPE, 1965) et nous disposons donc ici de la pierre maîtresse pour lier stratigraphiquement notre pays à l'Europe septentrionale.

Le Weichsel.

De ce qui précède il résulte que le terme Weichsel convient mieux pour indiquer le dernier glaciaire que le terme Würm appartenant à la région alpine avec laquelle nous n'avons aucune connection stratigraphique.

Les profils dans les divers dépôts périglaciaires weichseliens de la Belgique sont généralement assez incomplets. Le tableau (fig. 2) ci-présent groupe tous les niveaux litho-stratigraphiques que nous avons observés dans les régions distinguées. Ce sont de bas en haut :

- Sables et graviers;
- Limons et sables grossiers;
- Formations limono-tourbeuses;

séparés par un horizon pédologique cryoturbé des :

- Sables entrecroisés;
- Limons ou sables de couverture 1;
- Limons ou sables de couverture 2;
- Sables de couverture récents 1;
- Sables de couverture récents 2.

Le dépôt des sables et graviers est le plus ancien connu jusqu'à présent pour le Weichsel. Il est surtout développé dans la région des sables de couverture où son aspect fluviatile est très net et où il repose en discordance sur des dépôts eemiens (Anvers, Zelzate, Gand) dont il est séparé par des fentes de gel (Anvers) et dont le passage latéral à des dépôts graveleux de solifluction (Anvers) contenant même des artefacts moustériens et une flore froide (R. VANHOORNE, 1966, 1967), a pu être observé. Il s'agit donc bien d'un dépôt post-interglaciaire, début Weichsel. Dans la région

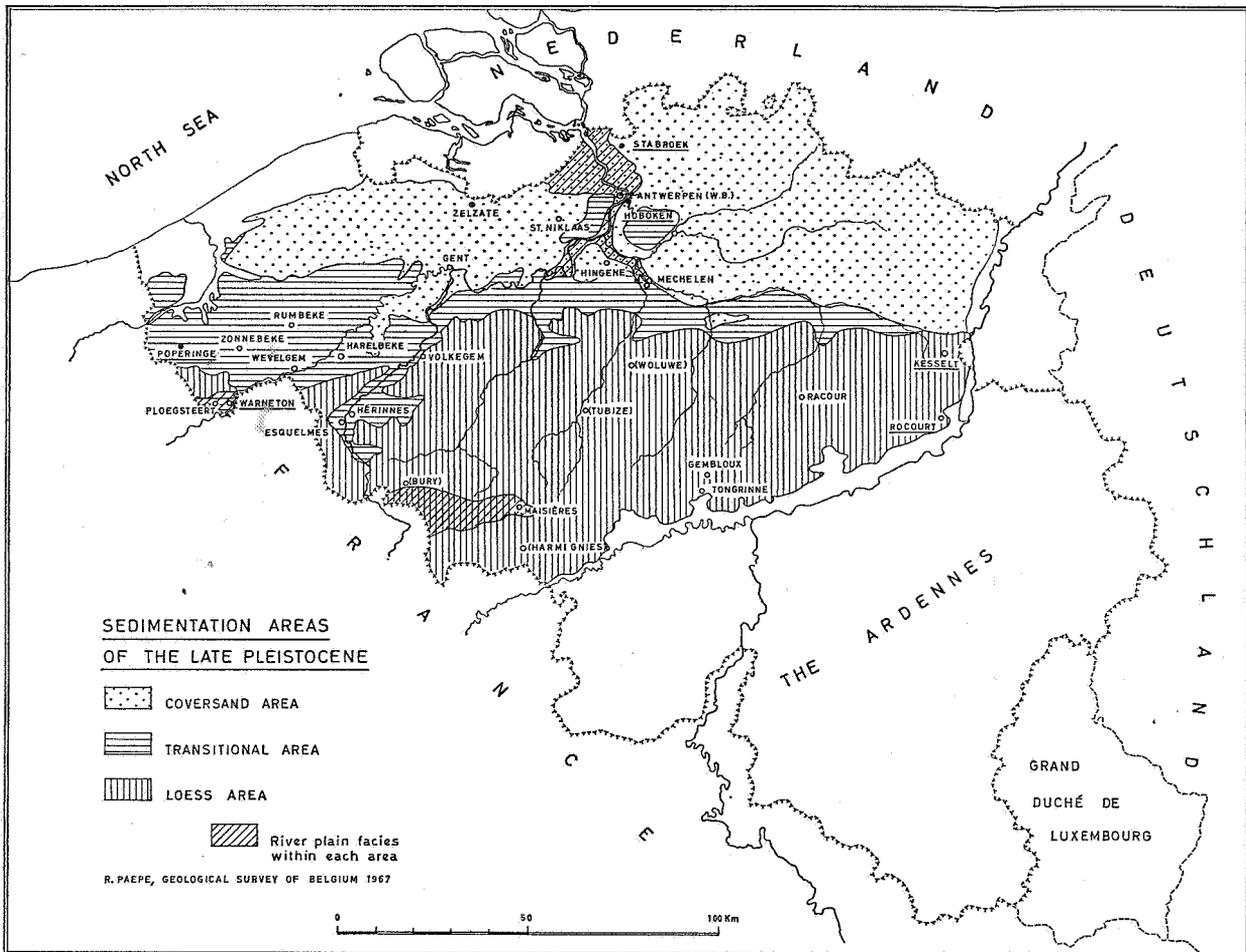


Fig. 1 — Aires de sédimentation du Pléistocène supérieur.

région des sables de couverture.

région de transition.

région loessique.

faciès de vallée.

TIME STRATIGRAPHICAL UNITS		LITHOLOGICAL UNITS AND SOILS			PERI-GLACIAL FEATURES	14C-DATINGS
		LOESS AREA	TRANSITIONAL AREA	COVERSAND AREA		
(Holocene)						
LATE GLACIAL		?	LATE COVERSAND 2			
	ALLERØD		FINE FROST WEDGES	HUMIC LAYER, FINE FROST WEDGES, CRYOTURBATIONS		
LATE GLACIAL		?	LATE COVERSAND 1			
	BØLLING		DESERT PAVEMENT AND FINE FROST WEDGES	PEAT AND LOAM (STABROEK SOIL)		12.300
PLENI- GLACIAL B		COVER LOAM 2	COVERSAND 2			
		Desert pavement 3 and large frost wedge row				
PLENI- GLACIAL A		COVER LOAM 1	COVERSAND 1	CROSS BEDDED SANDS		
		COVERLOAM 1				
PLENI- GLACIAL A		Desert pavement 2 and fine frost wedge row				
	PAUDORF INTERSTADIAL	CRYOTURBATED SOIL HORIZON KESSELT SOIL (BROWN SOIL) (BROWN HUMIC SOIL AND PEAT) ZELZATE SOIL (GLEEY MOTTLED ZONE AND PEAT)				28.200
PLENI- GLACIAL A		LOESS	PEATY	COVERSAND		32.490
		LOAM FORMATIONS	LOAM	SAND FORMATIONS		
PLENI- GLACIAL A		LOESS	FORMATIONS	COVERSAND		45.600
			PEATY	POPERINGE SOIL		
PLENI- GLACIAL A		Desert pavement 1 and small frost wedge row				
	BRØRUP & AMERSFOORT INTERSTADIALS	STEPPE SOIL	STEPPE SOIL	PEAT LOAMS AND COARSE SANDS		
PLENI- GLACIAL A		LOAMS	LOAMS AND COARSE SANDS	COARSE SANDS		
		SANDS AND GRAVELS	WARNETON	PEATY SAND AND GRAVELS ANTWERP SOIL = PODZOL		
EEM INTER-GLACIAL		ROCOURT SOIL	ROCOURT SOIL	RUMBEKE 2 PEAT FLUVIATILE CLAY, LOAMS, SANDS RUMBEKE 1 PEAT		

R. PAEPE, GEOLOGICAL SURVEY OF BELGIUM 1966

FIG. 2.

R. TAVERNIER 1957 J. DE HEINZELIN		F. GULLENTOPS 1954		R. PAEPE 1966			
ÉPI-PLÉISTOCÈNE	DRYAS SUPÉRIEUR	SUPÉRIEUR	DRYAS RÉCENT	WEICHEL LATE GLACIAL	LATE DRYAS		
	ALLERØD		ALLERØD		ALLERØD		
	DRYAS MOYEN ET INFÉRIEUR		DRYAS ANCIEN		EARLY DRYAS		
	LEHM		BØLLING		BØLLING	STABROEK SOIL	12330 Y. B. P. 12340 Y. B. P. 12460 Y. B. P. 12300 Y. B. P.
	ALLUVIONS & COLLUVIONS		?				
PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR	LOESS RÉCENT III (WÜRM III)	WÜRM	BRABANTIN	WEICHEL PLENI-GLACIAL A	COVERLOAM 2 OR COVERSAND 2		
	LEHM = SOL DE KESSELT		SOL DE KESSELT		COVERLOAM 1 OR COVERSAND 1	CROSS BEDDED SANDS	
	LOESS RÉCENT II (WÜRM II)		HESBAYEN		CRYOTURBATED SOIL HORIZON	ZELZATE SOIL	28.200 Y. B. P.
	LEHM = SOL DE CLYPOT				PEATY LOAM FORMATION	HOBOKEN SOIL	32.490 Y. B. P.
	LOESS RÉCENT I (WÜRM I)				LOAMS AND COARSE SANDS	POPERINGE SOIL	45.600 Y. B. P.
FACIÈS HUMIFÈRE	LIMON HUMIFÈRE		WARNETON SOIL				
?	LIMON FENDILLÉ (EÉMIEN)	EÉMIEN	SOL DE ROCOURT	EEM	SANDS AND GRAVELS	ANTWERP SOIL (?)	
	LIMON ANCIEN (RISS)		HENNUYEN		PEAT AND GRAVELS	ROCOURT SOIL.	
		RISS		MIDDLE PLEIS SAALE	LOESS		

FIG. 3.

Coversand : sable de couverture.
 Coverloam : limon de couverture.
 Late coversand : sable de couverture récent.
 Cross bedded sands : Sables entrecroisés.
 Peaty loam formations : formations limono-tourbeuses.
 Loam formations : formations limoneuses.
 Loams and coarse sands : limons et sables grossiers.
 Sands and gravels : sables et graviers.
 Peat and gravels : tourbe et graviers.
 Desert pavement : cailloutis.
 Large, fine and small frost wedge row : grandes, fines et petites fentes de gel.

des loëss, les sables et graviers peuvent être présents, colmatant des vallées peu profondes et plates comme à Racour près de Landen. Mais contrairement à la région des sables de couverture, il s'agit ici plutôt d'un dépôt de solifluction mélangé de limon, caractéristique encore plus nettement développée en région de transition (Zonnebeke, Poperinge, Warneton). Dans ces derniers cas il est difficile de séparer les sables et graviers des limons et sables grossiers sus-jacents avec lesquels ils sont intensément mélangés. Pourtant, les limons et sables grossiers sont un dépôt bien individuel formant dans la plupart des profils la base du Weichsel. Dans la région limoneuse il est nettement éolien (faciès de plateau), constitué d'un limon gris assez homogène toutefois soliflué, au sommet duquel un horizon humifère s'est développé (Tongrinne). Dans la région de transition ce faciès peut également être observé mais passe latéralement à un faciès de vallée caractérisé par un mélange hétérogène très soliflué de limon pur, sables grossiers assez graveleux, à lentilles remplies de concrétions de ferro-manganèse et de petits galets d'argile, faciès qui est le plus répandu dans la région de transition et qu'on retrouve uniquement en région des sables de couverture au-dessus des dépôts eemiens. Le « faciès humifère » de ces dépôts forme la base du Würm dans la classification de R. TAVERNIER et J. DE HEINZELIN (1957) quoique nous l'ayons observé soit au sommet (Tongrinne), soit au milieu (Zelzate), soit encore à la base (Poperinge, Warneton) des limons et sables grossiers. D'ailleurs à Warneton, localité qui a donné son nom au Sol de Warneton à ce niveau, en région de transition nous avons pu observer que ce sol se multiplie en plusieurs récurrences d'horizons humifères voire tourbeuses lorsque les limons et sables grossiers passent de faciès de plateau au faciès de vallée en même temps que le sol de Rocourt sous-jacent disparaît. Ce niveau humifère est un sol steppique lorsqu'il apparaît en simple horizon superposé au sol de Rocourt (Tongrinne, Rocourt, Warneton, Poperinge) mais contient toutefois des éléments floristiques chauds qui plaident en faveur d'un âge interstadiaire plus particulièrement Amersfoort et/ou Brørup (Poperinge, R. VANHOORNE, 1967; Rocourt, B. BASTIN, 1967) quant à leur formation. Cette première période relativement froide mais humide est suivie d'une baisse considérable de la température qui résulte en la formation d'un premier niveau de cailloutis : cailloutis 1 à petites fentes de gel. Avec ce phénomène nous assistons pour la première fois depuis l'Eemien à un changement géomorphologique important. La sur-

face sur laquelle le cailloutis et ensuite les fentes de gel se sont développés, est plane et subhorizontale. Toutefois ce phénomène semble être confiné aux endroits prédisposés tels que les plaines de vallée (Warneton, Anvers, Zelzate) et les plateaux plats (Tongrinne, Racour). Compte tenu aussi de la taille réduite des fentes de gel, il nous semble qu'on a affaire à une poussée de froid d'intensité et de durée limitées.

Après cette période de climat froid-sec, les conditions paléoclimatiques redeviennent plus tempérées, ce qui se traduit dans la sédimentation des formations limono-tourbeuses. En effet, ces dépôts sont caractérisés par l'alternance rapide de minces couches tantôt plus sableuses tantôt plus limoneuses, solifluées, à multiples petites fentes de gel disséminées, toutes inclinées dans la même direction. Il y a lieu d'y reconnaître plusieurs systèmes semblables aux dépôts de limons et sables grossiers surmontés d'un mince cailloutis à fentes de gel mais de plus petite dimension. C'est pourquoi nous avons déjà considéré auparavant (R. PAEPE et R. VANHOORNE, 1967) que ces formations limono-tourbeuses en sont une récurrence à sédimentation accélérée. Dans la région lœssique, ces formations limono-tourbeuses sont prises entre deux limons éoliens purs et parfois dans la région des sables de couverture entre deux dépôts de sables éoliens. Ce qui semble indiquer de même que les minces cailloutis que les conditions climatiques pouvaient périodiquement devenir froid-sec. Seul dans la région de transition ce faciès est uniquement développé à cette position stratigraphique et y est en outre seulement un faciès de vallée. Les oscillations paléoclimatiques fréquentes sont aussi impliquées par la présence de plusieurs paléosols: le sol de Poperinge à la base des formations limono-tourbeuses, daté 45.600 ± 1.500 y.B.P. (GrN-4856); le sol de Hoboken, daté 32.490 ± 440 y.B.P. (GrN-4781) et le sol de Zelzate au sommet, daté 28.200 ± 700 y.B.P. Ce dernier montre une morphologie bien particulière en ce sens qu'il est toujours fortement cryoturbé. Dans la région lœssique c'est le sol de Kesselt (Tongrinne), même si le développement pédologique y est différent: sol brun contre tourbe à Zelzate; à Tubize c'est un sol tacheté glyifié tandis que dans la région de transition il y a souvent les trois l'un à côté de l'autre (Poperinge, Rumbeke). Cette constance morphologique malgré les variations pédologiques nous a amené à préconiser le terme « horizon pédologique cryoturbé », surtout qu'il fait preuve également d'une constance d'apparition à ce

niveau. C'est donc un niveau diagnostique très important dans la stratigraphie du Weichsel, d'autant plus qu'il se trouve toujours au sommet de formations limono-tourbeuses. Mais il y a aussi un aspect géomorphologique important qui se manifeste à ce niveau se laissant bien observer en région de transition. Comme nous l'avons déjà stipulé, là les formations limono-tourbeuses ainsi que les limons et sables grossiers sont tous déposés en faciès de vallée et nous constatons qu'au niveau du sol de Kesselt-Zelzate le relief est devenu sensiblement plat; ceci est parfois marqué par un cailloutis 2 à fines fentes de gel qui peut localement se développer au-dessus du sol.

Dans la région des sables de couverture l'horizon pédologique cryoturbé est surmonté d'un dépôt de sables entrecroisés très important (Zelzate, Gand). Ces sables ont antérieurement été considérés comme d'origine éolienne puis fluviatile et finalement comme nivéo-fluviale (R. TAVERNIER, 1946). Leur morphologie fluviatile ne laisse aucun doute quant à leur transport et sédimentation par un cours d'eau, d'autant plus que ces dépôts contiennent un grand nombre de fossiles tertiaires remaniés, de silex roulés et de galets d'argile yprésienne. D'autre part, leur position topographique peut varier énormément et c'est ainsi que nous les trouvons en région de transition dans une position intermédiaire entre un plateau et une vallée en même temps que latéralement, les sables passent à des dépôts purement lœssiques. Nous croyons avoir affaire à des dépôts de fonte de neige (voir aussi T. VAN DER HAMMEN, 1951) qui ont dû être très importants durant le dépôt des limons de couverture ou des sables de couverture 1, surtout au début. Ils ne semblent pas avoir été développés dans la région lœssique, ce qui plaide en faveur de conditions climatiques plus sèches dans cette région. C'est bien aussi la première fois qu'une telle différenciation se présente dans la sédimentation d'une région à l'autre. Ceci est d'autre part soutenu par le fait que dans la région des lœss, le limon y est l'unique faciès textural, de caractère très pur et homogène, contrairement à ce qui se présente dans les régions de transition et des sables de couverture où on trouve un mélange de limon pur et de sable limoneux à structures fluviatiles. Cette séquence se termine par un important cailloutis, cailloutis 3 à grandes fentes de gel et qui fait son apparition à ce niveau stratigraphique dans les trois régions considérées. Bien que le cailloutis, généralement disposé selon une ligne sub-horizontale,

passé localement à des dépôts graveleux et fluviatiles, les fentes de gel, dépassant souvent 5 m de profondeur et 1 m de largeur, témoignent de l'arrivée d'une période froide intense et de longue durée. C'est le maximum du froid du Weichsel qui est atteint et qui plus que les autres niveaux de ce genre représente un hiatus important dans la sédimentation. Un mince dépôt de sable couvre ce niveau en région de transition et en région des sables de couverture. Dans la région limoneuse, il est souvent difficile de faire une subdivision dans le lœss pur sauf si, comme à Tongrinne, la zone à grandes fentes de gel repose directement sur l'horizon pédologique cryoturbé (R. PAEPE, 1966). Alors on est sûr d'avoir affaire au limon de couverture 2.

Le Tardiglaciaire est difficile à reconnaître dans la région lœssique. Dans la région des sables de couverture, surtout dans la Vallée Flamande et plus particulièrement à Zelzate, il peut atteindre 4 à 5 m d'épaisseur. Il débute par un dépôt tourbeux composé de trois ou quatre couches daté 12.300 ± 100 y.B.P. (GrN-4782) et donc d'âge Bølling. R. VANHOORNE (1966) avait déjà reconnu l'existence du Bølling en Belgique, notamment à Stabroek où il avait obtenu des datations au C-14 très semblables. C'est la raison pour laquelle nous préconisons le terme Sol de Stabroek pour ce niveau. Au-dessus suivent des dépôts de sables de couverture récents, très homogènes et on peut reconnaître en leur sein un niveau perturbé à racines de plantes qui pourrait correspondre à l'oscillation Allerød. R. VANHOORNE l'a reconnu assez souvent dans d'autres endroits des environs de Zelzate et de la Vallée Flamande. En région de transition on observe à la limite des sables de couverture 2 et des sables de couverture récents, un mince horizon de toutes fines fentes de gel et un deuxième un peu plus haut. Ceci nous permet de subdiviser les sables de couverture récents en deux parties. Il est surprenant que les niveaux de végétation se manifestent uniquement en région de sables de couverture. Nous avons donc implicitement assimilé le Dryas, le plus inférieur, aux sables de couverture 2. Mais compte tenu du fait que la masse des limons en région lœssique atteint le plus grand développement après la zone à grandes fentes de gel, il n'y a pas de raison pour arrêter le Pléni-Weichsel à ce dernier horizon. D'autre part, dans la région des sables de couverture, c'est seulement à partir de la tourbe dite de Stabroek que la végétation réapparaît périodiquement en abondance. Ceci nous amène également à la constatation suivante : il existe une ressemblance, d'une part, entre les formations limono-tourbeuses et,

d'autre part, entre l'ensemble des sables ou limons de couverture 1 qui sont suivis par plusieurs cycles de sédimentation de sables éoliens. Ceci nous fait penser à la relation équivalente qui se présente au-dessous de l'horizon pédologique cryoturbé, entre les limons et sables grossiers, d'une part, et les formations limono-tourbeuses, d'autre part. Comme dans les deux cas, ces dépôts sont précédés d'une formation sablo-graveleuse fluviale, nous croyons avoir affaire à deux cycles de sédimentation complets : le cycle des sables et graviers, limons et sables grossiers et formations limono-tourbeuses est appelé Pléniglaciaire A tandis que le deuxième cycle comprend, d'une part, la succession des sables entrecroisés, les limons et les sables de couverture 1 et 2 appelée Pléniglaciaire B et, d'autre part, les sables de couverture récents 1 et 2 ou Tardiglaciaire.

Ainsi la glaciation du Weichsel nous apparaît en région périglaciaire, qu'il s'agisse de la région des lèss ou des sables de couverture, comme un système bipartite dont la séparation est nettement marquée par la présence d'un horizon pédologique cryoturbé assimilé à l'interstade de Paudorf.

RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE.

Vraisemblablement, grâce à la simplicité relative des profils dans le lèss, nombre de coupes sont connues en dehors de notre pays et un parallèle avec nos observations est aisé. Dans le Nord de la France nous avons précédemment reconnu les niveaux établis ci-dessus et que nous avons tenté de subdiviser en Würm 1, 2 et 3 (R. PAEPE, 1963, 1965). Tout récemment, M. J. SOMMÉ de l'Université de Lille, nous a conduit devant quelques coupes — les unes déjà étudiées, les autres nouvelles, — notamment celles de Prêmesques et de Lambersart. Si la première fait penser à une succession de notre région lèssique et plus particulièrement celle de Volkegem, Lambersart reflète parfaitement, au moins dans sa partie inférieure, la région de transition. Nous y avons observé sous une couverture de 4 m de limon successivement : cailloutis 2 avec fines petites fentes de gel, sol de Kesselt, les formations limono-tourbeuses typiques, cailloutis 1 avec petites fentes de gel, sol de Warneton au sommet des limons et sables grossiers reposant eux-mêmes sur des lèss saaliens. Le *sol de Rocourt* semble manquer.

En région lœssique du Limbourg hollandais, M. O. S. KUYL du « Geologische Dienst » de Heerlen nous a amené devant le profil de Sittard dont la ressemblance avec le profil de Tongrinne est frappante. Cependant il existe quelques différences d'intensité. Le sol eemien à la base du profil est plus fortement développé tandis qu'à la place stratigraphique du sol de Warneton, il y a seulement un faible horizon humifère. Le limon qui suit est purement éolien et les seules perturbations consistent en quelques cryoturbations à son sommet où il y a également décalcification. Ce dernier niveau pourrait bien correspondre à notre horizon pédologique cryoturbé, car il est surmonté de 3 à 4 m de limon éolien. Mais même pour la région des sables de couverture il existe de fortes ressemblances entre la Belgique et les Pays-Bas. A cette fin il suffit de comparer le tableau litho-stratigraphique présenté ici avec celui de T. VAN DER HAMMEN et *al.* (1967) dont nous avons emprunté la représentation symbolique. La présence des formations limono-tourbeuses semble se manifester dans le terme utilisé pour ce dépôt diagnostique : « Loam beds and peat ». Or notre appellation originale, également en anglais, était : « Peaty loam formations ». D'autre part, les niveaux pédologiques qu'on y retrouve en Belgique, c'est-à-dire les *sols de Poperinge, de Hoboken et de Zelzate*, semblent avoir leur pendant néerlandais : Moershoofd, Hengelo et Denekamp, ce qui est soutenu par des datations au C-14.

Dans le graben du Bas-Rhin, M. W. PAAS (1962) du « Niederrheinisches Landesamt für Bodenforschung », nous a montré à Erkelenz un profil très semblable à celui de Sittard quoique le sol humifère au-dessus du sol eemien (ou sol d'Erkelenz) y soit mieux développé. Aussi le faciès typique des formations limono-tourbeuses commence à se développer, mais c'est à Frimmersdorf que son aspect caractéristique est le mieux représenté et ressemble particulièrement bien à celui observé dans le Nord de la France, à Lambersart.

Des coupes éloignées telles que celles de l'Autriche (J. FINK, 1962) et de la Tchécoslovaquie (V. LOŽEK et J. KUKLA, 1961) nous révèlent également l'existence d'une morpho-stratigraphie semblable à celle qu'on vient de décrire. Au-dessus du sol de Göttweig (interglaciaire Riss/Würm) existent à Stillfried plusieurs bandes humifères comparables aux récurrences du sol de Warneton à Warneton même (R. PAEPE, 1966) Elles sont surmontées de lœss soliflué jusqu'au niveau de Paudorf, puis de limon éolien. Le lœss soliflué se trouve donc dans la position stratigraphique des formations limono-tourbeuses. Le pédo-complexe Rocourt/

Warneton se retrouve également en Tchécoslovaquie où il a été appelé PK 2/3.

Les phénomènes groupés dans cette classification litho-stratigraphique ne semblent donc pas bornés à une région restreinte. Ceci nous apprend également que les unités litho-stratigraphiques sont la conséquence de changements de conditions paléoclimatiques à l'échelle mondiale. Il y a eu au moins autant de phases paléoclimatiques qu'il y a de séquences litho-stratigraphiques. Même les lignes sub-horizontales de discordance, qu'elles soient ou non soulignées par des cailloutis ou rangées de fentes de gel, caractérisent une phase paléoclimatique fort importante. Souvent l'une est une évolution graduelle de l'autre et c'est ainsi que le cailloutis est un stade intermédiaire entre un certain dépôt et une rangée de fentes de gel. Même s'il n'en reste presque plus rien, sa durée peut avoir été aussi longue que celle de la sédimentation du dépôt. Ceci confirme une fois de plus l'inefficacité d'un système purement chronologique pour subdiviser le Weichsel. En tenant compte de diverses unités litho-stratigraphiques, il y aurait ainsi une quinzaine de subdivisions. Mais même si maintenant nous sommes arrivé à connaître la séquence complète du Weichsel, ce qui nous semble soutenu par l'omniprésence des unités litho-stratigraphiques décrites, des recherches de plus en plus approfondies vont nous amener à subdiviser plus finement encore les phases climato-sédimentologiques. Dans cette optique on peut se demander quelle sera la notion paléoclimatique et même sédimentologique Würm 1 d'ici un quart de siècle ?

BIBLIOGRAPHIE.

- BASTIN, B., 1967, dans R. PAEPE, Guidebook of the meeting of the Sub-commission for Loess Stratigraphy in Belgium. (*Service Géologique de Belgique*.)
- DE CONINCK, F., GREGUSS, P., et VANHOORNE, R., 1966, La superposition des dépôts tourbeux datant des oscillations Allerød et Bølling à Stabroek (Belgique). (*Pédologie*, XVI, 3, pp. 293-308, Gand.)
- DEMOOR, G., 1963, Bijdrage tot de kennis van de fysieke landschapsvorming in Binnen-Vlaanderen. (*Tijdschr. Belg. Ver. Aardr. Studies*, Jg. XXXII, n° 2, blz. 329-433.)
- FINK, J., 1962, Studien zur absoluten und relativen Chronologie der fossilen Böden in Österreich. II: Wetzleindorf und Stillfried. (*Archaeologia Austriaca*, 25, S. 35-73, 1959.)
- GULLENTOPS, F. 1954, Contributions à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique. (*Mém. Inst. géol. Univ. de Louvain*, t. XVIII, pp. 125-252.)

- GULLENTOPS, F., 1957, Stratigraphie du Pléistocène supérieur en Belgique. (*Geologie en Mijnbouw*, n° 7, nieuwe serie, XIX^e jaar., blz. 305.)
- LOŽEK, V. and KUKLA, J., 1961, Outline of the Stratigraphy of the Czechoslovak Quaternary. (*Survey of Czechosl. Quaternary*, XXXIV, pp. 155-170.)
- MANIL G., 1949, Le Quaternaire des environs de Gembloux. La tranchée du Mazy. (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. LVIII, fasc. 1., pp. 139-152.)
- 1952, Quelques considérations générales sur la stratigraphie quaternaire et la pédogénèse à propos de la description de trois coupes de loess (Hesbaye gembloutoise). (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. LXXV, pp. 153-167.)
- PAAS, W., 1962, Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. (*Eisz. u. Gegenw.*, 12, pp. 165-230.)
- PAEPE, R., 1959, Bijdrage tot de kennis van de bodemgesteldheid van de Zandleemstreek. (Thèse de licence, Gand.)
- 1963, Bouw en oorsprong van de Vlakte van de Leie (Thèse de doctorat, p. 225, Gand.)
- 1964, Les dépôts quaternaires de la Plaine de la Lys. (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. LXXIII, fasc. 3, pp. 327-365.)
- 1965, On the presence of *Tapes Senescens* in some borings of the coastal plain and the Flemish Valley. (*Ibid.*, t. LXXIV, fasc. 2, pp. 1-5.)
- 1966, in VANHOORNE, R., Stratigraphy of the River Scheldt and Stratigraphy of the Flemish Valley. (*Second International Conference on Palynology*, Guidebook, pp. 1-17, Utrecht.)
- 1966, Comparative Stratigraphy of Würm Loess deposits in Belgium and Austria. (*Bull. Soc. belge de Géol.*, pp. 203-216.)
- PAEPE, R. en LOUIS, A., 1961, Invloed van de Niveo-fluviale afzettingen op de bodemtextuur in de Zandleemstreek. (*Pedologie*, t. XI, 1, pp. 49-60.)
- PAEPE and VANHOORNE, R., 1967, The Stratigraphy and Palaeobotany of the Late Pleistocene in Belgium. (*Mémoire Cartes géol. et min. de la Belgique*, n° 8, p. 95.)
- TAVERNIER, R., 1946, L'évolution du Bas-Escaut au Pléistocène supérieur. (*Bull. Soc. belge de Géol.* t. LV, fasc. 1.)
- 1948, Les formations quaternaires de la Belgique en rapport avec l'évolution morphologique du pays. (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. LVII, fasc. 3.)
- 1954, Le Quaternaire. (*Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, pp. 555-589, Liège.)
- TAVERNIER, R. et DE HEINZELIN, J. 1957, Chronologie du Pléistocène supérieur, plus particulièrement en Belgique. (*Geologie en Mijnbouw*, nieuwe serie, n° 7, pp. 306-309.)
- VAN DER HAMMEN, Th., 1951, Late-Glacial flora and periglacial phenomena in the Netherlands. (*Leidse Geol. Meded.*, vol. 17, pp. 71-183.)
- VOGEL, J.C. and ZAGWIJN, W.H., 1967, Groningen Radiocarbon dates VI. (*Radiocarbon*, vol. 9, 1967, pp. 63-106.)
- VAN DER HAMMEN, Th. et al., 1967, Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the Last-Glacial in the Netherlands. (*Geol. en Mijnbouw.*, jaarg. 46, 3, pp. 79-95.)