

POSSIBILITES DE CORRELATION DES DEPOTS WEICHSELIENS DE LA BELGIQUE ET DES PAYS-BAS.

PAR

Roland PAEPE

Service géologique de Belgique, Bruxelles (Belgique),

et Waldo ZAGWIJN

Rijks Geologische Dienst, Haarlem (Pays-Bas).

INTRODUCTION

Les subdivisions de la période weichsélienne** sont multiples et déjà la coexistence de deux dénominations au niveau des périodes géologiques, Weichsélien et Würm, démontre que les corrélations sont loin d'être établies.

Nous n'essaierons guère ici de faire le bilan de la vaste littérature qui lui a été consacrée ni de prendre position en faveur d'une subdivision en plusieurs interstade (H. GROSS, 1956, 1958, 1964) ou en faveur d'un système non subdivisé et d'évolution continue (J. BÜDEL, 1950).

Etant donné que le système de la dernière période glaciaire est un système climatique par excellence, sa subdivision doit être surtout basée sur les résultats obtenus dans une région bien déterminée, de préférence là où la série de couches est complète. A cet égard Arl. LEROI-GOURHAN (1968) vient d'attirer l'attention sur les conséquences néfastes de l'utilisation de termes chronologiques ou stratigraphiques en dehors de leur localité typique et sans corrélation adéquate. Trop souvent ce mélange de noms empruntés à des régions à séquences stratigraphiques incomplètes, a abouti à des conclusions fautives.

Conformément à ce principe, nous sommes d'avis que les corrélations se feront sur la base des résultats obtenus dans chacune de ces régions (R. PAEPE et R. VANHOORNE, 1967, T. VAN DER HAMMEN, 1967). Il n'y a pas que les courbes climatiques qui pourront être utilisées. Elles manquent bien souvent encore. Il faudra se servir des données lithostratigraphiques, biostratigraphiques et chronologiques.

C'est ainsi que la liaison entre les Pays-Bas et les régions de l'Europe centrale et méridionale a pu être élaborée. L'importance de cette corrélation résulte du fait qu'aux Pays-Bas, les couches organiques sont multiples et les séries lithologiques très épaisses et continues.

On en retrouve une petite partie dans le nord de la Belgique, dans la région dénommée la « région sableuse ». Vers le sud, cette région passe rapidement à la « région limoneuse » par l'intermédiaire de la « région sablo-limoneuse ». En langage génétique, ces régions ont été qualifiées de « région des sables de couverture », de « région de transition » et de « région lœssique ». Bien que l'épaisseur

* Manuscrit déposé le 8 avril 1971.

** Le comité de lecture du bulletin de l'A.F.E.Q. nous a indiqué que le terme « Vistulien » est généralement utilisé en France à la place du terme « Weichsélien ». Nous rappelons que selon les règles internationales de nomenclature proposées par la Sous-commission internationale pour la classification Stratigraphique de l'UISG, il n'est pas permis d'utiliser un terme chronostratigraphique comme « Weichsélien » dans une forme différente de celle de la publication originale (voir : I.M. VAN DER VLIERK, 1957. *Geologie en Mijnbouw* (NW. Serie), 1^{re} Jg. p. 310-312, Pleistocene correlations between the Netherlands and adjacent areas : a Symposium - conclusion).

des dépôts varie fortement d'une région à l'autre, l'étude de proche en proche des profils, a permis d'en établir les points de corrélation.

En dépit d'un nombre suffisant de datations au C 14 et d'analyses polliniques, ce sont surtout les études lithostratigraphiques qui prendront de l'importance dans les régions lœssiques. C'est pourquoi, tout en attribuant une notion climatique à des séries lithostratigraphiques, une telle corrélation démontre bien le caractère local de ces variations climatiques.

LA LITHOSTRATIGRAPHIE DES RÉGIONS

La *région des sables de couverture* s'étend sur presque tout l'ensemble du territoire hollandais, à l'exception des thalwegs ou vallées actuelles de la Meuse et du Rhin et d'une petite zone limoneuse dans le sud du pays ; en Belgique, cette même région se poursuit jusqu'aux grandes rivières du moins pour ce qui concerne leur partie qui coule d'est en ouest

On y retrouve des dépôts d'origine périglaciaire et locale tels que sables éoliens, dépôts de fonte de neige, couches de solifluxion et lits organiques. Les formations périglaciaires formées par l'eau courante ou même calme, seront appelées fluvio-périglaciaires.

Aux Pays-Bas, ce sont surtout les bassins glaciaires du Saale qui se sont révélés riches en profils complets contenant des multiples horizons favorables soit à l'analyse pollinique, soit à la datation au C 14. En Belgique, c'est la « Vallée flamande », représentant un ancien exécutoire du système hydrographique au nord-ouest de Gand, qui a fourni les séquences les plus complètes. De ces régions, on retiendra respectivement le nom des localités d'Amersfoort et de Zelzate. C'est leurs profils que nous allons discuter plus amplement ci-après.

Bien que la stratigraphie locale de ces dépôts puisse largement varier, l'étude comparative de plusieurs de ces profils a permis d'élaborer une lithostratigraphie standard pour la région des sables de couverture. Ainsi et malgré les différences d'ordre local, il est possible de comparer des profils aussi éloignés que ceux que nous venons de citer.

Nous passerons sur des détails décrits à plusieurs reprises et en nous référant pour ces détails, aux travaux de T. VAN DER HAMMEN *et al.* (1967) et R. PAEPE et R. VANHOORNE (1967).

Tout en faisant débiter le Tardiglaciaire par les dépôts ou leurs équivalents, de l'interstade du Bølling (*sol de Stabroek* en Belgique), cette période se divise en deux parties. Ce sont les *sables de couverture récents* séparés par l'horizon *d'Usselo* aux Pays-Bas ; ce sont les *sables de couverture tardifs* séparés par le *sol de Roksem* en Belgique. Ils ne dépassent guère 3 m et conservent une allure sub-horizontale. Les nombreuses datations absolues, surtout en provenance des Pays-Bas, ont permis de fixer la chronologie de cette période comme suit :

Fin Dryas supérieur	: circa 10 000 ans B.P.
Interstade Allerød (Usselo-Roksem)	: 11 000 - 11 800 ans B.P.
Interstade Bølling (Stabroek)	: 12 000 — 12 400 ans B.P.

Certains préfèrent étendre le Tardiglaciaire vers le bas et y intégrer la couche sableuse immédiatement sous-jacente. E. PAULISSEN (communication orale) voit dans l'existence de formations dunaires ayant une granulométrie typique à ce niveau en Campine belge, les arguments principaux pour cette intégration. Mais nous sommes plutôt d'avis qu'il s'agit là de phénomènes purement locaux que nous n'avons pu généraliser à d'autres régions.

Cette couche qui est de l'ordre de 1 m d'épaisseur forme alors la partie supérieure des *sables de couverture 2 (anciens, aux Pays-Bas)*. Ces sables se caractérisent par leur stratification horizontale remarquable et leur granulométrie à tendance limoneuse. Aux Pays-Bas, on n'y retrouve pas de traces de phénomènes périglaciaire tandis qu'en Belgique, notamment à Zelzate, les niveaux de cryoturbation y sont très nets. En l'absence totale de trace de végétation, nous attribuons ce niveau entièrement au Pléniglaciaire.

En effet, ce sable repose sur un niveau de cailloux rappelant une surface d'émersion sous climat désertique et froid. Nombreuses sont les fentes de gel à ce niveau et on note également la présence de cailloux éolisés. C'est le *gravier de Beuningen* aux Pays-Bas et le *cailloutis 3 à grandes fentes de gel* en Belgique. Leur formation semble avoir été complexe tout en ayant subi des stades climatiques différents. C'est ainsi que nous y retrouvons également des structures fluviales, ou mieux encore fluvio-périglaciaires.

Le caractère érosif du niveau de Beuningen se traduit par la nature et l'âge sensible différents des dépôts sous-jacents. Mais il se peut comme à Zelzate et Amersfoort que s'y ajoute un niveau de sables éoliens, les *sables de couverture 1 (anciens, aux Pays-Bas)*. Malgré sa structure et sa texture assez proche des *sables de couverture 2* sus-jacents, on y retrouve un nombre plus grand de phénomènes dus au gel tels que les fentes et cryoturbations réparties dans la masse. Quelques traces de végétation peuvent également y être observées en Belgique. Vers la base, le caractère fluvial s'accroît pour passer finalement à des sables fluviaux purs amenés par l'eau de fonte de neige. A Amersfoort, ces sables n'ont pas été observés mais à Zelzate, dans la Vallée flamande, ils peuvent représenter plus de 3 m d'épaisseur. Ils rappellent les dépôts nivéo-fluviaux que T. VAN DER HAMMEN (1952) a décrit dans la « Dinkel Vallei » aux Pays-Bas. Cette formation se compose de chenaux remplis tantôt de sables grossiers graveleux, tantôt de sables limoneux stratifiés, ce qui leur a valu le nom de « sables entrecroisés ».

Le nom de Pléniglaciaire (Weichsélien) supérieur a été proposé pour ces dépôts aussi bien aux Pays-Bas qu'en Belgique. Toutefois, il faudra souligner qu'auparavant seuls les *sables de couverture anciens 2* aux Pays-Bas portaient le nom de Pléniglaciaire B, tandis qu'en Belgique, cette dernière désignation incorporait les deux niveaux des sables de couverture, y compris le cailloutis 3. Avant, encore, on attribuait les *sables de couverture 2* au Würm 3. Mais nous savons qu'une telle appellation est erronée.

Les couches fluvio-périglaciaires deviennent plus importantes encore dans les formations du Pléniglaciaire moyen qui suivent vers le bas. On y trouve également plusieurs niveaux organiques qui dépassent de loin les quelques restes végétaux mentionnés dans les *sables de couverture 1*. Contrairement à l'allure régulière et subhorizontale des formations précédentes, les dépôts du Pléniglaciaire moyen varient en épaisseur. En effet, ils remplissent les creux du relief qu'ils recouvrent préparant ainsi le paysage aplani sur lequel se déposeront les formations du Pléniglaciaire supérieur. Ce dernier contact est d'ailleurs marqué par la présence d'un nouveau cailloutis subhorizontal, le *cailloutis 2 avec fines fentes de gel* en Belgique et sans fentes de gel aux Pays-Bas.

Il existe un certain rythme dans la sédimentation de ces couches. Aux Pays-Bas, les niveaux organiques sont liés à trois faciès limoneux fortement cryoturbés et séparés par des sables nivéo-fluviaux. Ces sables peuvent atteindre 15 m d'épaisseur et prendre une place prépondérante dans cette série, jusqu'à éliminer les horizons limoneux, à l'exception du niveau supérieur.

Une situation semblable existe en Belgique excepté que les couches sableuses entre les trois niveaux limono-tourbeux sont finement stratifiées. Elles permettent de distinguer une séquence régulière à minces bandes de limons tou-

jours tourbeux, sablo-limoneux et de sables. C'est entre ces répétitions, à la base des couches de sables, que de petites fentes se sont implantées. Leur fréquence semble être plus grande en Belgique qu'aux Pays-Bas. Leur forme révèle celle des sols réticulés de la toundra.

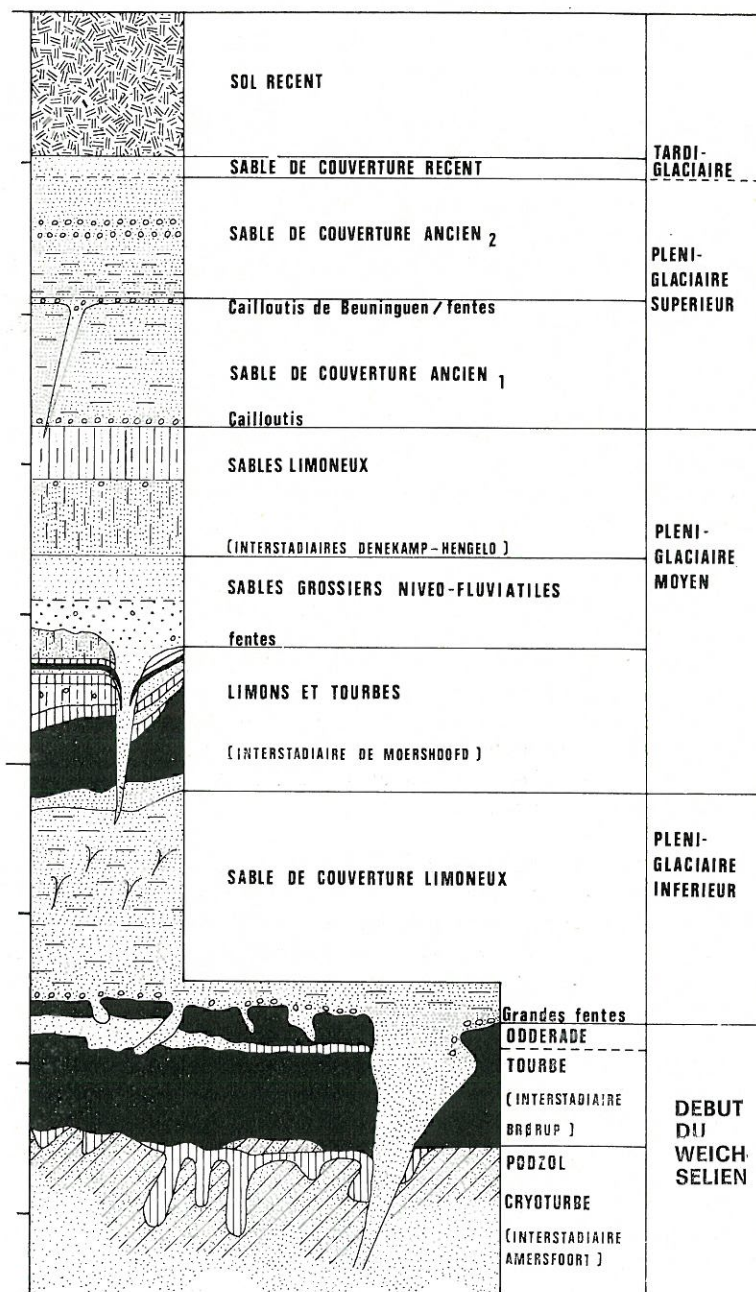


FIG. 2 : Coupe de l'excavation d'Amersfoort (Liendert) (1967).

Cette alternance constante de sable, de limon et de tourbe est à l'origine de leur dénomination commune, quoique suggérée indépendamment aux Pays-Bas et en Belgique : *formations limono-tourbeuses*. C'est la-dedans qu'on retrouve les trois principaux interstades du Weichsélien, des Pays-Bas :

Interstade de DENEKAMP	:	29 000 —	32 000 ans B.P.
Interstade de HENGELO	:	37 000 —	39 000 ans B.P.
Interstade de MOERSHOOFD	:	43 000 —	plus que 50 000 ans B.P.

En Belgique, l'interstade de Denekamp a pu être daté par la tourbe fortement cryoturbée qui coiffe les *formations limono-tourbeuses* à Zelzate (28 200 ± 270 ans B.P., GrN 4783). Les deux autres, bien que présents à Zelzate, n'ont pas donné de résultat et seul l'interstade correspondant à celui de Hengelo appelé ici *sol de Hoboken* a pu être daté tout près d'Anvers. Pourtant, malgré sa position stratigraphique indubitable, sa datation n'est pas tout à fait satisfaisante : 32 490 ± 440 ans B.P. (GrN 4781).

Le Pléniglaciaire inférieur a été étudié en quelques localités seulement. Les dépôts sont à nouveau du type des sables de couverture, subhorizontalement stratifiés, limoneux et exempts de toute trace végétale. A leur base, on trouve de très grandes fentes de gel comme c'est le cas dans la coupe du Liendert à Amersfoort. Dans la partie belge de cette région, on n'a pas reconnu ces dépôts comme tels jusqu'à présent, sauf peut-être à Zemst (R. PAEPE, 1968, inédit). Selon toute vraisemblance, ils ont été en grande partie érodés et c'est la raison pour laquelle nous assimilons le *cailloutis 1 avec petites fentes de gel* à cette période.

Ces formations pléniglaciaires reposent en général sur des dépôts attribués à l'Interglaciaire Eemien. Même dans les coupes de Zelzate et d'Amersfoort, la place réservée aux formations datant du tout début du Weichsélien est restreinte. Toutefois leur présence complète la série weichsélienne et contribue à la corrélation avec des profils d'autres régions. Aux Pays-Bas, nous trouvons surtout des sables de couverture grossiers, semblables à ceux du Tardiglaciaire, séparés par deux niveaux limono-tourbeux. En Belgique, ce niveau se distingue par une série de *limons et sables grossiers*, parfois à niveaux tourbeux et surmontant des *sables et graviers*, ravinant le substratum préweichsélien.

Ces niveaux limono-tourbeux passent latéralement à des sols podzoliques, et sont le plus souvent accompagnés de déformations dues à la cryoturbation. Même si leur composition pollinique indique un climat favorable à une végétation forestière à ces niveaux, les formes périglaciaires démontrent déjà l'existence périodique de phases froides. C'est la période que l'on dénomme parfois Eo-Würm en français. Si aux Pays-Bas les deux niveaux limono-tourbeux s'assimilent facilement aux interstades d'Amersfoort et de Brørup, par contre en Belgique, une seule couche se manifeste à ce niveau, du moins en cette région. Elle pourrait bien englober les deux interstades des Pays-Bas.

C'est à Zelzate (Belgique) qu'on trouve la plaque tournante, orientée d'une part vers les dépôts marins du nord de l'Europe, d'autre part vers les dépôts lœssiques du sud et du centre de l'Europe.

En effet, nous y retrouverons des dépôts marins contenant *Corbicula fluminalis* et *Tapes senescens var. eemiensis* sous les dépôts weichséliens. De plus, on peut latéralement corréler ces dépôts à un horizon B fossile d'un sol brun lessivé, dont le développement est lié à un climat tempéré humide interglaciaire. On trouve donc dans le profil de Zelzate la double expression de l'Interglaciaire eemien : son facies marin et son facies continental.

Ainsi le faciès continental de l'Eemien et la position stratigraphique des dépôts weichséliens ont été indubitablement déterminés, par les sables marins eemiens, connus dans le nord de l'Europe sous le nom de « sables à Senescens ».

La RÉGION DE TRANSITION n'existe qu'en Belgique. Elle se caractérise par la texture sablo-limoneuse des dépôts superficiels. En effet, la tendance déjà notée dans la région des sables de couverture belge, en faveur d'une texture généralement limoneuse pour les dépôts antépléniglaciaire supérieur, s'affirme. Toutefois, il y a un léger décalage lithostratigraphique puisqu'on retrouve déjà les faciès limoneux au niveau des *sables de couverture 1*, dénommés en cette région, *limons de couverture 1*. C'est bien là que le caractère de région de transition s'exprime le mieux.

Les corrélations avec la région des sables de couverture se situent surtout au niveau des dépôts inférieurs, plus particulièrement dans les couches appartenant au Pléniglaciaire moyen. Les *formations limono-tourbeuses* s'y présentent toujours sous leur forme stratifiée, typique de la région des sables de couverture. On y reconnaît mieux encore les trois interstades susmentionnés. Le plus inférieur d'eux, le *sol de Poperinge*, a pu être indubitablement déterminé et daté (45 600 ± 1 500 ans B.P.; GrN 4856) permettant ainsi son assimilation à l'interstade de Moershoofd.

Ce dernier niveau repose partout dans cette région, comme à Zelzate, sur les *limons et sables grossiers* contenant une tourbe dont le spectre pollinique s'est révélé ici proche de celui d'Amersfoort. Bien que généralement présent, R. PAEPE l'a dénommé *sol de Warneton*, d'après le lieu où il a été observé pour la première fois. Parfois, dans des cuvettes, le *sol de Warneton* se dédouble en plusieurs couches tourbeuses. Cela nous rappelle le profil du Liendert. R. VANHOORNE affirme d'ailleurs l'affinité que ce niveau démontre dans certains profils avec l'interstade de Brørup. Le *sol de Warneton* est donc un pédocomplexe.

En dehors des cuvettes, dans une position topographique un peu plus élevée, le *sol de Warneton* converge toujours vers un simple horizon, surmontant un horizon B textural. On se rappellera l'image de la base du profil de Zelzate où une telle succession d'horizons pédologiques se manifeste également. Mais la position morphologique, telle qu'elle est observée en région de transition prouve qu'il s'agit bien de deux sols séparés dans la séquence stratigraphique et le temps.

DANS LA RÉGION LÆSSIQUE, c'est cette même séquence pédologique qui marque son affinité stratigraphique avec les régions précédemment décrites. F. GULLENTOPS (1954) avait attribué un âge Riss/Würm (Eemien) à l'ensemble de ces deux horizons pédologiques superposés. Toutefois, pour les raisons mentionnées plus haut, le niveau humifère est assimilé au *sol de Warneton*. Ainsi, le nom de *sol de Rocourt* que F. GULLENTOPS avait préconisé, se réfère uniquement à l'horizon B textural de cette séquence. D'ailleurs, l'âge interglaciaire est ainsi réaffirmé par l'étude comparative que nous venons d'exposer.

Plus récemment B. BASTIN (1969) a démontré par une étude pollinique du profil de Rocourt que le niveau humifère ne doit pas être rattaché à la fin de l'Eemien, mais bien au début du Würm. Ce même auteur prétend reconnaître les deux interstades, Amersfoort et Brørup du début du Weichsélien, dans le diagramme pollinique qu'il a établi. Cependant, il faut reconnaître que cette analyse a été effectuée dans un dépôt de cuvette. Or, en dehors de cette position particulière, il n'existe toujours, comme en région de transition, qu'un simple horizon à ce niveau stratigraphique. Lithostratigraphiquement parlant, il nous semble utile de conserver le terme *sol de Warneton*, pour la région du lœss également.

Ensuite, ce sont toujours les *formations limono-tourbeuses* qui servent de liaisons lithostratigraphique, avec la région de transition. Bien qu'en beaucoup d'endroits, les niveaux de Hoboken et de Poperinge manquent comme tels, la structure sédimentaire de cette formation permet une corrélation. D'autre part, la permanence du sol brun à la partie supérieure de ces dépôts, ainsi que l'intensité de la cryoturbation qui l'affecte, ne laisse aucun doute qu'on est ici en présence du pendant du *sol de Zelzate* en régions lœssique. Ce *sol* dit de *Kesselt* (F. GULLENTOPS, 1954) se distingue de son corrélatif des autres régions, par l'absence d'un faciès tourbeux. Il peut, au grand maximum, présenter une gleyification (« gleyfleckenzone »). Notons encore qu'on a pu observer en région de transition, le passage latéral du faciès tourbeux au faciès sol brun.

Finalement, en plus des *limons de couverture 1*, des limons éoliens couvrent également le *cailloutis 3 avec grandes fentes* donnant lieu aux *limons de couverture 2*. Ici, les grandes fentes atteignent leur plus grandes dimensions (profil de Tongrinne).

De très grandes fentes se retrouvent encore à un niveau plus bas, dans le même profil de Tongrinne. Elles se situent juste au-dessus des limons éoliens qui recouvrent le *sol de Warneton*. Elles rappellent celles trouvées au Liendert (Amersfoort) au même niveau stratigraphique (R. PAEPE, inédit).

C'est par ces profils lœssiques que la liaison avec des régions lœssiques plus éloignées est devenue possible. Il est remarquable que, malgré la différence de texture des sédiments clastiques, la répartition des niveaux humifères reste analogue. R. PAEPE (1966) a attiré l'attention sur un tel parallélisme, qui existe entre les profils autrichiens et belges. Cette comparaison a d'ailleurs été soutenue par les résultats polliniques obtenus dans les deux régions. En outre, c'est par les régions de transition et lœssique belges que la région des sables de couverture néerlandaise a été reliée à la région lœssique du sud des Pays-Bas.

DISCUSSION ET CONCLUSION

L'analyse lithostratigraphique précédente permet de conclure à la possibilité de corréler les régions weichséliennes belges avec le vaste bassin de sédimentation que représente la région des sables de couverture hollandaise. Même si les régions lœssiques s'avèrent plus incomplètes que le bassin hollandais, il y a lieu de distinguer plusieurs points de comparaison. Malgré l'absence d'un nombre suffisant de datations au C 14, le progrès obtenu dans le domaine des analyses polliniques des régions de transition et lœssique, permet cette comparaison (*fig. 1*).

L'horizon de référence est partout représenté par des couches d'âge eemien. Les trois interstades de l'éo-weichsélien, depuis longtemps reconnu aux Pays-Bas, sont généralement présents dans les régions plus méridionales, sous forme d'un seul pédocomplexe : *sol de Warneton*. Toutefois, R. VANHOORNE (1967) attire l'attention sur la présence d'une flore tantôt proche de l'interstade d'Amersfoort tantôt proche de l'interstade de Brørup. B. BASTIN (1969) conclut même à l'existence de l'interstade d'Odderade, au-dessus des deux précédents, à Rocourt.

Cette période se caractérise par l'alternance de phases floristiques de toundra boisée et de forêt. Pendant la phase forestière, la température moyenne de juillet variait de 15° à 17 °C, tandis qu'elle retombait à 10 °C pendant la phase de toundra boisée (*fig 2*).

L'éo-weichsélien se termine vers 50 000 ans B.P. lorsqu'un climat désertique froid s'annonce, dont on retrouve les traces dans l'apparition, — et ceci pour la première fois dans le profil — d'un cailloutis et de grandes fentes de gel.

		BELGIQUE		PAYS BAS		PHENOMENE PERIGLAC	
CHRONO-STRATIGRAPHIE	Holocène	LITHOSTRATIGRAPHIE et SOLS	LITHOSTRATIGRAPHIE et SOLS	LITHOSTRATIGRAPHIE et SOLS	LITHOSTRATIGRAPHIE et SOLS	LITHOSTRATIGRAPHIE et SOLS	LITHOSTRATIGRAPHIE et SOLS
		Region des Loess	Region des sables de couverture	Region des sables de couverture	Region des sables de couverture	Region des sables de couverture	Region des sables de couverture
TARDI-GLACIAIRE	ALLERØD	?	SABLE de COUVERTURE RECENT II	SABLE de COUVERTURE RECENT II	SABLE de COUVERTURE RECENT II	SABLE de COUVERTURE RECENT II	SABLE de COUVERTURE RECENT II
	BOLLING		SABLE de COUVERTURE RECENT I	SABLE de COUVERTURE RECENT I	SABLE de COUVERTURE RECENT I	SABLE de COUVERTURE RECENT I	SABLE de COUVERTURE RECENT I
PLENI-GLACIAIRE SUP.			SABLE de COUVERTURE ANCIEN II	SABLE de COUVERTURE ANCIEN II	SABLE de COUVERTURE ANCIEN II	SABLE de COUVERTURE ANCIEN II	SABLE de COUVERTURE ANCIEN II
			Cailloutis de Beuningen et dépôts niveofluviatiles grossiers	Cailloutis de Beuningen et dépôts niveofluviatiles arctique	Cailloutis de Beuningen et dépôts niveofluviatiles arctique	Cailloutis de Beuningen et dépôts niveofluviatiles arctique	Cailloutis de Beuningen et dépôts niveofluviatiles arctique
			SABLE de COUVERTURE ANCIEN I	SABLE de COUVERTURE ANCIEN I	SABLE de COUVERTURE ANCIEN I	SABLE de COUVERTURE ANCIEN I	SABLE de COUVERTURE ANCIEN I
PLENI-GLACIAIRE MOYEN	DENEKAMP		SABLES GROSSIERS (niveofluviatiles)	SABLES GROSSIERS (niveofluviatiles)	SABLES GROSSIERS (niveofluviatiles)	SABLES GROSSIERS (niveofluviatiles)	SABLES GROSSIERS (niveofluviatiles)
	HENGELØ		COUCHES de LIMON et de TOURBE	COUCHES de LIMON et de TOURBE	COUCHES de LIMON et de TOURBE	COUCHES de LIMON et de TOURBE	COUCHES de LIMON et de TOURBE
	MOERS HOOFD		SABLE de COUVERTURE	SABLE de COUVERTURE	SABLE de COUVERTURE	SABLE de COUVERTURE	SABLE de COUVERTURE
PLENI-GLACIAIRE INF.			SABLE de COUVERTURE LIMONEUX et couches de sable grossier niveofluviatile	SABLE de COUVERTURE LIMONEUX et couches de sable grossier niveofluviatile	SABLE de COUVERTURE LIMONEUX et couches de sable grossier niveofluviatile	SABLE de COUVERTURE LIMONEUX et couches de sable grossier niveofluviatile	SABLE de COUVERTURE LIMONEUX et couches de sable grossier niveofluviatile
DEBUT WEICH-SELLEN	BRØRUP		Tourbes et Podzols	Tourbes et Podzols	Tourbes et Podzols	Tourbes et Podzols	Tourbes et Podzols
	AMERS FOORT		Sable de couv grossier	Sable de couv grossier	Sable de couv grossier	Sable de couv grossier	Sable de couv grossier
			Tourbes et Podzols	Tourbes et Podzols	Tourbes et Podzols	Tourbes et Podzols	Tourbes et Podzols
INTERGL. EEMEN			Sable de c. grossier	Sable de c. grossier	Sable de c. grossier	Sable de c. grossier	Sable de c. grossier
			Tourbes et sols	Tourbes et sols	Tourbes et sols	Tourbes et sols	Tourbes et sols
			Dépôts marins	Dépôts marins	Dépôts marins	Dépôts marins	Dépôts marins

Si R. VANHOORNE et W. H. ZAGWIJN soutiennent l'absence de vraies forêts, B. BASTIN suggère la persistance de forêts-galeries même pendant les phases les plus froides du Pléniglaciaire moyen. Pour arriver à cette conclusion, B. BASTIN défend la contemporanéité de pollens tels que *Quercus* et *Ulmus* et la mise en place du sédiment. Il exclut la percolation de ces pollens lors d'un processus pédologique plus récent. Cependant, l'étude micro-pédologique sur lame mince des dépôts loessiques (R. PAEPE, en cours) situés bien plus bas que la pédogenèse actuelle semble prouver le contraire.

Il existe un film continu de plasma colloïdal à travers ces dépôts, soi-disant non altérés. Ce film peut bien avoir transporté des grains de pollens. D'autre part, les structures sédimentaires observées dans les *formations limono-tourbeuses* démontrent bien l'existence d'un ruissellement intense sur de vastes étendues (R. PAEPE, 1967). Ce phénomène ne nous semble guère possible en présence d'une forêt de chênes et d'ormes. On s'attendrait plutôt à une érosion profonde par des eaux concentrées. Or, on se trouve dans la phase de colmatage de loin la plus importante du Pleistocène supérieur.

Une deuxième période de froid extrême se situe au passage de Pléniglaciaire moyen au Pléniglaciaire supérieur vers 28 000 ans B.P. et se matérialise dans le développement d'un deuxième cailloutis, accompagné dans le sud par des fentes de gel.

Mais avant d'atteindre le maximum du froid pendant le Pléniglaciaire supérieur, quelque part entre 26 000 et 14 000 ans B.P., il faut d'abord passer encore par une phase relativement plus tempérée. C'est la période où l'on assiste à la sédimentation des *limons et sables de couverture 1* et localement, des *sables entrecroisés*. Avec le développement du *gravier de Beuningen* et de son pendant belge, le *cailloutis 3 avec grandes fentes de gel*, nous retrouvons en quelque sorte, les mêmes conditions climatiques qu'au tout début du Pléniglaciaire. Si cette période de froid extrême est caractérisée par une phase d'émersion et de déflation, avec sa disparition, on retrouve la sédimentation qui conduit au dépôt des *limons et sables de couverture 2*. La sécheresse règne toujours ce qui explique le dépôt des loess purs en région loessique.

La température moyenne de juillet a dû descendre en dessous de 5 °C comme le laisse supposer le développement des grandes fentes de gel.

Au Tardiglaciaire, on se retrouve aux conditions climatiques du début du Weichsélien et les oscillations de Bølling et de l'Allerød reflètent en quelque sorte celles des interstades éo-weichséliens.

Du point de vue géomorphologique, c'est le retour à l'érosion dite normale. En Belgique, les vallées en forme de V contiennent des dépôts de tourbes d'âge Allerød, ce qui prouve que leur mise en place date de l'interstade précédent, le Bølling (R. PAEPE et R. SOUCHEZ, en cours).

BIBLIOGRAPHIE

- BASTIN (B.). — 1969 « Premiers résultats de l'analyse pollinique des loess en Belgique » (*Bull. A.F.E.Q.*, 1, p. 3-11).
- BÜDEL (J.). — 1950. « Die Klimaphasen der Würmeiszeit » (*Die Naturwiss.*, 37, S. 438-449).
- DE CONINCK (Fr.), GREGUËSS (P.) et VANHOORNE (R.). — 1966. « La superposition des dépôts tourbeux datant des oscillations Allerød et Bølling à Stabroek (Belgique) » (*Pédologie* 16, 3, p. 293-308).
- GROSS (H.). — 1956. « Das Götterweiger Interstadial, ein zweiter Leithorizont der Letzten Vereisung » (*Eiszeitalter und Gegenwart*, Bd. 7, S. 87-101).
- GROSS (H.). — 1958. « Die bisherigen Ergebnisse von C14 — Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und Nachbargebieten » (*Eiszeitalter und Gegenwart*, Bd. 9, S. 155-187).
- GROSS (H.). — 1964. « Das Mittelwürm in Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten » (*Eiszeitalter und Gegenwart*, Bd. 15, S. 187-198).

- GULLENTOPS (F.). — 1964. « Contributions à la chronologie du Pléistocène et des formes de relief en Belgique » (*Mém. Inst. géol. de Louvain*, XVIII, 125-252).
- GULLENTOPS (F.). — 1957. « Stratigraphie du Pléistocène supérieur en Belgique » (*Geol. en Mijnbouw*, N. S. 39, 7, p. 305).
- LEROI-GOURHAN (Arl.). — 1968. « Dénominations des oscillations würmiennes » (*Bull. A.F.E.Q.*, 4, p. 281-287).
- PAEPE (R.). — 1965. « On the Presence of *Tapes senescens* in some Borings of the Coastal Plain and the Flemish Valley of Belgium » (*Bull. Soc. belge de géol.*, 74, 2, p. 1-5).
- PAEPE (R.). — 1966. « Comparative Stratigraphy of Würm Löss Deposits in Belgium and Austria » (*Bull. Soc. belge de Géol.*, 75, 2, p. 203-216).
- PAEPE (R.) et VANHOORNE. — 1967. « The Stratigraphy and Palaeobotany of the Late Pleistocene in Belgium » (Mémoire n° 8, *Cartes géol. et min. de la Belgique*, p. 96).
- VAN DER HAMMEN (T.). — 1951. « Late Glacial flora and periglacial phenomena in the Netherlands » (*Leidse Geol. Mededelingen*, 17, p. 71-183).
- VAN DER HAMMEN (T.). — 1952. « Dating and Correlation of periglacial deposits in Middle and Western Europe » (*Géol. en Mijnbouw*, N. S. 14, 9, P. 238-336).
- VAN DER HAMMEN (T.), MAARLEVELD (G.C.), VOGEL (J.C.) et ZAGWIJN (W.H.). — 1967. « Stratigraphy, Climatic Succession and Radiocarbon Dating of the Last-Glacial in the Netherlands » (*Geol. en Mijnbouw*, 46, 3, p. 79-95).
- VANHOORNE (R.) et VERBRUGGHEN (C.). — 1969. « Le Tardiglaciaire à Roksem (Belgique) » (*Bull. Inst. roy sc. naturelles*, t. 45, fasc. 21).
- ZAGWIJN (W.H.). — 1961. « Vegetation, Climate and Radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. Part I. Eemian and Early Weichselian » (*Med. Geol. Sticht.*, N. S. 14, p. 15-45).
- ZAGWIJN (W. H.) et PAEPE (R.). — 1968. « Die Stratigraphie der Weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens » (*Eiszeitalter und Gegenwart*, Bd 19, S. 129-146).
-

FIG. 1 : Coupe de Zelzate. Profil idéal de l'excavation du Tunnel de Zelzate (1964).

