

Józef Edward Mojski *

Varsovie

LA STRATIGRAPHIE DES LOESS DE LA DERNIÈRE PÉRIODE GLACIAIRE

Résumé de l'auteur

Les loess appartenant à la Glaciation Baltique (dernière) forment trois séries stratigraphiques. La série inférieure repose sur le sol interglaciaire éémien et appartient au Stade de Szczecin. Le tchernoziom brun qui le recouvre s'est développé pendant l'interstade Brørup. Les séries moyenne et supérieure du loess représentent le Stade Principal. Le sol fossile qui les sépare, du type d'un sol lessivé ou de gley en général, s'est formé à l'interstade Paudorf.

Les profils stratigraphiques complets du loess ne s'observent qu'en partie orientale et centrale des plateaux polonais. Vers l'ouest les séries particulières de loess deviennent de plus en plus minces. Des surfaces de discordance y apparaissent fréquemment, le profil du loess devient réduit et incomplet.

La subdivision stratigraphique des loess appartenant à la dernière période glaciaire — à la Glaciation Baltique — est fondée, en Pologne, sur plusieurs dizaines de coupes étudiées sur les plateaux et représentant la succession complète de couches au-dessous desquelles il y a du sol interglaciaire éémien. De tels profils existent surtout sur le Plateau de Horodło, dans le Roztocze de l'ouest, sur les plateaux de Nałęczów et de Sandomierz, l'avant-pays nord du Massif de la Ste-Croix y compris (fig. 1). En plusieurs coupes la base du loess est datée par la présence au-dessous d'elle des dépôts soit glaciaires, soit fluvioglaciaires rissiens (Glaciation de la Pologne Centrale).

La base essentielle de la subdivision stratigraphique des loess constituent les sols fossiles. Leur nombre et leur caractère permettent, tout en tenant compte d'un nombre de conditions, de déterminer combien y a-t-il eu d'interruptions en accumulation du loess et d'apprécier leur durée et les conditions climatiques du milieu qui régnait lors du développement des sols fossiles. La base moins usée de la subdivision constituent des surfaces d'érosion—dénudation sépa-

* L'Institut Géologique, Varsovie, ul. Rakowiecka 4.

rant les horizons particuliers du dépôt. Une importance secondaire possèdent aussi les critères paléontologiques et archéologiques — ceux-ci surtout à cause de la pauvreté des gisements paléolithiques à l'intérieur des profils du loess complets du point de vue de la stratigraphie.

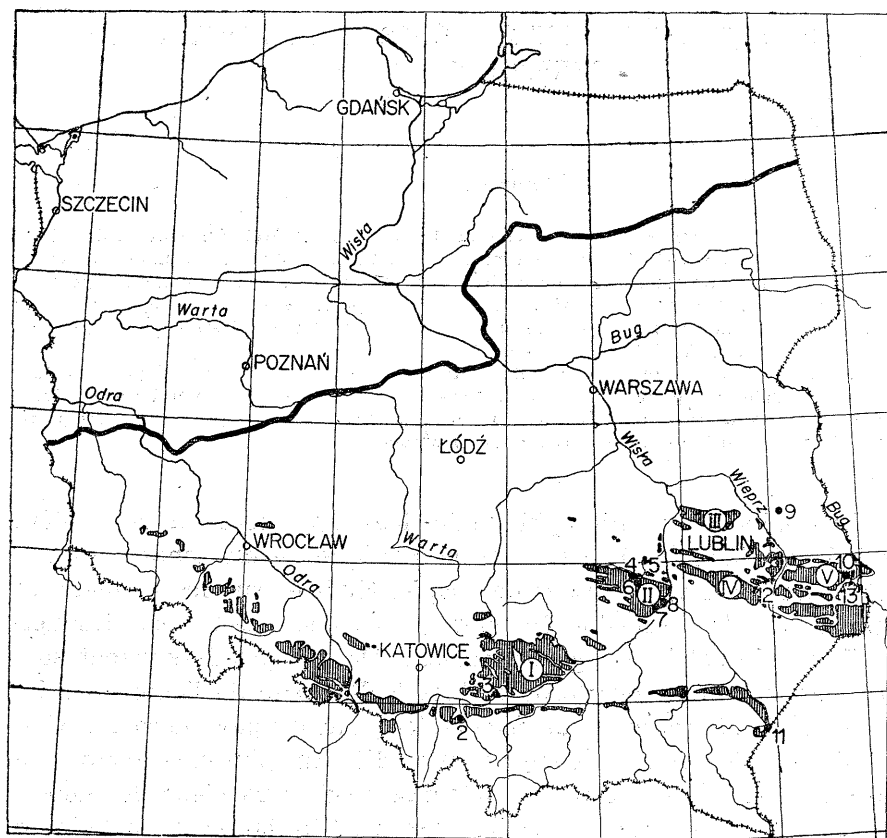


Fig. 1. Carte de la répartition du loess et des profils discutés dans le texte en Pologne

I. loess du Plateau de Miechów; II — loess du Plateau de Sandomierz; III — loess du Plateau de Nałęczów; IV — loess du Roztocze de l'ouest; V — loess du Plateau de Horodło

1. Racibórz—Ocice; 2. Wadowice; 3. Zwierzyniec; 4. Biskupie Doły; 5. Nietulisko Małe; 6. Komorniki; 7. Chobrzany; 8. Gołębice; 9. Podgębokie; 10. Nieleśdew; 11. Pikulice; 12. profil des loess du Roztocze de l'ouest (fig. 6); 13. profil des loess de l'Escarpement de Horodecz (fig. 5)

La répartition du loess en Pologne selon H. Maruszczak et J. E. Mojski. La ligne épaisse marque la limite de la Glaciation Baltique sur la Plaine de la Pologne

L'INTERGLACIAIRE ÉMIEN

L'étude du profil stratigraphique des loess provenant de la dernière période glaciaire doit être commencée par une caractéristique du paléosol interglaciaire émien. Il constitue l'horizon directif dans les profils du loess et renferme parfois des traces de certains processus agissant au début de la dernière période glaciaire. Le sol est d'habitude développé sur du loess rissien, mais aussi parfois sur d'autres dépôts représentant d'autres faciès du même âge.

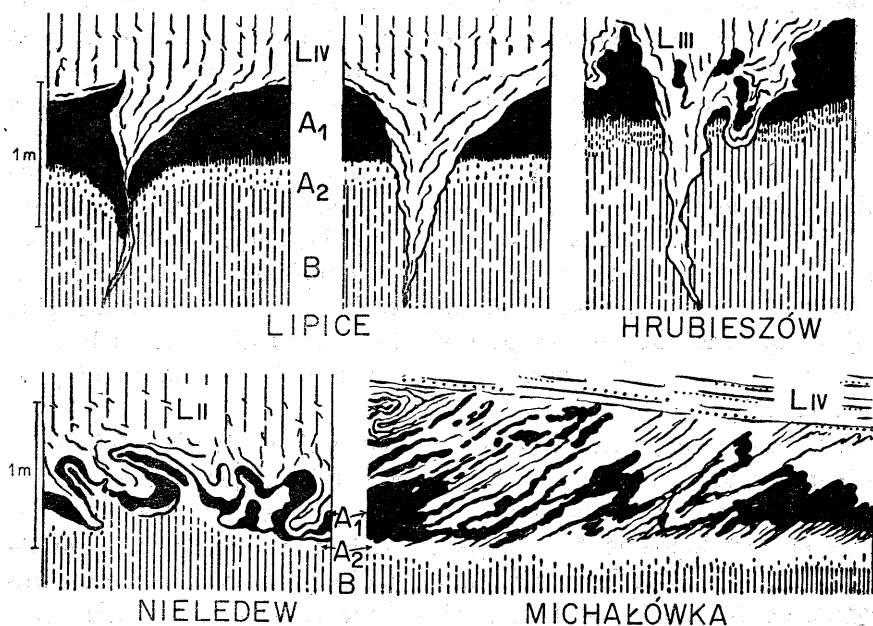


Fig. 2. Les caractères texturaux directifs du sol interglaciaire émien et du sol de l'interstade Brørup dans les loess de l'Escarpe de Horodlo

LII, LIII, LIV — séries de loess de la Glaciation Baltique (chronologie plus détaillée dans le tabl. I). A₁, A₂, B — les horizons génétiques du sol

Les profils le plus complets du sol émien s'observent sur le Plateau de Lublin, sur le Plateau de Horodlo surtout. Le sol y est composé par un horizon illuvial sur lequel il y a un horizon éluvial et, ensuite, celui d'accumulation (fig. 2). Dans l'horizon éluvial on a constaté des pollens isolés de *Carpinus*, *Pinus*, des spores de *Gramineae* et de *Polypodiaceae*. La couleur rouge-brun intense de l'horizon B dans lequel il y a une quantité considérable de frac-

tions argileuses, beaucoup de Fe_2O_3 et de nombreuses concrétions ferro-manganeuses témoignent qu'il s'agit d'un sol forestier brun. Un net horizon blanchi et un mince horizon d'accumulation par contre peuvent indiquer que sur le sol brun s'étaient superposés les caractères de podzolisation (Mojski, 1965a) ou de lessivage (Konecka-Betley, 1968) qui ont causé la formation d'un profil de pseudo-podzol.

Vers l'ouest le sommet du sol éémien est généralement détruit. Au nord du Massif de la Ste-Croix il est représenté par le sol du type de Biskupie Doły (Jersak, 1965) qui ne garde qu'une partie d'horizon illuvial aux caractères pareils au même horizon du sol sur le Plateau de Horodło. Les analyses géochimiques du sol éémien sur le Plateau de Lublin (Łukaszew, Mojski, 1968) ont montré qu'il possède des affinités plus grandes au sol actuel qu'aux paléosols formés au cours de la Glaciation Baltique.

Aux caractères directifs du sol éémien du Plateau de Horodło appartient également sa texture, causée probablement par les processus liés au sol gelé. Ils ont provoqué la manifestation des formes du type d'involutions (fig. 2). Elles embrassent non seulement le sommet du sol mais aussi les parties basales du loess situé plus haut, ce qui indique que les perturbations texturales ont eu lieu au commencement de la déposition du loess, au cours de la période glaciaire déjà.

Il semble que la connaissance du paléosol éémien est tellement suffisante que l'on peut faire une comparaison générale entre les changements des conditions de sa formation d'une part et les changements en développement du tapis végétal et les conditions climatiques, enregistrés par les diagrammes polliniques provenant de cette époque, de l'autre. Le profil du sol, en forme préservée jusqu'à nos jours, correspond vraisemblablement à l'optimum climatique, à la phase de forêts de conifères et à la phase de végétation de toundra de la fin de la période interglaciaire. Les traces du début de l'interglaciaire (tchernoziom?, — Konecka-Betley, 1968) avaient été effacées par des actions postérieures. Jusqu'à présent, dans les profils des sols, on n'a pas constaté de traces des changements climatiques qui ont eu lieu au début de la dernière période glaciaire, telles qui sont marquées sur les diagrammes polliniques correspondant à la phase chaude d'Amersfoort et l'époque chaude qui l'avait précédée. Parce qu'au-dessus du sol éémien il n'y a pas d'horizons d'altération situés dans la position stratigraphique correspondante, on peut supposer que l'oscillation Amersfoort s'est enregistrée dans les

profils-mêmes du sol éémien et ses traces au-dessus de lui manquent.

La puissance du sol éémien est la plus importante à l'est où elle atteint 3,4 m. Vers l'ouest elle diminue progressivement, jusqu'à 1,5 m sur le Plateau de Sandomierz.

LA SUBDIVISION STRATIGRAPHIQUE DES LOESS DE LA DERNIÈRE PÉRIODE GLACIAIRE

Depuis la première tentative d'une synthèse stratigraphique des loess polonais effectuée par Sawicki (1932) la majorité de nos régions de loess a été étudiée en détail. À présent on dispose de nombreuses études stratigraphiques des profils du loess sur le Plateau de Sandomierz (Grabowska-Olszewska, 1963; Jersak, 1965; Mycielska-Dowgiałło, 1966; Różycki, 1962) dans la vallée de la Vistule et son voisinage (Pożaryski, 1953), dans Roztocze de l'ouest (Malinowski, 1964, 1965; Malinowski, Mojski, 1960), sur le Plateau de Horodło (Mojski, 1961, 1965a) et sur certains autres territoires (Lindner, 1967a, 1967b; Malicki, 1961, Pożaryska, 1948; tout un nombre de coupes dans les *Guides du VI^e Congrès de l'INQUA en Pologne, 1961*). Tous ces profils et les matériaux nouveaux ont rendu possibles des tentatives nouvelles de synthèse stratigraphique des loess polonais (Malicki, 1967; Różycki, 1967; Mojski, 1965b, 1967, 1968a), entre autres aussi dans les cadres de travaux de la Subcommission de Stratigraphie du Loess, dirigée par M. le Prof. J. Fink de Vienne (Mojski, 1968c; 1969a).

L'étape actuelle de nos connaissances des loess de la dernière période glaciaire permet de les subdiviser en trois séries. Chacune d'elles possède des traits caractéristiques comme situation, puissance, propriétés lithologiques lui propres. Chacune des séries renferme un cycle complet de sédimentation du loess ou une partie du cycle selon la conception de A. Jahn (1950). Les cycles complets prédominent à l'est du pays, tandis qu'à l'ouest il y a surtout leurs parties seulement.

La corrélation des séries particulières du loess de la dernière période glaciaire pour les régions particulières du pays est présentée dans le tableau I, la variabilité régionale du profil du loess — sur la fig. 3 et l'accumulation du loess par rapport à la courbe de la dernière période froide — sur la fig. 4.

Tableau I

Corrélation stratigraphique des loess de la Glaciation Baltique (Würm)

Stratigraphie		Partie sud du Plateau de Sandomierz (E. Mycielska-Dowgiałło, 1966)	Plateau de Sandomierz (B. Grabowska-Olszewska, 1963)	Périphérie nord du Massif de la Ste-Croix (J. Jersak, 1963)	Vallée de la Vistule et son voisinage (W. Pożaryski, 1953)	Plateau de Lublin (A. Jahn, 1956)	Roztocze (J. Malinowski, 1964)	Plateau de Horodło (J. E. Mojski, 1965)
Stade Principal	Phase de Poméranie Phase de Leszno	loess supérieur	loess supérieur (1WIII)	loess IIb	loess jeune supérieur	loess	IV série de loess	loess IV
	Interphase Paudorf	sol	loess lehmifié (1WII/III)	sol du type de Komorniki	sol	jeune	sol	sol de l'interphase Paudorf
	Phase prépaudorfienne	loess moyen biparti	loess moyen supérieur (1WII) loess moyen (1WII ₂)	loess IIa	loess jeune inférieur	biparti	III série de loess	loess III
	Interstade Brørup	sol	Göttweig (1WI/II)	sol du type de Nietulisko	sol	tchernoziom	sol	sol de l'interstade Brørup
	Stade de Szczecin (Interphase Amersfoort)	loess inférieur	loess inférieur plus haut. (1WI ₂) loess inférieur plus bas (1WI ₁)	loess I	loess ancien	loess ancien	II série de loess	loess II

La stratigraphie du loess de la dernière période glaciaire est appuyée sur la subdivision de cette glaciation d'après E. Rühle et Mojski (1965; Mojski, 1968b; 1969b). Cette subdivision résulte entre autres des analyses des profils du loess et est fondée, en détail, sur des matériaux qui partiellement n'ont pas encore été publiés. En se fondant sur leur analyse on a admis la subdivision de la Glaciation Baltique en deux stades, c'est-à-dire le Stade de Szczecin

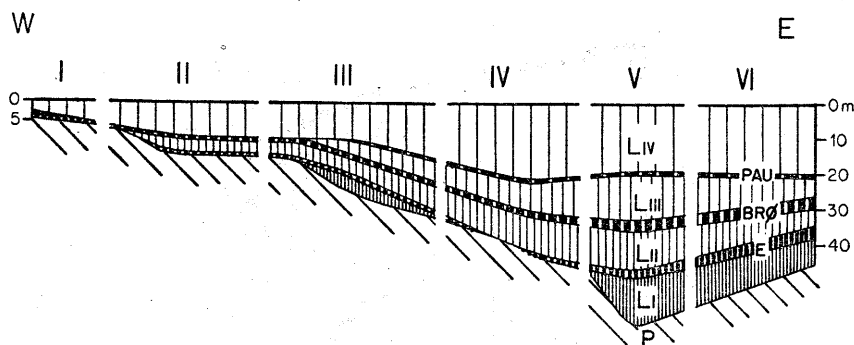


Fig. 3. La variabilité du profil stratigraphique des loess polonais en direction WE

I — l'avant-pays des Sudètes; II — Plateau de Miechów; III — Plateau de Sandomierz; IV — Plateau de Nałęczów; V — Roztocze de l'ouest; VI — Plateau de Horodla; P — formations du substrat du loess; L.I — loess de la Glaciation de la Pologne Centrale; E — sol interglaciaire éémien; L.II — loess du Stade de Szczecin; BRØ — sol de l'interstade Brørup; L.III — loess de la phase prépaudorfienne; PAU — sol de l'interphase Paudorf; L.IV — loess des phases postpaudorfiennes du Stade Principal. Sur la figure on a marqué les puissances moyennes maximales dans les coupes particulières

(inférieur) et le Stade Principal (supérieur), séparés par un interstade défini par les données floristiques, correspondant à l'interstade Brørup. S'il s'agit de trois séries de loess situées au-dessus du paléosol éémien la série inférieure appartient au Stade de Szczecin, tandis que les séries suivantes, moyenne et supérieure, séparées par le sol d'interphase Paudorf, appartiennent au Stade Principal.

Ce ne sont pas tous les problèmes de stratigraphie des loess de la dernière période glaciaire qui sont également clairs et suffisamment documentés. La partie supérieure du profil du loess, commençant depuis le loess situé sous le sol d'interphase Paudorf, est facilement corrélable sur le territoire de l'Europe entière. La partie inférieure

par contre produit de nombreuses difficultés et est interprétée différemment. Ceci concerne surtout l'appréciation de l'âge et du rang stratigraphique de cette série de loess que l'auteur lie avec le Stade de Szczecin et le sol formé sur lui. C'est pourquoi nous avons discuté ce problème surtout profitant des profils étrangers.

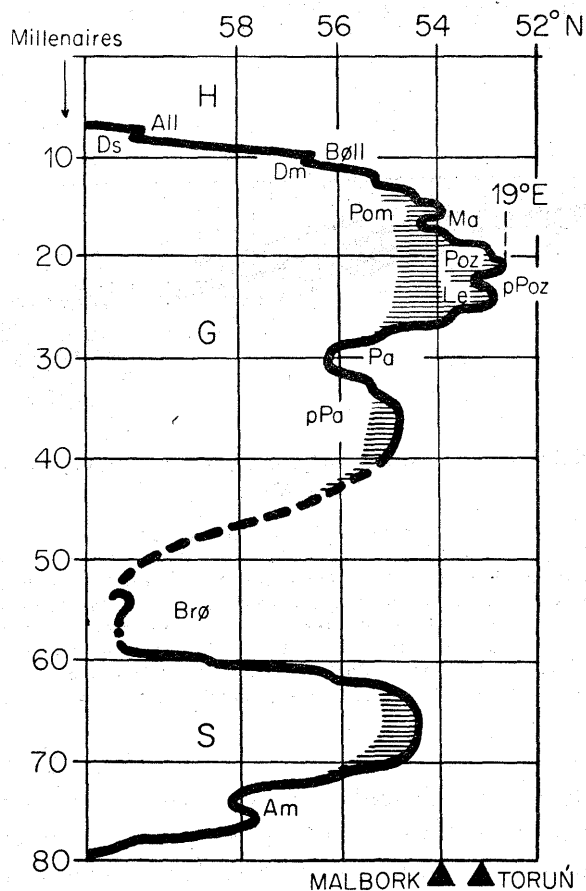


Fig. 4. La courbe de la Glaciation Baltique

S — Stade de Szczecin; Brø — interstade Brørup; G — Stade Principal; H — Holocène; Am — interphase Amersfoort; pPa — phase prépaudorfienne; Pa — interphase Paudorf; Le — phase de Leszno; pPoz — interphase préposnanienne; Poz — phase de Poznań; Ma — interphase mazovienne; Pom — phase de Poméranie; Dm — phase du Dryas moyen; Bøll — interphase Bølling; All — interphase Allerød; Ds — phase du Dryas supérieur. La courbe montre la limite du glacier; les traits horizontaux — périodes d'accumulation du loess

LE STADE DE SZCZECIN

Un des profils du loess le mieux préservés et largement repandu en Pologne constitue le loess du Stade de Szczecin de la dernière glaciation. Sa présence ne se limite pas au seul Plateau de Lublin (fig. 6). On le connaît aussi sur le Plateau de Sandomierz (fig. 7) et — bien qu'en puissance relativement faible — en profils du Plateau de Miechów, les plus complets du point de vue de la stratigraphie. À l'ouest de la Vistule prédomine le loess de solifluxion, tandis que le loess subaérien s'observe surtout à l'est de ce fleuve. Le faciès de solifluxion, constituant en général les bases des profils est composé non seulement de poussière loessique mais renferme aussi des additions d'autres dépôts qui avaient constitué le substrat mis à nu pendant l'Interglaciaire Émien. Une des localités isolées plus importantes de ce loess constitue le loess inférieur, éolien, avec une addition du sable, dans le profil bien connu de Zwierzyniec à Cracovie (Sawicki, 1952).

Au sommet du loess du Stade de Szczecin il y a des cryoturbations périglaciaires en forme d'involutions. Jusqu'à présent on n'a pas trouvé des fentes de gel. Le genre des cryoturbations indique qu'au début de la déposition du loess régnait un climat subarctique à des caractères océaniques. Un plus grand continentalisme ne s'est manifesté que vers la fin de la déposition, en partie orientale du pays surtout, favorisant la déposition du loess subaérien. Les profils du loess du Stade de Szczecin enregistrent donc une succession complète des changements de conditions climatiques telles qui avaient provoqué l'apparition et le développement de la calotte glaciaire en Scandinavie et d'une manière indirecte indiquent que le glacier avait pu couvrir alors une partie au moins du bassin Baltique. La faible puissance et la faible répartition du loess du faciès subaérien prouvent que l'inlandsis n'avait pas avancé si loin vers le sud que pendant la phase plus jeune de la dernière glaciation et, en plus, que le temps de la formation de la calotte glaciaire, de sa stagnation et disparition surtout, a été relativement plus court.

La puissance du loess du Stade de Szczecin est de 10 à 11 m environ sur le Plateau de Lublin et dans le Roztocze, tombant à 4 m sur le Plateau de Sandomierz et à 2 m sur le Plateau de Miechów.

L'INTERSTADE BRØRUP

Au-dessus du loess du Stade de Szczecin il y a un paléosol représentant l'interstade Brørup. Il mérite une attention particulière,

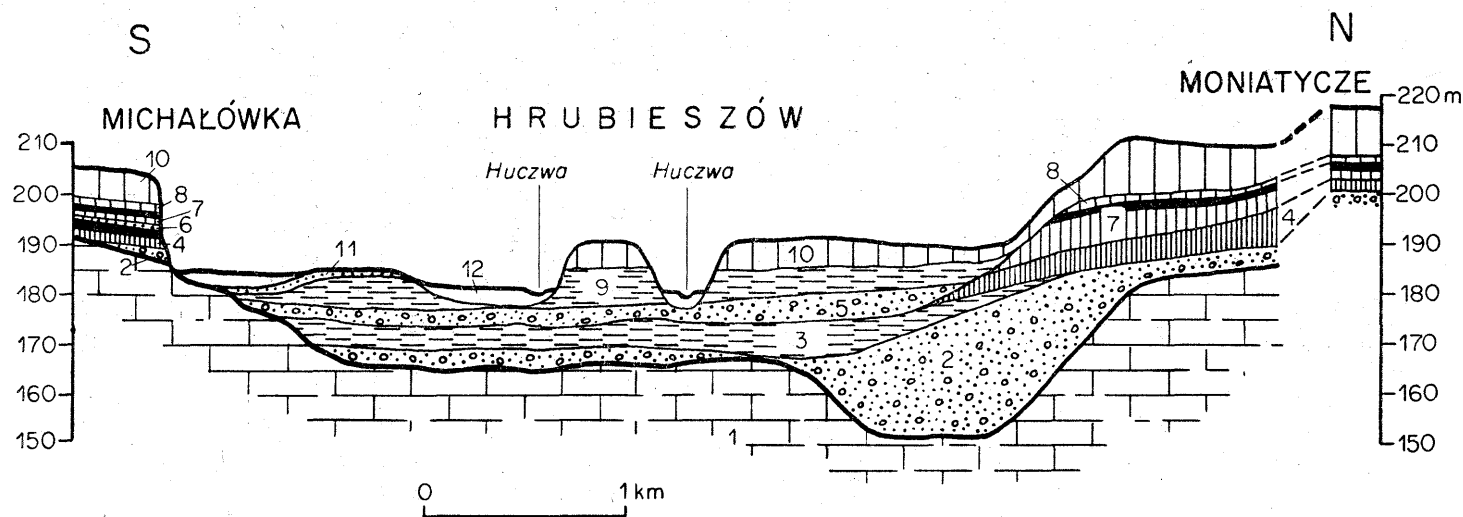


Fig. 5. Profil géologique des loess du Plateau de Horodko, aux environs de Hrubieszów

1. marnes et craie du Maestrichtien; 2. sables fluviatiles avec du gravier de l'interglaciaire Mazovien; 3. loess alluvial (limons dryassiques) de la Glaciation de la Pologne Centrale; 4. loess éolien de la Glaciation de la Pologne Centrale, à Michałówka, avec du sol interglaciaire éémien au sommet; 5. sables fluviatiles de l'interglaciaire éémien; 6. sables delluviaux; 7. loess du Stade de Szczecin avec du sol de l'interstade Brørup au sommet; 8. loess de la phase prépaudorfienne; 9. loess alluvial; 10. loess éolien des phases de Leszno, de Poznań et de Poméranie; 11. sables fluviatiles tardiglaciaires; 12. sables et vases fluviatiles, holocènes

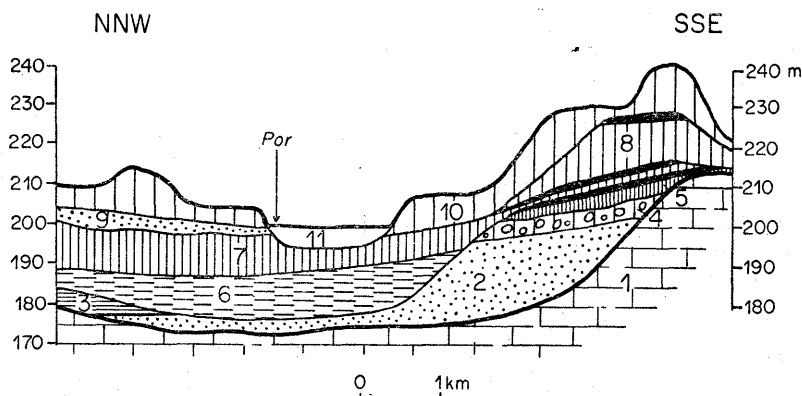


Fig. 6. Profil géologique des loess de la partie nord du Roztocze de l'ouest (d'après J. Malinowski, 1964)

1. marnes crétacées; 2. sables et graviers fluviatiles; 3. argiles d'un lac de barrage mindelien; 4. argile morainique de la Glaciation Cracovienne (Mindel); 5. loess de la Glaciation de la Pologne Centrale et le sol interglaciaire éémien le recouvrant; 6. loess alluvial (limons dryassiques) de la Glaciation de la Pologne Centrale; 7. loess du Stade de Szczecin et le sol de l'interstade Brørup le recouvrant; 8. loess de la phase prépaudorfienne et le sol de l'interphase Paudorf le recouvrant; 9. sables fluviatiles; 10. loess des phases de Leszno, de Poznań et de Poméranie; 11. sables et vases fluviatiles, holocènes

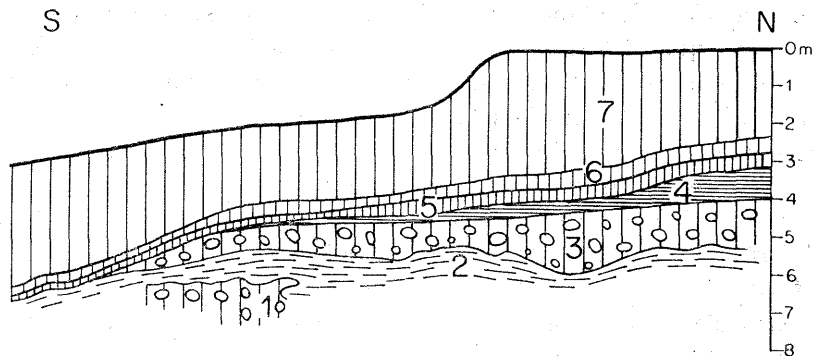


Fig. 7. Profil du loess à Gołębice sur le Plateau de Sandomierz (d'après E. Mycielska-Dowgiałło, 1966).

1. argile à blocs; 2. limons de lac de barrage; 3. argile morainique de la Glaciation de la Pologne Centrale; 4. argiles d'un lac de barrage rissien (Glaciation de la Pologne Centrale); 5. loess du Stade de Szczecin avec des traces d'un sol au sommet; 6. loess de la phase prépaudorfienne avec des traces d'un sol au sommet; 7. loess des phases de Leszno, de Poznań et de Poméranie avec le sol récent au sommet

car on sait bien qu'il s'agit d'un horizon-repère pour la stratigraphie du loess en Pologne. Ceci résulte d'un grand nombre de localités connues et de facilité avec laquelle on le reconnaît en coupes. Il n'y a pas longtemps on l'avait appelé, après Sawicki, sol d'interstade Aurignacien, ou sol aurignacien tout court. Tout un nombre de profils de ce sol a été décrit par Jahn (1956) sur le Plateau de Lublin. Sur le Plateau de Horodło (Mojski, 1965a) et dans le Roztocze de l'ouest (Malinowski, 1964) ce sol n'est constitué que par un tchernoziom dégradé, à un horizon illuvial d'une épaisseur dépassant parfois 2 m, à un horizon blanchi parfois distinct, en forme d'une couche gris-clair de poussière de quartz de 0,1 m d'épaisseur et à un horizon d'accumulation du genre de tchernoziom, de 0,7 m d'épaisseur.

Dans l'horizon de tchernoziom du profil de Niele dew (fig. 8) le contenu en matière organique atteint 1,14%, c'est-à-dire le même qu'en tchernoziom récent dans la même coupe. D'autres chiffres indiquent qu'en horizon illuvial il y a une augmentation de la quantité de Fe_2O_3 et de fractions argileuses. Konecka-Betley (1968) l'a interprété comme un sol lessivé.

Sur le Plateau de Sandomierz à ce sol-là correspond le profil du type de Nietulisko I (Jersak, 1965) aux environs de Kunów. Il est constitué par un sol brun forestier, podzolisé. L'horizon illuvial orange contient de 20 à 22% d'argile et jusqu'à 3,5% de Fe_2O_3 . L'horizon éluvial, d'une rare puissance de 0,5 m, se caractérise par une faible quantité d'argile et de Fe_2O_3 (au-dessous de 1%). L'horizon d'humus est gris et renferme des charbons de bois atteignant 1 cm en diamètre. Au-dessus de l'horizon d'accumulation il y a un tchernoziom d'une puissance de 0,3 m à un contenu en humus de 0,9%, en Fe_2O_3 jusqu'à 3% et en argile jusqu'à 19%. D'après Jersak ce profil entier représente deux sols typologiquement différents (sol forestier recouvert d'un tchernoziom). C'est pourquoi il refère au profil de Nietulisko I comme à un complexe de sols.

Dans d'autres régions de loess en Pologne le sol d'interstade Brørup est connu en plusieurs places à la base du loess en général, à Racibórz—Ocice (Czeppe, Kozłowski, Krygowska, 1963) ou Zwierzyniec à Cracovie (Sawicki, 1952) par exemple. Il est développé sur des dépôts d'âge et de faciès divers. Son profil y est composé d'horizon illuvial principalement et possède une épaisseur plus faible — jusqu'à 0,5 m. Sur le Plateau de Sandomierz sa puissance s'accroît jusqu'à 2 m, et sur le Plateau de Lublin et dans le Roztocze de l'ouest même jusqu'à 3 m.

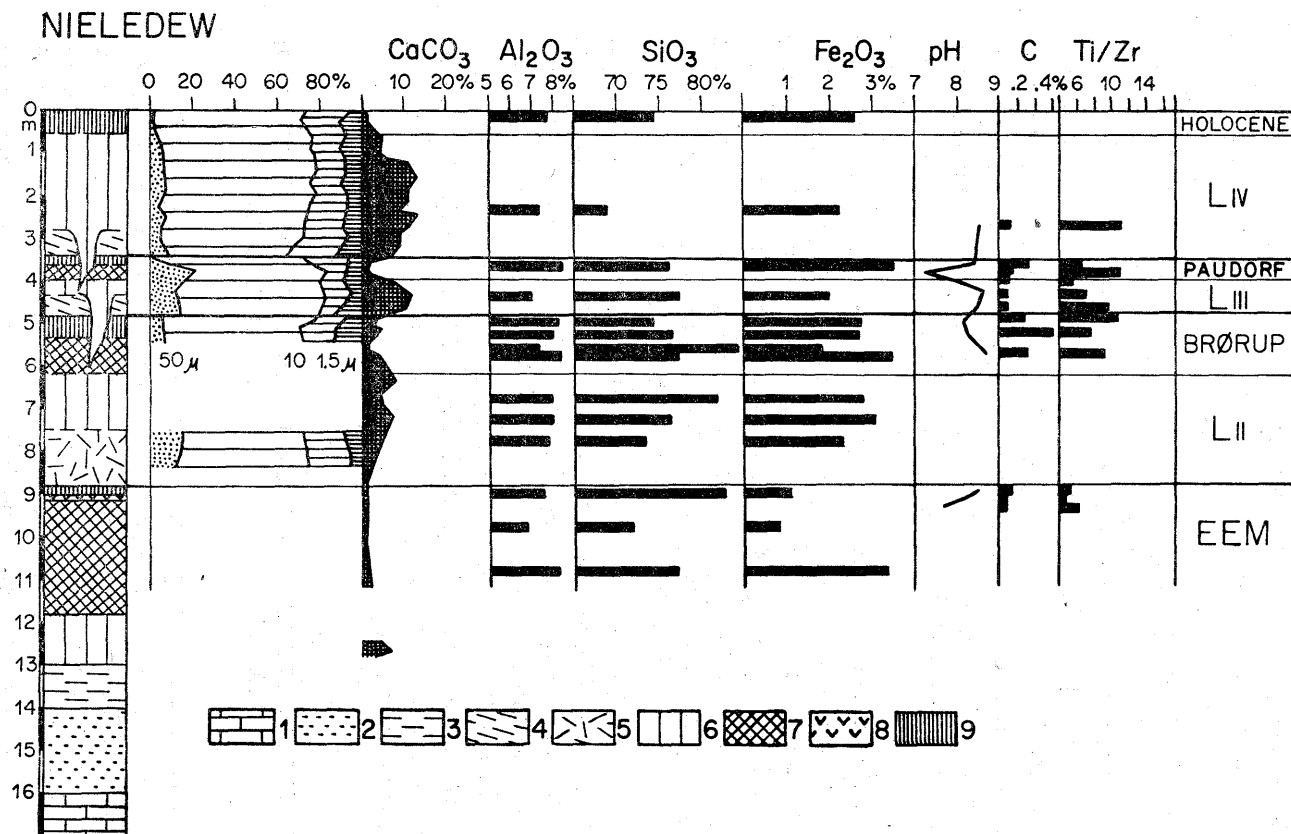


Fig. 8. Profil des loess à Nieledeu sur le Plateau de Horodko (d'après J.E. Mojski, 1965; W.K. Łukaszew, J.E. Mojski, 1968)

1. marnes crétacées; 2. sables fluviatiles de l'Interglaciaire Mazovien; 3. loess alluvial; 4. loess de solifluxion; 5. loess gleyifié; 6. loess subaérien; 7. horizon illuvial de sol; 8. horizon de lavage du sol (éluvial?); 9. horizon d'accumulation de sol

D'une importance essentielle pour la stratigraphie et pour des reconstructions paléogéographiques sont les profils des sols des Plateaux de Sandomierz et de Lublin. On peut y déchiffrer que pendant un certain temps le sol a dû se développer sous un tapis forestier (forêt à feuillus ?), tandis que pendant la phase finale — sous des conditions steppiques de longue durée. On ne sait pas encore quand s'est manifestée une longue période d'humidité du sol, ce qui semble résulter des études géochimiques (Łukasze w, Mojski, 1968). Peut-être elle est à lier avec l'optimum climatique. Si c'était vrai, la formation du sol correspondrait à l'optimum climatique et à la dernière phase du développement du tapis forestier, c'est-à-dire aux phases IIa et IIb observées sur le diagramme pollinique de l'interstade Brørup provenant de la localité proche de Podgłębokie au nord du Plateau de Lublin (Janczyk-Kopikowa, 1968). Le complexe floristique enregistré en ce diagramme indique que la température moyenne du mois le plus chaud pendant la phase d'optimum était de 17°C environ, donc 1° au-dessous de la température moyenne actuelle du juillet à peu près. Le caractère du profil du sol dans les loess témoigne qu'il y avait eu des conditions pareilles. L'interstade Brørup posséderait donc, en partie orientale du pays surtout, le caractère d'une période interglaciaire (Mojski, 1965a).

La différenciation régionale de la composition du profil du sol témoigne d'un net rapport entre cette composition-là et les conditions climatiques de l'interstade Brørup. Le type du climat a été différencié aussi bien au temps qu'en espace. La différenciation spatiale était pareille à l'actuelle, c'est-à-dire il y a eu des influences de l'océanisme à l'ouest et du continentalisme à l'est. De tels rapports avaient influencé la puissance du profil du sol et sa différenciation verticale qui diminuent vers l'ouest.

LES RAPPORTS ENTRE LE PROFIL DU LOESS ET LA STRATIGRAPHIE DES DÉBUTS DE LA GLACIATION BALTIQUE

S'il s'agit de plusieurs profils-repères du loess européen étudiés en détail, nous jugeons que le loess correspondant au Stade de Szczecin et le sol correspondant à l'interstade Brørup sont à lier avec une partie du profil du sol du type de Stillfried A, décrit par Fink en Autriche (1964). Dans de tels profils, directement au-dessus du sol éémien, il y a une ou deux couches de tchernoziom développées contemporanément, selon l'opinion de plusieurs chercheurs, avec le

loess accumulé progressivement. On connaît pourtant d'autres profils, dans les régions les plus sèches surtout, où entre le sol de Paudorf et le sol éémien s'est formé un niveau pédologique qui repose sur une couche épaisse de loess éolien, subaérien. À titre d'exemple nous avons comparé quelques profils pareils sur la fig. 9. À Heitersheim en Bade du sud (Bronger, 1966), sur le sol éémien repose un loess subaérien dont le contenu en CaCO_3 dépasse 20%, recouvert par un horizon brun formé vraisemblablement, selon Bronger, au cours des interstades Amersfoort et Brørup. Une position pareille occupe aussi le loess des régions sèches de Thuringe, connu dans la localité de Körner près de Langensalza (Haase, Ruske, 1965) par exemple. Le loess y est recouvert d'un tchernoziom brun (*Braunerde* — *Tchernosem*). Son profil ressemble du point de vue de la typologie celui du sol du Brørup à Nielelew. En une pareille situation le loess s'observe dans les profils de Modřyce et Židenice en Moravie (Pelišek, 1949; Musil, Valoch, 1966). C'est le profil de Modřyce qui est surtout instructif, où sur le sol éémien forestier brun repose une série de loess typique à un contenu en CaCO_3 dépassant 10%, recouvert par un tchernoziom biparti, un peu dégradé. À Židenice la puissance du loess atteint même 6 m. La section du profil du loess correspondant à la phase inférieure de la dernière période glaciaire ainsi complète ne s'observe en aucun autre profil-repère du loess en Moravie, le profil de Červený Kopec venant en tête (selon l'interprétation de J. Kukla).

Dans la région d'Opava, près de Moravská Ostrava Macoun (1962) a constaté, dans une position analogue, la présence d'une mince couverture de loess subaérien recouverte par un sol brun faiblement podsolisé qu'il appelle sol d'Opava. Selon Macoun il s'était développé en conditions interstadias mais sous un climat très pareil au climat actuel. Les études postérieures (Macoun, *et al.*, 1965) ont permis de constater la présence du sol d'Opava à l'échelle régionale dans la Porte de Moravie.

Un profil du loess du même niveau, plusieurs fois plus puissant et au même temps plus complexe, s'observe sur la Plaine de Pannonie. Dans les profils de Paks et Mende (Pécsi, 1965) par exemple, au-dessus du sol éémien il y a en moyenne 7 m de loess, delluvial en bas et subaérien en haut, divisé en deux par un tchernoziom faiblement développé et recouvert par un sol steppique à de nombreuses taupinières. Une structure pareille possèdent les loess de la Voïvodine où Marković-Marjanović (1964, 1968) a décrit tout un nombre de profils (Neštin, Erdut, Titel, Slankamen, Čot par exem-

ple) dans lesquels au-dessus du sol éémien il y a 4 séries de loess typique subdivisé par de puissants sols fossiles. La série 4^e et 3^e de loess (fig. 9 L_{III}, L_{IV} dans le profil de Neštin) est attribuée par Marković-Marjanović à la période pendant laquelle s'est formé le loess recouvert par le sol de Paudorf. Il faut ajouter enfin que la tripartition des loess de la dernière période glaciaire s'observe aussi en profils de Bulgarie (Fotakiewa, Minkow, 1966). Le loess d'une puissance de 5 m y est recouvert par un sol forestier, dans les profils de Slavovica et Trastenik par exemple. Une pareille puissance atteint le loess udaïen, c'est-à-dire le plus ancien de trois loess de la dernière période glaciaire observés en Ukraine (Veklich, 1965) qui est commun dans la région de Dniepr, surtout en forme de faciès subaérien.

La récapitulation de ces profils du loess choisis, présentée sur la fig. 9 permet de tirer les conclusions suivantes:

1. La puissance du loess qui s'est déposé pendant la phase la plus ancienne de la dernière période glaciaire, c'est-à-dire au Stade de Szczecin selon nous, augmente au sens de l'Est en commençant par 2 m environ en Bade jusqu'à 10 m à peu près en Hongrie et en Ukraine.

2. Dans les profils plus orientaux de ce loess apparaît par endroits une couche de sol (horizon B_A à Mende, horizon PKIII à Neštin, fig. 9) qui divise le loess en deux parties.

3. Il y a des opinions qui maintiennent que le sol recouvrant cette série de loess, s'est formé sous des conditions climatiques différant peu du climat actuel.

L'auteur de ces pages attribue ce sol-là à une phase interstadaire relativement chaude, correspondant au Brørup, ce qui est présenté dans le chapitre précédent. La justification d'une telle corrélation est publiée à l'autre occasion (Mojski, 1968b, 1969b). Ici il faut surtout souligner qu'en Pologne on attribue au Brørup de puissants dépôts lacustres à flore du type interstadaire, observés dans les coupes non-loessiques dans plusieurs régions du pays au-dessus du sol éémien et tapissant des dépôts d'un climat froid. L'âge de la partie sommitale des dépôts interstadiers est de 40 à 52 mille ans. Les sédiments déposés sous un climat froid sont à corréler probablement avec des dépôts de solifluxion et avec la phase d'une toundra-parc au Danemark et Pays Bas (Andersen, 1960). Il faut y ajouter que les traces de cette oscillation ne se sont conservées en Europe de l'Ouest qu'exceptionnellement en forme d'un loess typique (profils sur la fig. 9). Beaucoup plus fréquemment représentés sont d'autres

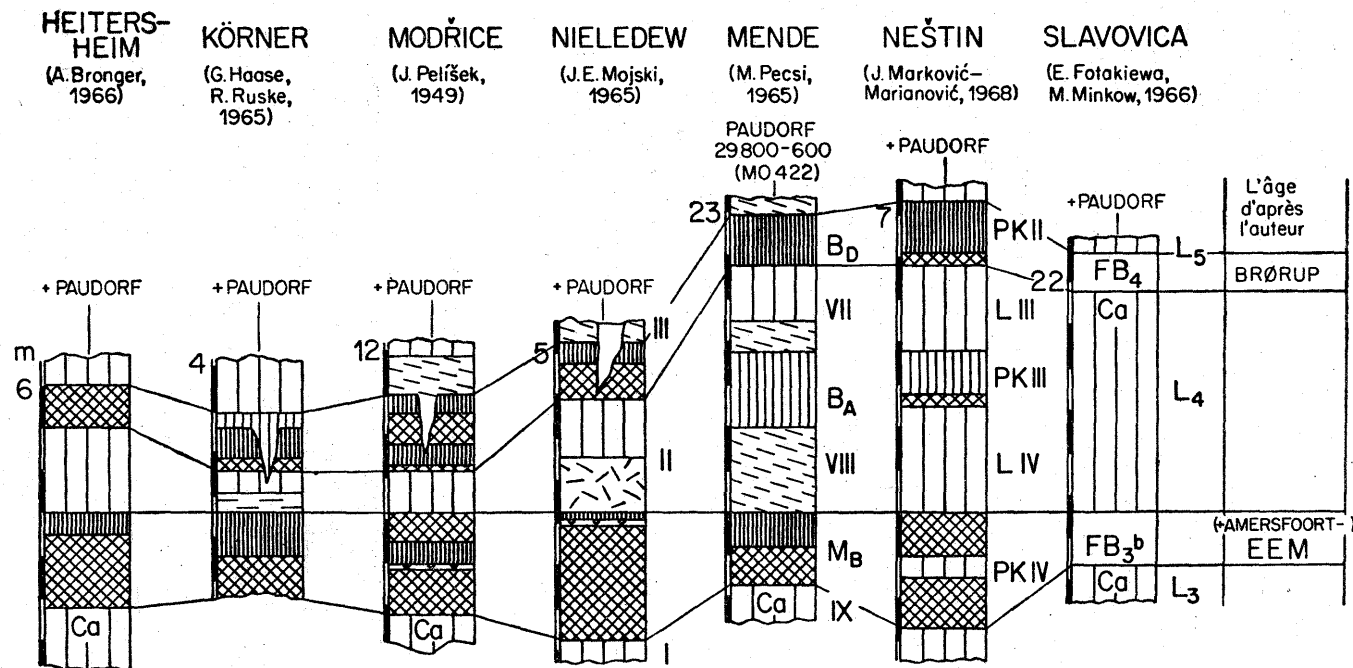


Fig. 9. Profils des loess de la partie inférieure de la dernière glaciation en Europe

Désignations lithologiques comme sur la fig. 8. A droite des profils on a marqué les symboles stratigraphiques locaux

dépôts minéraux „froids” à des structures périglaciaires du type de fentes de gel (P a e p e, V a n h o o r n e, 1967). L'oscillation Amersfoort, comme plus courte et moins nette que celle de Brørup, est à situer vraisemblablement avant la phase d'accumulation principale du loess du Stade de Szczecin (fig. 4). D'où le haut rang que devraient posséder ces deux phases, c'est-à-dire Brørup et Amersfoort dans le profil stratigraphique de la dernière période glaciaire. Les différences litho-stratigraphiques et paléobotaniques entre les deux phases viennent d'être relevées par P a e p e et V a n h o o r n e (1967) à l'occasion de l'analyse d'un nombre de coupes en Belgique.

Il semble aussi que si la corrélation que nous venons de présenter était juste l'interstade Brørup avait dû durer considérablement plus longtemps que ce que l'on admet aujourd'hui et que beaucoup plus longtemps avait dû durer également la phase froide le séparant de l'oscillation Amersfoort. Les datations au C^{14} dont on dispose pour ces coupes fait naître de différentes réserves (G r o s s, 1963; V a n d e r H a m m e n, *et al.*, 1967) et ne doivent pas être déterminants pour la question d'âge de la déposition des sédiments particuliers. Le même concerne encore davantage la durée des unités stratigraphiques qui leur correspondent. Ces dates-là sont probablement trop basses. En nous appuyant sur l'appréciation de l'échelle de phénomènes qui ont eu lieu à l'interstade Brørup et au Stade de Szczecin nous estimons que le commencement de la dernière glaciation date de 80 000 ans au moins, tandis que le début de l'interstade Brørup a dû avoir lieu il y a 60 000 ans (fig. 4).

LE STADE PRINCIPAL

Au Stade Principal appartiennent les deux séries supérieures de loess, en Pologne, divisées par l'interphase Paudorf. Le loess plus ancien que cette interphase appartient à la phase prépaudorfienne du Stade Principal, tandis que le loess plus jeune — aux phases suivantes du Stade Principal, jusqu'à la phase de Poméranie inclusivement.

Le loess de la phase prépaudorfienne se caractérise par une grande différenciation de faciès et par une puissance relativement faible. En partie considérable de ses coupes prédomine, en bas, le loess de solifluxion. Il y a moins de loess subaérien, exception faite pour le Roztocze de l'ouest. Dans certaines coupes du Plateau de Horodło le loess de solifluxion est pénétré par des fentes de gel

jusqu'à la profondeur de 2,5 m, remplies par du loess subaérien. À Chobrzany, Gołębice et en quelques autres coupes sur le Plateau de Sandomierz le loess subaérien est divisé par une couche de loess humifère (Mycielska-Dowgiałło, 1966). Ces faits-ci, ainsi qu'un nombre d'autres, indiquent un manque de stabilisation des conditions, inconnu dans les autres séries de loess, qui favoriserait une déposition longue et continue du loess en phase prépaudorfienne. Une telle conclusion concorde pleinement avec les opinions actuelles sur la paléogéographie de la période qui avait précédé l'interphase Paudorf et basées sur les recherches menées en plusieurs domaines.

La puissance du loess de la phase prépaudorfienne est la plus grande sur le Plateau de Lublin (5 à 7 m) et dans le Roztocze de l'ouest (jusqu'à 13,1 m?). Elle diminue vers l'ouest et sur le Plateau de Miechów il n'y en a pas du tout. Le phénomène peut être expliqué avant tout par le remaniement qui a pris place au début de la phase d'accumulation du loess le plus jeune. Les conditions les plus favorables à ce processus ont eu lieu en partie occidentale du pays.

Le loess de la phase prépaudorfienne est largement répandu en toutes les régions de loess en Europe. Sa position stratigraphique ne fait nulle part de doute plus important. Il possède des caractères qui indiquent une variété océanique du climat arctique et que le dépôt a été mis en place avant la phase d'extension maximale de la dernière glaciation.

Le sol d'interphase Paudorf est connu, de même que le loess sur lequel il repose, dans les régions polonaises orientales de loess avant tout. C'est une formation partiellement lehmifiée, brune, définie par Konecka-Betley (1968) comme un sol lessivé. Par endroits on y observe des traces d'un horizon d'humus et de faible gleyification. En périphérie du Massif de la Ste-Croix le sol du Paudorf est constitué par une mince couche de loess avec une addition humifère, gris ou gris-foncé (sol du type de Komorniki, aux environs de Kunów, Jersak, 1965). Généralement parlant le profil du sol présente une différenciation régionale et locale considérables, conditionnées principalement par de différents facteurs locaux, tels que le type de la roche-mère, la position topographique et géomorphologique et autres. Les changements régionaux des conditions climatiques avaient dû y jouer un rôle secondaire, car la formation du sol a été relativement courte. L'interphase Paudorf n'a duré que quelques mille ans, étant en plus subdivisée par une oscillation froide (Van der Hammen, *et al.*, 1967).

La puissance du sol de Paudorf est de 0,2 à 0,8 m. Ce n'est que

dans le Roztocze de l'ouest qu'elle est parfois un peu plus importante. En plusieurs coupes le sol est détruit par la solifluxion et l'interphase Paudorf ne se marque que par une surface de dénudation du loess de la phase prépaudorfienne ou de dépôts plus anciens.

La série la plus jeune de loess en Pologne constitue l'horizon dit IV^e, ou loess supérieur plus jeune, loess IIb, loess plus jeune III etc. Sur les plateaux il forme des manteaux couvrant tous les loess plus anciens. Il y en a aussi bien aux interfluves que dans les vallées fluviales. Le loess de cette série repose sur le sol d'interphase Paudorf et est recouvert par des dépôts tardiglaciaires. Une telle position stratigraphique témoigne qu'il a été déposé au cours des phases de Leszno, de Poznań et de Poméranie du Stade Principal. Les fentes de gel et les structures de gonflement communes dans ses plusieurs faciès en un nombre et en une gradeur variables prouvent qu'il s'est formé sous des conditions du milieu périglaciaire. Les fentes de gel s'observent aux plusieurs niveaux, le mieux étudiés dans la coupe de Zwierzyniec à Cracovie (Sawicki, 1952). Localement elles atteignent les parties sommitales du loess (Maruszcza, 1956).

La structure du loess des phases de Leszno, de Poznań et de Poméranie ne permet pas jusqu'ici d'y distinguer des sections qui correspondraient aux phases et interphases successives. On peut donc supposer que la différence en conditions climatiques entre les phases et les interphases, en commençant par la phase de Poznań, avait été si faible qu'elle ne s'est pas marquée de manière distincte dans les profils du loess. Par endroits pourtant on y peut remarquer la présence d'horizons dits de végétation. Chaque tel horizon est composé de loess gris, gris-vert, gris-jaune et de loess plus argileux, stratifié de façon irrégulière, à des taches brunes dues probablement aux débris floristiques. Les horizons de végétation, en nombre de quelques jusqu'à plusieurs, sont connus aux environs de Cracovie, sur le Plateau de Horodło et en plusieurs autres localités. Ils ont dû se former dans un milieu relativement humide, permettant un développement plus exubérant de la végétation de toundra et facilitant également les processus de gley. Jusqu'ici il n'y a pas d'indications qui permettraient de déterminer l'échelle de ces oscillations climatiques. Il faut penser que les horizons de végétation dans les profils de loess appartiennent aux phénomènes locaux, bien qu'il ne soit pas exclu que certains parmi eux pourraient correspondre aux interphases marquées en relief et en dépôts de la Plaine de la Pologne. Les dépôts correspondants aux horizons de végétation sont également connus dans certaines coupes de loess tchèques, slovaques et saxon-

nes. Il semble que leur forme la plus avancée constituent les sols du type de *Nassböden*, connus en zone occidentale des loess européens, en Bavière surtout (Brunnacker, 1964).

La puissance du loess des phases de Leszno, de Poznań, et de Poméranie dépasse celle des loess plus anciens. Elle est de quelques jusqu'à 20 m environ. Par rapport à la position topographique et morphologique la plus grande puissance s'observe en bas des versants. Les mêmes puissances se rencontrent également aux interfluves de certaines parties du Plateau de Lublin et de Roztocze de l'ouest.

Le profil du loess en Pologne se termine par des dépôts appartenant au Tardiglaciaire et à l'Holocène. On peut les diviser en deux groupes. Au premier appartiennent des formations éluviales, au second — des nappes de delluvions. Parmi celles-ci ce sont les couvertures sableuses aux versants, aux lits majeurs des vallées de la Vistule, du Wieprz et du Bug et des couvertures de delluvions sur les loess d'interfluves, moins communes, qui méritent une plus grande attention. Le caractère lithologique de la partie inférieure des couvertures de delluvions et la présence à l'intérieur d'elles de petites structures de gel indiquent que les conditions de leur formation se caractérisaient par la dégradation du pergélisol, par l'accentuation des processus de lavage et par le commencement de l'érosion dans les vallées fluviales. La puissance des couvertures de delluvions sur les loess est de 2 à 7 m.

Traduction de T. Kubiak

Bibliographie

- Andersen, S. T., de Vries, H., Zagwijn, W. H., 1960 — Climatic change and radiocarbon dating in the Weichselian Glacial of Denmark and the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, 39 Jaargang.
- Bronger, A., 1966 — Löss, ihre Verbraunungszonen und fossilen Böden. *Schriften d. Geogr. Inst. Univ. Kiel*, Bd. 24, H. 2.
- Brunnacker, K., 1964 — Die Würmeiszeit in Bayern im Lichte der Lössforschung. *Report Vith INQUA Congress, Warsaw 1961*, vol. 4.
- Czeppe, Z., Kozłowski, J. K., Kryszowska, M., 1963 — Le gisement paléolithique de loess de Racibórz—Ocice en Haute Silésie. *Folia Quaternaria*, 15.
- Fink, J., 1964 — Die Gliederung der Würmeiszeit in Österreich. *Report Vith INQUA Congress, Warsaw 1961*, vol. 4.

- Fotakiewa, E., Minkow, M., 1966 — Der Löss in Bulgarien. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, Bd. 17.
- Grabowska-Olszewska, B., 1963 — Własności fizyczno-mechaniczne utworów lessowych północnej i północno-wschodniej części świętokrzyskiej strefy lessowej na tle ich litologii i stratigrafii oraz warunków występowania (summary: Physico-mechanical properties of loess deposits of the northern and north-eastern part of the Holy Cross Mts. loess zone on the background of their lithology, stratigraphy and conditions of occurrence). *Biuletyn Geologiczny Uniwersytetu Warszawskiego*, t. 3.
- Gross, H., 1963 — Die Schwierigkeiten der Radiokarbon-Methode und ihre Anwendungen zur Alterbestimmung jung-quartärer Ablagerungen. *Schriften Naturw. Ver. Schleswig-Holstein*, Bd. 39.
- Haase, G., Ruske, R., 1965 — Der weichselglaziale Löss im Gebiet der DDR. In: *Die Weichselvereisung auf dem Territorium der Deutschen Demokratischen Republik*. Akademie Verlag.
- Hammen, T. van der, Maarleveld, G. C., Vogel, J. C., Zagwijn, W. H., 1967 — Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the Last Glaciation in the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, 46 Jaargang.
- Jahn, A., 1950 — Less, jego pochodzenie i związek z klimatem epoki lodowej (summary: Loess, its origin and connection with the climate of the glacial epoch). *Acta Geol. Polonica*, vol. 1.
- Jahn, A., 1956 — Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd (summary: Geomorphology and Quaternary history of Lublin Plateau). *Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN*, nr 7.
- Janczyk-Kopikowa, Z., 1968 — Plejstocenska flora w Podgłębokiem na Lubelszczyźnie (summary: The Pleistocene flora at Podgłębokie in Lublin area). *Inst. Geol. Biul.*, 220.
- Jersak, J., 1965 — Stratygrafia i geneza lessów okolic Kunowa (résumé: Stratigraphie et genèse des loess des environs de Kunów). *Acta Geographica Lodziensia*, nr 20.
- Konecka-Betley, K., 1968 — The typology of fossil soils on the example of Nielezew. *Roczniki Gleboznawcze*, t. 19 (Dodatek).
- Lindner, L., 1967a — Lessy dorzecza Uniejówki (résumé: Les loess du bassin de l'Uniejówka). *Acta Geol. Polonica*, vol. 17.
- Lindner, L., 1967b — Wyspa lessowa Borkowice koło Przysuchej (résumé: L'île loessique de Borkowice près de Przysucha). *Acta Geol. Polonica*, vol. 17.
- Łukaszew, W. K., Mojski, J. E., 1968 — Badania geochemiczne lessów Wyżyny Lubelskiej (summary: Geochemical examinations of loesses in the Lublin Upland). *Kwartalnik Geologiczny*, t. 12.
- Macoun, J., 1962 — Stratigrafie sprašových pokryvu na Opavsku (Zusammenfassung: Stratigraphie der Lössdecken im Opava, Troppauer Gebiet). *Přirodovedný Časopis Slezský*, 23, no. 1.

- Macoun, J., Šibrava, V., Tyráček, J., Kneblová-Vodičková, V., 1965 — Kvartér Ostravska a Moravské brány (Zusammenfassung: Quartär im Gebiet von Ostrava und in der Mährischen Pforte). *Ústřední Ústav Geologický*.
- Malicki, A., 1961 — The loess of the Miechów Upland. *Guide-book of Excursion „From the Baltic to the Tatras”*. Part III: South Poland. *Vith INQUA Congress, Warsaw 1961*.
- Malicki, A., 1967 — Lessy na obszarze Polski i ich związek z czwartorzędem (Les loess sur le territoire de la Pologne et leur rapport avec le Quaternaire. *Dans: Le Quaternaire de la Pologne*. PWN. Warszawa.
- Malinowski, J., 1964 — Budowa geologiczna i własności geotechniczne lessów Rostocza i Kotliny Zamojskiej między Szczepieszynom i Turobinem (summary: Geological structure and geotechnical properties of loesses in Rostocze and in the Zamość basin between Szczepieszyn and Turobin). *Prace Inst. Geol.*, t. 41.
- Malinowski, J., 1965 — Stratygrafia utworów czwartorzędowych zachodniej części Kotliny Zamojskiej (summary: Stratigraphy of Quaternary deposits in the western part of the Zamość basin). *Inst. Geol. Biul.*, 187.
- Malinowski, J., Mojski, J. E., 1960 — Przekrój lessu w Sasiadce koło Szczepieszyna na Rostoczku (summary: Geologic section of loess at Sasiadka near Szczepieszyn in the Rostocze range). *Inst. Geol. Biul.*, 150.
- Marković-Marjanović, J., 1964 — Le loess en Yougoslavie. *Report Vith INQUA Congress, Warsaw 1961*, vol. 4.
- Marković-Marjanović, J., 1968 — Loess sections in the Danube Valley in Yugoslavia and their importance for the Quaternary stratigraphy of southeastern Europe. *Proceedings VIIth INQUA Congress, USA 1965*, vol. 12.
- Maruszczak, H., 1956 — Klíny lodowe schyłkowego stadium zlodowacenia bałtyckiego w lessach Wyżyny Lubelskiej (Zusammenfassung: Eis-keile in dem Hängende der Lössdecke und deren Bildungsbedingungen in dem Endstadium der Würmkaltzeit auf der Lubliner Hochfläche). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska*, vol. 9, Sectio B.
- Mojski, J. E., 1961 — Stratigraphy of loess in eastern part of the Lublin Upland. *Vith INQUA Congress, Warsaw 1961; Abstracts of papers*.
- Mojski, J. E., 1965a — Stratygrafia lessów w dorzeczu dolnej Huczwy na Wyżynie Lubelskiej (summary: Loess stratigraphy in the drainage basin of the lower Huczwa river in the Lublin Upland). *Inst. Geol. Biul.*, 187.
- Mojski, J. E., 1965b — Korelacja profilu stratygraficznego lessów NRD, Polski i europejskiej części Związku Radzieckiego (summary: Correlation of stratigraphical profile of loesses of the German Democratic Republic, Poland and the European part of the Soviet Union). *Kwartalnik Geologiczny*, t. 9.
- Mojski, J. E., 1967 — Otcherk po stratigrafii lessov v Polshe (Stratigraphie des loess en Pologne). *Bull. Komm. po izutcheniyu tchetvertichnogo perioda Akad. Nauk SSSR*, nr 33.

- Mojski, J. E., 1968a — Outline of the loess stratigraphy in Poland. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 18.
- Mojski, J. E., 1968b — Stratygrafia zlodowacenia północnopolskiego na obszarze Nizy Polskiego i Wyżyn Środkowopolskich (summary: The stratigraphy of the North-Polish Glaciation in the Polish Lowland and Middle-Polish Uplands areas). *Inst. Geol. Biul.*, 220.
- Mojski, J. E., 1968c — Loesses in Poland. *Proceedings VIIth INQUA Congress, USA 1965*, vol. 12.
- Mojski, J. E., 1969a — Les loess en Pologne. *Bull. Assoc. Franç. pour l'étude du Quaternaire*.
- Mojski, J. E., 1969b — The stratigraphy of the Last Glaciation. *Geographia Polonica*, vol. 15.
- Mojski, J. E., Rühle, E., 1965 — Geological atlas of Poland. Stratigraphic and facial problems. Fascicule 12: Quaternary. 1:3 000 000. *Inst. Geol.*
- Musil, R., Valoch, K. 1966 — Beitrag zur Gliederung des Würm in Mitteleuropa. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, Bd. 17.
- Mycielska-Dowgiało, E., 1966 — Zarys rozwoju rzeźby w plejstocenie południowej części Wyżyny Sandomierskiej (summary: Development of the Pleistocene relief in the southern part of the Sandomierz Upland). *Kwartalnik Geologiczny*, t. 10.
- Paepe, R., Vanhoorne, R., 1967 — The stratigraphy and palaeobotany of the Late Pleistocene in Belgium. *Mém. Expl. Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, Mém. no. 8.
- Pécsi, M., 1965 — Zur Frage der Typen der Lösses und lössartigen Sedimente im Karpatenbecken und ihrer lithostratigraphischen Einteilung. *Földrajzi Közlemények*, anno 1965, no. 4.
- Pelišek, J., 1949 — Příspěvek ke stratigrafii spráši svrateckého úvalu (summary: A contribution to the stratigraphy of loess in the Svratka river valley, Czechoslovakia). *Práce Moravskoslezské Akad. Věd Přírodních*, sv. 21.
- Požaryska, K., 1948 — Stratygrafia plejstocenu w dolinie dolnej Kamiennej (summary: Stratigraphy of Pleistocene of the lower Kamienna valley). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 52.
- Požaryski, W., 1953 — Plejstocen w przełomie Wisły przez Wyżyny Południowe (summary: The Pleistocene in the Vistula gap across the southern Uplands). *Prace Inst. Geol.* t. 9.
- Różycki, S. Z., 1961 — Middle Poland. *Guide-book of Excursion „From the Baltic to the Tatras”*, Part III, vol. I, *VIIth INQUA Congress, Warsaw 1961*.
- Różycki, S. Z., 1967 — Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie (summary: The Pleistocene of Middle Poland). Warszawa.

- Sawicki, L., 1932 — Sur la stratigraphie du loess en Pologne. *Rocznik Polskiego Tow. Geol.*, t. 8.
- Sawicki, L., 1952 — Warunki klimatyczne akumulacji lessu młodszego w świetle wyników badań stratygraficznych stanowiska paleolitycznego lessowego na Zwierzyńcu (résumé: Les conditions climatiques de la période de l'accumulation du loess supérieur aux environs de Cracovie). *Biul. Inst. Geol.*, 66.
- Veklitch, M. F., 1965 — Stratigrafiya lessov Ukrainy (Stratigraphie des loess de l'Ukraine). *Sovetskaja geologiya*, no. 6.