

ANNALES
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA
LUBLIN — POLONIA

VOL. XV. 8

SECTIO B

1960

Institut de Géographie Physique
de la Faculté de Biologie et de Sciences de la Terre
de l'Université Marie Curie-Skłodowska
Directeur: prof. dr Adam Malicki

Henryk MARUSZCZAK

Le relief des terrains de loess sur le Plateau de Lublin

Рельеф лёссовых районов Люблинской возвышенности

Rzeźba obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej

Les loess présentent les sédiments les plus caractéristiques et les plus étendus du Quaternaire sur le Plateau de Lublin. L'attention est attirée surtout par les nappes loessiques, épaisses de plusieurs mètres, et qui couvrent 30% environ de la superficie du Plateau. Elles se distinguent par leur relief très spécial décidant souvent du caractère particulier de tout le paysage. Les terrains avec des couvertures pareilles sont d'une haute importance pour l'étude et la solution de nombreux problèmes morpho-climatiques du Quaternaire dans cette région.

Dans l'exposé suivant, des problèmes concernant le relief des loess du Plateau de Lublin seront présentés séparément, en deux chapitres, et notamment: 1° les caractères généraux du relief des couvertures loessiques, et 2° les formes secondaires modelées dans ces couvertures. Un troisième chapitre est consacré à l'essai de classification des phénomènes observés par ordre chronologique.

I. LES CARACTÈRES GÉNÉRAUX DU RELIEF DES COUVERTURES
DE LOESS

Jusqu'à présent, trois, et même quatre couches de loess d'âge différent ont été déterminées sur le Plateau de Lublin (13, 14). Le loess supérieur, le plus épais, se rencontre ici le plus fréquemment; il est attribué au maximum de la dernière glaciation. L'épaisseur de ces couches s'élève généralement à quelques mètres, et exceptionnellement à 20 m. Les loess inférieurs n'apparaissent qu'en couches sous-jacentes sous les

loess supérieurs, et leur extension est limitée. Ils ont été signalés surtout dans la partie Sud-Est du Plateau. C'est ainsi que l'ensemble des problèmes dont il est question dans le présent ouvrage, concerne uniquement les loess supérieurs couvrant de vastes superficies.

Le loess apparaît en nappes séparées, souvent sensiblement isolées. On le rencontre aussi sur les basses terrasses des vallées que sur les surfaces morphologiques les plus élevées (phot. 1—3). Les nappes les plus épaisses se distinguent par leur relief particulier. Ces nappes sont généralement situées sur des terrains élevés, à relief bien développé. Toutefois, les environs de Zamość et de Hrubieszów font exception à la règle générale. Les nappes de loess sont sensiblement allongées dans le sens du parallèle de latitude (v. la carte hors texte). Quant à leur situation par rapport aux grandes vallées méridiennes du Plateau, certaines nappes traversent les vallées, d'autres se trouvent du côté Est ou bien du côté Ouest de ces dernières. Cette situation des nappes de loess porte à supposer une action éolienne, à savoir la participation importante des vents d'Ouest ou d'Est au transport et à l'accumulation des loess.

Simultanément, d'autres caractères de cette localisation indiquent une certaine dépendance du substratum. Il est intéressant de constater que la direction des axes les plus longs des nappes est plus ou moins parallèle aux principales directions orographiques du Plateau. À l'Ouest, c'est notamment la direction approximative WNW-ESE, à l'Est presque W-E. C'est aussi la disposition des escarpements démarquant les limites du Plateau dans certaines parties de celui-ci.

Le problème des limites des nappes de loess est très intéressant. Par places, les dépôts de poussières finissent en sifflet ou passent peu à peu en couches de sables de versants ou fluviaux. Le passage latéral se fait dans certaines zones, par des transgressions de couches sablonneuses distinctes sur les périphéries des nappes. Ces transgressions ont été observées de divers côtés des nappes, ce qui indiquerait que l'accumulation éolienne de poussières ne s'était pas faite dans une direction unique. Les limites des nappes terminées en sifflet ne sont que peu ou pas du tout marquées dans le relief; parfois cependant, et même en voisinage immédiat, on trouve des limites sous forme d'escarpements morphologiques distincts. Parmi ces escarpements, il y a lieu de distinguer: 1) des escarpements élevés et conditionnés par le relief du substratum, et 2) des escarpements moins élevés, indépendants ou peu dépendants du substratum.

Le premier groupe comprend des formes d'une altitude de quelques dizaines de mètres et d'une longueur importante. Elles séparent les terrains élevés, avec une couverture de loess, des avant-pays plus bas et sans couverture. L'escarpement est plus ou moins nettement marqué

sur le substratum. Fréquemment, les sédiments de la zone lisière passent du faciès de loess à d'autres, et en particulier aux sables. Le loess surélève la forme du substratum et la souligne dans la majorité des cas (fig. 1). Puisqu'elle est identique avec la bordure de la nappe de sédi-

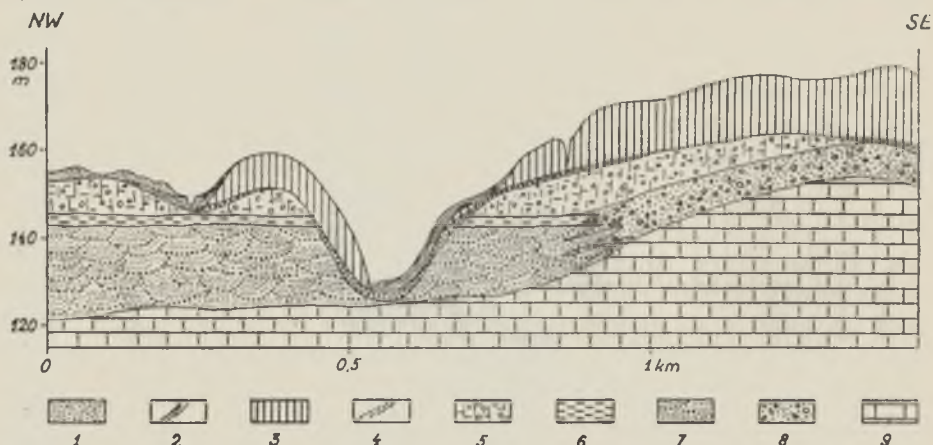


Fig. 1. Lisière Nord du Plateau de Lublin à proximité de la vallée de la Vistule, au Sud de Puławy. La couverture de loess surélève un escarpement bas marqué sur le substratum (la situation de tous les profils placés dans ce travail — fig. 1, 3, 4, 5 et 6 — est indiquée sur la carte annexée au texte).

Légende: 1 — sables de dunes (holocène — pléistocène); 2 — dépôts de versants limono-sablonneux sans carbonates (tardiglaciaire); 3 — loess (maximum de la dernière glaciation); 4 — dépôts de versants sablonneux avec graviers (début de la dernière glaciation); 5 — argile morainique (avant-dernière glaciation — Riss); 6 — argiles à varves (avant-dernière glaciation — Riss); 7 — sables et graviers fluviaux (avant-dernière glaciation et, partiellement, interglaciaire précédent); 8 — dépôts glaciaires et fluvioglaciaires de sables et de graviers, partiellement remaniés (pléistocène inférieur); 9 — marnes et gaizes (haut Crétacé).

ments de poussières, il y a lieu de supposer que la bordure du substratum présentait une certaine prédisposition à l'accumulation du loess. Les escarpements accusent une pente générale de quelques degrés, parfois plus importante. En dehors du facteur éolien, le ruissellement et la solifluxion devraient avoir joué un rôle important dans la formation de ces bordures de la couverture loessique, ce qui est indiqué par le litage périodique et les menues structures de solifluxion dans les dépôts de la série des loess. Quand l'accumulation avait été terminée, la couverture loessique sur l'escarpement fut partiellement détruite et entaillée par l'érosion. Ce type de relief est représenté le mieux par la lisière Nord du Plateau de Lublin, longue de 50 km et allant presque en ligne droite entre la Vistule et le Wieprz (phot. 4). On pourrait citer également la lisière Nord du Roztocze Occidental et les escarpements de la „Grzęda Sokalska”.



Fig. 2. Relief d'une nappe de loess au Sud de Opole Lubelskie dans la partie Ouest du Plateau de Lublin. Terrain couvert par les loess d'une épaisseur dépassant 3 m, pointillé. En dehors de la couverture de loess apparaissent des dépôts identiques à ceux du substratum (v. fig. 3).

Ainsi, les escarpements du premier groupe peuvent être sommairement définis comme formes d'accumulation, conditionnées par le relief du substratum et relativement peu transformées après la fin de l'accumulation des loess. La théorie éolienne de A. J a h n peut être appliquée à l'explication de la genèse de ces formes (3, pp. 352—355 et 447—448). Parmi elles, il y a lieu de distinguer des formes d'ordre supérieur et celles d'ordre inférieur. L'ordre supérieur serait représenté par le secteur mentionné ci-dessus de la lisière Nord du Plateau de Lublin. Cette lisière loessique correspond à la notion de la limite Nord des loess selon H. P o s e r (1951).

Nous attribuons au deuxième groupe les escarpements d'une hauteur de quelques mètres jusqu'à 15 ou 20 m. Les escarpements liés aux zones-bordures de la couverture loessique et situés indépendamment des lignes orographiques du substratum, présentent les caractères les plus particuliers. Le bord de la couverture forme un escarpement assez distinct et traverse souvent obliquement les versants des vallées même importantes, pour transgresser des terrains bas sur les niveaux les plus élevés (fig. 2, phot. 5). Dans les cas extrêmes, la pente de l'escarpement prend la direction opposée à celle de la surface du substratum. A. J a h n qualifie ces escarpements d'obséquents (3, p. 354). La participation de l'accumulation éolienne à leur formation semble incontestable. Toutefois, l'analyse des profils d'escarpements du type en question présente souvent des surfaces d'érosion tronquant les loess stratifiés. Parfois, des dépôts de versants reposent sur ces surfaces. Les dépôts sont plus récents que les loess et présentent le produit de leur ablation (fig. 3). Certains

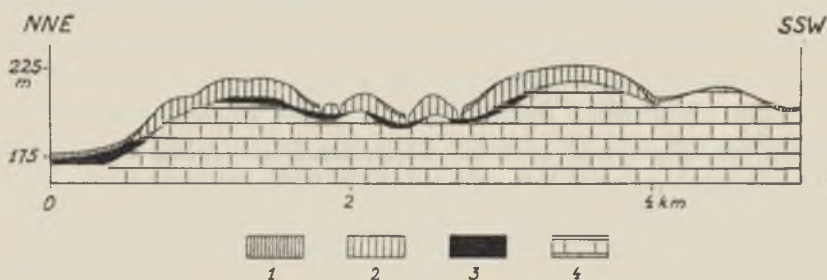


Fig. 3. Profil de la partie Ouest de la nappe de loess au Sud de Opole Lubelskie.

Légende: 1 — dépôts de versants limono-sablonneux sans carbonates (tardiglaciaire); 2 — loess (maximum de la dernière glaciation); 3 — dépôts de versants, argiles morainiques et produits de leur dégradation (pleistocène supérieur et inférieur); 4 — calcaires et marnes (haut Crétacé).

parmi ces escarpements se sont formés à la suite d'un remodelage de la surface primitive d'accumulation, dû à l'érosion. Ceci a lieu surtout

à l'époque où la zone bordure de la nappe loessique s'accordait avec les versants concavo-convexes, plus vastes. La dégradation par l'érosion se faisait surtout dans leur partie inférieure, concave. Ainsi furent accentués les secteurs reculants, convexes et plus élevés (fig. 1 et 3). Il y a lieu de considérer que ce fut alors qu'apparurent les escarpements d'érosion — bords distincts des nappes loessiques. Des escarpements d'érosion en tant que formes épigéniques et secondaires apparaissent également sur les grands escarpements du premier type (fig. 1).

Le second groupe comporte donc des formes qui, en principe, ne sont pas conditionnées par une prédisposition du substratum. Quant à leur genèse, elles sont plus différenciées, car elles présentent une grande diversité de formes, depuis les formes d'accumulation peu transformées par l'érosion jusqu'aux formes d'érosion. Ces dernières ne font nullement exception. Selon H. Br ü n n i n g p. ex. la limite Nord contemporaine des loess dans la région de Magdeburg est également une forme d'érosion (1, p. 62).

Il est difficile de déterminer les dimensions de la transformation des limites primitives des couvertures loessiques d'accumulation, par le fait de l'érosion. Au cas de couvertures épaisses — et ce ne sont que celles-ci qui présentent des escarpements distincts et dont il est question — une importante modification de leurs contours ne s'est, sans doute, pas produite. Les caractères secondaires des limites sont cependant, en de nombreuses places, postérieurs. L'existence de petits îlots de loess sur l'avant-pays des nappes compactes en témoigne. Ces transformations devraient être apparues principalement au cours du tardiglaciaire. La conclusion est basée sur la présence de dépôts de versants à litage périodique sur les surfaces d'érosion tronquant les loess. Ces dépôts n'ont pu se former plus tardivement que le Dryas supérieur (2, 3, 15).

Des faits présentés il résulte que le relief général des couvertures loessiques manifeste une certaine dépendance du relief du substratum. Un autre aspect de cette dépendance est présenté par la reproduction des formes du substratum sur la surface du loess. Nous ignorons si cela concerne uniquement les formes puissantes et si les petites formes à dimensions horizontales de quelques dizaines de mètres reproduisent également le relief du substratum. On ne peut que supposer la possibilité de reproduction des petites formes, et ceci p. ex. sur la base des observations effectuées aux environs de Hrubieszów. Sur les terrains de loess, on y trouve notamment beaucoup de dépressions fermées. Dans le voisinage immédiat, on rencontre des dépressions sensiblement pareilles qui présentent des formes karstiques développées sur un substratum de calcaires du Crétacé.

Sans nul doute, au cours de l'augmentation de puissance des couvertures loessiques, beaucoup de traits prononcés du relief ont été nivelés ou pour le moins atténués. Cependant, et parallèlement à la sédimentation, dans les conditions périglaciales, des processus de modelage évoluaient dans les loess eux-mêmes. L'intensité et les directions de l'action de ces processus devaient dépendre du relief général du substratum. Toutefois, des formes nouvelles et indépendantes des anciennes, commençaient à se produire. Leur nombre s'accrut sensiblement lorsque la sédimentation eut été achevée. En fin de compte, le relief actuel des loess est généralement beaucoup plus fort que le relief fossile, enfoui dans le substratum.

II. LES FORMES MODELÉES DANS LA COUVERTURE DE LOESS

1. Caractéristiques des formes.

En règle générale, les formes modelées dans la couverture de loess sont polygéniques. C'est la raison pour laquelle nous mettons en avant, pour classer ces formes, des critères morphochronologiques et non pas ceux qui sont morphogéniques. Ainsi, nous distinguerons les formes suivantes: a) formes apparues à l'époque d'accumulation des loess, et en particulier dans sa phase terminale (vallons en berceau et dépressions fermées); b) formes sculptées au temps où l'accumulation avait pris fin (vallons secs, entailles d'érosion récentes, cuves, puits, entonnoirs et formes anthropogéniques).

Les vallons en berceau présentent des dimensions très diversifiées. Tous les plus grands reflètent d'ordinaire le relief du substratum. Les plus petits forment un réseau assez dense, plus dense que dans les dépôts identiques à ceux qui sont sous-jacents aux loess. Il y a donc lieu d'admettre qu'une partie de ces formes, celles notamment dont la profondeur ne dépasse pas quelques mètres, ont été façonnées dans les couvertures loessiques. Les versants des vallons en berceau, concavo-convexes, ne sont pas séparés du fond et passent imperceptiblement dans les surfaces voisines. Ils sont, en principe, symétriques, et les pentes ne dépassent pas 5° (fig. 4, phot. 6). La largeur des vallons atteint même centaines de mètres, la longueur en est beaucoup plus importante mais difficile à déterminer vu qu'ils sont étroitement unis aux formes reproduisant le relief du substratum. Sur leurs versants, le sous-sol découvre un loess non-altéré à lamelles faiblement marquées, inclinées conformément à la surface topographique. Il est donc possible de supposer que ces vallons en berceau apparaissaient en conditions de „glissement” des poussières de loess sur les pentes. Parmi les processus de façonnement, en dehors de la solifluxion, le ruissellement et la nivation dev-

raient avoir joué un rôle considérable. A. J a h n (3, pp. 377 et 449) a fait observer l'importance de l'ablation pour la formation de vallons en berceau sur le Plateau de Lublin pendant la dernière glaciation. Des vallons de ce type, apparus parallèlement à l'accumulation des loess, sont connus également sur d'autres territoires (4).

Après la fin de l'accumulation des loess, les vallons en berceau furent transformés par de nouveaux processus épigéniques. Les études de leur fond le prouvent en particulier. Le loess y est décalcifié, plus argileux et moins poreux (fig. 4). C'est là l'effet des processus de diage-

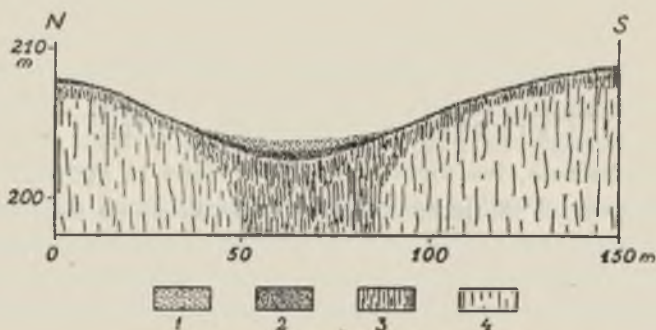


Fig. 4. Profil de vallon en berceau sur les champs de Ślawinek, village situé à l'Ouest de Lublin.

Légende: 1 — produits de l'érosion des sols (holocène supérieur); 2 — horizon d'humus (holocène et tardiglaciaire); 3 — horizon illuvial et loess décalcifié, argileux, altéré (holocène et tardiglaciaire); 4 — loess non-altéré (maximum de la dernière glaciation).

nèse et avant tout, de la décalcification, liée à l'infiltration des eaux, et du tassement, c-à-d. de la compression du sédiment très poreux. Ces processus ont contribué à amincir les couches de loess, et par conséquent, à approfondir les vallons en berceau. Le phénomène — au point de vue morphogénique — peut être déterminé comme suffosion chimique (7, pp. 74-75). Les processus les plus récents ont cependant amoindri l'effet de l'approfondissement. À la culture des champs sont associés notamment les phénomènes de l'érosion des sols sur les versants et de l'accumulation simultanée des produits de l'érosion des sols sur les fonds. Il y a lieu d'observer que beaucoup de vallons en berceau ont subi des transformations bien plus importantes, voire qu'ils furent détruits par les processus postérieurs par rapport à l'accumulation des loess. Des vallons secs ainsi que des entailles d'érosion plus récentes s'y sont développés.

Des formes de type génétique mentionnées ci-dessus, il faut différencier les vallons en berceau formés par l'érosion après l'accumulation des loess, ou les vallons modelés actuellement à la suite du labourage des entailles d'érosion récentes.

Les petites dépressions fermées sur les terrains de loess sont désignées par la population de la région du nom de „wymok”, au pl. „wymoki” (8, p. 250). Ce sont des éléments caractéristiques du relief des surfaces plates ou peu inclinées, situées sur des altitudes diverses (à partir de terrasses jusqu'aux niveaux les plus élevés). Les dépressions sont généralement arrondies ou elliptiques et ne présentent pas de contours distincts. Leurs versants (pareils en ceci aux versants des vallons en berceau) passent peu à peu dans les surfaces voisines, et le fond plat ne se différencie que dans les plus grandes formes. La profondeur est de quelques décimètres à quelques mètres; le diamètre s'élève à plusieurs mètres, et même à plusieurs dizaines de mètres (fig. 5, phot. 7). Un certain nombre de ces dépressions reprodui-

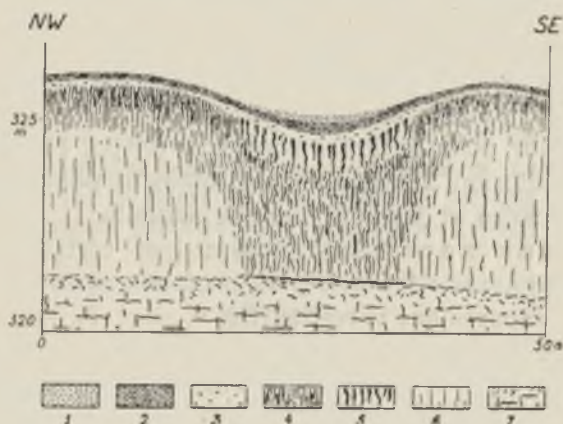


Fig. 5. Profil d'une petite dépression fermée aux environs du village Bondyż, à l'Ouest de Krasnobród (Roztocze Central).

Légende: 1 — produits de l'érosion des sols (holocène supérieur); 2 — horizon d'humus (holocène et tardiglaciaire); 3 — horizon éluviai (holocène et tardiglaciaire); 4 — horizon illuvial et loess décalcifié, argileux, altéré (holocène et tardiglaciaire); 5 — pseudo-morphoses de fentes de gélivation dans l'horizon illuvial (Dryas supérieur); 6 — loess non-altéré (maximum de la dernière glaciation); 7 — gaize et ses débris (haut Crétacé).

sent peut-être les formes du substratum constitué de calcaires karstifiés du Crétacé, mais, pour la plupart, elles ont été formées uniquement dans la couverture de loess. Dans le substratum de celle-ci notamment, se trouvent principalement des roches non-karstifiables. De telles formes sont apparues déjà au cours de l'accumulation des loess, et surtout à la

suite des disproportions dans l'accumulation éolienne de poussières. Cela concerne en particulier les formes se trouvant sur les niveaux les plus élevés. Un rôle important a dû incomber également à la nivation. D'autres dépressions se sont formées peut-être à la suite d'un engorgement ou barrage (p. ex. par un mouvement de masses) de la voie d'écoulement superficiel. La présence fréquente de dépressions dans les têtes des vallons en berceau, pourrait servir d'argument à l'appui de cette supposition. Par contre, sur les surfaces des terrasses, l'accumulation fluviale, accidentée, pouvait avoir joué un certain rôle.

Les dépressions primitives ont été transformées par la suite, ce qu'indiquent les études du loess dans ces formes. Le loess est transformé bien plus fortement que sous le fond des vallons en berceau. Une diagenèse aussi forte s'explique par l'infiltration de quantités importantes d'eau qui s'amassaient dans les dépressions. De ce fait, les formes elles-mêmes ont été approfondies, pareillement aux vallons en berceau; ce processus peut donc être déterminé comme suffosion. Son rôle a été caractérisé d'une manière détaillée par l'auteur du présent ouvrage, en 1954 (8). La transformation des dépressions par la suffosion avait lieu, en de cas nombreux, encore dans le tardiglaciaire, ce qui est prouvé par les pseudomorphoses des fentes de gélivation, sous le fond des „wymoki”, datées par l'auteur pour le Dryas supérieur (9, pp. 255—257). La transformation par suffosion a continué probablement pour certaines formes, dans le post-glaciaire et jusqu'à l'époque actuelle.

Les vallons secs ressemblent par certains caractères aux vallons en berceau, mais ils sont plus profonds et souvent plus étroits; leurs fonds sont séparés des versants (fig. 6, phot. 9). Ainsi leur présence est-elle plus marquée dans le paysage des terrains de loess. Ils ont des versants convexes dans la majorité des cas, avec des pentes de l'ordre de 10° — 15° , souvent nettement asymétriques (pentes raides en adret). Leur profondeur est de quelques mètres à 10 ou 15 m, leur largeur atteint quelques dizaines de mètres jusqu'à 100 ou 200 m, leur longueur mesure jusqu'à quelques kilomètres. Souvent, ces vallons forment des systèmes fort évolués et dont les secteurs particuliers diffèrent considérablement quant à leurs indices morphométriques (fig. 2). Pour la plupart, ils forment des entailles dans le thalweg des vallons en berceau et des vallées plus importantes qui suivent le relief du substratum des loess. L'analyse des affleurements sur les versants des vallons secs indique qu'ils entaillent et coupent parfois entièrement la couverture loessique. Si le loess est stratifié, il apparaît visiblement qu'il est tronqué par un versant du vallon. Dans les parties inférieures des versants se trouvent parfois des produits d'ablation du loess sous forme de dépôts argileux ne contenant pas de carbonates, et semblables aux dépôts à litage périodique.

Des faits cités il résulte que les vallons secs ont été formés par l'érosion, lorsque l'accumulation des loess était déjà terminée. Au début, quand le creusement de fond prédominait, ces vallons ressemblaient probablement aux ravins actuels. Dans la suite cependant, c'est au ruissellement qu'incomba la rôle de facteur décisif et les versants rectilignes des ravins furent transformés en convexes tandis que les formes s'élar-

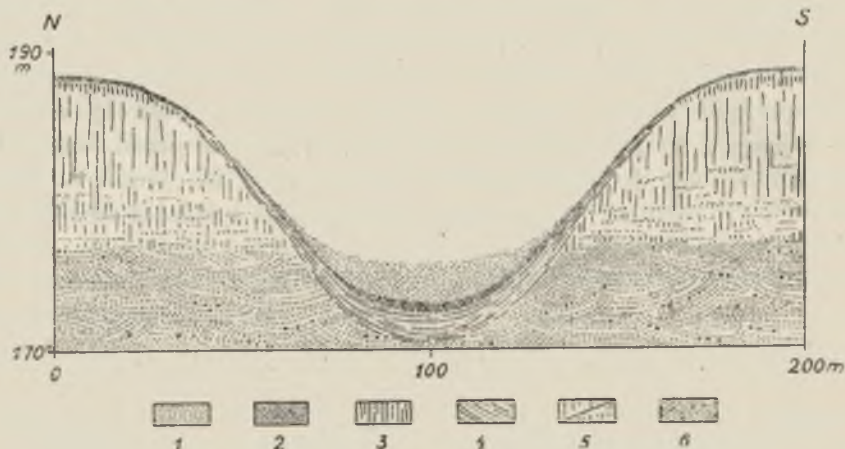


Fig. 6. Profil d'un vallon sec entaillant le loess sur la terrasse fluviale de la Bystrzyca, village Rury — banlieue de Lublin.

Légende: 1—3 comme sur la figure 4; 4 — dépôts de versants argilo-sablonneux, dans leur partie supérieure modifiés par des processus pédogènes (tardiglaciaire); 5 — loess et loess avec des couches sablonneuses (maximum de la dernière glaciation); 6 — sables et graviers fluviaux (dernière glaciation et interglaciaire précédent).

gissaient en même temps tout entières. Il y a lieu de supposer que les étapes particulières de cette évolution aient présenté des analogies avec les entailles d'érosion récentes (fig. 7). Ces processus se développaient au cours du tardiglaciaire. Les formes mentionnées sont sans doute analogues, en ce qui concerne leur âge et leur genèse, aux vallons secs des terrains de loess en Belgique et dont R. Maréchal a donné la description (6, p. 90).

Après la phase principale de la formation des vallons secs, les sec-teurs d'aval des vallons situés à proximité des grandes vallées fluviales, furent encore approfondis. L'analyse des profils longitudinaux de ces formes en témoigne, ainsi que la constatation que certains vallons ont une embouchure suspendue, et d'autres, des embouchures adaptées aux fonds des vallées fluviales actuelles (10, pp. 339—342). Au cours de la dernière période et du fait du développement de l'érosion, les vallons secs subissent des transformations pareilles à celles des vallons en berceau.

Les entailles d'érosion récentes présentent l'élément le plus caractéristique du relief des loess sur les terrains à dénivellations importantes. En règle générale, elles creusent les fonds ou les versants des formes antérieures des vallées. Très fréquemment, elles coupent la couverture de loess dans toute son épaisseur et atteignent profondément le substratum. Leurs versants sont abrupts, parfois en parois, et généralement séparés des surfaces voisines par des ruptures de pente. Suivant la largeur du fond, généralement étroit et même réduit au minimum, leur profil transversal peut être formé en V au en auge. La largeur mesure quelques mètres jusqu'à quelques dizaines de mètres; la profondeur — jusqu'à 20 m, rarement plus (phot. 11, 13). Le profil longitudinal est accidenté, avec de nombreuses ruptures, avec des pentes atteignant même 30° . Fréquemment, ces entailles forment des systèmes très développés, dans lesquels les formes principales mesurent jusqu'à quelques kilomètres de longueur. La littérature polonaise définit ces formes par les termes „debra”, „wąwóz” et „parów”. En tant que formes récentes, elles sont caractérisées par un grand dynamisme, grâce auquel

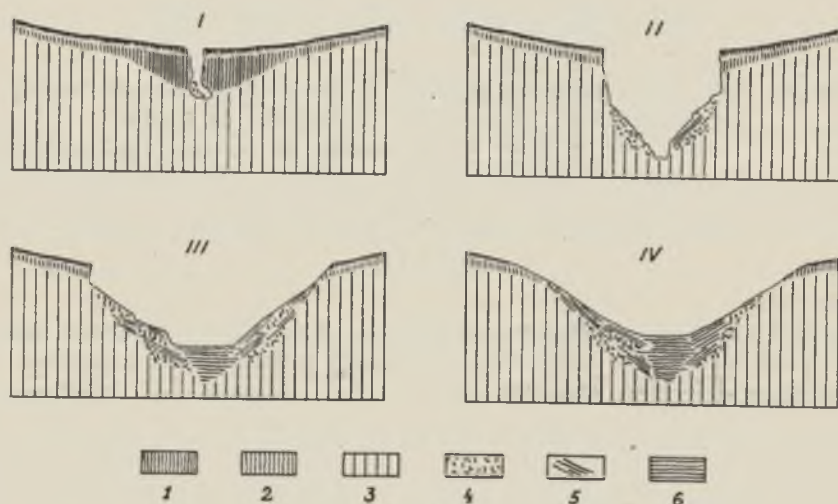


Fig. 7. Profils schématiques d'une entaille d'érosion récente, en diverses étapes d'évolution. Échelle verticale et échelle horizontale identiques. Légende: 1 — horizon d'humus; 2 — horizon illuvial et loess décalcifié, argileux; 3 — loess non-altéré; 4 — matériaux d'éboulement et de glissement; 5 — dépôts de versants; 6 — dépôts alluviaux.

il est possible d'observer à la fois toutes les étapes de leur évolution (fig. 7). Les rigoles creusées par les torrents des eaux saisonnières ou épisodiques présentent le plus souvent la forme initiale — abstraction faite des activités de l'homme. Ces creusements ont à leurs débuts des parois

presque verticales qui, du fait de l'éboulement, du glissement, de la solifluxion et de l'ablation du loess, se transforment en versants rectilignes, puis convexes. Cependant, sur le fond évoluent d'abord l'érosion du fond, ensuite l'accumulation. Quand l'accumulation devient plus intense, peu à peu se produit un fond plat. La suffosion joue également un rôle important, surtout pour les ramifications latérales. Du fait de la suffosion apparaissent des canaux souterrains dont le plafond s'effondre progressivement donnant naissance à des formes découvertes. À un stade avancé de l'évolution, les ruptures distinctes des versants s'effacent; ainsi, les entailles récentes peuvent s'assimiler aux vallons secs ou aux vallons en berceau (phot. 12, 14). Ceci n'arrive cependant que dans certains secteurs de ces formes. L'évolution est souvent accélérée violemment par les labourages. Il y a lieu de souligner que toutes les étapes évolutives, différenciées sur la fig. 7, peuvent être observées fréquemment à l'intérieur d'une seule grande forme, voire dans les secteurs particuliers de celle-ci.

Les phénomènes de la période de la fonte des neiges ont une influence décisive pour l'évolution des entailles d'érosion récentes. Des recherches de A. Reniger et de S. Ziemnicki il résulte que plus de 90% par an de la dégradation générale d'érosion sur les terrains de loess du Plateau de Lublin sont dûs à cette époque de l'année. Toutefois, ces dégradations ne prennent une intensité grave qu'une fois en quelques années. D'autres processus de modelage des formes susdites (tels l'éboulement, le glissement, la solifluxion, la suffosion) se développent également et avant tout à cette époque de l'année. La saison des pluies d'été joue un rôle bien moins important. Seules les grandes averses qui d'ailleurs n'ont lieu que localement, une fois en plusieurs années, peuvent accélérer très gravement l'évolution des entailles d'érosion (11). Tous ces processus morphogéniques du printemps et de l'été acquièrent une intensité grave uniquement aux cas où la couverture compacte de végétation forestière fait défaut. C'est ainsi que les entailles d'érosion sur le territoire en question n'ont pu se développer sur une grande échelle que lors du défrichement à la suite des activités économiques de l'homme.

Les cuves, les puits et les entonnoirs sont des formes du relief de loess de moindre dimension, mais très distinctes et très caractéristiques. Leur diamètre est généralement de l'ordre de quelques mètres; exceptionnellement, il atteint 20 m. La profondeur, à l'ordinaire, ne dépasse pas 10 m. Dans le terrain, ils sont associés aux entailles d'érosion récentes, et c'est pourquoi leur rôle dans le paysage n'a pas d'importance. Au point de vue de leur genèse, ils peuvent être classés en deux groupes principaux. Les uns évoluent sous l'action des eaux

souterraines, les autres — sous l'influence des eaux de surface. Les eaux s'infiltrant dans la roche poreuse des loess et en contact avec des couches moins perméables, y creusent des canaux souterrains. Quand ces canaux s'élargissent, les couches sus-jacentes s'effondrent par places; c'est ainsi qu'apparaissent les formes ouvertes des cuves et des puits. Du point de vue morphogénique, ces processus peuvent être définis comme sorte de suffosion mécanique. Les formes elles-mêmes portent le nom de „pseudo-karstiques” ou de „Karst loessique” (5). Les eaux saisonnières de surface y creusent sur leur chemin, à chaque rupture de pente, de petites cuves. Ainsi se produisent les puits d'érosion et d'évorsion. Les uns et les autres ont au début des parois abruptes soumises à une dégradation très rapide. Dans la phase ultérieure, ces formes participent au cycle évolutif des entailles d'érosion modelées par des processus de surface (8). Une évolution pareille peut durer, même s'il s'agit de formes importantes, quelques décennies seulement. Le rôle décisif dans cette évolution incombe aux phénomènes de la fonte printanière des neiges.

Parmi les formes anthropogéniques, tous les ravins de routes (Hohlweg) ainsi que diverses fosses d'exploitation méritent surtout l'attention. Les ravins routiers jouent, dans les paysages loessiques, un rôle semblable à celui des entailles d'érosion récentes. Leurs dimensions se ressemblent également (profondeur jusqu'à 10 m, longueur dépassant parfois 1 km). Dans leur formation, et à côté du principal agent moteur, c-à-d. des roues des véhicules en mouvement, participent tous les processus mentionnés à l'occasion des entailles d'érosion, ainsi que le vent. Les ravins subissent fréquemment, du fait de l'érosion et de la suffosion, une dégradation si forte qu'il faut faire cesser la circulation routière. Les ravins se transforment alors rapidement en formes du type des entailles d'érosion récentes. Lorsqu'ils ont été creusés dans le thalweg, il sera difficile de les distinguer, après un certain temps, des entailles formées sans intervention de l'homme. L'évolution des ravins routiers sur les terrains de loess est très rapide (phot. 15). Pour les formes nouvelles, en évolution, l'approfondissement annuel moyen peut s'élever à 70 mm (12). Les fosses d'exploitation jouent un rôle important dans le paysage des terrains de loess à cause de leurs grandes dimensions dans les couches épaisses de loess (phot. 16).

2. Complexes de formes

Toutes les formes mentionnées du relief se trouvent sur le Plateau de Lublin également en dehors des couvertures de loess, dans d'autres formations. Mais elles s'y distinguent généralement par d'autres carac-

tères morphométriques, ou bien elles y sont plus rares, plutôt sporadiques, ou encore, elles participent à d'autres complexes (fig. 2). Ainsi p. ex. la densité du réseau d'entailles d'érosion récentes atteint, pour les terrains loessiques, quelques kilomètres de long sur 1 km², tandis que dans le voisinage et sur des terrains non-loessiques, le réseau est bien moins important, ou bien, les formes n'y existent pas du tout. C'est là la preuve morphologique capitale de l'influence des qualités spéciales aux loess, sur l'évolution des processus formant le relief du terrain. Il peut être question ici d'un relief particulier au loess. Insistons encore une fois sur ce que cette notion concerne uniquement les couvertures épaisses de loess. Sur ces couvertures puissantes, toutes les formes distinguées ci-dessus ne sont pas toujours représentées. Suivant la situation morphologique, nous n'y rencontrons que quelques-unes, en divers complexes. On peut y distinguer trois catégories de complexes, et notamment: 1) le complexe des niveaux morphologiques élevés, 2) le complexe des pentes et des versants de grandes vallées, et 3) le complexe des terrasses fluviales (fig. 8).

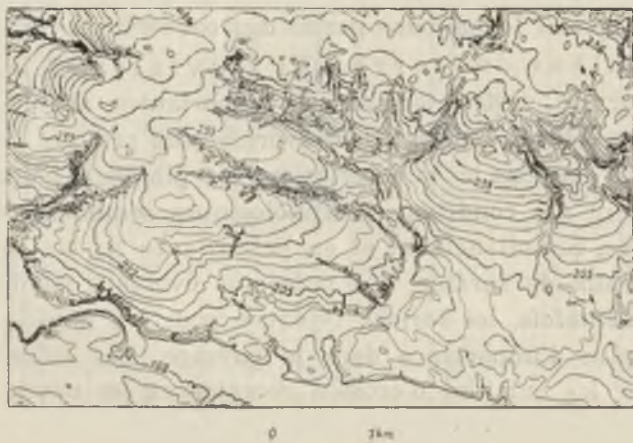


Fig. 8. Complexes de formes du relief des loess du niveau élevé d'interfluve, des pentes et des versants et terrasses des environs de Krasnystaw.

Le complexe des niveaux élevés (et en particulier, des niveaux des interfluves) et des pentes faibles y associées, se compose uniquement de dépressions fermées, et de vallons en berceau. Sur les périphéries seules de ces terrains s'y joignent les secteurs d'amont des vallons secs et des entailles d'érosion récentes, évolués sur les pentes plus inclinées. Ce complexe a donc été modelé par des processus contemporains à l'accumulation des loess et n'a pas été com-

plété par la suite, après la fin de l'accumulation, par des formes nouvelles; des formes anthropogéniques seules y ont apparu, d'ailleurs peu nombreuses. Le complexe comprend une partie relativement peu importante de la surface des couvertures de loess (cf. carte hors texte).

Le complexe des pentes et des versants des grandes vallées est bien plus diversifié. Il se compose de vallons en berceau, de vallons secs, d'entailles d'érosion, de cuves, de puits et de formes anthropogéniques. Les deux premières formes sont des éléments constants de toutes les pentes plus vastes. Les entailles d'érosion ne se trouvent généralement que sur les terrains plus inclinés et à plus hautes altitudes relatives. C'est pourquoi il est nécessaire de distinguer deux sous-complexes, à savoir: 1) celui des pentes longues et hautes, à inclinaison dépassant $3-4^{\circ}$ (où toutes les formes mentionnées sont représentées) et 2) celui des pentes plus courtes et plus basses à inclinaison moindre (où l'on trouve surtout les vallons en berceau, les vallons secs et les formes anthropogéniques). Ce complexe a donc été façonné par les processus contemporains et postérieurs par rapport à l'accumulation des loess. Les formes liées avec ces derniers y ont prédominé. Ce complexe comprend la majeure partie des couvertures de loess.

Le complexe des terrasses fluviales est le moins individualisé. Sur de vastes terrasses à importantes altitudes relatives, à épaisses couvertures de loess, sont représentées presque toutes les formes dont nous donnons ici la description. Les plaines à terrasses présentent notamment des conditions morphologiques semblables à celles des niveaux élevés. Simultanément et en liaison avec les écoulements transitoires des eaux de surface, des processus évoluent similaires à ceux des pentes. Toutefois, les formes typiques pour les niveaux élevés ont maintenant plus d'importance dans le paysage. Les autres formes, et en particulier les entailles d'érosion récentes et les cuves y associées, sont généralement moins évoluées et plus rares que sur les pentes.

III. PHASES PRINCIPALES ET CONDITIONS DE L'ÉVOLUTION DU RELIEF DES LOESS

Dans l'évolution du relief des terrains de loess sur le Plateau de Lublin, il y a lieu de distinguer les phases suivantes: 1) celle d'accumulation du loess supérieur (Würm — maximum du glaciaire), 2) celle de creusement des couvertures loessiques (Würm — tardiglaciaire), 3) celle d'ablation et d'accumulation des dépôts de versants à litage périodique (Würm — tardiglaciaire), 4) celle des creusements plus faibles (holocène inférieur), 5) celle d'affaiblissement des processus de modelage (holocène moyen), 6) celle de dégradation des sols et d'accumulation du déluvium

TABLEAU CHRONOLOGIQUE DES PROCESSUS GEOMORPHOGENIQUES ET DES FORMES DU RELIEF DES TERRAINS DE LOESS SUR LE PLATEAU DE LUBLIN

Chronologie absolue	Division stratigraphique	Périodes de climat	Principaux processus de modelage des terrains de loess	Evolution des formes principales du relief des terrains de loess
± 0	Holocène	Subatlantique	Ruissellement, érosion, suffosion chimique et mécanique, érosion, mouvements de masses, accumulation de produits de la dégradation des sols.	Creusement sur escarpements loessiques et sur pentes, apparition d'entailles d'érosion et des cuves de suffosion et d'érosion y associées, évolution de nouveaux "wymoki".
— 4.000		Subboréal		
		Atlantique	Ruissellement et érosion n'apparaissant que localement (érosion latérale dans les vallées fluviales). Evolution intense des processus pédogènes.	Entailles d'érosion loessiques. Affaiblissement de l'évolution des formes anciennes du relief.
		Boréal	Ruissellement peu évolué, creusement limité généralement aux vallées fluviales et à leur voisinage immédiat, suffosion chimique.	Approfondissement de certains vallons secs, modelage de nouveaux "wymoki".
— 8.000		Préboréal	Sur les pentes: ruissellement, solifluxion peu évoluée et accumulation des dépôts de versant. Sur les surfaces plates: phénomènes locaux de cryoturbations.	Remodelage des escarpements loessiques, transformation des entailles d'érosion en vallons secs, modelage de nouveaux vallons en berceau.
— 12.000	Dernière glaciation (Würm)	Tardiglaciaire	Sur les pentes: au début ruissellement et solifluxion, ensuite érosion en profondeur. Sur les surfaces plates: processus pédogènes et suffosion chimique.	Remodelage des escarpements loessiques d'accumulation par processus de dégradation, modelage d'escarpements d'érosion, d'entailles d'érosion (ravins), approfondissement des vallons en berceau et des dépressions fermées.
— 16.000				
— 30.000		Arctique	Action éolienne, solifluxion, ruissellement, nivation (accumulation de loess supérieur sur les fonds des vallées, les pentes et les niveaux élevés).	Modelage des escarpements d'accumulation des couvertures de loess, des formes reproduisant le relief du substratum et des formes modelées dans les couches de loess: vallons en berceau et dépressions fermées.

(dépôt de versant) humique, et de creusement limité à certaines places (holocène supérieur). La datation des phases s'appuie sur les données des chapitres précédents; on trouvera une motivation plus détaillée dans un ouvrage du même auteur, publié en 1958 (10). La même datation a été adoptée pour le tableau chronologique des processus et des formes du relief des loess, annexé à l'étude présente.

1. Le loess supérieur a été accumulé sur le Plateau de Lublin dans les conditions climatiques du périglaciaire, lorsque ce territoire se trouvait éloigné de 200 km environ du front de la calotte glaciaire. Ces conditions sont assez bien connues grâce aux travaux de A. J a h n et de W. P o ż a r y s k i (3, 15). La surface des couvertures en train d'accumulation de cette formation reproduisait au début assez exactement le relief du substratum. Ce n'est qu'à mesure que les couvertures gagnaient en épaisseur qu'apparurent de nouvelles formes de relief y associées. Les bords des couvertures s'ébauchaient de plus en plus nettement. Des escarpements d'accumulation de loess apparaissaient, modelés surtout par les processus éoliens, mais également par la solifluxion, le ruissellement et la nivation. Sur les diverses surfaces des niveaux élevés, et des terrasses, de petites dépressions primitives se formaient par le fait d'une accumulation éolienne et fluviale disproportionnées, ainsi que de la nivation. Sur les surfaces inclinées, la solifluxion, le ruissellement et la nivation façonnaient les vallons en berceau. Cette phase d'évolution du relief des loess se termina vers l'an 15 000 a.n.e.

2. L'accumulation du loess disparut peu à peu quand, dans le tardiglaciaire, la température s'éleva et l'humidité s'accrut. La formation de la toundra se retira devant la steppe froide et les associations de formation forestière (17). Dans ces conditions, l'érosion se plaça, à côté du ruissellement, en tête des processus morphogéniques. La couverture de loess fut partiellement détruite; ce phénomène envahit surtout les parties inférieures des pentes. Ainsi furent remodelés les escarpements d'accumulation loessique et de nouveaux escarpements d'érosion se formèrent. Dans les vallées fluviales, ce sont des escarpements de terrasses, formés en liaison avec le creusement par les rivières des fonds originaux du maximum de la glaciation. Les eaux de fonte sur les pentes, en se concentrant, creusent de profonds ravins. Dans l'Alleröd, la température s'éleva à un tel degré que les sols gelés disparurent, et des phénomènes de suffosion chimique firent apparition dans les dépressions fermées sur les plaines et partiellement dans les vallons en berceau sur les pentes. Ils étaient dus à l'infiltration de l'eau dans les couvertures de loess et aux altérations souscutanées y associées, et ils contribuèrent à l'enfoncement des formes mentionnées plus haut. Les conditions climatiques de

cette phase favorisaient également l'évolution des sols sur les niveaux non-soumis à la dégradation (9). L'an 9 000 a.n.e. semble être la date-limite de cette phase.

3. En liaison avec la poussée du froid vers la fin du glaciaire, c-à-d. dans le Dryas supérieur, le développement des formations forestières a été enrayé. Un retour partiel des éléments de la toundra se produisit (17) ainsi qu'une évolution des sols gelés (9). Dans ces conditions, l'érosion en profondeur s'affaiblit. Il est donc possible d'affirmer que les dépôts de versants à litage périodique et liés au ruissellement sont des phénomènes caractérisant la dite phase. Des sédiments pareils se constituaient sans doute également au cours de la phase précédente, mais leur rôle n'était alors que secondaire. Dans les vallées, le creusement de fond fut arrêté. Les entailles d'érosion (ravins) sur les pentes se transformèrent définitivement en vallons secs et de nouveaux vallons en berceau de ruissellement et de nivation se formèrent. Sur les plaines, dans les dépressions fermées dites „wymoki”, apparurent des conditions favorables au développement du sol gelé et des fentes de gélivation y associées (9). La présence du sol gelé pouvait également favoriser la solifluxion comblant partiellement les „wymoki”. La phase prit fin entre l'an 8 000 et l'an 7 000 a.n.e.

4. La poussée de la chaleur dans le post-glaciaire entraîna l'expansion définitive de la végétation forestière. Toutefois, avant que la forêt eût envahi entièrement le Plateau de Lublin, des processus d'érosion s'étaient développés à une échelle considérable dans le holocène inférieur. Ils étaient limités d'ailleurs et surtout aux vallées fluviales. Les secteurs d'aval de certains vallons secs à proximité des rivières, furent également approfondis. Nous manquons pour le moment de documentation nécessaire à l'analyse morphogénique des événements qui ont évolué à l'époque à l'intérieur des couvertures loessiques. On admet comme limite temporelle de cette phase la date de 6 000 — 5 000 a.n.e.

5. Au holocène moyen, dans les conditions d'un climat tempéré chaud et humide, une végétation forestière exubérante envahit le territoire. C'est pourquoi le façonnement du relief a été limité. Certains faits rapportés par A. J a h n, nous autorisent à supposer que l'érosion ne se développait intensément que par places. Ce processus pouvait être dû à des catastrophes locales détruisant la végétation forestière et, dans une certaine mesure, à l'activité économique de l'homme, d'ailleurs encore faible. A. J a h n était enclin à situer ce phénomène à l'époque subboréale (3, pp. 384—386 et 450). La limite temporelle de cette phase semble se trouver, en conformité aux résultats des recherches préhistoriques de J. G u r b a (2 a), vers l'an 2 000 a. n. e.

6. Le holocène supérieur est caractérisé par l'activité, de plus en plus intense, de l'homme. En tant qu'agent morphogénique, cette activité commence à se surimposer à l'action du climat. Les déboisements massifs et les labourages de superficies importantes ont créé des conditions favorables au développement général du ruissellement (l'érosion des sols). Les produits de la dégradation des sols sous forme de dépôts humiques s'accumulent sur les parties inférieures des pentes et dans toutes les formes concaves. La diminution de profondeur des formes de vallées et des „wymoki” y est associée. Les processus d'érosion en profondeur ont également un rôle important car ils conditionnent l'apparition d'un réseau dense d'entailles d'érosion récentes. L'évolution de la suffosion mécanique et de l'évorsion ainsi que des formes correspondantes (cuves, puits et entonnoirs) se joint à ces processus. Sur les plaines déboisées, les eaux des précipitations s'infiltraient aisément et abondamment dans les couvertures de loess. Une reprise de la suffosion chimique en résulta; de nouveaux „wymoki” apparurent et certains anciens furent sans doute approfondis. Au cours des siècles derniers, le nombre de formes anthropogéniques augmente, surtout celui de ravins routiers. Cette dernière phase d'évolution du relief des loess, et que l'on pourrait différencier comme „anthropogénique”, rappelle au point de vue de sa teneur morphologique, l'ensemble de la deuxième et de la troisième phases.

Du présent exposé il résulte que le relief primitif d'accumulation des couvertures loessiques a été modifié très fortement dans le tardiglaciaire (phases 2 et 3). Les transformations récentes et contemporaines (phase 6) jouent également un rôle très considérable.

IV. CONCLUSIONS

1. Les terrains du Plateau de Lublin couverts par les sédiments de loess supérieur, d'une épaisseur dépassant quelques mètres, se distinguent par leur relief caractéristique. Mais soulignons que les formes du relief, particulières aux seuls loess, ne s'y trouvent pas. Ces particularités sont dues aux caractères morphométriques et à la grande densité du réseau de formes que l'on rencontre également dans d'autres dépôts. D'épaisses couvertures de loess peuvent être différenciées par interprétation des formes et des complexes de formes du relief. Fréquemment, l'on peut désigner et marquer avec une certaine précision les limites de ces couvertures, car leurs bords ont souvent le caractère d'escarpements morphologiques distincts. Les critères géomorphologiques peuvent donc jouer un rôle considérable pour la démarcation de l'extension des loess.

2. La particularité du relief des loess est conditionnée avant tout par leurs qualités lithologiques spéciales. Il y a longtemps que l'on

a remarqué cette dépendance, mais on a quelque tendance à une certaine exagération. Il ne faut pas notamment sous-estimer le fait que les caractères particuliers du relief de loess résultent en une large mesure de leur âge. Les formes les plus caractéristiques pour les terrains de loess sur le Plateau de Lublin sont apparues surtout au cours des derniers 15 000 ans. Elles ne doivent donc pas être comparées directement aux formes génétiquement similaires, mais souvent bien plus anciennes et relevant d'autres formations. La jeunesse du relief des loess explique également le dynamisme contemporain d'évolution de certains parmi ses éléments.

3. Le relief contemporain des couvertures de loess est polygénique. L'analyse des escarpements et des formes de vallées creusant les couvertures, indique une transformation importante de la surface primitive d'accumulation des loess. Cette transformation s'est accomplie en quelques phases dont celles du tardiglaciaire ont eu le rôle le plus important (époque entre les années 15 000 et 8 000 a.n.e.). Les couvertures de loess ont été entaillées alors en nombreuses places et leurs bordures subirent un remodelage, principalement du fait de processus conditionnant le recul des pentes. C'est pourquoi l'état contemporain de la surface des loess ne peut pas toujours servir de base aux conclusions concernant les conditions de l'époque où s'accumulaient les couvertures épaisses des formations de poussières.

4. La phase contemporaine de l'évolution du relief des loess subit une forte influence des activités économiques de l'homme. La destruction de la végétation forestière, appropriée aux conditions de la variété régionale du climat tempéré, et l'introduction à sa place des cultures saisonnières, ont amené une modification essentielle du système de facteurs morphogéniques. Ainsi, nous observons de nombreux phénomènes typiques non pour la morphogenèse tempérée, mais plutôt pour la morphogenèse semi-sèche, voire périglaciaire (processus de la période de fonte des neiges). C'est ainsi que la dernière phase anthropogénique de l'évolution du relief des loess présente beaucoup de caractères communs avec les phases du tardiglaciaire.

5. Les processus caractérisant la phase anthropogénique de l'évolution du relief dans les terrains de loess sur le Plateau de Lublin ont atteint une plus grande intensité qu'en dehors de ces terrains. On peut donc constater qu'une forte accentuation des particularités du relief loessique a correspondu à cette phase. Ce caractère particulier est actuellement d'un ordre très élevé: si les parties du Plateau non-couvertes par le loess ont un relief caractéristique de zone forestière relativement humide, les terrains loessiques possèdent, par contre, de nombreux caractères communs avec la zone semi-sèche, de steppe des latitudes moyennes.

BIBLIOGRAPHIE

1. Brüning H.: Periglazial-Erscheinungen und Landschaftsgenese im Bereich des mittleren Elbtales bei Magdeburg. Göttinger Geogr. Abhandl., H. 23, Göttingen 1959.
2. Dylík J.: Coup d'oeil sur la Pologne périglaciaire. Biuletyn Peryglacjalny, nr 4, Łódź 1956, pp. 195—238.
- 2a. Gurba J.: Neolithic Settlements on the Lublin Loess Upland. Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XV (1960), 13, Lublin 1961.
3. Jahn A.: Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd (summ. Geomorphology and quaternary history of Lublin Plateau). Instytut Geografii PAN, Prace Geograficzne, nr 7, Warszawa 1956.
4. Lehmann H.: Über periglaziale Erscheinungen in der Umgebung von Bonn. Erdkunde, vol. 2, 1948, pp. 186—190.
5. Malicki A.: Kras loessowy (summ. The karst phenomena in the beds of loess). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. I, Lublin 1946, pp. 131—155.
6. Maréchal R.: L'étude des phénomènes périglaciaires en Belgique. Biuletyn Peryglacjalny, nr 4, Łódź 1956, pp. 83—98.
7. Maruszczak H.: O „oczku lodowcowym” i „zagiębiach bezodpływowych” (rés. Les petits lacs glaciaux et les cavités sans écoulement). Czasopismo Geograficzne, vol. XXV, 1954, pp. 63—75.
8. Maruszczak H.: Werteby obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej (Zsfg. Dolinen auf Lössgebieten der Lubliner Hochfläche). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. VIII (1953), 4, Lublin 1954, pp. 123—262.
9. Maruszczak H.: Klíny lodowe schyłkowego stadium zlodowacenia bałtyckiego w lessach Wyżyny Lubelskiej (Zsfg. Eiskeile in dem Hangende der Lössdecke und deren Bildungsbedingungen in dem Endstadium der Würmkaltzeit auf der Lubliner Hochfläche). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. IX (1954), 5, Lublin 1956, pp. 217—257.
10. Maruszczak H.: Charakterystyczne formy rzeźby obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej (summ. Characteristic Relief Forms of the Loess Area within the Lublin Upland). Czasopismo Geograficzne, vol. XXIX, 1958, p. 335—354.
11. Maruszczak H., Trembaczowski J.: Geomorfologiczne skutki gwałtownej ulewy w Piaskach Szlacheckich koło Krasnegostawu (summ. Geomorphological effects of a cloudburst at Piaski Szlacheckie near Krasnystaw). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XI (1956), 4, Lublin 1959, pp. 129—160.
12. Miszczak A.: Komasaacja gruntów jako czynnik potęgujący erozję gleb (summ. Amalgamation of land holdings — an agent of increasing soil erosion). Czasopismo Geograficzne, vol. XXXI, 1960, pp. 179—190.
13. Mojski J. E.: O stratygrafii lessów okolic Hrubieszowa. Przegląd Geologiczny, vol. VII, nr 10, Warszawa 1959, pp. 447—450.
14. Poser H.: Die nördliche Lössgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima. Eiszeitalter und Gegenwart, vol. I, 1951, pp. 27—55.
15. Pożaryski W.: Plejstocen w przełomie Wisły przez Wyżyny Południowe (summ. The pleistocene in the Vistula gap across the Southern Uplands). Instytut Geologiczny. Prace, vol. IX, Warszawa 1953.
16. Reniger A.: Erozja gleb w okresie ulew i spływów wód wiosennych w zależności od przebiegu pogody (summ. Soil erosion during the period of rainfall

- and downflow of spring waters as depending upon climatic conditions). *Roczniki Nauk Rolniczych*, série F, vol. 73, Warszawa 1959, pp. 599—641.
17. Szafer W.: Schyłek plejstocenu w Polsce (summ. Decline of the Pleistocene in Poland). *Biuletyn PIG*, nr 65, Warszawa 1952, pp. 33—73.
 18. Ziemiński S.: Wstępne badania nad erozją lessów Lubelszczyzny (summ. Preliminary studies of the erosion of loesses in the province Lublin). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska*, sectio E, vol. VI (1951), 5, Lublin 1952, pp. 131—200.
 19. Ziemiński S.: Zmiany urzeźbienia terenu w Sławinie pod wpływem zabiegów przeciwoerozyjnych w latach 1948—1958 (summ. Changes in relief at Sławin resulting from application of anti-erosion control measures in the Period 1948—1958). *Roczniki Nauk Rolniczych*, série F, vol. 74, Warszawa 1960, pp. 376—396.

Р Е З Ю М Е

В трех разделах работы представлены последовательно: 1) общие черты рельефа лёссовых покровов, 2) характерные скульптурные формы этих покровов и 3) развитие морфогенетических процессов и форм рельефа в хронологическом порядке.

Лёссы на Люблинской возвышенности представлены несколькими отдельными большими пластами. Наиболее распространенным и составляющим преобладающую часть пластов является самый молодой лёсс, отложившийся во время главной фазы последнего оледенения. Он залегает главным образом в вышерасположенных и относительно хорошо расчлененных районах. Все лёссовые пласты, мощность которых превосходит несколько метров, отчетливо простираются в почти параллельном направлении. По отношению к большим меридионально простирающимся речным долинам они расположены по-разному. Некоторые пласты „перешагивают” такие долины, иные оканчиваются внезапно на западном или восточном склоне долины (карта в приложении к тексту).

Эти факты указывают на то, что в формировании пластов значительную роль сыграли ветры, транспортировавшие лёссовую пыль из запада или востока. Однако, отсутствуют убедительные аргументы за первым или вторым направлением. Границы пластов местами нечёткие — лёсс выклинивается или переходит постепенно, например, в песчанистые отложения. Часто, однако, они резко выражены как морфологические уступы, обычно параллельные к длинным осям пластов. Такие лёссовые уступы, как правило, параллельны главным орографическим направлениям Люблинской возвышенности (в её западной части ЗСЗ-ВЮВ, а в восточной части почти З-В). Таким образом, многие факты указывают, что форма пластов предопределена рельефом. Среди лёссовых уступов

можно выделить: а) более высокие и подчёркивающие форму рельефа основания (рис. 1), б) менее крупные, незначительно подчиненные рельефу основания, или же независимые от него (рис. 2 и 3). Первые это формы, образованные процессами времени накопления лёсса; из-за значительных размеров этих форм последовавшие разрушительные процессы не вызвали в них существенных преобразований. Вторую группу составляют формы различного генезиса — от первичных, аккумулятивных и слабо преобразованных эрозией по эрозионные. Последние срезают своими поверхностями слои первичного лёсса. На поверхностях среза местами залегают продукты разрушения лёсса в виде делювия.

Мощность лёссовых покровов достигает от нескольких до около двадцати метров. Таким образом, их поверхность в характерных для Люблинской возвышенности районах с относительными высотами порядка нескольких десятков метров, в общем отражает рельеф основания. Второстепенные черты этого рельефа частично исчезают по мере накопления лёсса. Но, параллельно аккумуляции в перигляциальных условиях, лёссовые покровы подвергались рельефообразующим процессам. Так начали возникать новые формы, часто совершенно независимые от рельефа основания. Количество таких форм очень возросло после завершения накопления лёсса. Поэтому нынешний рельеф лёссовых покровов, как правило, более резок, чем погребенный под ним древний рельеф.

Среди скульптурных форм лёссового покрова можно выделить: а) образовавшиеся во время накопления лёсса (ложбины и блюдцеобразные понижения) и б) образованные после накопления лёсса (лощины, овражные формы, котловины и воронки а также антропогенные формы). Ложбины (рис. 4) образовались при воздействии солифлюкции, абляции и нивационных процессов. Блюдцеобразные понижения (рис. 5), т. н. „вымоки” (8 с. 238), развились в результате неравномерного накопления лёсса. Те и другие после накопления лёсса углубились вследствие выщелачивания карбонатов и просадки лёсса под влиянием инфильтрации накапливающейся в них воды (процесс суффозии). Лощины надрезают, а даже разрезают лёссовый покров (рис. 6). В начальной фазе они образовались в результате глубинной эрозии и, вероятно, имели вид современных оврагов. Современный вид они получили в процессе преобразования склонов абляцией, солифлюкцией и оползневыми движениями. Овражные формы, быстро развиваясь, возникают и в настоящее время (рис. 7). В тесной связи с ними развиваются суффозионные и эвразионные котловины и воронки. Из антропогенных форм большую роль играют гольвеги и большие эксплуатационные

ямы. Все эти формы можно встретить на Люблинской возвышенности также вне лёссовых районов. Они имеют там иные морфометрические черты, или представлены значительно реже, а часто лишь единичными случаями (рис. 2). Поэтому, оправданным является употребление понятия „лёссовый рельеф”. Упомянутые формы этого рельефа находятся в разных комплексах, определенных общими морфологическими условиями. Можно выделить три или четыре комплекса (рис. 8): 1) приводораздельных уровней (ложбины и блюдцеобразные понижения), 2а) более крупных и крутых склонов с большими относительными высотами (все формы за исключением блюдцеобразных понижений), 2б) менее крутых склонов с небольшими относительными высотами (главным образом ложбины и лощины), 3) надпойменных террас (наименее обособленный комплекс, в котором могут находиться даже все формы).

В развитии рельефа лёссовых районов можно выделить следующие фазы: 1) Аккумуляция молодого, верхнего лёсса, формирование аккумулятивных лёссовых уступов, ложбин и блюдцеобразных понижений (максимум последнего оледенения). 2) Деградация лёссовых покровов, перемоделирование прежних форм, возникновение эрозионных уступов, первый этап развития лощин (позднеледниковье). 3). Накопление продуктов разрушения лёсса, второй этап развития лощин (процессы частично протекающие еще во второй фазе — позднеледниковье, главным образом младший Дриасс). 4) Слабо выраженный процесс расчленения лёссовых покровов, главным образом, вблизи больших рек (нижний голоцен). 5) Значительное ослабление рельефообразующих процессов в условиях умеренного климата зоны смешанных лёссов, интенсивное развитие почвообразовательных процессов (средний голоцен). 6) Быстрое развитие рельефообразующих процессов, связанное с хозяйственной деятельностью человека, эрозия почв и отложение её продуктов в понижениях, образование оврагов и суффозионных котловин а также антропогенных форм (верхний голоцен).

Лёссы Люблинской возвышенности выделяются особым рельефом, который в генетическом отношении довольно сложный. Первичная, аккумулятивная поверхность этих отложений сильно преобразовалась разрушительными процессами, особенно во время позднеледниковья а также в верхнем голоцене. Поэтому, по современному состоянию лёссовых покровов не всегда следует заключать об условиях времени накопления лёсса. В самой молодой, современной фазе лёссовый рельеф развивается в условиях активизации хо-

зяйственной деятельности человека, в значительной степени модифицирующей действие морфологических факторов. В легко подвергающихся эрозии лёссовых отложениях, лишенных защитной лесной растительности, особенно сильно развиваются формы рельефа характерные для полупустынной, степной зоны.

STRESZCZENIE

W trzech rozdziałach pracy przedstawione są kolejno: 1) ogólne cechy ukształtowania pokryw lessowych, 2) charakterystyczne formy wyrzeźbione w tych pokrywach oraz 3) rozwój procesów morfogenetycznych i form rzeźby w porządku chronologicznym.

Lessy na Wyżynie Lubelskiej występują w kilku wielkich, oddzielnych płatach. Najbardziej rozprzestrzeniony i przedstawiający dominującą część masy płatów jest less najmłodszy, pochodzący z głównej fazy ostatniego zlodowacenia. Pokrywa on przeważnie obszary wyżej wzniesione i stosunkowo dobrze urzeźbione. Wszystkie płaty lessowe o miąższości przekraczającej kilka metrów są wyraźnie wydłużone w kierunku zbliżonym do równoleżnikowego. W stosunku do dużych dolin południowych położone są one przy tym różnie. Niektóre płaty „przekraczają” takie doliny, inne urywają się nagle po zachodniej lub wschodniej ich stronie (mapa poza tekstem)*. Fakty te sugerują, że w kształtowaniu płatów poważną rolę odegrały wiatry transportujące pył lessowy z zachodu lub wschodu. Brak jest przy tym jednoznacznych argumentów za jednym czy drugim kierunkiem. Granice płatów miejscami niewyraźne — less wyklinowuje się lub przechodzi stopniowo np. w pokrywy piaszczyste. Często jednak granice mają charakter wyraźnych krawędzi morfologicznych, zwykle równoległych do osi dłuższych poszczególnych płatów. Takie krawędzie lessowe na ogół są równoległe do przewodnich kierunków orograficznych Wyżyny (w zachodniej jej części WNW-ESE, a we wschodniej prawie W-E). Wiele faktów wskazuje więc, że ukształtowanie płatów jest w pewnym stopniu predysponowane przez rzeźbę. Wśród krawędzi lessowych można wyróżnić: a) wyższe, naśladujące i „nadbudowujące” formy podłoża (rys. 1, fot. 4), b) niższe, w małym stopniu zależne, lub niezależne od rzeźby podłoża (rys. 2—3, fot. 5).

* Przy opracowaniu mapy umieszczonej poza tekstem wykorzystałem oprócz publikacji geologicznych i gleboznawczych wyniki obserwacji własnych oraz Kolegów: A. Kęsika, J. Mojskiego, J. Morawskiego, St. Nakoniecznego, J. Buraczynskiego, J. Butryma i J. Cegły. Wymienionym Kolegom składam serdeczne podziękowanie za udostępnienie mi materiałów rękopiśmiennych.

Pierwsze są formami związanymi z procesami działającymi w okresie akumulacji lessu; wobec znacznych wymiarów późniejsze procesy niszczące nie spowodowały poważniejszego ich przeobrażenia. Druga grupa natomiast obejmuje formy o bardziej zróżnicowanej genezie — od pierwotnie akumulacyjnych i słabo przeobrażonych przez erozję do erozyjnych. Te ostatnie powierzchniami swoimi ścinają niezgodnie warstwy lessu pierwotnego. Na tych powierzchniach spoczywają miejscami produkty rozmycia lessu w postaci deluwiiów wstęgowo warstwowych.

Miąższość pokryw lessowych wynosi przeważnie od kilku do kilkunastu metrów. Wobec tego powierzchnia ich w charakterystycznych dla Wyżyny obszarach o deniwelacjach rzędu kilkudziesięciu metrów na ogół odzwierciedla ukształtowanie podłoża. Drugorzędne cechy tego ukształtowania uległy częściowemu zatarcu w miarę narastania pokładów lessowych. Równolegle jednak z akumulacją, w warunkach peryglacialnych, rozwijały się procesy rzeźbiące w obrębie samych tych pokładów. Tak zaczęły powstawać formy nowe, często zupełnie niezależne od rzeźby podłoża. Ilość takich form wzrosła bardzo poważnie po zakończeniu sedymentacji pyłu. Dlatego też dzisiejsza rzeźba pokryw lessowych jest na ogół bardziej żywa od ukrytej pod nimi, kopalnej.

Wśród form wyrzeźbionych w pokrywie lessowej można wyróżnić: a) powstałe w czasie akumulacji lessu (niecki i miseczkowate zagłębienia bezodpływowe) oraz b) wymodelowane po zakończeniu akumulacji (suche doliny, młode rozcięcia erozyjne, kotły i studzienki oraz formy antropogeniczne). Niecki (rys. 4, fot. 6) powstały pod wpływem soliflukcji, ablacji i niwecji. Miseczkowate zagłębienia bezodpływowe, czyli „wymoki” (rys. 5, fot. 7), rozwinęły się w wyniku nierównomiernej akumulacji pyłu. Jedne i drugie po zakończeniu tej akumulacji zostały pogłębione w wyniku ługowania węglanów i osiadania porowatego osadu pod wpływem infiltracji gromadzącej się w nich wody (procesy suffozji). Suche doliny nacinają, a często całkowicie rozcinają pokrywę lessową (rys. 6, fot. 9). W początkowej fazie kształtowane były one przez erozję wgłębną i podobne były zapewne do dzisiejszych wąwozów. Postać zbliżoną do obecnej otrzymały dopiero po przemodelowaniu zboczy przez ablację, soliflukcję i ruchy masowe. Młode rozcięcia erozyjne (debry, wąwozy, parowy) należą do form aktualnie powstających i żywo rozwijających się (rys. 7, fot. 11—14). Związane są z nimi ściśle kotły i studzienki suffozyjne i eworsyjne. Spośród form antropogenicznych wielką rolę odgrywają wąwozy drogowe i większe doły eksploatacyjne (fot. 15—16). Wszystkie te formy można spotkać na Wyżynie Lubelskiej także poza pokrywami lessowymi, w obrębie innych utworów. Z reguły

mają tam one inne cechy morfometryczne, albo występują znacznie rzadziej, a często tylko sporadycznie (rys. 2). Dlatego też usprawiedliwione jest używanie pojęcia „rzeźba lessowa”. Wymienione formy tej rzeźby występują w różnych zespołach, zależnych od ogólnego położenia morfologicznego. Można wyróżnić 3 względnie 4 zespoły (rys. 8): 1) poziomów wierzchowinowych (niecki i zagłębienia bezodpływowe), 2a) stoków i zboczy o większych nachyleniach i deniwelacjach (wszystkie formy z wyjątkiem zagłębień bezodpływowych), 2b) stoków i zboczy o mniejszych nachyleniach i deniwelacjach (głównie niecki i suche doliny), 3) teras nadzalewowych (zespół najsłabiej zindywidualizowany, w którym mogą występować nawet wszystkie formy).

W rozwoju rzeźby obszarów lessowych można wyróżnić następujące fazy: 1) Sedymentacja młodszego lessu górnego, kształtowanie się akumulacyjnych krawędzi lessowych, niecek i zagłębień bezodpływowych (maksimum ostatniego glacjału). 2) Degradacja pokryw lessowych, prze-modelowanie form starszych, powstanie erozyjnych krawędzi, pierwszy etap rozwoju suchych dolin (schyłek glacjału). 3) Akumulacja wstęgowo warstwowanych produktów rozmycia lessu, drugi etap rozwoju suchych dolin (procesy częściowo współczesne tym z fazy drugiej — schyłek glacjału, a głównie młodszy dryas). 4) Ponowne, słabiej zaznaczone rozcinanie pokryw lessowych głównie w pobliżu większych rzek (starszy holocen). 5). Poważne osłabienie procesów rzeźbiących w warunkach umiarkowanego, „leśnego” klimatu, intensywny rozwój procesów glebotwórczych (średni holocen). 6) Związane z działalnością gospodarczą człowieka ożywienie procesów niszczących, erozja gleb i akumulacja jej produktów w obniżeniach, powstanie młodych rozcięć erozyjnych i kotłów suffożyjnych oraz form antropogenicznych (młodszy holocen).

Lessy Wyżyny Lubelskiej wyodrębniają się osobliwą rzeźbą, która pod względem genetycznym jest złożona. Pierwotna, akumulacyjna powierzchnia pokryw tych utworów została bowiem poważnie przeobrażona przez procesy niszczące, szczególnie w okresie schyłkowym glacjału oraz w najmłodszym holocenie. Dlatego też współczesny stan pokryw nie zawsze może być podstawą do wyciągania wniosków dotyczących okresu sedymentacji lessu. Najmłodsza, współczesna faza rozwoju rzeźby lessowej stoi pod znakiem intensywnej działalności gospodarczej człowieka, poważnie modyfikującej działanie czynników morfoklimatycznych. W podatnych na działanie procesów erozyjnych utworach lessowych, pozbawionych ochronnej szaty roślinności leśnej, rozwijają się szczególnie silnie formy charakterystyczne dla obszarów półsuchych, stepowych.

OBJASNIENIA RYSUNKÓW I FOTOGRAFII

Rys. 1. Północna krawędź Wyżyny Lubelskiej w pobliżu doliny Wisły, na południe od Puław. Pokrywa lessowa nadbudowuje niską krawędź zaznaczającą się w podłożu.

1 — piaski wydymowe (holocen-plejstocen); 2 — pylasto-piaszczyste, bezwęglanowe utwory zboczowe (schyłek glacjału); 3 — less (faza maksymalna ostatniego zlodowacenia); 4 — żwirowo-piaszczyste utwory zboczowe (początkowa faza ostatniego zlodowacenia); 5 — glina morenowa (zlodowacenie przedostatnie — Riss); 6 — ły i mułki zastoisowe (zlodowacenie przedostatnie — Riss); 7 — piaski i żwiry rzeczne (zlodowacenie przedostatnie i częściowo poprzedzający je interglacjał); 8 — piaszczyto-żwirowe osady glacialne i fluwioglacjalne częściowo zapewne na wtórnym złożu (starszy plejstocen); 9 — margle i gezy (Kreda górna).

Rys. 2. Rzeźba płata lessowego na południe od Opola Lubelskiego, w zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. Obszar pokryty lessem o miąższości przekraczającej 3 m zakropkowany. Poza pokrywą lessową występują utwory identyczne jak w jej podłożu (vide rys. 3).

Rys. 3. Przekrój zachodniej części płata lessowego na południe od Opola Lubelskiego.

1 — pylasto-piaszczyste, bezwęglanowe utwory zboczowe (schyłek glacjału); 2 — less (faza maksymalna ostatniego zlodowacenia); 3 — utwory zboczowe, gliny morenowe i produkty jej zniszczenia (młodszy i starszy plejstocen); 4 — wapienie i margle (Kreda górna).

Rys. 4. Przekrój niecki na polach wsi Sławinek na zachód od Lublina.

1 — produkty erozji gleby (młodszy holocen); 2 — poziom humusowy (holocen i schyłek glacjału); 3 — poziom iluwialny i less odwapniony, gliniasty, zmieniony przez procesy diagenetyczne (holocen i schyłek glacjału); 4 — less niezwietrzały (maksimum ostatniego zlodowacenia).

Rys. 5. Przekrój małego zagłębienia bezodpływowego („wymok”) w okolicy wsi Bondyryz, na zachód od Krasnobrodu (Roztocze Środkowe).

1 — produkty erozji gleby (młodszy holocen); 2 — poziom humusowy (holocen i schyłek glacjału); 4 — poziom iluwialny i less odwapniony, gliniasty, zmieniony przez procesy diagenetyczne (holocen i schyłek glacjału); 5 — pseudomorfozy form szczelinowo-mrozowych w poziomie iluwialnym (młodszy dryas); 6 — less niezwietrzały (maksimum ostatniego zlodowacenia); 7 — geza i jej zwietrzelina (Kreda górna).

Rys. 6. Przekrój suchej dolinki rozcinającej less na terasie rzeki Bystrzycy we wsi Rury, na południe od Lublina.

1—3 jak przy rys. 4; 4 — gliniasto piaszczyste utwory zboczowe w części górnej zmienione przez procesy glebotwórcze (schyłek glacjału); 5 — less i less z przewarstwieniami piaszczystymi (maksimum ostatniego zlodowacenia); 6 — piaski i żwiry rzeczne (ostatnie zlodowacenie i poprzedzający interglacjał).

Rys. 7. Schematyczne przekroje młodego rozcięcia erozyjnego w różnych stadiach rozwojowych. Podziałka pionowa taka sama jak i pozioma.

1 — poziom humusowy; 2 — poziom iluwialny i less odwapniony, gliniasty; 3 — less niezwietrzały; 4 — materiał oberwany i zsunięty; 5 — utwory zboczowe; 6 — utwory aluwialne.

Rys. 8. Zespoły form rzeźby lessowej wysokiego poziomu, stoków i zboczy oraz terasy w okolicy Krasnegostawu.

Fot. 1. Obszar z grubą pokrywą lessową. Okolice wsi Skowieszyn na SE od Puław.

Fot. 2. Poziom przywododziałowy z pokrywą lessową. Okolice wsi Białowoda na SSE od Opola Lubelskiego.

Fot. 3. Zbocza małej doliny rzecznej z pokrywą lessową. Okolice wsi Bobliwo na SW od Krasnegostawu.

Fot. 4. Krawędź lessowa uwarunkowana rzeźbą podłoża. Północna krawędź Wyżyny Lubelskiej na SE od Puław (vide profil — rys. 1).

Fot. 5. Krawędź pokrywy lessowej niezależna od podłoża. Wieś Jeziorszczyzna na S od Kazimierza n. Wisłą.

Fot. 6. Dolinka nieckowata na peryferii poziomu wierzchowinowego. Wieś Rury na S od Lublina.

Fot. 7. Zagłębienie bezodpływowe („wymok”). Wieś Motycz na W od Lublina.

Fot. 8. Małe niecki zawieszane nad zboczem suchej doliny. Wieś Rury na S od Lublina.

Fot. 9. Dolny odcinek suchej doliny z wcięciem drogowym na dnie. Wieś Rury na S od Lublina.

Fot. 10. Górny odcinek suchej doliny wciętej w starszą formę nieckowatą. Wieś Rury na S od Lublina.

Fot. 11. Młode rozcięcia erozyjne (wawóz) w dnie starszej formy dolinnej. Okolice wsi Chruślina na S od Opola Lubelskiego.

Fot. 12. Zaorane rozcięcia erozyjne. Okolice wsi Skowieszyn na SE od Puław.

Fot. 13. Młode rozcięcia erozyjne na zboczu doliny Wieprza. Wieś Turzynieć na SSW od Szczepieszyna.

Fot. 14. Zbocze rozcięcia erozyjnego przemodelowane orką. Wieś Błonie na SW od Szczepieszyna.

Fot. 15. Wąwozy drogowe. Wieś Rury na S od Lublina.

Fot. 16. Ściana lessowa dołu eksploatacyjnego przemodelowana przez siły rzeźbiące. Wieś Rury na S od Lublina.

Mapa poza tekstem

Objaśnienie znaków: 1 — pokrywy lessowe o miąższości przekraczającej 3 m na obszarze Wyżyny Lubelskiej i Roztocza; 2 — pokrywy lessowe poza obszarem Wyżyny Lubelskiej; 3 — zespoły form rzeźby wysokich poziomów; 4 — zespoły form rzeźby stoków i zboczy; 5 — zespoły form rzeźby teras rzecznych; 6 — główne krawędzie morfologiczne Wyżyny Lubelskiej i Roztocza; 7 — położenie profili umieszczonych w tekście pracy z oznaczeniem numeru rysunku.

LE RELIEF DES TERRAINS DE LOESS SUR LE PLATEAU DE LUBLIN



Légende: 1 — couverture de loess à épaisseur dépassant 3 m sur le Plateau de Lublin et le Roztocze; 2 — couvertures de loess en dehors du Plateau de Lublin; 3 — complexes de formes du relief des niveaux élevés; 4 — complexes de formes du relief des pentes et des versants; 5 — complexes de formes du relief des terrasses fluviales; 6 — principaux escarpements morphologiques du Plateau de Lublin et du Roztocze; 7 — situation des profils placés dans le texte de ce travail avec l'indication du numéro de la figure.





Photo 1. Terrain à une couverture loessique épaisse. Environs du village Skowieszyn au SE de Puławy (photo de l'auteur).



Photo 2. Niveau d'interfluvie avec la couverture loessique. Environs du village Białowoda au SSE de Opole Lubelskie (photo de l'auteur).



Photo 3. Versants d'une petite vallée fluviale avec la couverture loessique. Environs du village Bobliw au SO de Krasnystaw (photo de l'auteur).



Photo 4. Escarpement loessique conditionnée par le relief du substratum. Lisière Nord du Plateau de Lublin au SE de Puławy (v. profil — fig. 1) (photo de l'auteur).

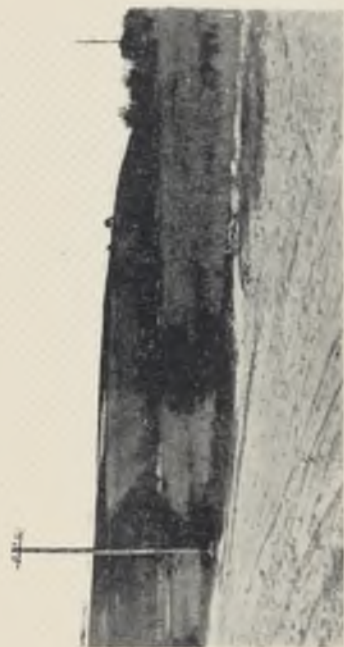


Photo 5. Escarpement de la couverture loessique indépendante du substratum. Village Jeziorzyczyna au S de Kazimierz (photo de J. Rzechowski).



Photo 6. Vallon en barceau aux périphéries du haut niveau. Village Rury au S de Lublin (photo de l'auteur).

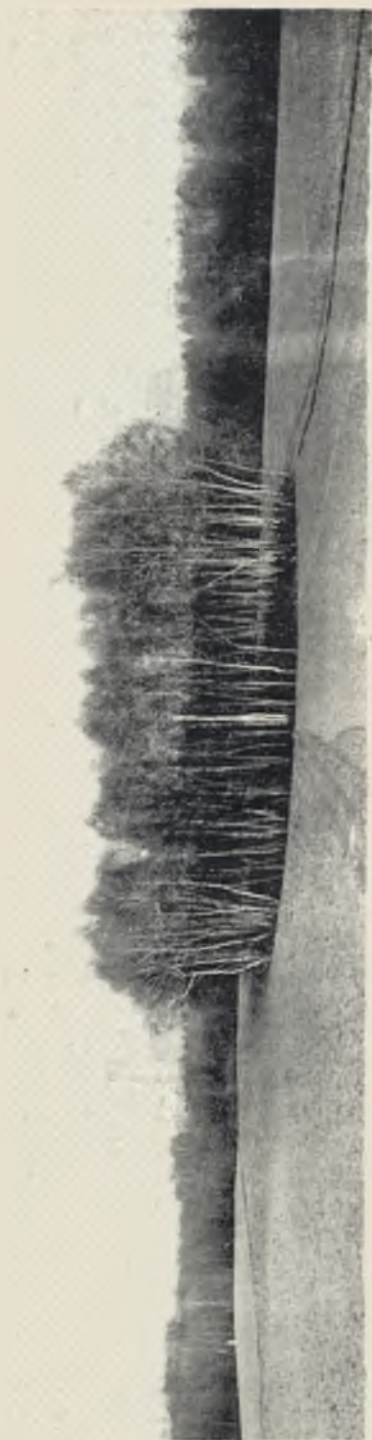


Photo 7. Dépression fermée (dite „wymok”). Village Motycz à l'O de Lublin (photo de l'auteur).



Photo 8. Petits vallons en berceau suspendus au-dessus du versant du vallon sec. Village Rury au S de Lublin (photo de l'auteur).



Photo 9. Secteur inférieur du vallon sec avec un ravin routier au fond. Village Rury au S de Lublin (photo de l'auteur).



Photo 10. Secteur supérieur du vallon sec entaillé dans un vallon en berceau plus ancien. Village Rury au S de Lublin (photo de l'auteur).



Photo 11. Entaille d'érosion récente (le ravin) au fond d'une forme de vallée plus ancienne. Environs du village Chruszłina au S de Opole Lubelskie (photo de l'auteur).



Photo 12. Entaille d'érosion labourée. Environs du village Skowieszyn au SE de Puławy (photo de l'auteur).



Photo 13. Entailles d'érosion récentes sur le versant de la vallée du Wieprz. Village Turzyniec au SSO de Szczecbrzeszyn (photo de l'auteur).



Photo 14. Versant d'une entaille d'érosion modelé par le labourage. Village Blonie au SO de Szczecbrzeszyn (photo de l'auteur).



Photo 15. Ravins routiers. Village Rury au S de Lublin (photo de l'auteur).



Photo 16. Parois loessique d'une fosse d'exploitation, modelée par les agents morphogéniques. Village Rury au S de Lublin (photo de l'auteur).