

ANNALES
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA
LUBLIN — POLONIA

VOL. XV. 9

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

Andrzej KĘSIK

**Vallées des terrains loessiques de la partie Ouest du Plateau
de Nałęczów**

**Долины и эрозионные формы лёссовых районов в западной части
Наленчовского плато**

**Formy dolinne obszarów lessowych zachodniej części
Płaskowyżu Nałęczowskiego**

1. PRÉCIS DE LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE ET MORPHOLOGIQUE
GÉNÉRALE DU TERRAIN EXAMINÉ.

Le plateau de Nałęczów occupe la partie Nord-Ouest du Plateau de Lublin, ayant pour limites à l'Ouest la vallée de la Vistule, à l'Est celle de la Bystrzyca; au Nord et au Sud il est limité par les escarpements loessiques à l'orientation O.N.O.—E.S.E. (1). La partie Ouest du plateau de Nałęczów c'est un fragment du haut niveau loessique descendant légèrement vers l'Ouest, c-à-d. dans la direction de la vallée de la Vistule. Les culminations du terrain aux approches des lignes du partage Bystra-Ciemiega atteignent 224—228 m au-dessus du niveau de la mer. Les dénivellations aux bordures du Plateau sont les plus grandes dans la vallée de la Vistule où elles atteignent 90 m. Les bordures loessiques Nord et Sud ont les dénivellations 15 à 30 m (fig. 1.).

Le haut niveau du Plateau est coupé par les vallées des rivières atteignant 80 m. La profondeur de l'entaille augmente vers l'Ouest. À côté des vallées à écoulement permanent, qui relativement ne sont pas nombreuses, on trouve sur ce terrain plusieurs vallées à écoulement périodique. Le réseau de vallées est très serré; près de la vallée de la Vistule l'indicateur de la densité monte à 5,0 km/km².

Une forte coupure du terrain par les formes des vallées cause que, sur les étendues assez grandes, surtout près de la Vistule, le haut niveau loessique s'est maintenu sous forme d'étroites zones d'interfluve ou des fragments isolés.

Le Plateau en question est composé des roches de formation crétacée: calcaires et gaizes du mastrichtien et du danien. Les roches de formation crétacée sont légèrement inclinées vers NE. Dans la stratification des roches se font distinguer les directions des diaclases avec la prédominance de l'orientation NE-SO et ONO-ESE. Les vallées fluviales principales sont entaillées dans les roches crétacées à la profondeur de 40 m environ (16, 17).

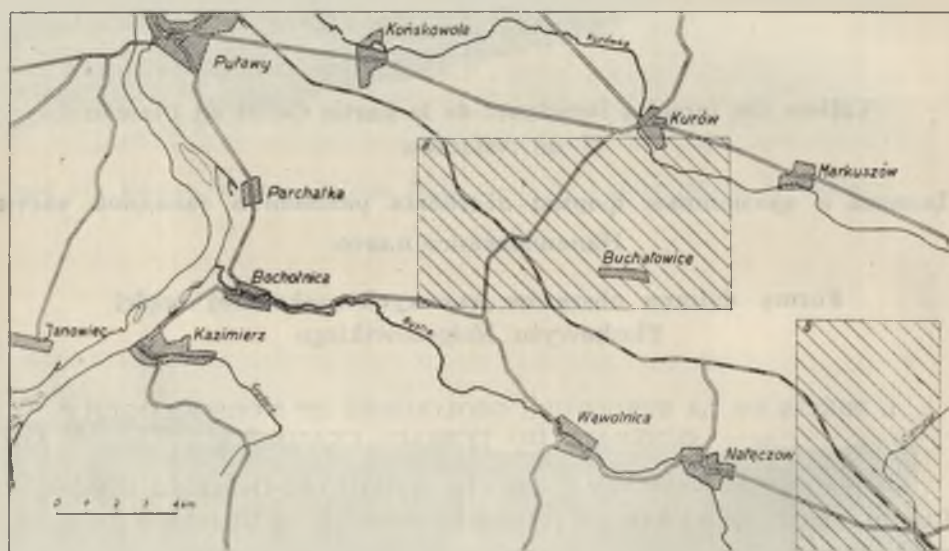


Fig. 1. Croquis de situation; a, b — terrains présentés sur les cartes morphologiques.

Sur les roches du mastrichtien et du danien repose la couverture des roches quaternaires. Seulement dans la partie Nord-Ouest de Parchołta on a constaté la présence d'une couche fine des dépôts d'oligocène. Les dépôts quaternaires atteignent parfois l'épaisseur dépassant 60 m. Le pléistocène inférieur est représenté par les dépôts glaciaires, fluvio-glaciaires, fluviaux et les argiles à varves, provenant au moins de deux glaciations. Le pléistocène supérieur (Würm) est représenté par les loess et les formations de pentes limono-sableuses. La couverture loessique atteint l'épaisseur de 25 m. Pour abréger, on peut admettre que le rapport des épaisseurs maximum de la couverture inférieure à supérieure est 1:1.

Le loess s'étend sur le Plateau en question d'une couverture assez compacte, alternée uniquement par d'étroites bandes des formations sableuses et limono-sableuses, comme le présente la carte (fig. 9). La plupart des chercheurs voient un rapport entre les phases principales de l'accumulation du loess sur ce terrain et la glaciation würmienne (6, 7, 8). Se basant sur les affleurements à Kwaskowa Góra à Kazimierz et aux environs de Bochotnica et Parchatka, W. Pożaryski (18) admet qu'il y a trois niveaux du loess séparés par deux niveaux des sols fossiles. Ces trois niveaux du loess doivent correspondre aux trois phases de la dernière glaciation; le „loess supérieur” serait lié avec la phase dernière (daniglaciaire). Le sol entre le premier et le second correspondrait à l'aurignacien. À la base des examens exécutés dans la partie centrale et Est du Plateau, de même que suivant les études comparatives du loess des autres parties de ce terrain, J a h n (6) y distingue deux loess en rapport à la glaciation würmienne. Les deux loess sont séparés par le sol fossile avec un horizon, distinct et profond, de la décalcification (1—2 m). Ce sol est considéré par Jahn comme provenant de l'aurignacien; il est comparé au sol fossile inférieur de Pożaryski. Le sol fossile supérieur de Pożaryski est, d'après Jahn, un niveau d'une importance stratigraphique moindre.

Les couvertures loessiques liées à la glaciation würmienne occupent les plus grandes étendues du Plateau. Les formations sableuses aussi bien que limono-sableuses d'un caractère deluvial se présentent sur les étendues moindres.

Les dépôts d'holocène sont connus le mieux des affleurements et des sondages dans les grandes vallées. Dans la vallée de la Bystra près de Nałęczów ils atteignent 8 m d'épaisseur.

Sur le Plateau on peut distinguer deux complexes fondamentaux de formes: celles des hauts niveaux et celles des vallées. Si l'on omet les petites surfaces dépourvues de loess et les vallées des rivières principales à une morphogenèse différente, on reçoit deux types de formes — le haut niveau loessique et le complexe de vallées loessiques.

Le haut niveau loessique présente une surface onduleuse de l'accumulation. Conformément à J a h n (6) nous estimons avoir à faire avec une large zone de l'accumulation de la poussière loessique sur le terrain du Plateau en question. L'axe de cette zone est formée par la vallée de la Bystra, le long de laquelle il y avait une circulation locale des masses d'air, modifiée localement par les changements des directions de la vallée. Le matériel accumulé avait le caractère d'un dépôt nivéo-éolien. La direction prédominante de la circulation de l'air était celle de l'Ouest.

Cette dernière constatation, contraire aux opinions de J a h n (6), est basée sur le fait de la dépendance entre les zones sans loess et les changements de la direction de la vallée de la Bystra.

Le complexe de formes des vallées développé sur le terrain loessique, se compose de deux groupes. Ce sont:

- a) vallées en berceau
- b) entailles d'érosion récentes.

2. VALLÉES EN BERCEAU

Les vallées en berceau se caractérisent par leur complexe, propre et spécifique, de traits morphographiques, déterminé par leur particularité génétique. Le profil transversal en forme de berceau démontre un rôle important des processus d'érosion dans la formation des vallées. Ce sont les petites vallées en berceau dont le nombre est le plus considérable. Elles ont de quelques centaines de mètres à 1 km de longueur. Les versants de ces formes-là sont inclinés à l'angle de 3—7°. La profondeur des vallées atteint 3—10 m. Les vallées plus profondes, qui pourraient être considérées comme vallées sèches, se rencontrent plus rarement. Elles sont entaillées à la profondeur de 10 à 20 m et leurs versants sont inclinés à l'angle de 5—7°. L'asymétrie des versants y est un phénomène tout naturel. Dans les vallées méridiennes, où elle s'accroît le plus fort, les versants plus raides sont exposés à l'Est. Les vallées sèches atteignent la longueur de 3,5 km. La pente du fond est petite et régulière.

Les vallées en berceau se présentent surtout dans la zone d'interfluve Bystra-Ciemięga et dans la zone-bordure septentrionale. Dans la zone d'interfluve elles se groupent dans les parties supérieures des vallées des rivières. On observe que les formes des vallées au fond d'accumulation plat et distinct se transforment graduellement en des formes en berceau.

Les vallées en berceau de la zone d'interfluve ont parfois dans leur profil longitudinal les ruptures légères de pente. Dans le terrain cela se présente comme la jonction des dépressions fermées. Ces dépressions ont la profondeur de 1 à 3 m et, malgré leur place dans la région des vallées, elles gardent leur caractère morphologique tout particulier. Au printemps, pendant une certaine période, elles forment les réservoirs d'eaux de fontes ou de pluies (fig. 2).

Les dépressions fermées se retrouvent aussi au-delà des vallées en berceau sur les terrains du haut niveau. Elles sont pourtant particulièrement nombreuses dans la proximité des vallées en berceau, surtout dans le prolongement de leurs axes morphologiques. H. Maruszcak (13) avait remarqué ce phénomène ayant introduit pour ce type des dépressions fermées la dénomination „wymoki”. Leur place dans les vallées en berceau et dans le voisinage le plus proche de celles-ci démontre que les dépressions dites „wymoki” jouent un certain rôle dans la formation des vallées en berceau.

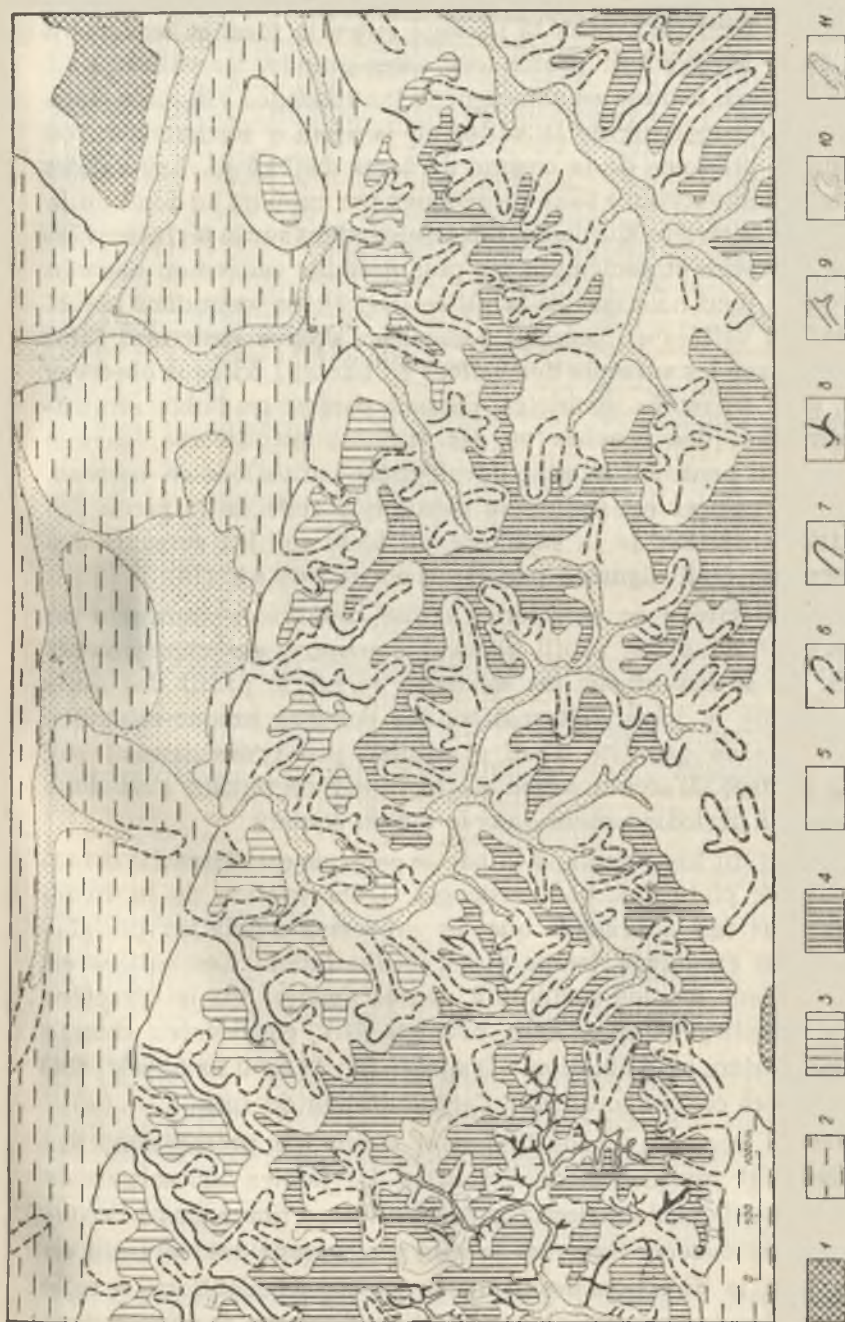


Fig. 2. Carte morphologique du fragment de la zone-bordure; 1 — niveau construit de la moraine de fond de la glaciation de la Pologne Centrale (Riss), 2 — aplanissement sur les formations de pléistocène, 3 — niveau près de la bordure 175-178 m avec la couverture de loess, 4 — niveau du haut plateau loessique 200-220 m, 5 — versants et pentes, 6 — vallées en berceau, 7 — vallées sèches, 8 — ravineaux, 9 — ravins, 10 — vallées en berceau modelées par le labourage, 11 — fonds des vallées fluviales couverts de dépôts d'holocène.

Dans la zone-bordure il y a des vallées sèches atteignant 3,5 km de longueur, 300 m de largeur et 20 m de profondeur. Certaines parties de ces vallées ont le fond plat, mais le passage entre le fond et le versant est toujours doux. Malgré leur profondeur assez grande, les vallées sont formées dans le loess, comme en témoignent les sondages effectués dans le fond du secteur supérieur de la vallée en berceau à Buchałowice, où l'on a constaté la présence de la couche du loess de 14,6 m. Les vallées en berceau de la zone-bordure sont suspendues par rapport au fond de la vallée actuelle de la rivière Kurówka. Elles descendent sur la terrasse würmienne de la Kurówka et seulement les plus grandes vallées en berceau s'unissent avec un fond holocène de la vallée (fig. 3). Le loess dans lequel sont entaillées les vallées en berceau possède sa propre structure. Dans les affleurements sur les versants des vallées en berceau on peut observer des trainées, plus au moins distinctes, passant parfois en faible stratification. La direction des couches et des trainées est diverse, parfois s'accordant avec la pente où se sont développées les vallées en berceau. L'inclinaison des trainées est parfois la même que celle de la pente des vallées. La différenciation de la structure du loess sur les versants des vallées en berceau était signalée par H. Maruszczak (14).

La région d'interfluve se caractérise d'une couverture compacte de loess qui pourtant dans son profil vertical démontre des changements considérables. En se basant sur les sondages et sur le profil des puits on a constaté dans le loess l'alternation des couches limono-sableuses contenant une grande quantité d'eau et situées peu profondément par rapport à la surface. L'accumulation du loess sur ce terrain s'est donc effectuée au moins périodiquement dans le milieu aqueux.

L'accumulation du loess donne à la partie centrale du Plateau la caractéristique d'une surface plate aux pentes douces. L'observation de la structure du loess nous fait apprendre que les processus d'ablation périglaciaire avaient lieu en même temps que l'accumulation. Les vallées en berceau se formaient sur les surfaces à pentes douces. Vu le caractère du processus morphogénétique, elles peuvent être considérées comme vallées de solifluxion et d'ablation. D'après H. Maruszczak (14) c'étaient des formes contemporaines à l'accumulation du loess.

Ces vallées en berceau de solifluxion et d'ablation présentaient des formes relativement peu profondes et courtes. De faibles inclinaisons de la surface des versants ne donnaient pas des conditions commodes à l'écoulement du matériel évacué. Dans les profils géologiques des versants on observait ou bien la direction des trainées loessiques identique à celle du versant, ou bien le manque d'une direction distincte de l'inclinaison des trainées plus fines.



Fig. 3. Carte morphologique de la zone d'interfluve Bystra-Ciemiega; 1 — aplanissement sur les formations de pléistocène, 2 — Haut niveau loessique 200-220 m, 3 — versants et pentes, 4 — vallées en berceau, 5 — fonds des vallées couverts de dépôts d'holocène, 6 — dépressions dites „wymoki”.

L'absence de matériel accumulé sur le versant de la vallée en berceau est justifiée par l'augmentation du rôle des processus de l'ablation et de la nivation. Ayant une activité accrue conditionnée par les changements du climat, ces deux processus pouvaient causer l'évacuation totale des matériaux transportés à travers le versant.

Ces deux types de situation géologique dans les profils des versants des vallées en berceau permettent de faire une classification où l'on distingue:

a) les vallées en berceau de solifluxion et d'ablation développées à l'époque d'un climat plus rude pendant le maximum de la glaciation würmienne;

b) les vallées en berceau d'ablation et de solifluxion résultant des processus qui se sont effectués dans la période tardiglaciaire.

La genèse des vallées en berceau situées près de la bordure diffère un peu. Les observations géologiques de la texture du loess démontrent que le loess dans la zone-bordure possède des traînées et des couches en quantité plus considérable. Il a une constitution granulaire variable. Dans sa partie inférieure il est plus argileux (J a h n, 6).

Dans la zone-bordure on observe le niveau morphologique du loess distinct atteignant l'altitude absolue de 175 à 185 m, situé environ 15 m au-dessous du niveau de la haute surface (200—220 m au-dessus du niveau de la mer). Les vallées en berceau sont développées dans la région de ce niveau situé près de la bordure et restent en rapport génétique avec lui. La structure du loess démontre une ablation intense des versants qui s'exerçait en même temps que les processus d'accumulation. L'érosion, dont la base locale était remplie des formations de la décomposition périglaciaire et du transport de la pente du chenal proglaciaire de la Kurówka, était la plus intense sur la bordure de la zone d'accumulation du loess. Les processus érosifs étaient les plus forts dans la phase cataglaciaire de la dernière glaciation (J a h n, 6), quand dans la zone-bordure se sont formées distinctement de grandes formes en berceau du type „dellen”.

L'évolution morphologique ultérieure de ces formes était suivante:

Les changements climatiques causaient, au déclin du dryas inférieur, une animation des processus de ruissellement et d'érosion. Ces processus ont atteint leur point culminant à l'optimum climatique du déclin de la période glaciaire dans l'Alleröd (sensu stricto — S z a f e r, 22). J a h n (6) rapporte à cette période sur le Plateau de Lublin la phase de l'approfondissement des vallées en berceau; M a r u s z c z a k (14) distingue l'action de l'érosion verticale, des mouvements de masse, du ruissellement et de la suffosion chimique locale. Suivant l'analyse palynologique de la fonction climatique de l'Alleröd, on peut admettre aussi que le développement des „wymoki” date de cette période.

Dans la période d'Alleröd, de grandes et longues vallées en berceau subissent un entaillement et un rajeunissement. À la couverture de la végétation forestière compacte, uniquement dans de grandes formes conduisant des quantités d'eau considérables, a eu lieu le lavage de la couverture de gazon, l'entaillage du fond et le transport du matériel. Les plus grandes des vallées en berceau de la zone-bordure ont subi le rajeunissement de ce type. Conformément à H. Maruszczak (13), ces formes sont nommées vallées sèches. Les courtes vallées de cette forme sont restées sans entailles. Il n'y a non plus de preuves d'entaillage et d'approfondissement des vallées en berceau dans la zone d'interfluve. Elles subissaient une modification sous l'influence des processus de suffosion qui se développaient et amenaient à la formation des „wymoki”.

La période du dryas supérieur s'est manifesté dans les vallées sèches de la zone-bordure par la formation des dépôts de pente ayant de fines traces du modelage périglaciaire. Ce sont des produits du lavage du loess atteignant 3 m d'épaisseur. Sur les fonds des vallées sèches ces dépôts se trouvent sous une fine couverture de dépôts anthropogéniques d'holocène de 1,5 à 3,0 m d'épaisseur.

La modification holocène des vallées en berceau a causé deux sortes de transformations:

a) sur la partie considérable du Plateau aux approches des vallées de la Vistule, de la Bystra, du Grodarz et leurs affluents avait lieu le développement des formes d'érosion récentes. Elles se formaient pour la plupart dans les vallées en berceau en causant leur transformation partielle ou complète;

b) dans les vallées en berceau situées loin des bases d'érosion locales et non sujettes au modelage par des entailles d'érosion récentes, par suite de la culture des champs et de vifs processus érosifs des sols, avait lieu une transformation partielle des versants et l'accumulation des dépôts anthropogéniques sur les fonds.

En somme, nous pouvons constater qu'après la fin de l'accumulation du loess, les transformations dans les vallées en berceau sur le Plateau se produisaient inégalement. Les transformations d'holocène très distinctes se sont accentuées près des vallées des rivières principales. Sur les terrains de faible dénivellation, la morphogenèse d'holocène n'a pas fait disparaître des caractères morphologiques essentiels des vallées en berceau faiblement modelées dès leur formation au tardiglaciaire.

3. ENTAILLES D'ÉROSION RÉCENTES

Les entailles d'érosion récentes c'est un complexe de formes qui s'est développé à la période de la morphogenèse d'holocène.

La limite du pleistocène et de l'holocène possède le sens morphodynamique. La solifluxion et le ruissellement diffus cèderont leur place à l'ablation, à un degré considérable. L'effet de celle-ci, avec l'action des autres processus de dégradation, c'était la formation d'un complexe de formes au développement linéaire. Ces formes sont déterminées comme entailles d'érosion récentes, où le mot „récentes”, étant pris dans son sens géochronologique, ne concerne pas le degré du développement morphologique des formes particulières.

La détermination de l'époque à laquelle se sont formées des entailles d'érosion récentes, se base sur l'analyse de leur rapport aux complexes de formes plus anciennes, provenant de la période de la morphogenèse de pléistocène. Des preuves directes sont fournies par la structure géologique et la composition des formations présentes sur les versants et sur les fonds de ces formes.

La terminologie morphologique, aussi bien polonaise qu'étrangère, relative aux petites formes de vallées, n'a pas une seule signification. Il est difficile de faire des comparaisons et rapprochements. Les formes, dont la genèse et les dimensions sont les mêmes, peuvent avoir des particularités résultant de plusieurs facteurs variables, comme le climat, la structure géologique, l'activité de l'homme.

De l'autre part, la ressemblance morphographique est souvent accompagnée d'une différenciation morphogénétique.

Le problème de la classification de petites formes d'érosion en Pologne était traité par les chercheurs tels que K r i e c h b a u m (9), Z a b o r s k i (23), M a l i c k i (2), K l i m a s z e w s k i (8), D o r y w a l s k i (4).

À la base des recherches sur le terrain du Plateau de Nałęczów, on a distingué 7 types, qui sont unis en 3 catégories de formes:

A. Microformes

- 1) bandes d'ablation,
- 2) rigoles.

B. Mésoformes

- 1) sillons,
- 2) ravineaux.

C. Macroformes

- 1) ravins,
- 2) vallons en U,
- 3) vallons en U avec le fond marécageux.

B a n d e s d ' a b l a t i o n. Ce sont les zones du versant à ruissellement concentré et diffus. Dans le profil de la pente elles se présentent comme douces concavités en berceau dont la profondeur est de 0,5 à 1,0 m, la largeur atteint 15 m, la longueur 100 m.

Rigoles. Les entailles linéaires dont la profondeur atteint 0,5 m, la largeur étant de 20 à 30 m. Les profils transversal et longitudinal inégaux. La longueur variant le plus souvent de 20 à 30 m. L'entaille en principe dans les limites du profil de sol. Les formes liquidées chaque année par suite des labourages (fig. 4).



Fig. 4. Rigoles sur le versant de la vallée (photo prise par l'auteur).

Sillons. Les entailles linéaires dont la profondeur oscille entre 0,5 et 2,0 m, la profondeur est 0,5 m environ. La longueur variable, ne dépassant pas 50 m. Les profils transversal et longitudinal inégaux. Dans les sillons on observe une coupure complète du profil de sol et une entaille de la forme dans le substratum. Les sillons qui sont en partie détruits par le labourage, ont la tendance à se renouveler grâce au relâchement du matériel de roches.

Ravineaux. Les vallées courtes, rectilignes, sèches, sans embranchements latéraux. Le profil transversal en V. Les ravineaux se développent dans les situations topographiques diverses (pente, versant, fond d'une vallée plus grande). Leur fond est étroit et accidenté, les pentes abruptes. Dans le fond il y a des gradins et des cuves de suffosion et d'évorsion. L'écoulement des eaux en principe souterrain. Les versants ont les niches de glissement et d'éboulement, ainsi que les cuves de suffosion et d'évorsion (fig. 5). Les versants sont dépourvus d'une couverture de gazon compacte.



Fig. 5. Gradin dans le ravin et cuve de suffosion et d'évorsion
(photo prise par l'auteur).

R a v i n s. Les vallées étroites, profondes, sèches, avec des embranchements latéraux. Le profil transversal en V. Les versants abrupts et escarpés. Le fond accidenté, avec les gradins et les cuves de suffosion et d'évorsion. Sur les versants il y a des complexes de formes de glissement et d'éboulement et de formes de suffosion et d'évorsion. Les parties inférieures des versants, formées d'ébouils, sont gagnées graduellement par la végétation (fig. 6).

V a l l o n s en U. Les vallées profondes, sèches, ayant un fond d'accumulation plat et des versants abrupts, inclinés à 30° . Leur forme est sinueuse. Plusieurs embranchements latéraux. Leur longueur atteint 4 km, la profondeur 50 m. Les versants couverts d'hebre et d'arbrisseaux. Le fond couvert de gazons, est rempli périodiquement par le nouveau matériel d'accumulation (fig. 7).



Fig. 6. Ravin près de Kazimierz (photo prise par l'auteur).



Fig. 7. Vallon en U près de Kazimierz (photo prise par l'auteur).

Vallons en U avec le fond marécageux. Les petites vallées ayant le fond plat, mouillé, situé dans le niveau des couches difficilement perméables. Les versants sont abrupts, dans les parties supérieures; ils sont estompés par les glissements et les éboulements dans les parties inférieures. La profondeur de 20 à 30 m, la longueur variable. Les formes analogues à celles que la littérature allemande nomme „Tilken” (20).

Pris en considération la vitesse de l'évolution morphologique, le degré de conservation du tapis végétal, le mode d'utilisation économique et la possibilité d'effectuer des travaux de protection convenables, on a distingué deux complexes de formes sur le Plateau de Nałęczów:

- a) complexe de formes élémentaires (micro- et mésoformes)
- b) complexe de formes composées.

Les traits communs de ces deux complexes ce sont: la variabilité spacieuse, la transformation et la pénétration réciproques.

L'analyse des processus d'érosion holocène, ayant abouti à la formation du complexe d'entailles d'érosion récentes, est basée sur le principe d'état actuel. La reconnaissance et l'examen des processus morphodynamiques contemporains ont été précédés de l'évaluation du rôle et de l'importance des facteurs coopérants traditionnels, tels que la structure géologique, le climat, le tapis végétal et l'action de l'homme.

Structure géologique. Sur les terrains loessiques se développent toutes les formes d'entailles d'érosion récentes dont on vient de parler. Suivant leur structure géologique on y distingue trois groupes:

- a) formes entaillées dans le loess;
- b) formes coupant la couverture loessique et entaillées dans les roches du pléistocène inférieur;
- c) formes coupant la couverture loessique du pléistocène inférieur et entaillées dans le Crétacé.

Le loess se caractérise par ses conditions lithologiques favorisant le développement des formes d'érosion récentes. Ces conditions sont déterminées par l'ensemble de caractères physiques et mécaniques, traités plus précisément pour les loess du Plateau en question par Malinowski (11).

L'inventaire de formes d'érosion récentes entaillées dans le loess est composé de: bandes d'ablation, rigoles, sillons, ravineaux, ravins et vallons en U. Le sol et surtout l'horizon illuvial constituant une couverture de protection naturelle, jouent un rôle considérable dans le développement des microformes.

Les formes d'érosion entaillées dans le loess homogène du point de vue lithologique possèdent plusieurs éléments similaires. Des propriétés physiques et mécaniques du loess, il s'ensuit qu'il garde son équilibre sta-

tique même lorsque les versants sont très inclinés. De là vient un nombre restreint de formes de glissements et la présence des parois verticales avec de nombreuses fissures. Ces dernières se présentent sous forme de crevasses de dessèchement, des canaux de filtration d'eau et des crevasses formées par les racines d'arbres.

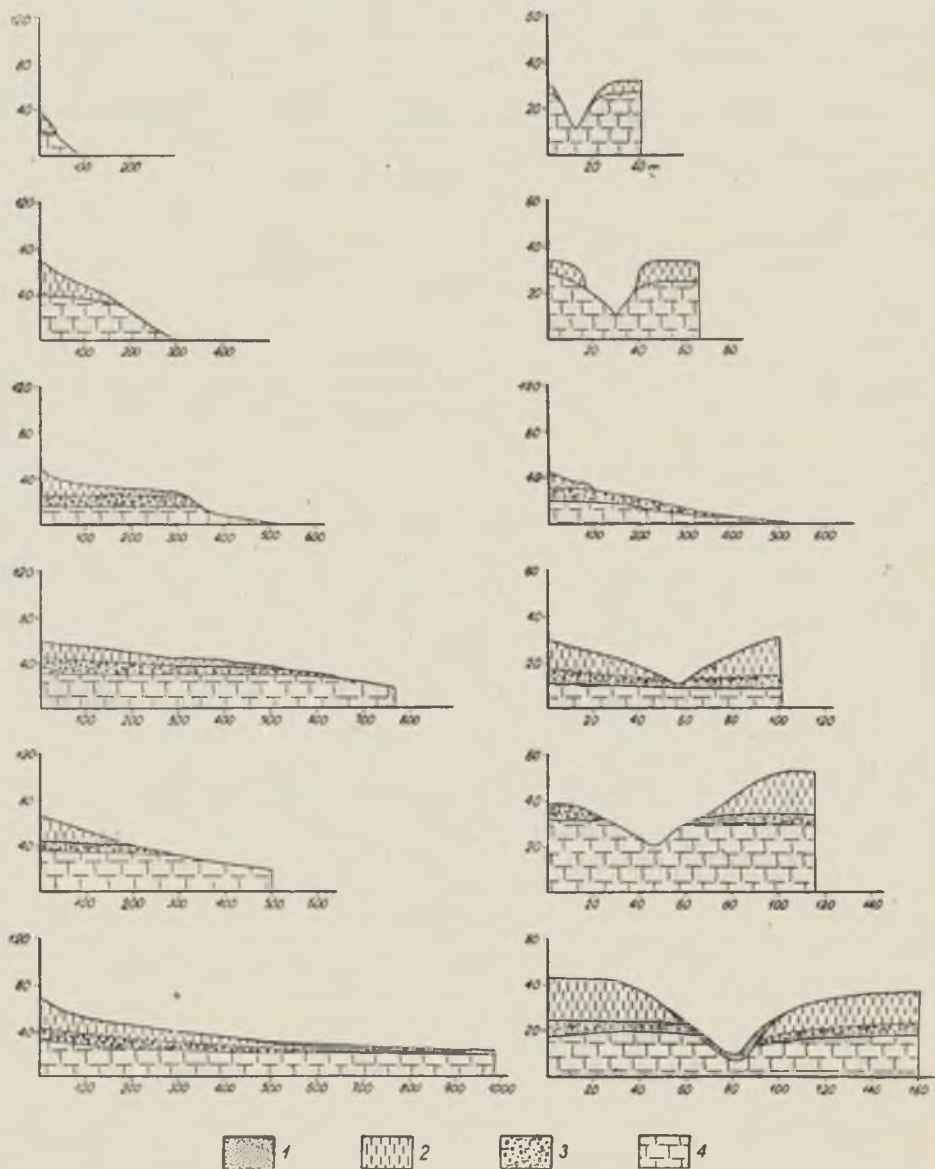


Fig. 8. Profils longitudinaux et transversaux des entailles d'érosion récentes; 1 — dépôts d'accumulation anthropogénique, 2 — loess, 3 — formations limono-sableuses de pléistocène, 4 — substratum crétacé.

Une facile filtration d'eau en profondeur et le développement des processus de suffosion sont favorables à la naissance des formes du découlement souterrain.

L'évolution des formes entaillées dans le loess (mésos- et macroformes) passe du sillon aux ravins et aux vallons en U, à travers les ravineaux. Les exemples des profils transversaux et longitudinaux sont présentés sur les figures annexées (fig. 8).

Les formes entaillées dans les dépôts de pente loessiques présentent des traits un peu différents. Elles possèdent une stratification et le caractère physique et chimique divers.

Le rôle des roches du pléistocène inférieur dans la formation des entailles d'érosion récentes est divers et dépend du type de ces dépôts. La présence des argiles et des dépôts de sables et de graviers cause, dans les profils verticaux des formes, l'atténuation des angles d'inclinaison et la formation des glissements dans les parties inférieures des versants. Les parties loessiques des versants ont parfois l'équilibre statique troublé, ce qui facilite le développement de processus d'éboulements et de glissements. Les formes les plus typiques pour les roches du pléistocène inférieur ce sont le ravineau et le ravin ayant le fond relativement égalisé et le profil transversal en V. Souvent il y a des vallons avec le fond marécageux.

Les entailles d'érosion récentes coupant les roches crétacées ont les versants inclinés à 30—35°. Ces versants sont plus abrupts que ceux des roches du pléistocène inférieur. Ils sont pourtant plus estompés que les versants loessiques. Le fond creusé dans les roches crétacées est étroit, ayant le profil transversal en V. En détails le profil transversal de ces formes est plus compliqué. On peut y distinguer les ruptures de pente à la limite de deux formations différentes du point de vue lithologique. La partie supérieure de loess est la plus abrupte, le centre est entaillé dans les roches du pléistocène inférieur et leurs inclinaisons sont les plus petites. La forme la plus typique c'est le ravin.

Dépendamment de la profondeur de l'entaille du terrain par les formes d'érosion récentes, on peut observer la présence des formes d'une structure géologique plus ou moins différenciée. La plus grande variabilité géologique se fait voir dans les macroformes.

Climat. Le Plateau en question s'étend entre les isohiètes 500—550 et 550—600 mm. L'intensité des pluies est caractérisée par les données pour Puławy, publiées par A. Reniger (18).

La couverture de neiges se maintient sur le terrain du Plateau en moyenne 48 jours.

Au cours de l'année on peut remarquer distinctement les périodes d'une activité morphodynamique augmentée, conditionnée par les fac-

teurs climatiques. En hiver se caractérisant par la présence de la couverture de neiges et du sol gelé périodique, les dégels, en rapport aux conditions atmosphériques cycloniques, sont très importants. La fréquence de la disparition de la couverture de neiges, de la fonte des neiges et de la disparition du sol gelé périodique dépend de ces dégels-ci.

Au printemps, la fonte se passe de diverses façons. D'habitude elle est la plus forte pendant quelques jours, de 1.III. à 15.IV. Alors, par suite d'une fonte rapide des neiges et du dégel du sol, de grandes masses d'eaux se mettent en mouvement, animant les divers processus d'érosion. L'intensité locale de ces processus dépend de la situation particulière topographique des conditions géologiques, hydrogéologiques et du complexe microclimatique.

En été ce sont les averses qui ont une importance morphodynamique la plus grande. Des données fournies par A. Reniger (18) il s'ensuit que les maxima des pluies par les 24 heures ont lieu au mois de mai, mais le maximum de fréquence est atteint en juillet et en août. La plus grande fréquence des pluies reste en rapport avec les chutes de pluies estivales de provenance convectionnelle.

Les périodes d'un développement intense des formes d'érosion, conditionnées par les facteurs climatiques, sont alternées des périodes de calme et de stagnation. L'action des processus morphodynamiques est alors plus difficile à observer étant moins mesurable.

Tapis végétal. Le tapis végétal du Plateau permet de voir le contraste entre le haut niveau agricole et le réseau de vallées avec la végétation composée d'arbres et de broussailles. L'utilisation agricole de hautes régions a amené à la disparition presque totale des loess sur les terrains plats, où se sont maintenus seulement les arbres isolés. Les arbres et les broussailles dont les plus grands groupes poussent dans les diverses vallées, subissent actuellement des dévastations continuelles.

Par suite du processus de développement des formes récentes, se produisent les dévastations du gazon sur les versants et les pentes, produites par la formation des sillons et des ravineaux. De violentes dévastations sont faites en résultat de la régression des gradins des ravins et par les glissements et les éboulements sur les versants.

Les changements beaucoup plus considérables sont provoqués par l'action de l'homme, très diverse, se manifestant par:

- a) l'élargissement des surfaces labourables par la coupe des restes de forêts et de broussailles;
- b) la coupe du bois pour le chauffage et la construction;
- c) la coupe du bois et des broussailles ombrageant trop les champs cultivés;

d) les dévastations du tapis végétal faites par le bétail sur les terrains pâturables;

e) les dévastations du tapis végétal à cause des carrières des pierres, les routes et les sentiers.

La dévastation du tapis végétal est un phénomène nocif. Le principe, généralement connu, de la protection du tapis végétal contre les processus d'érosion n'a pas besoin d'être commenté.

Action de l'homme. Le rôle de l'homme dans la formation des formes d'érosion récentes est divers et composé. On peut le caractériser plus précisément par l'analyse des types d'action suivants:

a) l'agriculture et le pâturage;

b) l'activité industrielle;

c) le transport et la communication;

Ad a). Les terrains loessiques du Plateau étaient habités par les tribus nomades à partir du néolithique. La première période d'une exploitation intense de la terre reste en rapport avec l'époque de culture des coupes en forme d'entonnoir (5, 12, 2). Au fur et à mesure du développement de l'exploitation de la terre, se laisse voir de plus en plus l'importance de la façon dont le laboureur cultivait ses terres, la forme, la grandeur et la disposition des champs, le type du labourage et la nature des cultures.

Actuellement le terrain du Plateau passe la période d'une forte érosion des sols occasionnée par le labourage ayant conquis même les parties du terrain désavantageuses. Les plus grandes pertes sont provoquées par une fausse disposition des champs et la direction des labours suivant l'inclinaison du terrain, ce qui facilite la naissance des micro- et mésoformes d'érosion.

Le pâturage exerce son influence sur les formes d'érosion par les dévastations du tapis végétal des ravins et des vallons. Les sabots des animaux dévastent et désunissent le gazon, facilitant ainsi la formation des sentiers de vaches.

Le pâturage des chèvres a causé des destructions particulièrement fortes sur les versants de la montagne „Trzy Krzyże” à Kazimierz.

Quant à l'activité industrielle de l'homme influençant le développement des formes d'érosion récentes, il faut mentionner les carrières des pierres et d'autres endroits d'exploitation des roches, où les travaux sont menés défectueusement, sans protection des couches de loess.

Les éboulements des parties de versants qui se produisent en résultat, se transforment en ravineaux.

Les routes influencent les processus d'érosion très effectivement. En cas de grandes dénivellations et de l'épaisse couverture loessique, faci-

lement subissant l'ablation, les routes et les sentiers forment les lignes de l'écoulement des eaux. Grâce à la destruction mécanique du loess par les voitures et les animaux, l'action de l'eau est rendue beaucoup plus facile.

Les ravins routiers peuvent subir de telles modifications que parfois ils perdent complètement leur ancien caractère et se transforment en ravins ou vallons.

Dans les ravins et les vallons anciens utilisés pour la communication, la route peut provoquer l'animation des processus d'érosion et la formation d'une coupure secondaire dans le fond déjà stabilisé.

Processus morphogénétiques actuels. Les coupures récentes sont formées par les processus suivants: le processus essentiel c-à-d. l'action des eaux et les processus accompagnant comme la suffosion et les mouvements de masse.

L'action des eaux se manifeste sous les formes diverses, où l'on distingue:

- a) écoulement en nappe
- b) ruissellement diffus
- c) ruissellement concentré
- d) érosion périodique.

Ad a). **Écoulement en nappe** est observé pendant la fonte au printemps sur de petits fragments de la surface des versants exposés au soleil. Il est peu durable et se fait s'il y a des conditions topographiques et météorologiques favorables. L'effet de cet écoulement c'est le lavage superficiel des parties de l'humus.

Ad b). **Ruissellement diffus** est observé sur les versants de diverses inclinaisons. Il dépend des facteurs tels que la nature de la culture, le type de labourage, la direction et l'intensivité des vents apportant des précipitations atmosphériques, la vitesse de la fonte des neiges, la vitesse de l'infiltration de l'eau et de son évaporation. Le ruissellement diffus a été observé dans les zones des bandes d'ablation sur les versants.

Ad c). **Ruissellement concentré** est observé particulièrement dans deux saisons: pendant les fontes du printemps et les averses de l'été. Le ruissellement concentré amène à la formation des coupures linéaires. Ce sont des rigoles qui se transforment en sillons si le processus est intense.

Ad d). **Érosion périodique.** Les formes résultant de l'action de l'érosion périodique, en comparaison aux formes du ruissellement concentré c-à-d. aux rigoles, différent de celles-là seulement par leur grandeur. En résultat de l'érosion périodique et des processus l'accompagnant, on observe la formation des sillons et des ravineaux qui se

transforment ensuite en ravins. Le mécanisme de l'activité érosive dans les formes particulières et la participation d'autres processus sont composés. Dans la rigole qui se développe, l'eau effectue son action de creuser d'une façon inégale. Son activité est concentrée dans les endroits où se passe une forte ablation du matériel du fond et les affouillements des versants de la rigole. Tout à côté pourtant il y a des zones d'écoulement des eaux calme et même d'une accumulation locale. Le profil longitudinal des rigoles et des sillons se compose de ruptures et d'aplatissements qui se suivent. Au fur et à mesure de la croissance de l'écoulement de l'eau et de l'augmentation de l'angle d'inclinaison, les inégalités dans le profil longitudinal augmentent.

Dans les ravineaux et les ravins loessiques récents, l'érosion s'exerce surtout sur le gradin, d'où l'eau coule vers la cavité en cuve pour se cacher ensuite dans le tunnel souterrain. Le gradin est modelé par l'érosion régressive. Sur le terrain du Plateau il y a des gradins atteignant la hauteur de 8 m.

La vitesse des régressions varie suivant les conditions topographiques et climatiques. En se basant sur l'observation des formes choisies, effectuée durant quelques années, on a enregistré les régressions de l'ordre de 1,8 m pour la période des fontes au printemps et de 1,2 m après une averse.

Les valeurs citées peuvent être considérées comme indicateurs, pour une saison, des accroissements linéaires des formes d'érosion récentes, situées au voisinage de la vallée de la Vistule.

Dans la partie inférieure des ravins, plus souvent à l'endroit où se touchent le loess et les dépôts du pléistocène inférieur, le phénomène de l'écoulement souterrain de l'eau disparaît. Dans ces secteurs on observe un lit des eaux saisonnières bien formé où se produisent les entaillements dans le fond et les élargissements latéraux. Le profil longitudinal de ces secteurs de ravins est plus régularisé, les ruptures et les gradins disparaissent. Lorsque le lit s'élargit, grâce à l'érosion latérale, sur les versants se forment plusieurs affouillements qui troublent l'équilibre statique de ceux-ci et causent la formation des éboulements et des glissements.

Dans le fond érosif élargi apparaissent peu à peu les bandes du matériel d'accumulation situées sur les deux côtés du lit. Plus bas encore le lit périodique disparaît et le fond plat est tout couvert de matériel d'accumulation. C'est la forme du vallon en U.

Les vallons en U peuvent subir un rajeunissement. Dans le fond plat se forment des coupures secondaires et apparaissent les systèmes des terrasses.

Les formes de l'érosion périodique ont un trait caractéristique: une durée très courte et une grande variabilité.

La vitesse de l'évolution dépend généralement des conditions climatiques et de la dénivellation du terrain. Dans le processus de l'évolution on peut distinguer les périodes de transformations qui s'effectuent rapidement et par sauts et qui dépendent de l'activité plus intense des processus morphogénétiques.

Processus accompagnants. À côté de l'érosion d'eau, les autres processus accompagnants ont leur part dans le développement des formes d'érosion récentes. C'est surtout la suffosion, aussi bien mécanique que chimique qui doit être citée ici. Le mécanisme de l'activité de suffosion sur le terrain du Plateau était décrit par B. Z a b o r s k i (23) et H. M a r u s z c z a k (13, 14). La suffosion se manifeste surtout dans les ravineaux et les ravins où elle influence décisivement le développement de leur profil longitudinal. Dans les formes plus grandes, dans les vallons en U et les vallons en U avec le fond marécageux, aussi bien que dans les ravins qui se sont entaillés dans les roches du pléistocène inférieur, la suffosion agit sur leurs versants. Elle prédispose parfois la formation des embranchements latéraux. Le plus souvent son action est accompagnée de celle de l'évorsion. Ces deux processus mènent à la formation des cuves caractéristiques de suffosion et d'évorsion qui apparaissent près du gradin du haut niveau du ravin ou du ravineau. Dans le fond de ces cuves il y a un gouffre. L'eau qui y disparaît, coule ensuite dans le tunnel souterrain modelé par la suffosion.

Les divers mouvements de masse jouent un rôle important dans le développement des formes d'érosion récentes. Vu le mécanisme d'action, on distingue les types suivants de mouvements de masse:

a) éboulis, b) éboulements, c) glissements, d) creep, e) solifluxion.

L'intensité des mouvements de masse est liée aux conditions climatiques. Les mouvements de masse se développent le plus dans la période des fontes au printemps. C'est alors qu'agissent la solifluxion, les éboulis, les éboulements et les glissements. Ces processus sont moins intenses dans la période de fortes averses estivales et des fontes d'hiver.

Les mouvements de masse jouent le plus grand rôle dans la formation des versants des entailles récentes. La vitesse de l'évolution des versants dépend du type de mouvement de masse qui prédomine. Ce type est en rapport étroit avec la lithologie. Les éboulis, les éboulements, les glissements et la solifluxion sont caractéristiques pour le loess. Pour les roches du pléistocène inférieur les glissements sont importants.

La part des processus particuliers dans la naissance des formes d'érosion récentes et des éléments de celles-ci, est présentée sur le tableau (1), où l'ordre des processus détermine approximativement leur rôle dans la construction des formes particulières ou de leurs éléments.

Tableau 1. Processus formant les entailles d'érosion récentes

Forme	Processus donnant naissance aux formes, sans distinction des éléments particuliers	Processus donnant naissance aux éléments particuliers des formes		
		Têtes de vallons	versants	fond
Bandes d'ablation	Ruissellement diffus et concentré Creep Solifluxion			
Rigoles	Ruissellement concentré Solifluxion			
Sillons	Ruissellement concentré Éboulements Glissements Suffosion Évorsion			
Ravineaux		Suffosion Évorsion Éboulements Érosion en profondeur	Éboulements Glissements Éboulis Solifluxion Suffosion Évorsion Ruissellement concentré	Suffosion Évorsion Érosion linéaire
Ravins		Suffosion Évorsion Éboulements Érosion en profondeur	Éboulis Glissements Suffosion Évorsion Ruissellement concentré Solifluxion	Suffosion Évorsion Érosion périodique
Vallons en U		Tête de vallon en état de ravin	Éboulis Suffosion Évorsion Solifluxion Ruissellement concentré	Accumulation Creusement périodique d'érosion et le drainage de suffosion
Vallons en U avec le fond marécageux		Tête de vallon en état de ravin	Glissements Solifluxion Ruissellement concentré	Accumulation Creep Écoulement concentré

4. RÉSULTATIS DES RECHERCHES SUR LES VALLÉES LOESSIQUES ET L'ÉVALUATION DES TRANSFORMATIONS MORPHODYNAMIQUES ACTUELLES.

Les vallées loessiques du Plateau de Nałęczów datent de la période de la morphogenèse périglaciaire et de la morphogenèse d'holocène. Les vallées plus anciennes, formées dans la période du maximum de la dernière glaciation et au tardiglaciaire, ont subi le modelage d'holocène à degrés différents.

Les vallées provenant des périodes de la morphogenèse périglaciaire sont déterminées comme vallées en berceau. On y distingue un sous-type — les vallées sèches.

Les vallées sèches ce sont des formes plus grandes, qui ont subi les modelages au tardiglaciaire, l'entaille à la période d'Alleröd, et qui ont été remplies par les dépôts de pente à la période du dryas supérieur. Les vallées en berceau se sont conservées en état peu modelé par la morphogenèse holocène uniquement dans les régions situées loin des bases locales d'érosion. Elles sont observées dans la partie centrale du Plateau dans la zone d'interfluve et dans la zone-bordure Nord où les vallées sèches prédominent.

Les processus d'érosion de la morphogenèse holocène ont mené à la formation d'un dense réseau d'entailles érosives (fig. 10). Ce réseau se développait sur le terrain où il y avait un réseau de vallées en berceau, plus ancien, formé à la période de la morphogenèse périglaciaire. Le modelage holocène a causé la transformation complète des vallées en berceau situées au voisinage de la vallée de la Vistule et le long des vallées des rivières principales qui constituaient les bases locales d'érosion.

Sur la partie Ouest du Plateau on peut distinguer une région avec un fort modelage holocène. Elle occupe le triangle Kazimierz — Puławy — Nałęczów. À ses périphéries se sont conservés les terrains dont le modelage date du tardiglaciaire.

Un développement des formes holocènes d'érosion, particulièrement fort, c'est le trait spécifique de la partie Ouest du Plateau qui décide de son caractère distinctif parmi les autres terrains loessiques du Plateau de Lublin. Ce sont la présence d'une couche loessique épaisse et le voisinage de la vallée très entaillée de la Vistule qui ont décidé de cette particularité.

L'histoire du développement des vallées loessiques du Plateau de Nałęczów démontre que les formes dépendent très nettement des conditions morphoclimatiques.

Cela se rapporte aussi au modelage contemporain et doit être pris en considération en première place aux tentatives d'évaluation de la suite des transformations morphodynamiques du terrain.

Les processus morphogénétiques contemporains sur le Plateau de Nałęczów s'effectuent dans les conditions du labourage très intense de la terre. Ces conditions correspondent à la zone morphoclimatique sémi-aride, d'après la terminologie de L. C. Peltier (16) et diffèrent des conditions de la zone tempérée, qui devraient prédominer sur ce terrain en état d'un équilibre naturel non troublé par l'homme. La suite du développement du réseau de vallées loessiques, et surtout du complexe d'entailles d'érosion récentes, se passera avec des troubles d'équilibre, toujours aggrandissant, entre le tapis végétal et le complexe de processus d'érosion. Cela va amener à la croissance de la tension des processus de l'écoulement des eaux sur la surface et des processus accompagnant, comme la solifluxion printanière ou la suffosion. Comme il n'y aura pas de soins de protection nécessaires, les formes d'érosion récentes se développeront très rapidement. Ce fait provoquera la diminution systématique de hautes surfaces plates et l'augmentation des terrains désavantageux à l'agriculture à cause d'un écoulement concentré des eaux.

BIBLIOGRAPHIE

1. Chałubińska A., Wilgat T.: Podział fizjograficzny województwa lubelskiego. Przewodnik V Ogólnopolskiego Zjazdu PTG, Lublin 1954.
2. Dobrzański B., Malicki A., Ziemiński S.: Erozja gleb w Polsce. Warszawa 1953.
3. Dorywański M.: Znaczenie powierzchni peryglacialnej dla badania erozji i denudacji gleb w okolicy Łodzi (Importance de la surface périglaciaire pour les recherches concernant l'érosion du sol aux environs de Łódź). Biuletyn Peryglacjalny, nr 2. Łódź 1955, pp. 33—46.
4. Dorywański M.: Przykład mapy morfodynamicznej (An example of morphodynamic map). Studia z geomorfologii dynamicznej. Acta Geographica Univ. Łódź 8, Łódź 1958, pp. 67—97.
5. Gurba J.: Z nowych badań nad kulturą czasz lejowatych w Lubelskim (Nouvelles fouilles relatives à la civilisation des gobelets en entonnoir dans la région de Lublin en Pologne). Archeologicke Rozhlady, vol. IX. 1957.
6. Jahn A.: Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd (Geomorphology and Quaternary history of Lublin Plateau). Prace Geograficzne IG PAN. nr 7, 1956.
7. Jahn A.: Less, jego pochodzenie i związek z klimatem epoki lodowej (Loess, its origin and connections with the climate of the glacial epoch). Acta Geologica Polonica, vol. I, nr 3, 1950, pp. 257—310.
8. Klimaszewski M.: Geomorfologia. PWN, Łódź — Kraków 1957.
9. Kriechbaum E.: Studia nad morfologią lessu w południowej części powiatu chełmskiego (Études morphologiques dans le loess du département de Chelm). Przegląd Geograficzny. vol. II, 1920/21, pp. 1—11.

10. Malicki A.: Kras loessowy (The karst phenomena in the beds of loess). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. I. 4, Lublin 1946, pp. 131—155.
11. Malinowski J.: Badania geotechniczne lessu między Kazimierzem Dolnym i Nałęczowem (Results of geotechnical investigations of loess between Kazimierz Dolny and Nałęczów (Lublin Upland). „Kwartalnik Geologiczny”, vol. 3, cah. 2. Warszawa 1959, pp. 425—456.
12. Maruszczak H.: Werteby obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej (Dolinen auf Lössgebieten der Lubliner Hochfläche). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B. vol. VIII, (1953), 4, Lublin 1954, pp. 123—262.
13. Maruszczak H.: Charakterystyczne formy rzeźby obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej (Characteristic relief forms of the loess area within the Lublin Upland). Czasopismo Geograficzne, vol. XXIX. Warszawa — Wrocław, 1958, pp. 335—354.
14. Nosek S.: Materiały do badań nad historią starożytną i wczesnohistoryczną międzyrzecza Wisły i Bugu (Matériaux pour servir aux recherches sur l'histoire ancienne et l'époque protohistorique du territoire entre la Vistule et le Boug). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio F, vol. VI (1951), Lublin 1957.
15. Peltier L. C.: The geographic cycle in peryglacial regions as it is related to climatic geomorphology. Assoc. Am. Geogr. Ann., vol. 40. New York 1950.
16. Pożaryski W.: Stratygrafia senonu w przełomie Wisły między Rachowem i Puławami. (Senonsstratigraphie in Durchbruch der Weichsel zwischen Rachów und Puławy in Mittelpolen). Biul. PIG, nr 6, Warszawa 1938.
17. Pożaryski W.: Plejstocen w przełomie Wisły przez Wyżyny południowe (The pleistocene in the Vistula gap across the Southern Uplands). Instytut Geologiczny. Prace, vol. IX, Warszawa 1953.
18. Reniger A.: Erozja gleb w okresie ulew i spływów wód wiosennych w zależności od przebiegu pogody (Soil erosion during the period of rainfall and dawnflow of spring waters as depending upon climatic conditions). Roczniki Nauk Rolniczych, série F, vol. 73, cah. 4, Warszawa 1959.
19. Stratil-Sauer G.: Die Tilken. Zeitschrift für Geomorphologie. vol. VI, 1931.
20. Sulimirski T.: Polska przedhistoryczna. Part. II, Londyn 1957—59.
21. Szafer W.: Schyłek plejstocenu w Polsce (Decline of the pleistocene in Poland). Biul. PIG, nr 65, Z badań Czwartorzędu, vol. I, Warszawa 1952, pp. 33—73.
22. Zaborski B.: La partie nord — ouest du Plateau de Lublin. Congr. Intern. de Géogr., Varsovie 1934.

Р Е З Ю М Е

Наленчовское плато находится в северо-западной части Люблинской возвышенности. Оно ограничено с запада рекой Вислой, с востока — Быстрицей. Северную и южную границу составляют параллельно простирающиеся с ЗСЗ на ВЮВ лёссовые уступы.

В геологическом строении района принимают участие меловые породы: известняки, гезы, опока а также плейстоценовые горные породы, мощность которых достигает 60 м. Старший плейстоцен слагают гляциальные, флювиогляциальные, речные и озерноледниковые образования, связанные с двумя (по меньшей мере) оледенениями.

Младший плейстоцен представлен, главным образом, лёссом, покров которого достигает 20 м мощности. Лёссовый покров литологически очень неоднороден. В стратиграфическом отношении В. Пожарыский выделяет три горизонта лёсса, А. Ян — лишь два. Большинство исследователей связывает образование лёсса с Балтийским оледенением. Голоценовые отложения находятся, главным образом, в больших речных долинах, где достигают 8 м мощности.

В морфологии плато большую часть занимает легко взволнованная приводораздельная площадь высотой 224—228 м н.у.м. на водоразделах и 190 — 205 м н.у.м. у долины Вислы. Плато рассечено сетью речных долин разного возраста и генезиса. Рядом с немногими главными долинами с постоянными водотоками имеются многочисленные долины с периодическими водотоками (до 5,0 км/км²).

Геологически можно выделить долины врезуемые в лёсс и врезуемые в отложения нижнего плейстоцена, а также формы, разрезающие те и другие и врезуемые в меловые горные породы.

Среди долин с временными потоками можно выделить две группы: а) ложбины, б) молодые эрозионные рассечения.

В группе ложбинных форм преобладают по количеству денудационные небольшие долины длиной в несколько сот метров, до 1 км, глубиной 3—10 м. Склоны этих долин расположены под углом 3—7°. Реже встречается тип лоцин, врезуемых до глубины 10—20 м, и длиной до 3,5 км. Лоцины в поперечном профиле обычно асимметричны. Ложбины встречаются главным образом в зоне водораздел рек Выстрой и Цеменги, а также, в северной краевой зоне плато. На геологических разрезах на склонах ложбин можно наблюдать согласие полосок и тонких прослоек лёсса с наклоном склонов ложбины или же отсутствие такового согласия. Опираясь на это и учитывая тезис о главной фазе аккумуляции лёсса во время максимума последнего оледенения, выделены два типа ложбин.

1. Солифлюкционно-абляционные ложбины, образовавшиеся в более холодную фазу климата максимума последнего оледенения.

2. Абляционно-солифлюкционные ложбины, являющиеся результатом процессов, происходивших в конце плейстоцена.

Большая часть ложбин возникла перед климатическим оптимумом последней фазы оледенения (Аллеред). Во время оптимума некоторые наибольшие ложбины подверглись омолаживанию и эрозионному рассечению. Во время младшего Дрыаса, в рассматриваемом районе в условиях последней фазы перигляциального климата наступил повторный этап развития ложбинных форм, а также имело место дальнейшее преобразование форм, которые во время Аллерёда омолодились эрозией и абляцией.

В голоценовое время ложбины подвергались дальнейшей эволюции. На значительных площадях плато, особенно вблизи главных речных долин ложбины подвергались линейной эрозии и сильному преобразованию сетью молодых эрозионных расщеплений. В районах с небольшими относительными высотами голоценовый морфогенезис не уничтожил существенных черт ложбин, которые подверглись лишь частичным изменениям и в значительной степени сохранили характер форм со времени плейстоценового морфогенезиса.

Молодые эрозионные расщепления — это группа форм, созданных во время голоценового морфогенезиса. Датировка этих форм основана на анализе соотношения между ними и группой более древних форм, образованных во время плейстоценовых морфогенезисов. Непосредственные доказательства дает геологическое строение и структура отложений на склонах и днах этих форм.

Учитывая исследования голоценовых расщеплений в районе плато выделено 7 типов форм, которые объединяются в три категории, а именно:

А. Микроформы

- 1) денудационные полосы,
- 2) борозды,

В. Мезоформы

- 1) ритвины,
- 2) овраги V-образные без отвершков.

С. Макроформы

- 1) овраги V-образные,
- 2) овраги ящикообразные
- 3) овраги с заболоченными днищами.

Каждый упомянутый тип отличается морфографическими особенностями, хотя их объединяет генетический фактор. Для всей этой группы форм свойственная пространственная изменчивость и взаимный переход друг в друга.

На развитие эрозионных форм оказывают совместное влияние следующие факторы: 1) Геологическое строение и особенно физико-механические свойства лёсса, 2) Климатические условия, 3) Растительный покров, 4) Хозяйственная деятельность человека.

Молодые эрозионные расщепления сформированы следующими процессами: поверхностной деятельностью вод, которая может выразиться в виде: а) поверхностного стока, б) рассеянного стока, в) сконцентрированного стока, г) периодической эрозии, а также сопутствующими процессами. Поверхностная деятельность вод является ведущим процессом. Роль и значение сопутствующих процессов различны и изменяются для каждого типа выделенных форм.

Участие отдельных процессов в формировании молодых эрозионных расщелиний, а также элементов этих форм показано в таблице, помещенной в тексте работы.

Голоценовые видоизменения привели к сильному расщеливанию и преобразованию района, расположенного в западной части Наленчовского плато. Этот район простирается в виде треугольника Казимеж — Пулавы — Наленчув. Ложбины сохранены прежде всего по краям треугольника. Густая сеть молодых эрозионных форм западной части плато определяет его специфику и морфологические обособленности в отличие от других лёссовых районов Люблинской возвышенности.

Фиг. 1. Топографический эскиз; а, б — районы, представленные на морфологических картах.

Фиг. 2. Морфологическая карта фрагмента краевой зоны; 1 — уровень сложенный с донной морены среднепольского оледенения, 2 — денудационный уровень на плейстоценовых отложениях, 3 — уровень при краевой зоне уступа 175—185 м. с лесовыми покровами, 4 — приводораздельный лёссовый уровень 200—220 м., 5 — склоны, 6 — ложбины, 7 — лощины, 8 — ящикообразные овраги, 9 — овраги, 10 — эрозионные расщелины, преобразование пахотой, 11 — днища речных долин с покровом голоценовых отложений.

Фиг. 3. Морфологическая карта приводораздельной зоны Быстрой-Цемени; 1 — денудационный уровень на плейстоценовых отложениях, 2 — приводораздельный лёссовый район 200—220 м, 3 — склоны, 4 — ложбины, 5 — днища долин с покровом плейстоценовых отложений, 6 — блюдцеобразные западины.

Фиг. 4. Борозды стока на склоне долины.

Фиг. 5. Порог в овраге а также суффозионно-эвразионный котел.

Фиг. 6. Овраг в окрестности Казимежа.

Фиг. 7. Ящикообразный овраг в окрестности Казимежа.

Фиг. 8. Продольные и поперечные профили молодых эрозионных расщелиний. 1 — антропогенные отложения, 2 — лёсс, 3 — песчанисто-глинистые плейстоценовые отложения, 4 меловое основание.

Фиг. 9. Гипсометрия западной части Наленчовского плато и соседних районов; 1 — лёссовый покров, 2 — молодые эрозионные расщелины (макроформы).

Фиг. 10. Карта густоты молодых эрозионных расщелиний (измерительная единица 2 км/км²).

Таб. 1. Процессы формирования молодых эрозионных расщелиний.

STRESZCZENIE

Płaskowyż Nałęczowski stanowi północno-zachodnią część Wyżyny Lubelskiej, ograniczoną od zachodu doliną Wisły od wschodu zaś doliną Bystrzycy. Granicę północną i południową tworzą równoległe krawędzie lessowe o kierunku WNW — ESE.

W budowie geologicznej terenu biorą udział skały kredowe: wapienie, gezy opoki, oraz skały plejstocенskie których pokrywa osiąga do 60 m

miąższości. Starszy plejstocen reprezentowany jest przez osady glacialne, fluwioglacialne, rzeczne i zastoiskowe, które wiążą się przynajmniej z dwoma zlodowaceniami. Młodszy plejstocen reprezentuje głównie less, którego pokrywa osiąga do 20 m miąższości. Pokrywa lessowa jest zróżnicowana litologicznie. Stratygraficznie W. P o ż a r y s k i wyróżnia trzy poziomy lessu, A. J a h n zaś dwa. Większość badaczy wiąże less ze zlodowaceniem bałtyckim. Osady holocénskie występują głównie w większych dolinach, gdzie osiągnęły do 8 m miąższości.

W morfologii Płaskowyżu największe obszary zajmuje lekko falisty poziom wierzchowinowy o kulminacjach 224—228 m. n.p.m. w pobliżu działów wodnych i 190—205 m. n.p.m. przy krawędzi doliny Wisły. Poziom wierzchowinowy rozcięty jest siecią dolin o różnym wieku i genezie. Obok nielicznych dolin głównych ze stałymi strugami wodnymi występuje gęsta sieć dolin o odpływie epizodycznym (do 5,0 km/km²).

Ze względu na budowę geologiczną można wyróżnić doliny wycięte w lessie, doliny, które rozcinają less i wcinają się w skały staroplejstoceńskie, oraz formy które rozcinają less i utwory starszego plejstocenu i wcinają się w utwory kredowe.

Wśród dolin o odpływie epizodycznym wyróżnić można dwie grupy: a) doliny nieckowate, b) młode rozcięcia erozyjne.

W grupie dolin nieckowatych przeważają ilościowo dolinki denudacyjne o długości od kilkuset metrów do 1 km i głębokości 3—10 m. Zbocza tych dolin nachylone są pod kątem 3—7°. Rzadziej spotykanym typem są suche doliny wcięte do głębokości 10—20 m, długie do 3,5 km. Suche doliny posiadają przeważnie zbocza asymetryczne.

Doliny nieckowate występują głównie w strefie wododziałowej Bystra — Ciemięga oraz w północnym obszarze przykrawędziowym. W profilach geologicznych na zboczach niecek obserwować można albo zgodność nachylenia smug i delikatnych warstewek lessu z nachyleniem zboczy niecek, albo też niezgodność. Na tej podstawie przy uwzględnieniu tezy o głównej fazie akumulacji lessu w maksimum zlodowacenia bałtyckiego, wyróżniono dwa typy niecek:

1. Niecki soliflukcyjno-ablacyjne rozwinięte w fazie ostrzejszego klimatu maksimum zlodowacenia bałtyckiego.

2. Niecki ablacyjno-soliflukcyjne będące rezultatem procesów zachodzących u schyłku plejstocenu.

Większa część niecek powstała przed optimum klimatycznym schyłku plejstocenu (Alleröd). W okresie optimum niektóre większe niecki uległy odmłodzeniu i rozcięciu erozyjnemu. W młodszy dryasie w warunkach ostatniej na terenie Płaskowyżu fazy klimatu peryglacialnego nastąpił ponowny etap rozwoju form nieckowatych oraz następowało dal-

sze przemodelowywanie form, które w Allerödzie uległy odmłodzeniu przez erozję i ablację.

W okresie holoceniście doliny nieckowate uległy dalszej ewolucji. Na znacznych obszarach Płaskowyżu, szczególnie w pobliżu głównych dolin rzecznych doliny nieckowate uległy rozcięciu i silnemu przekształceniu przez sieć młodych rozcięć erozyjnych. Na terenach o małych deniwelacjach morfogeneza holoceniście nie zatarała istotnych cech dolin nieckowatych, które uległy małej modelacji i zachowały w znacznym stopniu charakter form z okresu morfogenezy plejstoceniście.

Młode rozcięcia erozyjne są zespołem form, który powstał w okresie morfogenezy holoceniście. Datowanie tych form opiera się na analizie ich stosunku do zespołu form starszych pochodzących z okresu morfogenezy plejstoceniście. Bezpośrednich dowodów dostarcza budowa geologiczna i struktura utworów występujących na zboczach i w dnach tych form.

Na podstawie badań rozcięć holoceniście na obszarze Płaskowyżu wyróżniono 7 typów, które łączymy w trzy kategorie. Są to:

A. Mikroformy

- 1) smugi denudacyjne,
- 2) bruzdy spływowe.

B. Mezoformy

- 1) żłobiny,
- 2) debry.

C. Makroformy

- 1) wąwozy,
- 2) parowy,
- 3) wądoły.

Każdy wymieniony typ charakteryzuje się odrębnością cech morfologicznych, łączy je natomiast czynnik genetyczny. Całą grupę jako zespół cechuje znaczna zmienność przestrzenna oraz przechodzenie i przenikanie się wzajemne.

Na rozwój form erozyjnych wpływają następujące czynniki współdziałające: 1) budowa geologiczna w szczególności fizyczno-mechaniczne właściwości lessu, 2) warunki klimatyczne, 3) szata roślinna, 4) działalność gospodarcza człowieka.

Młode rozcięcia kształtowane są przez następujące procesy: powierzchniową działalność wód, która przebiegać może w formie: a) odpływu pokrywowego, b) spłukiwania rozproszonego, c) spłukiwania skoncentrowanego, d) erozji okresowej oraz przez procesy współtowarzyszące. Działalność powierzchniowa wód jest procesem głównym. Rola i znaczenie procesów współtowarzyszących jest zmienna i różna dla każdego typu z wyróżnionych form.

Modelacja holocenska doprowadziła do silnego rozcięcia i przemodelowania obszaru położonego w części zachodniej Płaskowyżu. Obszar ten obejmuje trójkąt Kazimierz — Puławy — Nałęczów. Doliny nieckowate zachowały się w większych skupieniach na peryferiach tego trójkąta. Gęsta sieć młodych rozcięć erozyjnych w zachodniej części Płaskowyżu decyduje o jego specyfice i odrębności morfologicznej wśród innych obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej.

OBJAŚNIENIA DO ILUSTRACJI

Ryc. 1. Szkic sytuacyjny; a, b — obszary przedstawione na mapach morfologicznych.

Ryc. 2. Mapa morfologiczna fragmentu strefy krawędziowej; 1 — poziom zbudowany z moreny dennej zlodowacenia środkowopolskiego. 2 — zrównanie denudacyjne na utworach plejstocennych, 3 — poziom przykrawędziowy 175—185 m, z pokrywą lessową, 4 — poziom wierzchowiny lessowej 200—220 m, 5 — zbocza i stoki, 6 — dolinki nieckowate, 7 suche doliny, 8 — debry, 9 — wąwozy, 10 — rozcięcia erozyjne przemodelowane przez orkę, 11 — dna dolin rzecznych z pokrywą osadów holocennych.

Ryc. 3. Mapa morfologiczna strefy wododziałowej Bystra — Ciemiega; 1 — zrównanie denudacyjne na utworach plejstocennych, 2 — poziom wierzchowiny lessowej 200—220 m, 3 — zbocza i stoki, 4 — dolinki nieckowate, 5 — dna dolin z pokrywą osadów holocennych, 6 — wymoki.

Ryc. 4. Bruzdy spływowe na zboczu doliny.

Ryc. 5. Próg w wąwozie oraz kocioł suffożyjno-eworsyjny.

Ryc. 6. Wąwóz w okolicy Kazimierza.

Ryc. 7. Parów w okolicy Kazimierza.

Ryc. 8. Profile podłużne i poprzeczne młodych rozcięć erozyjnych; 1 — osady akumulacji antropogenicznej, 2 — less, 3 — piaszczysto-gliniaste utwory plejstocenne, 4 — podłoże kredowe.

Ryc. 9. Hipsometria zachodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego i regionów przyległych; 1 — pokrywa lessowa, 2 — młode rozcięcia erozyjne (makroformy).

Ryc. 10. Mapa gęstości młodych rozcięć erozyjnych (pole pomiarowe 2 km/km²).

Tab. 1. Procesy kształtowania młodych rozcięć erozyjnych.

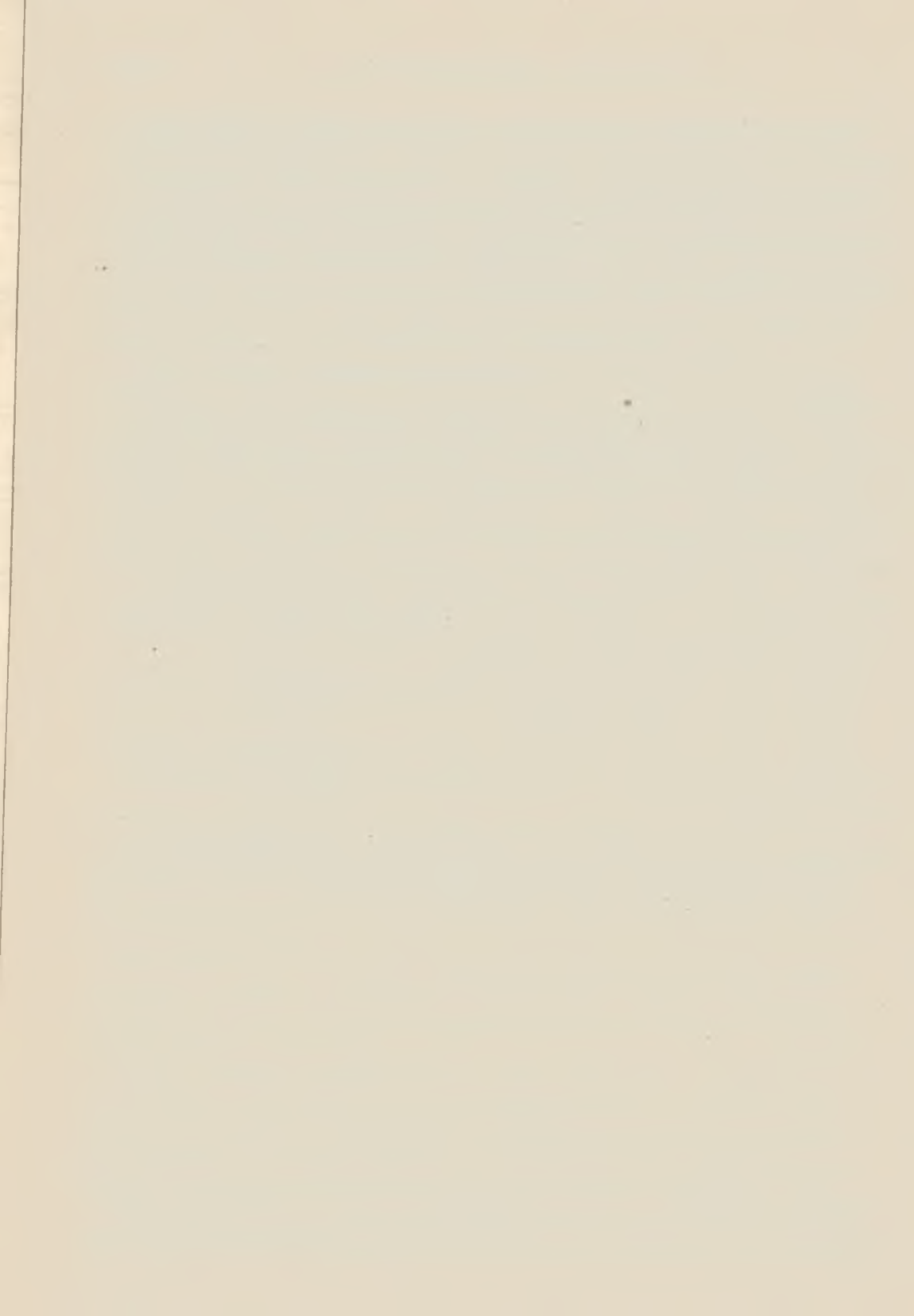




Fig. 9. Hypsométrie de la partie Ouest du Plateau de Nałęczów et des régions voisines; 1 — couverture loessique, 2 — entailles d'érosion récentes (macroformes).

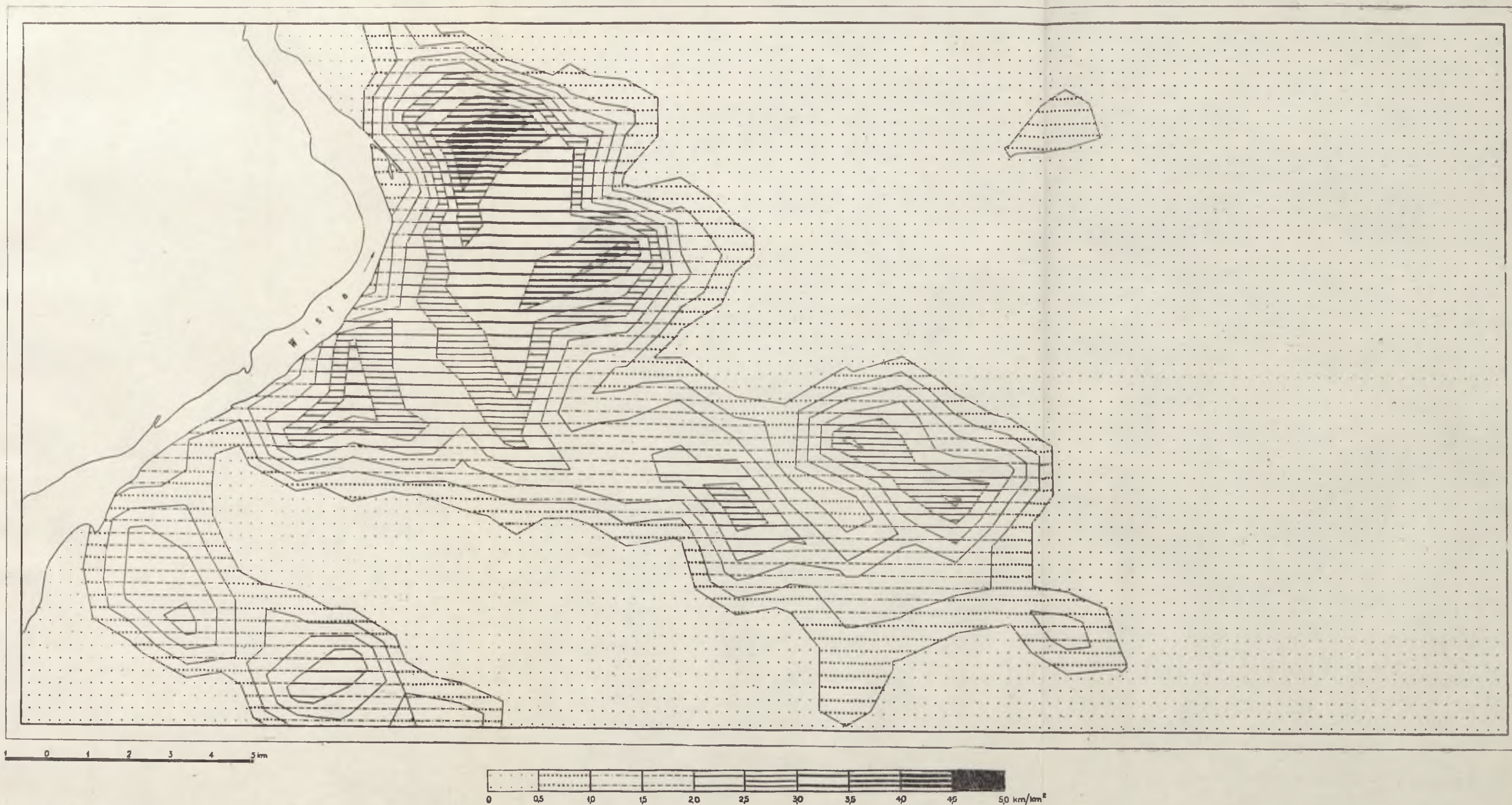


Fig. 10. Carte de la densité d'entailles d'érosion récentes
(camp de mesurage 2 km/km²).

