

ANNALES
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA
LUBLIN — POLONIA

VOL. XV. 10

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

Jan BURACZYŃSKI

Les vallées de loess du Roztocze Occidental

Долинные формы западного лёссового Росточа

Formy dolinne lessowego Roztocza Zachodniego

Le Roztocze Occidental constitue une unité différenciée des régions voisines autant par sa structure géologique que par les traits individuels de son relief. Il forme un plateau qui passe du NW au SE, surmontant les régions contiguës d'à peu près 100 m dans la partie orientale. Au Nord-Est il est borné par la vallée de Por, au Sud-Ouest — par la bordure méridionale. Au Nord-Ouest la limite n'est pas distincte — le Roztocze se transforme progressivement en Plateau de Lublin.

Le loess apparaît dans tout le Roztocze Occidental, à l'exception du territoire situé au Sud de la ligne Smoryń-Goraj-Branew. L'épaisseur du loess est variable: dans les hauts niveaux elle atteint 5—10 m, sur les versants — 20 m. Dans certaines vallées on trouve sous le loess des sables fluvioglaciaires provenant de la glaciation cracovienne (Mindel). Les formations de l'accumulation glaciaire directe sont plutôt rares. Dans quelques lieux seulement entre la couverture de loess et les débris d'altération de roches „opoka” on peut constater la présence de graviers et de blocs de roches scandinaves isolés. Ces graviers-là représentent les résidus de moraine de la glaciation cracovienne (Mindel). Les loess pour la plupart gisent directement sur la roche „opoka” du créacé*.

* Le terme „opoka”, employé dans la littérature polonaise, désigne une variété particulière de marne. Cette variété est caractérisée par la présence d'une charpente siliceuse, fortement poreuse, qui ne se désagrège pas même après dissolution complète des carbonates. Ces roches ne sont pas sujettes aux processus de karstification.

Au Sud de la ligne Smoryń-Goraj-Chrzanów-Zdziłowice-Batorz sur les calcaires crétacés apparaissent des formations du tertiaire: calcaires détritiques, grès calcaires et sables. L'holocène est représenté par des limons stratifiés rythmiquement, dont l'épaisseur atteint 10 m. Dans les limons de loess qui remplissent les vallées on peut souvent constater deux niveaux de sol fossile. Dans la couche inférieure des limons apparaît le sol subfossile inférieur contenant des débris de plantes et même des troncs d'arbres, dits „chênes noirs”. Légèrement sous la surface



Fig. 1. Le relief de loess du Roztocze Occidental aux environs de Goraj. Le terrain couvert de loess est pointillé. Equidistance des courbes — 4,26 m

(2—3 m) apparaît le sol subfossile supérieur (humus). Sur ce dernier gît toute une série de limons les plus récents séparés par de minces couches d'humus.

Le Roztocze Occidental présente un relief très varié. Il est fortement entaillé par de profondes vallées (environ 50 m) et par des ravins. Les

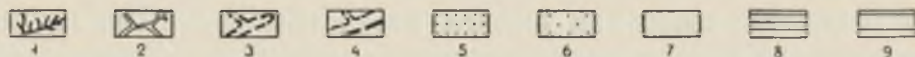


Fig. 2. Le schéma géomorphologique des environs de Goraj; 1 — ravins, 2 — vallons en U, 3 — vallées sèches symétriques, 4 — vallées sèches dissymétriques, 5 — plaine inondable, 6 — terrasse, 7 — pentes et versants des vallées, 8 — haut niveau sans la couverture de loess, 9 — haut niveau avec la couverture de loess

éléments principaux de son relief sont des hauts niveaux entaillés par les vallées en plusieurs nappes de hauteur rapprochée. Les hauts niveaux du Roztocze descendent de l'Est (330 m) vers l'Ouest (290 m).

Le Roztocze se caractérise par un réseau spécifique de vallées reflétant des formes anciennes du substrat. L'épaisse couverture de loess forme les traits individuels de ce réseau (fig. 1). Parmi les vallées du Roztocze on peut distinguer: 1) les vallons en berceau, 2) les vallées sèches, 3) les entailles d'érosion récentes.

LES VALLONS EN BERCEAU

Les vallons très caractéristiques sont ceux qui, dans le profil transversal, ont la forme d'un berceau, avec un fond difficile à délimiter et qui se transforme progressivement en versants faiblement inclinés. Malgré leurs traits morphologiques communs, l'origine et l'âge de ces vallons sont sans doute différents. Les vallons en berceau se forment sous l'influence des processus d'ablation et de suffosion, ainsi que sous celle du labourage des entailles d'érosion récentes.

Pour cette raison, au point de vue d'origine, on peut distinguer: les vallons d'ablation, les vallons en berceau avec les dépressions fermées et les vallons en berceau formés par le labourage des entailles d'érosion récentes.

Au Roztocze Occidental les vallons en berceau apparaissent dans la zone d'interfluve. Ils forment les secteurs supérieurs des vallées sèches, ainsi que les embranchements des vallées principales. Les vallons en berceau sont de dimensions bien variées. Leur longueur atteint quelques centaines de mètres (au maximum 1 km), et leur largeur va de quelques dizaines jusqu'à quelques centaines de mètres. Leur profondeur est également variable et atteint de quelques jusqu'à plus de dix mètres. Parmi les vallons en berceau on peut distinguer les formes moins profondes que la couche de loess (formes entaillées dans la couverture de loess) et les formes de profondeur plus grande que la couverture, reflétant le relief du substrat (9. p. 336). L'évolution des vallons en berceau s'effectue surtout sous l'influence des processus d'ablation, depuis l'accumulation du loess jusqu'à l'heure actuelle.

Les vallons en berceau avec les dépressions fermées. Certains vallons en berceau situés sur les versants ont des traits morphologiques individuels. Les profils longitudinaux du fond de ces vallons présentent un brisement brusque de la pente. Ce fait est causé par la présence de petites dépressions sans écoulement — „wymoki” (terme employé par H. Maruszczak, 8), situées sur l'axe des vallons en berceau.

Dans les régions où les vallons sont labourés il est difficile de distinguer ces formes-là de l'entourage. Le plus facilement on peut les observer dans les forêts et dans les terrains récemment déboisés. Dans ces cas-là les dépressions fermées dans le fond des vallons sont distinctes et profondes.

Les dépressions fermées ont été observées sur les versants dont la pente est de 2—4°. Parfois elles sont groupées sur le versant en une ligne droite, conformément à la pente du terrain. On rencontre de 2 à 5 dépressions fermées, à des distances allant jusqu'à plus de dix mètres. Souvent elles sont situées dans les hauts niveaux en prolongement de l'axe du vallon. L'évolution des dépressions fermées sous l'influence des processus de suffosion et d'érosion peut aboutir à leur conjonction. La forme ainsi produite donne naissance à un vallon en berceau avec les dépressions fermées.

Les vallons de ce type, formés par l'évolution des dépressions fermées, se rencontrent au Roztocze surtout dans les terrains des hauts niveaux. Ils apparaissent avec une fréquence irrégulière. On les rencontre le plus souvent dans les hauts niveaux de la partie centrale du Roztocze. L'approfondissement des vallons se fait surtout par l'évolution des dépressions fermées dans leur fond (4, 9).

LES VALLÉES SÈCHES

Les vallées sèches forment des systèmes très ramifiés et appartiennent aux formes les plus fréquentes du Roztocze Occidental. Elles entaillent les pentes du Roztocze et forment un réseau à la densité moyenne de 3 km/km².

Le relief du substrat des loess est très varié. Beaucoup de vallées sèches sont enclavées dans d'anciennes vallées reflétant le relief du substrat. On peut distinguer deux groupes de vallées sèches: vallées dissymétriques et vallées symétriques.

Les vallées sèches dissymétriques sont pour la plupart de grandes vallées principales reflétant le relief du substrat. Leur longueur atteint 10 km. Dans le profil transversal tous les éléments de la vallée se distinguent nettement (fig. 3). Le fond est plat, de quelques dizaines à 100-200 mètres de largeur. La pente des versants doux est de 5-15°, tandis que celle des versants abrupts — 20-35°. Les versants abrupts sont courts et hauts jusqu'à 50 m, les versants doux sont longs (1-2 km). Les versants abrupts sont exposés à W, WNW, WSW, rarement au NW (fig. 2). À côté de la dissymétrie morphologique, une dissymétrie géologique se laisse nettement observer. Les versants abrupts sont construits en roche „opoka” du crétacé, couverte dans sa partie supérieure par le loess. Les secteurs supérieurs des versants

couverts par le loess ont des profils convexes; leur pente moyenne est de 15° . Les versants doux sont construits en loess couvert par des dépôts de pente de loess (fig. 3). Les versants abrupts sont entaillés par endroits par de profonds ravins en ligne droite. Les versants doux sont disséqués par des vallées sèches symétriques. Le profil transversal de la vallée fossile présente une dissymétrie conforme au profil de la vallée actuelle. Ce fait indique que les vallées dissymétriques du Roztocze se sont formées avant l'accumulation du loess. L'évolution des vallées dissymétriques est probablement due aux processus périglaciaires à l'époque de la glaciation de Pologne centrale (Riss) et à celle de la glaciation dite „baltique” (Würm).

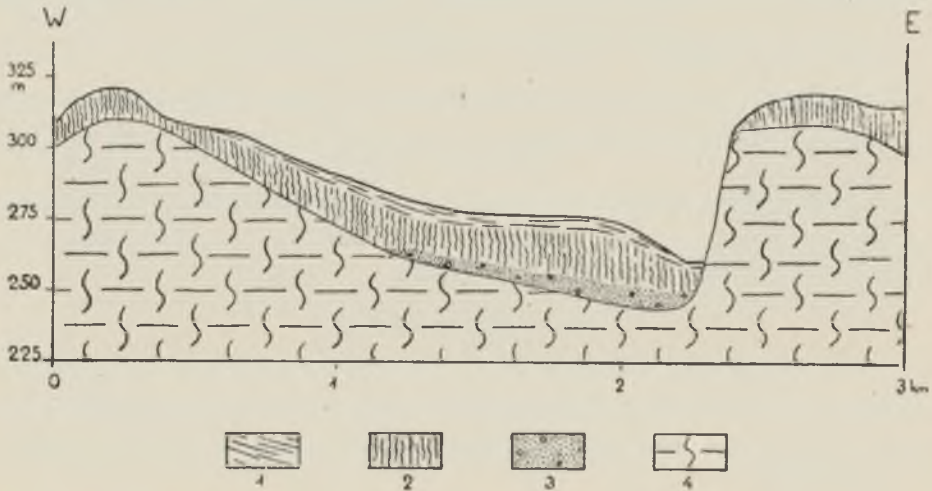


Fig. 3. Le profil de la vallée sèche dissymétrique au Nord de Goraj; 1 — dépôts de pente de loess, 2 — loess, 3 — sable fluvioglaciaire, 4 — roche „opoka” du crétacé

Les vallées sèches symétriques sont d'habitude moindres, souvent de second ordre (fig. 2). Leur longueur atteint quelques kilomètres, et la largeur de leur fond va de 10 à 50 m. Leurs versants sont convexes, à l'inclinaison moyenne de 5 à 15° . Le plus souvent ces vallées sont enclavées dans des vallées plus grandes reflétant le relief du substrat de loess. Les vallées sèches entaillent, et souvent coupent tout à fait la couverture de loess. Dans la partie inférieure elles sont remplies de limons de loess stratifiés rythmiquement dont l'épaisseur atteint 10 m (2). La série de ces limons repose sur le loess, ou bien directement sur la roche „opoka” du crétacé (fig. 4).

Dans la partie inférieure des limons dans les vallées près des villages Jędrzejówka et Komodzianka apparaissent des débris de plantes,

la tourbe, et même des troncs d'arbres, dits „chênes noirs”. Cette flore a été reconnue par M. B r e m ó w n a (1) comme flore subfossile post-glaciaire. L'âge du sol subfossile inférieur peut être précisé avec plus d'exactitude par la détermination de l'époque où les forêts de chênes couvraient le Roztocze. S. M a c k o (6) en se basant sur l'analyse pollinique des tourbes aux environs de Zamość constate que cette époque doit être placée dans la phase la plus chaude de l'holocène, dont le climat fut humide et chaud. Pour cette raison on peut admettre que les vallées de Roztocze furent comblées après la phase atlantique de l'holocène. La détermination de l'âge des limons de loess dans quelques profils — basée sur l'analyse du sol subfossile inférieur — est valable aussi pour les autres vallées, vu la ressemblance de leurs traits morphologiques et géologiques.

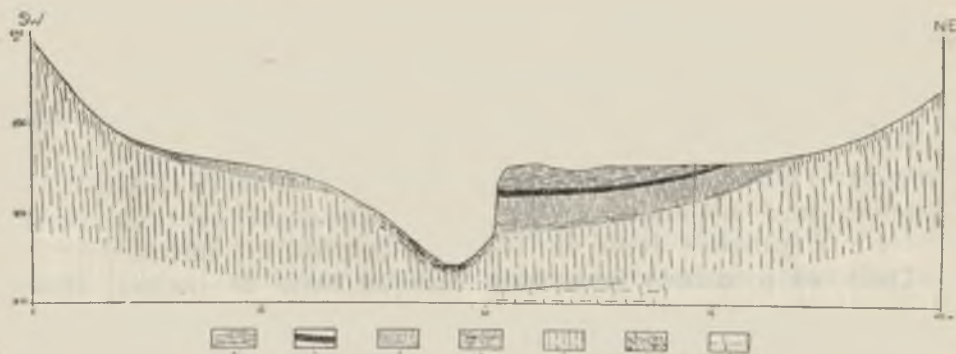


Fig. 4. Le profil de la vallée sèche symétrique à l'Ouest du village Wólka Czernięcińska; 1 — dépôts de pente stratifiés, 2 — niveau d'humus (sol subfossile supérieur), 3 — dépôts de pente argileux, non stratifiés, 4 — dépôts de pente stratifiés rythmiquement, 5 — loess, 6 — roche „opoka” du crétacé

Dans la partie supérieure des limons de loess, légèrement sous la surface (2—3 m), apparaît le sol subfossile supérieur. Il affleure dans un secteur de quelques centaines de mètres dans les entailles des vallées sèches à Hosznia Ordynacka, Komodzianka, Jędrzejówka et à l'Ouest du village Wólka Czernięcińska.

Le sol subfossile supérieur peut être déterminé — à la base des preuves citées ci-dessus — comme provenant de la phase subatlantique, où il y avait des conditions favorables pour la formation de l'humus (3). Les limons superposés sur ce sol fossile sont des dépôts très récents.

Les sédiments d'origine la plus récente dans les vallées sèches sont des limons stratifiés supérieurs séparés par de minces couches d'humus. Ces couches témoignent d'un apport latéral des matériaux des versants

érodés. Les dépôts de pente accumulés au fond sont sujets encore à un déplacement modéré vers l'aval de la vallée. Les vallées sèches dont le secteur supérieur est coupé par des ravins ont des limons provenant pour la plupart du processus de ravinement. Dans les limons de loess on rencontre des couches des graviers crétacés. Ces graviers — dont l'épaisseur atteint 10 cm — témoignent de la grande force des eaux courantes qui les transportent à une distance de quelques kilomètres. À l'heure actuelle les vallées sèches ne conduisent l'eau que pendant les dégels de printemps et les averses d'été. Le processus d'accumulation des limons sur le fond des vallées ne s'effectue pas régulièrement. Sa vitesse moyenne est de 0,5 cm à l'échelle annuelle. Ce processus est considérablement accéléré par le labourage. Les fonds plats d'accumulation dans la plupart des vallées étaient autrefois occupés par les prés qui sont actuellement labourés. Grâce à la disposition dominante des champs, souvent conforme à la pente des versants, l'érosion du sol devient très intense. La comparaison des fragments des vallées à fond labouré avec ceux des vallées à fond non labouré indique que le fond est fortement couvert par des limons sous l'influence des processus accélérés par l'action mécanique de la charrue. Sous cette influence s'est effectuée une accumulation des limons atteignant près du versant 0,5—1 m d'épaisseur, due à un labourage de quelques années.

Dans les conditions favorables (brusque fonte des neiges, averses d'été) l'évolution des ravins devient très rapide; les matériaux s'accumulent sur le fond des vallées sèches sous la forme de cônes de déjection largement aplatis, de quelques à une dizaine de centimètres d'épaisseur. Ce processus devient plus intense tous les quelques années. Au Roztocze Occidental on a constaté une accumulation des matériaux de 10—20 cm d'épaisseur sur le fond d'une vallée; cette accumulation s'est effectuée pendant les quelques jours d'un brusque dégel de printemps.

Pendant l'abattage de la forêt dans une vallée sèche à l'Ouest du village Tarnawa Duża on a constaté que les troncs des arbres abattus étaient enfoncés dans le fond de la vallée jusqu'à 3 m de profondeur. L'accumulation des limons dans la forêt indique que ce processus est très récent. En tout cas, en se basant sur la détermination de l'âge des arbres, on peut dire que la formation d'une couche de limons de 3 m d'épaisseur s'est effectuée dans un espace de temps moindre que 100 ans. Ceci témoigne d'un accroissement rapide, au cours des derniers siècles, de l'érosion du sol, ainsi que des conséquences de l'évolution du ravinement, par suite de l'action économique de l'homme (11, 12).

Au Roztocze Occidental le processus d'accumulation des limons au fond des vallées est très fréquent. Il se laisse observer non seulement dans les petites vallées sèches, mais aussi dans de larges secteurs supé-

rieurs des vallées de Łada et de Por. Ce phénomène se manifeste, entre autres, par la disparition des prés et par leur transformation en champs labourables (11).

A l'extrémité inférieure des vallées sèches on observe des cônes de déjection. Ils sont formés de limons de loess apportées par les eaux sous la forme de suspension. Les grands cônes existent dans la vallée de Gorajec, de Łada et de Por. Ils s'élargissent en envahissant la plaine inondable qu'ils surmontent d'habitude de 1 m. Les cônes bas et aplatis se distinguent sur la plaine inondable par un autre genre d'exploitation économique: ils servent à la culture des blés.

En nous basant sur des faits géologiques et morphologiques nous pouvons reconstruire l'évolution des vallées sèches ou Roztocze Occidental. Cette évolution s'est effectuée après l'accumulation du loess. La période de la formation des vallées dura depuis cette accumulation jusqu'à l'époque atlantique, où les forêts de chênes apparurent au Roztocze. L'époque atlantique fut enregistrée par le sol subfossile inférieur. Après cette période vient l'évolution de forts processus d'érosion des versants: on peut le déduire du fait que les vallées sont considérablement remplies de limons de loess. Les limons apportés par les eaux tapissent le fond des vallées et finissent en sifflet vers l'amont des versants. L'évolution des processus sous l'influence prépondérante de l'érosion superficielle est confirmée par le caractère des matériaux accumulés dans les vallées sous la forme des limons stratifiés à un rythme rubané. Le climat s'étant amélioré, la période de l'érosion superficielle fut interrompue et le sol subfossile supérieur se forma. Ce sol est couvert d'une mince série de limons, ce qui indique une nouvelle reprise de l'érosion superficielle. Ces limons sont le dépôt le plus récent, dû à l'action économique de l'homme, dépôt qui résulte de l'érosion du sol. La formation des dépôts de ce genre s'observe aussi à l'heure actuelle (3, p. 241 et 385).

LES ENTAILLES D'ÉROSION RÉCENTES

Sous le terme „entailles d'érosion récentes” nous entendons les vallons aux traits morphodynamiques spécifiques. Dans la littérature polonaise les vallons de ce type sont appelés, suivant leur profil transversal, „d e b r a” (le ravineau), „w a w ó z” (le ravin), et „p a r ó w” (le vallon en U).

Au Roztocze Occidental les vallons récents de ce type sont très caractéristiques. Ils apparaissent sur des terrains à grandes dénivellations, c. à d. sur les bordures du Roztocze et sur les versants des hauts niveaux entaillés par des vallées profondes. L'entaille la plus forte se laisse observer sur la pente septentrionale du Roztocze, sur les versants des hauts niveaux entre les rivières Łada et Gorajec (fig. 2), ainsi que sur

la bordure méridionale du Roztocze près du village Branew. Le réseau des entailles d'érosion récentes est dense: il atteint dans les terrains cités ci-dessus 3 km/km², et même par endroits surpasse 5 km/km² (environs de Branew). Les plus grandes formes d'érosion sont des ravins et des vallons en U qui se développent dans le fond des grandes vallées sèches et dans les vallons en berceau. Les vallons d'érosion démontrent dans leur profil longitudinal la variabilité des processus morphodynamiques qui causent leur évolution. Ce fait se manifeste dans les changements du profil transversal dans les diverses parties du ravin. Pour cette cause dans les vallons récents on peut distinguer le secteur supérieur, central et inférieur.

Le secteur supérieur. Le ravineau entaillant le vallon en berceau commence à 10—20 m au-dessous de la surface du haut niveau. Il entaille profondément l'ancien vallon. L'entaille est si considérable que le versant de l'ancien vallon ne s'est pas conservé sous la forme des aplatissements en terrasse. Dans les terrains à faible dissection, au-dessus du ravineau on observe encore l'ancien vallon en berceau suspendu par rapport au réseau des entailles d'érosion récentes. Le premier secteur du ravineau démontre une faible activité, ce qui est causé par le manque d'un bassin suffisant. Ce n'est que plus bas, après la conjonction de quelques embranchements primitifs, que l'approfondissement du ravineau devient très rapide. Le ravineau se caractérise par un profil transversal en forme de V. Les versants abrupts ont la pente de 50° et leur hauteur atteint 10 m. Le fond du ravineau est étroit, presque imperceptible. On y trouve plusieurs gradins et cuves d'évrosion. Les versants ne sont pas fixes: ils évoluent sous l'influence des processus de creep et de mouvement de masse au début du printemps. L'évolution du ravineau s'effectue sous l'influence des eaux courantes de dégel ou des averses d'été.

Le secteur central. Le fond a une pente moins prononcée, l'érosion en profondeur n'est donc pas tellement intense. Le profil transversal est en forme de V, avec un fond distinctement accentué, de 2—3 m de largeur. L'évolution du fond s'effectue sous l'influence des processus d'érosion et d'évrosion. Par endroits on observe de courts secteurs d'accumulation; ils aboutissent toujours à un gradin, au-dessous duquel l'évolution du fond s'effectue sous l'influence des processus d'érosion intensifiés. L'inclinaison des versants est variable et atteint de 30—50°; par endroits, dans la partie supérieure, elle peut être escarpée. Les escarpements apparaissent pour la plupart sur les versants exposés au S et W. La hauteur des parois escarpées atteint de 2 à 5 m; au-dessus d'eux se trouvent des talus d'éboulis d'une hauteur de 4 à 6 m et d'une pente moyenne de 40 à 50°. La hauteur de ces talus atteint 1/2 jusqu'à

2/3 de la hauteur du versant. Les versants du ravin dans la partie inférieure peuvent être partiellement fixés par une végétation herbacée. Sur les versants exposée au N et E les parois escarpées ne se rencontrent qu'exceptionnellement, elles sont basses (environ 1 m) et apparaissent dans de courts secteurs. Les escarpements les mieux formés existent dans les ravins non boisés. Dans les forêts les versants escarpés s'observent le plus souvent au point de jonction d'embranchements latéraux, ainsi que dans des ravins larges.

La dissymétrie se produit actuellement sous l'influence de différents processus agissant sur les versants exposés au S et au N (W et E). En été, sous l'influence du dessèchement, il se forme des fissures parallèles aux versants. Ces fissures sont à l'origine de l'apparition des escarpements.

La profondeur du ravin dans le secteur central atteint d'habitude 10—15 m, parfois 20 m. Au-dessus du versants apparaissent des fragments du fond de l'ancienne vallée, sous la forme d'aplatissements en terrasse.

L'évolution du ravin s'effectue par des processus d'érosion et d'évorsion (fig. 6). L'approfondissement n'est pas partout identique; il est particulièrement rapide dans les endroits de la rétrogradation des gradins, où il intensifie les processus d'érosion. L'évolution des processus sur les versants cause un élargissement du ravin. Souvent on observe l'évolution du ravin sous l'influence des processus de suffosion. Elle cause l'apparition sur les versants des cuves d'évorsion, des entonnoirs et des tunnels souterrains. Ceci conduit à la formation d'un embranchement latéral, qui au stade primitif est suspendu au-dessus du fond du ravin principal.

Le secteur inférieur se caractérise par un fond plat, ce qui est dû à l'accumulation des matériaux érodés dans le secteur supérieur. Une telle forme est appelée le vallon en U (fig. 7). La transformation du ravin en un vallon en U s'effectue progressivement, bien que quelquefois dans un court secteur. Le fond plat s'élargit progressivement de quelques jusqu'à plus de dix mètres. La hauteur des versants atteint 8 m environ; elle diminue progressivement vers l'aval du vallon en U. L'inclinaison moyenne des versants est de 35°. Au-dessus du versant apparaissent des fragments du fond de l'ancienne vallée, sous la forme d'aplatissements en terrasse. Leur largeur atteint de quelques jusqu'à plus de dix, et même quelques dizaines de mètres. Vers l'aval ces aplatissements disparaissent et le vallon en U se transforme en une vallée à fond plat.

Le vallon en U est une forme durable, aux versants fixés par une végétation d'herbes et de buissons. Le fond est couvert de gazon, de temps en temps recouvert par de nouveaux matériaux d'accumulation.

Le fond est cet élément du vallon qui réagit le premier à un changement de processus. Très souvent on observe des vallons en U avec un fond large et fixe, tandis que les versants évoluent encore sous l'influence des processus d'escarpement et d'éboulement.

L'évolution des ravins ne s'effectue pas dans tous les cas selon le schéma présenté ci-dessus. Parfois les processus d'érosion dans un vallon en U fixé redeviennent très intenses. Il en résulte une, et parfois deux terrasses, ce qui indique une variabilité des processus, avec prédominance des périodes d'érosion ou d'accumulation.

L'évolution des vallons d'érosion récents est actuellement très intense. Ce fait est confirmé par les observations sur place. Sous l'influence des processus normaux l'évolution des vallons s'effectue lentement. Dans des conditions météorologiques favorables — pendant les dégels de printemps et les averses d'été — elle devient brusquement très rapide (10).

Il semble que la période actuelle d'évolution très accélérée ait commencé vers la moitié du XIX-e siècle. C'est alors qu'a eu lieu le morcellement des champs qui a dû contribuer à une érosion plus intense du sol. Le processus d'érosion est aussi accéléré par l'abattage des forêts et des buissons, et il est particulièrement rapide sur les versants à forte inclinaison (au-dessus de 15—20°). La disposition des champs, mal adaptée au relief — disposition qui a son origine dans la moitié du XIX-e siècle — persiste toujours, le morcellement des champs étant devenu encore plus grand. Ce processus a abouti à la formation des champs étroits (10—20 m) en ligne droite, d'une longueur atteignant quelques kilomètres. On peut constater que sur le terrain du Roztocze Occidental l'érosion du sol est actuellement à son maximum. Elle est causée par une culture intensive du sol qui embrasse aujourd'hui même les terrains les plus défavorables.

Au cours de dernières dizaines d'années on a commencé le labourage des ravins. La comparaison d'une carte de 1890 (11) avec un relevé géomorphologique de 1956—60 permet de constater que beaucoup de vallons d'érosion récents marqués sur la carte de 1890 se sont transformés aujourd'hui en vallons en berceau. Ces formes résultent d'un labourage transversal des ravins, conforme à la pente des versants. En conséquence des processus de labourage et d'érosion accélérée, le modèle du ravin change et il se forme un vallon en berceau (fig. 8). La longueur des vallons de ce genre n'est pas grande et atteint 0,5 km; leur profondeur est de quelques mètres (4, 9).

Le Roztocze Occidental présente le relief caractéristique des terrains de loess. Son originalité consiste dans la présence des formes aux traits

morphographiques individuels. Ce terrain se distingue moins par l'originalité de ses formes que par leur nombre, plus grand en comparaison aux terrains sans couverture de loess.

L'originalité du relief de loess dépend dans un haut degré des propriétés lithologiques des roches de loess. L'autre facteur de ce relief est son jeune âge, conditionné par l'âge de la roche elle-même.

Dans l'évolution du relief de loess on peut distinguer quelques phases dues aux changements climatiques de la dernière période du pléistocène et de l'holocène. L'évolution des vallons s'est effectuée sous l'influence des processus variables. Le changement des processus fut enregistré par l'accumulation, dans les vallons, des dépôts de pente pulvérulents. Le caractère complexe des changements est prouvé par deux niveaux du sol subfossile. Le niveau inférieur se trouve au fond des limons et contient des débris de la „forêt fossile”. Le niveau supérieur se trouve à peu de profondeur sous la surface actuelle. Il est couvert d'une couche de limons de quelques mètres d'épaisseur. Ces limons sont le dépôt le plus récent, formé à l'époque historique sous l'influence de l'action économique de l'homme. L'érosion du sol au Roztocze Occidental se poursuit de nos jours d'une manière très intensive.

BIBLIOGRAPHIE

1. Bremówna M.: Flora kopalna z Jędrzejówki koło Biłgoraja (summ. On the fossil flora of Jędrzejówka near Biłgoraj). *Starunia*, nr 29, Kraków 1950, pp. 1—14.
2. Dylík J.: Peryglacjane osady stokowe rytmicznie warstwowane (Rhythmically stratified periglacial slope deposits). *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 2, Łódź, 1955, pp. 15—32 (175—185).
3. Jahn A.: Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd (summ. Geomorphology and Quaternary History of Lublin Plateau). *Inst. Geogr. PAN, Prace Geograficzne*, nr 7, Warszawa 1956, pp. 1—453.
4. Kęsik A.: Typy, geneza i rozwój form dolinnych zachodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego. Lublin 1960, thèse du doctorat, manuscrit, pp. 1—166.
5. Klatkova H.: Studium morfodynamiczne pewnego wąwozu w Górach Świętokrzyskich (rés. Monographie d'échantillon morphodynamique). *Acta Geogr. Univ. Łódź.*, nr 8, Łódź 1958, pp. 99—164.
6. Macko S.: Dwa torfowiska koło Zamościa w świetle analizy pyłkowej (summ. Two peat-bogs near Zamość in view of the pollen analysis). *Starunia*, nr 22, Kraków 1946, pp. 1—13.
7. Malicki A.: Geneza i rozmieszczenie lessów w środkowej i wschodniej Polsce (summ. The Origin and Distribution of Loess in Central and Eastern Poland). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. IV (1949), 8, Lublin 1950, pp. 195—228.
8. Maruszczak H.: Wertebly 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.: Charakterystyczne formy rzeźby obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej (summ. Characteristic relief forms of the loess area within the Lublin Upland). Czasopismo Geograficzne, vol. XXIX, Warszawa 1958, pp. 335—354.
10. 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.
11. Novaja Topograficzeskaja Karta Zapadnoj Rossii. 1 : 84 000, 1887—1903.
12. Topograficzna Karta Królestwa Polskiego. 1 : 126 000, 1839.

Р Е З Ю М Е

Западное Ростоце обособляется от соседних районов как геологическим строением так и индивидуальными чертами рельефа. Лёссовый район выделяется большей густотой долинной сети по сравнению с районами без лёссового покрова.

В работе автор представляет характеристику и развитие следующих форм:

- 1) ложбины: а) абляционные долины, б) ложбины с блюдцевидными западинами,
- 2) лощины: а) асимметричные, б) симметричные,
- 3) молодые эрозионные расщепления: а) V-образные овраги без отвершков, б) овраги, с) ящикообразные овраги.

Л о ж б и н ы имеютя в приводораздельной зоне и являются верхними отрезками долинной сети. Эти формы возникают главным образом в результате абляционных процессов. Развитие блюдцевидных западин, на склонах с наклоном 2—4°, под влиянием суффозионных и денудационных процессов ведет к их соединению и образованию ложбины с блюдцевидными западинами. Продольный профиль таких долин обнаруживает изгибы, соответствующие отдельным — когда-то самостоятельным западинам. Ложбины с западинами выступают на приводораздельных пространствах, особенно в лесных районах или же в местах, где недавно ещё произрастал лес.

Л о щ и н ы — это самые большие долинные формы и наиболее многочисленные. Автор выделяет два рода этих долин.

Л о щ и н ы а с и м м е т р и ч н ы е с морфологической и геологической асимметрией склонов. Склоны, экспонированные к З, ЗСЗ, ЗЮЗ (реже СЗ) — крутые и высокие, сложенные из опоки мелового возраста, на которой залегает лёсс. Пологие склоны, экспонированные к В, ВЮВ, ВСВ слагает лёсс, прикрытый делювием (рис. 3). Погребенная долина, вырезанная в меловой породе, обнаруживает

асимметрию тождественную асимметрии склонов современной долины. На этом основании можно допустить, что асимметричные долины образовались до накопления лёсса.

Лощины симметричные вырезаны в лёссе и выполнены частично ритмично-слоистыми лёссовыми суглинками. Под этими суглинками залегает нижняя субфосильная почва, в которой находятся стволы деревьев, так называемые черные дубы. На глубине 2-3 м залегает верхняя субфосильная почва (рис. 4). Возраст нижней субфосильной почвы определен, на основании остатков растений, и приурочен ко времени атлантической фазы голоцена. После атлантической фазы последовало выполнение днищ первичных долин лёссовыми суглинками. Верхнюю почву можно датировать субатлантической фазой.

Молодые эрозионные расчленения — это типичные для западного Росто́ча формы. Они скорее всего развиваются в пределах лёссовых покровов. Указанные формы расчленяют днища лощин и ложбин а также верхние части склонов и самые изломы склонов. В рассматриваемых районах молодые эрозионные расчленения, имеющие характер оврагов, достигают самой большой густоты (около 3 км/км²). В молодых эрозионных долинах выделяются верхний, средний и нижний отрезки. Верхний отрезок характеризуется V-образным поперечным профилем. Такие формы называют дебрами (V-образные овраги без отвершков). Развитие дебры происходит главным образом в результате деятельности текущих талых вод и летних ливней. Средний отрезок V-образный поперечный профиль с резко выраженным дном. В верхней части имеются места на склонах осыпи. Такие формы называют оврагами. Обрывистые стенки можно наблюдать на склонах, экспонированных к Ю и З. Асимметрия развивается, в настоящее время, под влиянием разных процессов, действующих на склонах, экспонированных к Ю и С (З и В). Нижний отрезок характеризуется широким, плоским аккумуляционным дном. Такие формы называют паровом (ящикообразные овраги). Выше склонов находятся остатки дна древней долины (терраса). На изменчивость процессов — преобладание эрозии или накопления — в развитии молодых эрозионных расчленений указывают имеющиеся в ящикообразных оврагах террасы.

Автор констатирует большое влияние деятельности человека на развитие денудационных процессов в западном Росто́че. Это проявляется, усиленным развитием оврагов, начиная с половины XIX в. ускорился из-за неправильного расположения полей относительно

рельефа, а также рубкой лесов и пахотой склонов с большой крутизной (выше 15—20°).

Рис. 1. Лёссовый рельеф Ростоха окрестности Горая. Лёссовый район обозначен пунктиром. Расстояние между изогипсами — 4,26 м.

Рис. 2. Геоморфологический эскиз окрестностей Горая; 1 — овраги; 2 — ящикообразные овраги; 3 — лощины симметричные; 4 — лощины асимметричные; 5 — пойменная терраса; 6 — надпойменная терраса; 7 — склоны и склоны долин; 8 — приводораздельные пространства без лёссового покрова; 9 — приводораздельные пространства с лёссовым покровом.

Рис. 3. Разрез асимметричной лощины к С от Горая; 1 — лёссовый делювий; 2 — лёсс; 3 — песок флювиогляциальный; 4 — опока.

Рис. 4. Разрез симметричной лощины к З от села Вулька Черненцинска; 1 — слонстый делювий; 2 — гумусовый горизонт; 3 — оглиненный неслонстый делювий; 4 — рифмично слонстый делювий; 5 — лёсс; 6 — опока.

Рис. 5. Лощина асимметричная к С от Горая.

Рис. 6. Овраг окрестности села Бранев. В днище оврага потока во время весенних паводков, 15.IV.1958.

Рис. 7. Ящикообразный овраг окрестности села Бранев.

Рис. 8. Овраг, преобразованный пахотой.

STRESZCZENIE

Roztocze Zachodnie stanowi jednostkę, która wyróżnia się od krain sąsiednich zarówno swoją budową geologiczną jak i indywidualnymi cechami rzeźby. Obszar lessowy wyróżnia się większą gęstością sieci dolinnej w porównaniu z terenami bez pokrywy lessowej.

W pracy autor przedstawia charakterystykę i rozwój następujących form:

1) doliny nieckowate: a) dolinki ablacyjne, b) dolinki nieckowate z wymokami.

2) suche doliny: a) asymetryczne, b) symetryczne

3) młode rozcięcia erozyjne: a) debry, b) wąwozy, c) parowy.

Dolinki nieckowate występują w strefie wododziałowej i stanowią górne odcinki sieci dolinnej. Formy te tworzą się głównie pod wpływem procesów ablacyjnych. Rozwój wymoków, występujących na stoku o nachyleniu 2-4°, pod wpływem procesów suffozyjnych i denudacyjnych prowadzi do ich połączenia i wytworzenia dolinki nieckowatej z wymokami. Profil podłużny takich dolinek wykazuje załamania, odpowiadające poszczególnym — niegdyś samodzielnym zagłębieniom. Doliny nieckowate z wymokami występują na wierzchołkach szczególnie na obszarach leśnych lub niedawno wylesionych.

Suche doliny tworzą największe formy dolinne i o największej gęstości. Autor wyróżnia dwa rodzaje tych dolin. Suche doliny asymetryczne o morfologicznej i geologicznej asymetrii zboczy.

Zbocza o ekspozycji W, WNW, WSW (rzadziej zaś NW) są strome i wysokie, zbudowane z opoki wieku kredowego i nadbudowane lessem. Zbocza łagodne o ekspozycji E, ESE, ENE zbudowane są z lessu przykrytego deluwiami (ryc. 3). Kopalna dolina, wyrzeźbiona w podłożu kredowym, wykazuje asymetrię identyczną z asymetrią zboczy współczesnej doliny. Na tej podstawie można stwierdzić, że doliny asymetryczne powstały przed osadzeniem się lessu. Suche doliny symetryczne są wyrzeźbione w lessie i wypełnione w części rytmicznie warstwowymi mułkami lessowymi. W spągu mułków występuje dolna gleba subfoslina zawierająca pnie drzew tzw. czarne dęby. Na głębokości 2—3 m występuje górna gleba subfoslina (ryc. 4). Dolna gleba subfoslina na podstawie szczątków roślin datowana jest na fazę atlantycką. Po atlantyckiej fazie nastąpiło wypełnienie den pierwotnych dolin mułkami lessowymi. Górną glebę można datować na fazę subatlantycką.

Młode rozcięcia erozyjne są formami bardzo typowymi na Roztoczu Zachodnim i najsilniej rozwijają się w obrębie pokryw lessowych. Rozcinają one dna suchych dolin nieckowatych oraz stoki podwierzchowinowe i krawędziowe. W tych obszarach młode rozcięcia erozyjne charakteru wąwozów osiągają największą gęstość (około 3 km/km²). W młodych dolinach erozyjnych wyróżnia się odcinek górny, środkowy i dolny. Odcinek górny charakteryzuje się V-kształtnym profilem poprzecznym. Formy takie nazywa się debrami. Rozwój debry następuje głównie pod wpływem płynących wód roztopowych i letnich ulew. Odcinek środkowy ma profil poprzeczny V-kształtny z wyraźnie zaznaczonym dnem. W górnej części miejscami na zboczach występują obrywy. Formy takie nazywa się wąwozami. Obrywiste ścianki obserwuje się na zboczach o ekspozycji S i W. Asymetria kształtuje się współcześnie pod wpływem różnych procesów działających na zboczach o ekspozycji S i N (W i E). Odcinek dolny charakteryzuje się szerokim, płaskim, akumulacyjnym dnem. Formy takie nazywa się parowem. Powyżej zboczy występują fragmenty dna dawnej doliny (terasa). Na zmienność procesów — przewaga erozji lub akumulacji — w rozwoju młodych rozcięć erozyjnych wskazują występujące w parowach terasy.

Autor stwierdza wielki wpływ gospodarczej działalności człowieka na rozwój procesów denudacyjnych na Roztoczu Zachodnim. Przejawia się to wzmożonym rozwojem wąwozów od połowy XIX w., spowodowane rozdrobnieniem gospodarstw. Proces ten szczególnie przyśpieszony został na skutek niewłaściwego układu pól, wycinania lasów oraz przez zaorywanie zboczy o dużym nachyleniu (powyżej 15-20°).

Ryc. 1. Rzeźba lessowa Roztocza okolicy Goraja. Obszar pokryty lessem zakropkowany, poziomice co 4,26 m.

Ryc. 2. Szkic geomorfologiczny okolicy Goraja; 1 — wąwozy, 2 — parowy; 3 — suche doliny symetryczne; 4 — suche doliny asymetryczne; 5 — terasa zalawowa; 6 — terasa nadzalawowa; 7 — stoki i zbocza dolin; 8 — poziom wierzchwinowy bez pokrywy lessowej; 9 — poziom wierzchwinowy z pokrywą lessową.

Ryc. 3. Przekrój suchej doliny asymetrycznej na N od Goraja; 1 — deluwia lessowe; 2 — less; 3 — piasek fluwioglacjalny; 4 — opoka.

Ryc. 4. Przekrój suchej doliny symetrycznej na W od wsi Wólka Czernięcińska; 1 — deluwia warstwowane; 2 — poziom humusowy (górną gleba subfosalna); 3 — deluwia zglinione, niewarstwowane; 4 — deluwia rytmicznie warstwowane; 5 — less; 6 — opoka.

Ryc. 5. Dolina asymetryczna na N od Goraja.

Ryc. 6. Wąwóz w okolicy wsi Branew. W dniu wąwozu okresowy potok w czasie roztopów wiosennych, 15 IV 1958.

Ryc. 7. Parów w okolicy wsi Branew.

Ryc. 8. Wąwóz przemodelowany przez orkę.

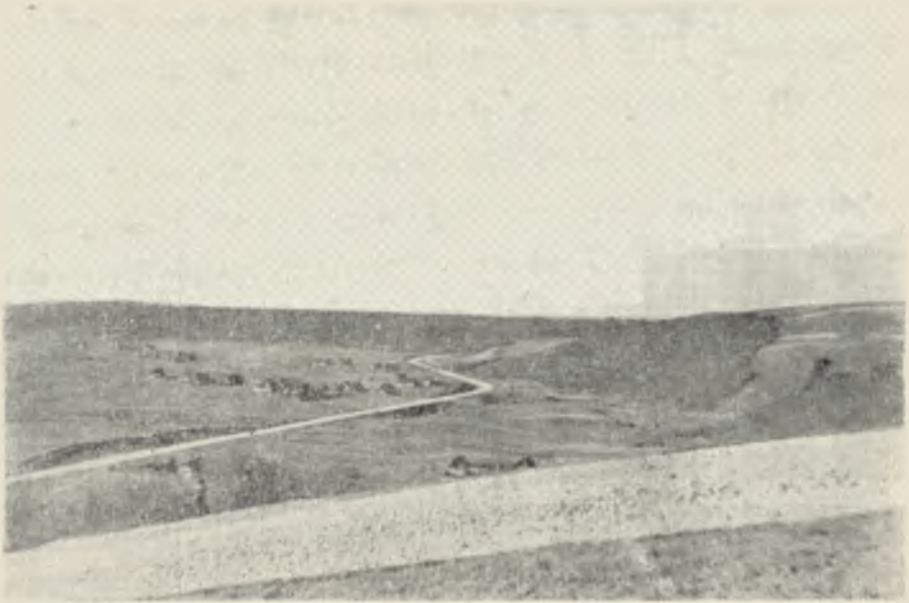


Fig. 5. Vallée sèche dissymétrique au Nord de Goraj (photo A. Kęsik).



Fig. 6. Ravin aux environs du village Branew. Au fond du ravin un cours d'eau intermittent pendant le dégel de printemps, 15.IV.1959 (photo J. Buraczyński).



Fig. 7. Vallon en U aux environs du village Branew (photo J. Buraczyński).



Fig. 8. Ravin déformé par le labourage (photo J. Buraczyński).