

PROFILS ET DÉPÔTS DE VERSANTS AUX ENVIRONS DE ŁÓDŹ

Abstract

Glacial and periglacial slopes composing the Łódź Plateau relief were analysed from morphometric and geological points of view. The main stages of slope development during the period from Wartanian deglaciation up to Holocene were reconstructed. The slope sediment sequences of Vistulian age give the material for this interpretation. The differences of the slope development are stressed as strongly influenced by local glacial relief. The runwash is considered as the dominant slope process and the planation as the most important type of slope development.

Un relief glaciaire post-wartien du Plateau de Łódź, développé dans les roches meubles et soumis depuis 180 000 ans environ à une dénudation plus au moins vive, se caractérise par une grande uniformité des profils de versants. Les formes de terrain, bien qu'étant très diverses par leur genèse, leur structure et leur âge, sont limitées le plus souvent par des versants en pente douce convexo-concaves ou convexo-recto-concaves. Comme le montrent des études effectuées dans les secteurs choisis du plateau, la plupart de pentes mesurent de 0 à 3°. Au sud de Łódź, on a mesuré des versants de 25 km de long. Les mesures effectuées se situent pour 90% entre 0 et 3° et pour 40% entre 0 et 1°; 1,5% seulement correspondent à des pentes supérieures à 5° (WIECZORKOWSKA, 1975). Au nord de Łódź, où le relief est beaucoup plus accidenté, l'analyse effectuée dans un secteur de 800 km² environ a montré également une prépondérance des pentes douces. Les surfaces inclinées de moins de 2° occupent 80% de toute la région tandis que celles inclinées de plus de 10° n'en occupent que 0,7%. 73% des versants des vallées sèches de dénudation, qui sont pourtant les formes les plus marquées dans le terrain analysé, ont des pentes entre 2 et 6° (KLATKOWA, 1965).

L'uniformité mentionnée fait que l'analyse morphométrique des versants fournit très peu de données. C'est une raison supplémentaire pour s'appuyer sur la définition du versant donnée par DYLIK (1968) qui envisage sa structure tripartite, car, le plus souvent, l'évolution polygénique du relief de la région de Łódź est enregistrée par les dépôts corrélatifs recouvrant la partie inférieure, celle d'accumulation du versant concave. En général les dépôts n'occupent que 30 à 50% du profil complet mais, quelquefois elle atteint même 75%.

Depuis la déglaciation de l'inlandsis de la Warta, les versants des formes glaciaires ont été remodelés sous les conditions créées par la fin de la glaciation de Pologne Centrale, l'Émien, le Vistulien et l'Holocène. La morphogenèse périglaciaire y a joué le rôle le plus remarquable, non seulement à cause de la

* Institut de Géographie Physique et de la Formation de l'Environnement, Université de Łódź, 90-505 Łódź, ul. Skłodowskiej-Curie 11, Pologne.

durée de son action mais aussi parce qu'elle a tout particulièrement favorisé les processus de versants.

En égard aux types des formes de relief, on peut distinguer aux environs de Łódź les types de versants suivants:

- les versants de collines (moraines frontales, bourrelets de poussée glaci-tectonique, kames, ôs),
- les versants de vallées glaciaires (empruntées par les eaux glaciaires lors de la fusion de l'inlandsis de la Warta et non-reprises par l'écoulement d'aujourd'hui),
- les versants de vallées fluviales,
- les versants de vallées sèches (formées lors du Vistulien là où le modelé glaciaire s'y prêtait, surtout grâce à l'action du ruissellement et parfois dis-séquées par les ravins holocènes).

Pourtant pratiquement ces subdivisions ne sont pas toujours applicables: comment distinguer le versant d'une colline glaciaire du versant d'amont d'une vallée sèche développée au pied de cette colline? Du reste, la définition de DYLIK (1968) comprend sous le nom de versant toute la surface modelée par un ensemble des processus dus aux mouvements de masse et au ruissellement.

Pourtant tous les versants ne contiennent pas de secteur d'accumulation. Pour qu'une couverture de dépôts corrélatifs se développe, un versant suffisamment long et large, à la pente distincte et au niveau de base locale relativement peu éloignée a dû exister. Ces conditions ont été réalisées surtout dans le relief formé en résultat de la déglaciation areale. Les bourrelets et collines fluvio-glaciaires intersemés de dépressions fermées après la fonte de la glace morte composent un relief d'interfluves qui favorise en manière la plus nette l'accumulation des couvertures de versants distinctes. Par contre les vallées glaciaires — larges mais peu profondes (non reprises par un écoulement post-glaciaire), se caractérisent par des versants très souvent dépourvus complètement de dépôts. Cette absence concerne également des versants de collines de kames ou ceux de bourrelets de poussée glaci-tectoniques par exemple, même aux pentes importantes, dans les conditions où un niveau de base local reste éloigné.

Les versants des vallées fluviales ont un caractère polygénique, car ils joignent sur leur surfaces des éléments glaciaires, périglaciaires et holocènes; cela trouve un reflet morphométrique dans la présence des terrasses. Le secteur de versant situé au-dessus de la terrasse plénivistulienne a été le domaine principal de l'action des processus vistuliens de versants. A la limite de la surface plane de cette terrasse et du versant, en général de l'origine glaciaire, une zone d'intercalation des dépôts de versants et des dépôts fluviaux s'étend. Souvent, la granulométrie et la stratification de deux types de dépôts se ressemblent beaucoup (fig. 1, 2).

Les vallées sèches de dénudation forment sans doute des zones où la répartition des dépôts de versant est la plus continue et la plus importante, si on l'évalue quantitativement. Réparties selon des prédispositions dans le relief glaciaire, formées définitivement par des eaux de ruissellement vistulien et s'embouchant à la terrasse plénivistulienne dans les vallées fluviales, elles ont été comblées de dépôts de versants à la genèse et à l'âge différents. Le long de leur axes longitudinaux, on peut distinguer des secteurs plus anciens (par exemple de petits bassins après la fonte de la glace morte, situés pour la plupart

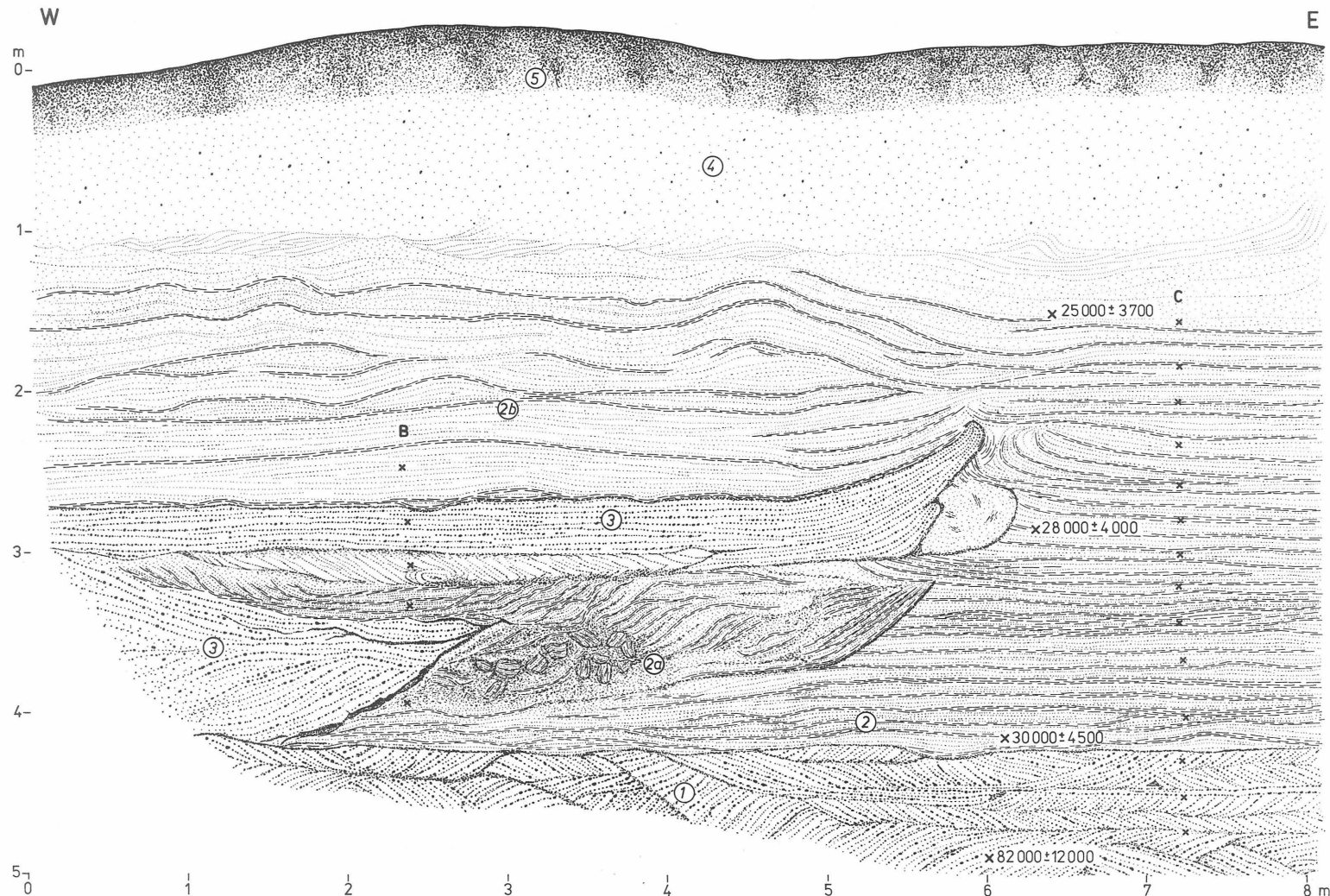


Fig. 1. Ryputowice. Zone de contact des dépôts de versants et dépôts fluviaux

1 — sables et graviers fluviaux; 2 — série sablo-limoneuse; 2a — boulettes constituées par la série sablo-limoneuse, à proximité d'un versant fossile; 2b — faciès sableuse de la série sablo-limoneuse; 3 — sables et graviers fluviaux; 4 — sables supérieurs (à litages fins); 5 — horizon d'accumulation du sol actuel; B, C — profils d'un prélèvement des échantillons pour l'analyse granulométrique (fig. 2); X — dates TL BP

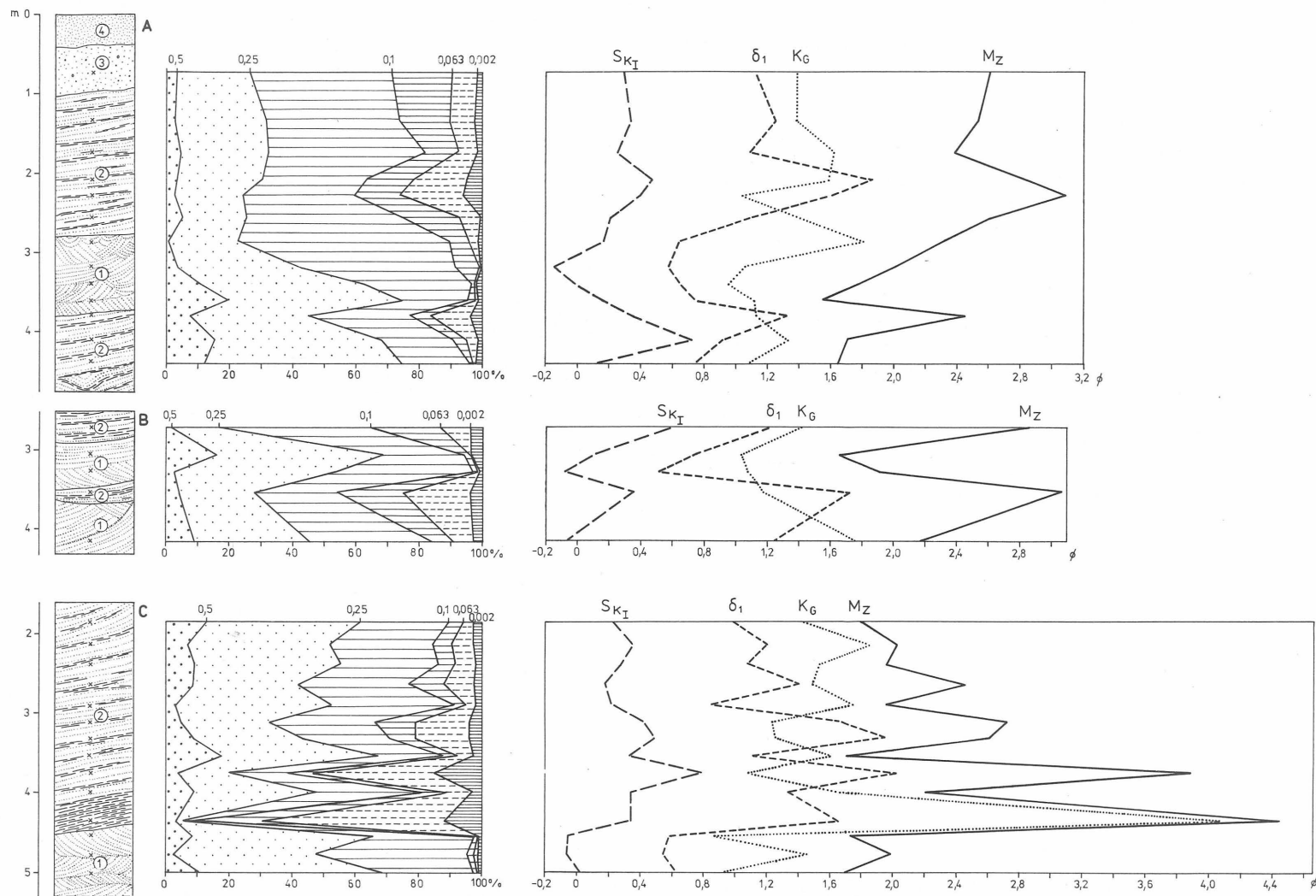


Fig. 2. Rypultowice. Résultats de l'analyse granulométrique des dépôts

1 — sables et graviers fluviatiles; 2 — série sablo-limoneuse; 3 — sables supérieurs (à litages fins); 4 — horizon d'accumulation du sol actuel; A, B, C — profils d'un prélèvements des échantillons (B et C — voir fig. 1)

dans leur partie amont) et des secteurs plus récents, „les gorges” qui ont opéré la jonction entre d’anciennes dépressions et ont formé la vallée même. Ainsi, en fonction de l’origine et du temps d’évolution des vallées sèches le manteau de dépôts de versant s’étend en manière plus ou moins continue.

Les versants des vallées fluviales, autant que ceux des vallées sèches (très rarement les versants des formes convexes), dans les endroits au relief particulièrement vif et à la lithologie favorable (matériel à grains fins — sables fins et limons) sont entaillés par des ravins holocènes. Ces ravins ont les versants rectilignes (à condition qu’ils n’ont pas été transformés par un labourage) et qui s’approchent à la verticale par rapport au fond plat qui résulte d’un comblement d’une partie inférieure de l’entaille initiale sous forme de „V”.

Comme on a déjà mentionné, les lentilles de dépôts de versants se diffèrent d’autant par leur épaisseur et leur extension superficielle que par leur période d’accumulation. Au Plateau de Łódź, la stratigraphie complète de dépôts de versants se présente selon le schéma suivant:

Vistulien	tardif		Série de dépôts ressemblant au loess Série de sables supérieurs (à litage fins) horizon de pierres (souvent bipartite)
	Plénivistulien	supérieur	série de congélifluxien
		moyen	—
		inférieur	série sablo-limoneuse
	inférieur		
Éémien			—
Saalien			série sablo-graveleuse série limono-sableuse

Les séries ci-dessus, distinguées et étudiées dans les secteurs différents du Plateau de Łódź, ont été déjà présentées en détail (KLATKOWA, 1965; KUYDOWICZ-TURKOWSKA, 1975; WIECZORKOWSKA, 1975; TURKOWSKA, WIECZORKOWSKA, 1986). Les travaux cités contiennent également une bibliographie plus complète. Les dessins ci-joints démontrent la situation des séries de versants dans les coupes géologiques à travers des vallées sèches au sud (fig. 3) et au nord (fig. 4) de Łódź.

La connaissance des séries de versants, là où leur limites sont relativement complètes, permet de reconstruire les profils de versants fossiles. Dans un relief d’interfluves au sud de Łódź, on a distingué trois versants fossiles suivants:

Le versant I du maximum de la déglaciation de l’inlandsis du stade de la Warta (Saalien). Il fait partie de la surface apparue en résultat d’un morcellement du glacier en blocs de glace morte et soumise aussitôt à l’érosion par les eaux de ruissellement dues aux précipitations et à la fonte de ces blocs. Cela a donné, au pied des versants ainsi que dans les dépressions fermées, l’accumulation de versant la plus ancienne, c’est-à-dire la série limono-sableuse. Le versant I consiste en surface la plus inclinée, bien que même ici les pentes ne soient pas très importantes. Presque 50% des pentes mesurées se situent entre

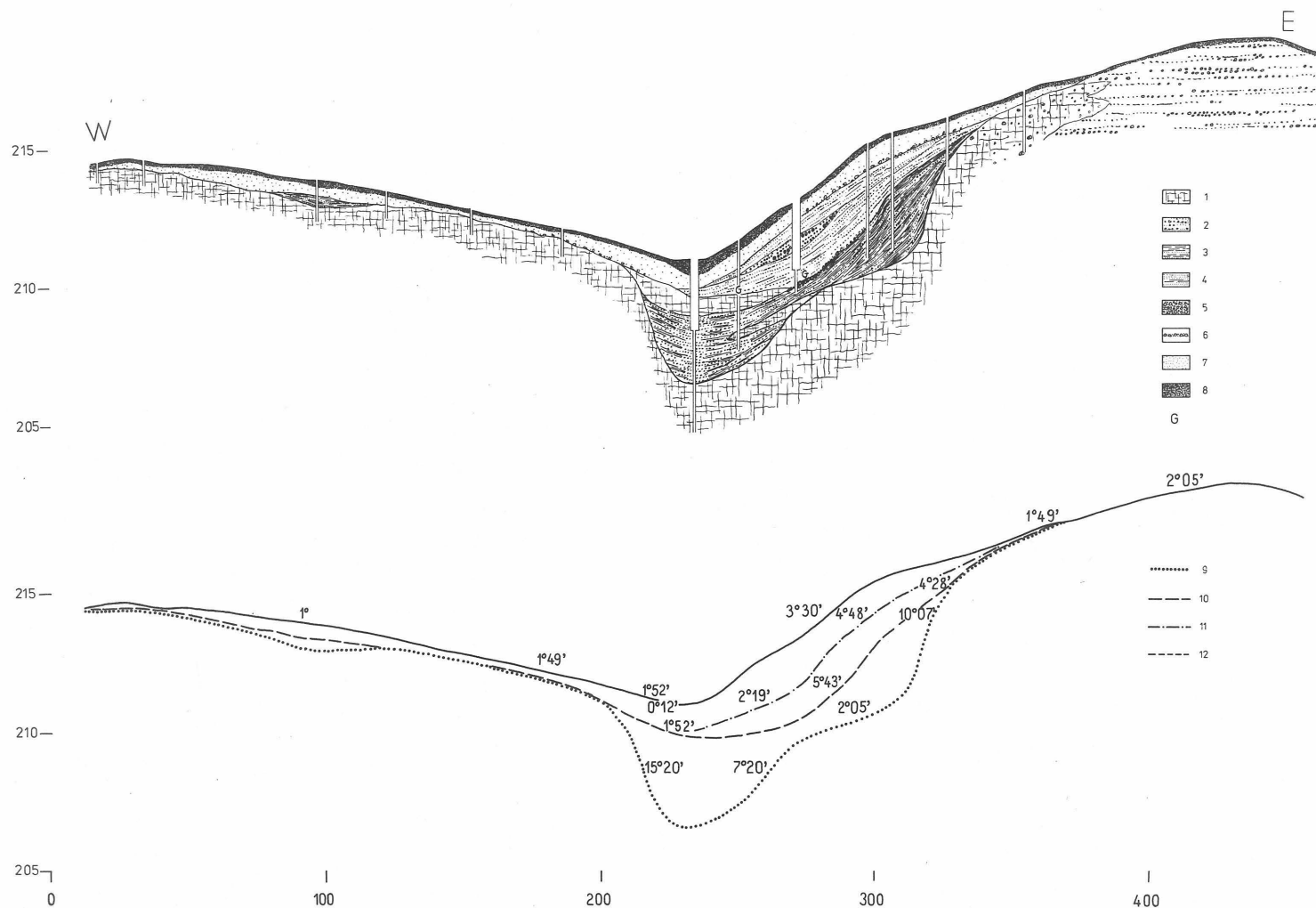


Fig. 3. Kalinko. Coupe géologique à travers d'une vallée sèche de dénudation

1 — argile morainique; 2 — sables et graviers glaciifluviaux; 3 — série sablo-limoneuse; 4 — série limono-sableuse; 5 — série de congéfluscion; 6 — horizon de pierres; 7 — série de sables supérieurs (à litages fins); 8 — horizon d'accumulation du sol actuel; 9 — versant fossile du début de la déglaciation de l'inlandis de la Warta; 10 — versant fossile de la fin de la déglaciation; 11 — versant fossile du début du Plénivistulien; 12 — versant fossile de la fin du Plénivistulien

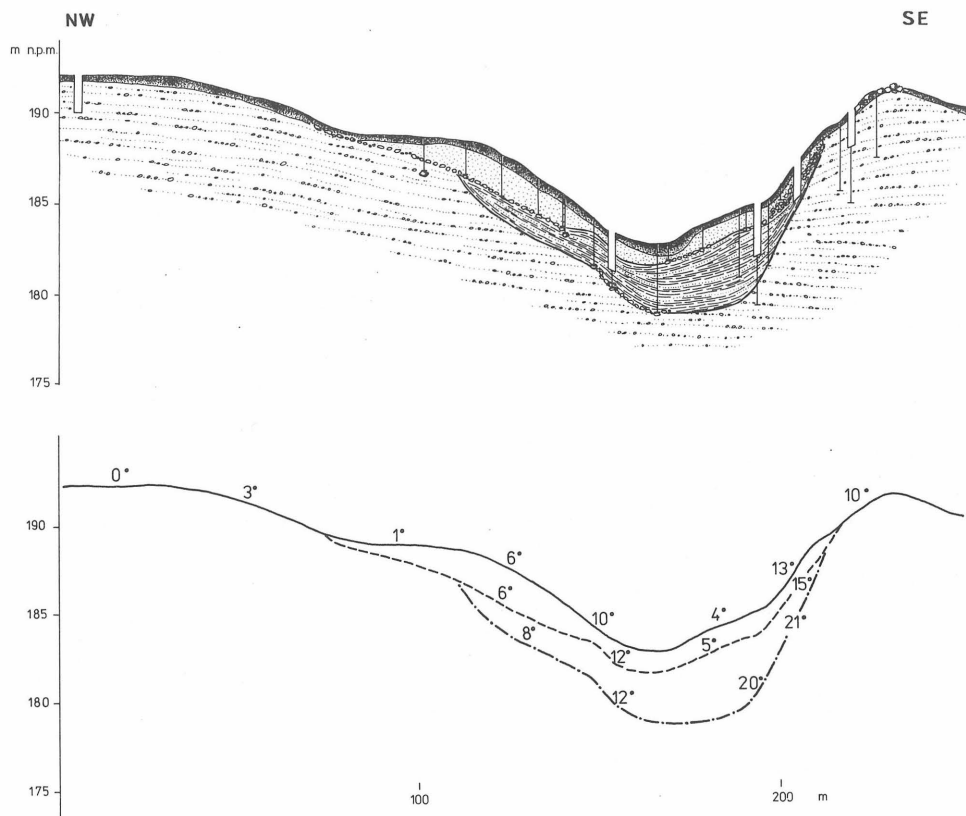


Fig. 4. Dąbrówka. Coupe géologique à travers une vallée sèche de dénudation

Pour explications voir fig. 3

0 et 5°, 32% entre 5 et 10° et seulement dans deux cas elles sont supérieures à 20°. En outre, cette surface est aussi la plus accidentée, grâce à la présence des dépressions après la fonte des blocs de glace de différentes dimensions et à l'accumulation inégale par l'inlandis (fig. 3). Un comblement de ces dépressions se commençait le plus souvent immédiatement après un dépérissement de la couverture de glace continue. Certaines, grâce à leur conservation par la glace morte, existent jusqu'à nos jours sous la forme des replats sur les versants ou des dépressions fermées dans les terrains d'interfluves.

Le versant II, de la fin de la déglaciation, est séparé du versant I par une couche de dépôts de versants de 5 m d'épaisseur au maximum. Ils se présentent surtout sous la forme d'une série limono-sableuse à la stratification rythmique, déposée par un ruissellement. La capacité de ses eaux a été peu élevée et peu variée. Cela s'exprime dans la même épaisseur et la même rythmicité de petites couches limoneuses alternées avec les couches de sables fins. La surface du versant II est beaucoup moins inclinée que celle du versant I. 64% de pentes mesurées s'enferment entre 0 et 5° et 94% sont inférieures à 10°.

Le versant III, du début du Plénivistulien, s'étend au-dessus du surface du versant II à 1,5 m maximum. Le matériel qui les sépare consiste en dépôts

émiens — limons organiques lacustres aux fonds des dépressions fermées fossiles et fragments de sol très érodé — et, surtout, en série sablo-limoneuse de Vistulien inférieur. Cette série résulte d'un ruissellement. On en trouve trois faciès différentes, en fonction de la situation sur le versant, la longueur de ce dernier et le caractère des dépôts sous-jacents. En égard à l'extension et l'épaisseur de cette série, on peut la considérer comme un type des dépôts de versants vistuliens le plus important¹. L'alternation des lits sableux et limoneux, parallèles au versant II, est caractéristique pour toutes les trois faciès. L'inclinaison du versant II est déjà très proche à l'inclinaison du versant actuel — les mesures effectuées se situent en 88% entre 0 et 5°; trois mesures seulement ont montré des pentes supérieures à 5°.

L'épaisseur des dépôts recouvrant le versant III reste peu importante — elle atteint 1 m environ. Ces dépôts consistent surtout en série de congélifluxion liée aux pentes plus remarquables, horizon de pierres situé dans la même position stratigraphique et une série de sables supérieurs à litage fin, due au ruissellement et aux processus éoliens. On rapporte la série de congélifluxion à la fin du Plénivistulien et celle de sables supérieures au Vistulien tardif. La dernière se caractérise d'une plus large répartition que des autres séries de versants. Dans les parties supérieures des versants d'accumulation elle est souvent un seul dépôt recouvrant le substratum glaciaire.

Les versants présentés se sont développés uniquement par l'aplanissement. On n'a trouvé d'aucunes traces de l'altiplanation. Des replats dans les profils étudiés, mal distincts et discontinus, se lient en manière évidente avec les différences lithologiques ou avec les caractères du relief glaciaire. Les changements principaux du profil de versant se sont effectués dans la période entre la déglaciation de l'inlandsis de la Warta et le Plénivistulien inférieur. C'était une période quand, parmi les formes convexes il y avaient encore de nombreuses dépressions fermées aux pentes relativement importantes, qui ont joué un rôle des niveaux de base locaux pour des processus de versants. L'évolution des versants dans ces terrains d'interfluves a été différente par rapport à l'évolution des versants périphériques, descendant vers de larges vallées glaciaires. Cela se manifeste dans l'épaisseur différente des dépôts corrélatifs, importante dans le premier cas et infime dans le second. À la fin du Vistulien inférieur, une phase d'érosion a commencé la formation d'un système des vallées de dénudation. Au début du Plénivistulien ce système a opéré la jonction entre anciennes dépressions fermées et les vallées marginales qui a rendu possible un transport du matériel de versant à l'extérieur, vers ces vallées. Depuis ce temps là, l'accumulation sur les versants devient négligeable et l'évaluation quantitative de la dénudation est impossible. Cette évaluation faite pour la période entre le début du Vistulien et le début du Plénivistulien a montré un abaissement de la surface primaire de 0,3 m environ.

Au nord de Łódź, dans la zone de la bordure du Plateau, les étapes d'évolution des versants sont limitées par des profils fossiles différents par rapport aux profils du sud de la ville. Dans les vallées sèches de dénudation on trouve pour la plupart deux versants suivants (fig. 4):

¹ On a présenté une description plus complète de la série en question, ainsi que des autres séries de versant vistuliennes, à *Biuletyn Peryglacjalny*, n° 31 (TURKOWSKA, WIECZORKOWSKA, 1986).

Le versant I, du début du Vistulien inférieur est marqué par un horizon de pierres distinct, situé sur les sables et graviers fluvioglaciaires ou sur l'argile morainique. Comme le prouvent les études de KLATKOWA (1965), l'âge de cet horizon est émien et sa genèse se lie à l'alternation chimique et au lavage. Un vif relief glaciaire de ce secteur du Plateau de Łódź a favorisé en manière très importante l'organisation de l'écoulement superficiel et de nouvelles vallées ont été formées déjà au début du Vistulien. Ces vallées sèches s'allongent pour la plupart parallèlement, de l'ouest vers l'est, et se jettent dans les vallées fluviales disposées verticalement. En égard à l'inclinaison générale du terrain vers le nord et à sa disposition en escaliers garnis à leurs fronts des collines fluvioglaciaires, il est évident que les versants septentrionaux recueillaient des précipitations les plus abondantes et, en résultat ils ont été un domaine du ruissellement le plus intense. Cela explique la situation des vallées sèches directement au pied des collines.

Le versant II, de la fin du Plénivistulien se sépare du versant I à l'aide de la série sablo-limoneuse, continue dans les parties inférieures des vallées. L'épaisseur de cette série atteint le plus souvent 2 m environ, 4 m au maximum sur les versants exposés vers le nord qui sont en général plus inclinés et qui se prolongent dans les collines sablo-graveuleuses voisines. Dans les parties périphériques des terrasses fluviales, on a constaté l'épaisseur de cette série atteignant 8 à 10 m (KUYDOWICZ-TURKOWSKA, 1975; TURKOWSKA, 1988). Par endroits, la surface de ce versant se situe au sommet de la série de congélifluxion qu'on trouve uniquement dans les secteurs aux pentes les plus importantes et qui forme les couvertures peu répandues, d'un mètre d'épaisseur au maximum, composées de pierres et de blocs ensevelis dans le matériel à grains fins. Dans la même position stratigraphique, sur les versants aux pentes plus douces, il y a un horizon de pierres allochtone qui marque en manière la plus distincte le parcours du versant fossil II. Ce versant forme la surface la plus récente qu'on peut reconstruire le long de tout le profil de versant des vallées de dénudation.

Un matériel de 0,5–1,5 m d'épaisseur recouvre le versant II. Pour la plupart, il consiste en série de sables à litages fins, dont la genèse se montre complexe; elle est liée à l'action du ruissellement, du vent et également, selon les études de KLATKOWA (1985), de la déposition sur la neige. L'extension de cette série est beaucoup plus large par rapport aux limites des séries plus anciennes remplissant les vallées de dénudation. Les dépôts limono-finosableux, appelé par DYLIK (1952) des dépôts ressemblant au loess, forment une série la plus récente sur les versants de la partie nord du Plateau de Łódź. Dans le terrain d'études de l'auteur, elle n'avait que 0,5 m d'épaisseur, mais on connaît des endroits où elle atteignait 6 m environ. Son extension est également plus large par rapport aux autres séries. On n'a pas trouvé des liaisons entre sa présence et l'exposition, l'inclinaison ou la lithologie des versants. On admet que le dépôt résulte de l'action du ruissellement et du vent au cours du Vistulien tardif mais les études plus détaillées sont impossibles à cause des processus pédologiques. Un remaniement à plusieurs reprises, entre le fini-vistulien et la période actuelle doit être envisagé, car on a trouvé deux foyers dans le même profil vertical dont les charbons, à ^{14}C , ont donné les dates de 4650 ± 160 BP et 3500 ± 160 BP. Dans la série même, aucune surface de discordance certifiant en faveur d'une interruption de l'accumulation n'a pas été constaté.

Dans les parties supérieures des vallées sèches au nord de Łódź, on peut rencontrer des ravins — formes aux contours compliqués et à un réseau digité qui occupent entre 1/3 et 1/2 de la longueur des vallées. Ces ravins résultent de l'activité du ruissellement holocène qui, grâce aux pentes élevées, atteint la capacité d'érosion. La série sablo-limoneuse remplissant les vallées sèches, très sensible au creusement, est un autre facteur qui favorise un développement de ces formes récentes. Les ravins pareils morcellent les versants des vallées fluviales avec la terrasse plénivistulienne, formée en grande partie de même matériel sablo-limoneux.

De même qu'au sud de Łódź, également dans la partie nord du plateau on doit considérer un aplanissement comme une tendance principale dans l'évolution du profil de versant. Bien que le relief glaciaire soit ici changé en manière plus distincte et les vestiges de la morphogenèse périglaciaire soient beaucoup plus nets par rapport aux terrains situés plus au sud, on n'a pas trouvé dans la région en question des preuves de l'altiplanation.

En général, on peut dire qu'au cours du Vistulien, les versants convexo-concaves sur le Plateau de Łódź se sont développés par un aplanissement de haut vers le bas. Pourtant, on ne peut pas exclure entièrement que le secteur inférieur du versant, étant le plus souvent le résultat du sapement d'une rivière au pied d'un versant („rupture inférieure”) fut soumis à l'altiplanation qui a donné un glaciais d'érosion, ensuite fossilisé dans une nouvelle étape d'évolution (DYLIK, 1972 a). La présence du pergélisol qui a freiné l'infiltration et ainsi a favorisé la concentration des eaux superficielles a créé les conditions potentielles pour ce processus. La possibilité d'un sapement des versants a existé par exemple lors de la phase d'érosion constatée dans les vallées sèches au sud de Łódź à la fin du Vistulien inférieur. Pourtant, on n'a pas réussi de trouver là-bas de versant fossile avec les traces d'altiplanation. Les conditions plus favorables pour ce type de développement du versant ont existé dans les vallées fluviales, surtout dans leur secteur à un relief vif. Dans la vallée de la Mroga on a décrit un replat qui se raccordait à une terrasse périglaciaire, plénivistulienne et dont la genèse se liait à l'altiplanation (KUYDOWICZ-TURKOWSKA, 1975). Ce n'est cependant qu'un exemple isolé car, en général, on doit classer les versants du Plateau de Łódź parmi les versants d'aplanissement, dont les parties supérieures ont été abaissées et les parties inférieures exhausées (JAHN, 1970; STARKEL, 1986). Ces versants sont typiques pour les régions avec le relief peu accidenté, formés de dépôts meubles.

On doit considérer le ruissellement (à l'égard de son activité thermokarstique et celle de transport) un processus le plus important parmi les processus de versant vistuliens (DYLIK, 1972). Les dépôts à la stratification rythmique forment une masse principale du matériel déposé au fini-Saalien et au Vistulien. De l'autre côté, l'activité du ruissellement a eu pour résultat l'évolution de trois générations des formes concaves (deux générations de vallées sèches vistuliennes et les ravins holocènes). L'intensité et les effets du ruissellement n'ont pas été parallèles dans les parties différentes du Plateau de Łódź. Sur les terrains d'interfluvies au sud de Łódź son accumulation la plus intense a eu lieu dans la période entre la fin de la déglaciation et le début du Plénivistulien (à l'exception de l'Émien). Au cours du Plénivistulien le transport du matériel aux vallées fluviales joue un rôle prépondérant et sur les

versants on ne trouve pas de dépôts corrélatifs. Dans la zone nord du plateau, un maximum de l'activité morphogénétique du ruissellement a eu lieu au cours du Vistulien inférieur, après la formation définitive d'un réseau des vallées de dénudation. Au Plénivistulien, simultanément à un exhaussement des fonds des vallées par l'action des rivières à chenaux tressés, dans les vallées de dénudation et aux parties supérieures des versants la série sablo-limoneuse s'accumule. Ces différences dans le temps de l'érosion et de l'accumulation observées sur les surfaces des versants selon leur situation, c'est-à-dire les changements du bilan de dénudation positif à un bilan négatif (JAHN, 1954), doivent être expliqués par des conditions variées offertes de la part du relief glaciaire qui a orienté des eaux superficielles vers les niveaux de base très proches (systèmes d'érosion „fermés”) ou plus éloignés (systèmes d'érosion „ouverts”).

Traduction de K. Turkowska

Bibliographie

- DYLIK, J., 1952 — The loess-like formations and wind worn stones in Middle Poland. *Bull. Soc. Sci. et Lettr. de Łódź*, 3, 3.
- DYLIK, J., 1968 — Notion du versant en géomorphologie. *Bull. de l'Académie Polonaise des Sciences. Serie de Sci. géol. et géogr.*, 16, 2.
- DYLIK, J., 1972a — Dolne załamanie stoku i jego znaczenie morfogenetyczne (résumé: Rupture inférieure de versant et son importance morphogénétique). *Prace Kom. Geogr.-Geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, 13.
- DYLIK, J., 1972b — Rôle du ruissellement dans le modèle périglaciaire. *Poser Festschrift. Göttinger Geographische Abhandlungen*.
- JAHN, A., 1954 — Denudacyjny bilans stoku (résumé: Balance de dénudation du versant). *Czas. Geogr.*, 25.
- JAHN, A., 1970 — Zagadnienia strefy peryglacialnej (The problems of periglacial zone). PWN, Warszawa.
- KLATKOWA, H., 1965 — Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi (résumé: Vallons en berceau et vallées sèches aux environs de Łódź). *Acta Geogr. Lodz.*, 23.
- KLATKOWA, H., 1985 — Osady depozycji naśnieżnej późnego vistulianu (summary: Over-Snow Deposition of the Late Vistulian Sediments). *Acta Geogr. Lodz.*, 50.
- KUYDOWICZ-TURKOWSKA, K., 1975 — Rieczne procesy peryglacialne na tle morfogenezy doliny Mrogi (résumé: Processus fluviiaux périglaciaires sur le fond de la morphogénèse de la vallée de la Mroga). *Acta Geogr. Lodz.*, 36.
- STARKEL, L., 1986 — The role of the Vistulian and Holocene in the transformation of the relief of Poland. *Biul. Peryglacjalny*, 31.
- TURKOWSKA, K., 1988 — Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie (résumé: Évolution des vallées fluviatiles sur le Plateau de Łódź au cours du Quaternaire tardif). *Acta Geogr. Lodz.*, 57.
- TURKOWSKA, K., WIECZORKOWSKA, J., 1986 — L'influence du relief sur le caractère des dépôts de versant périglaciaire dans la région de Łódź. *Biul. Peryglacjalny*, 31.
- WIECZORKOWSKA, J., 1975 — Rozwój Pagórków Romanowskich na tle paleogeografii obszaru (résumé: L'évolution des versants des collines de Romanów à la lumière de la paléogéographie de la région). *Acta Geogr. Lodz.*, 35.