

KRYSTYNA TURKOWSKA*

JADWIGA WIECZORKOWSKA*

Łódź

L'INFLUENCE DU RELIEF SUR LE CARACTERE DES DEPOTS DE VERSANT PERIGLACIAIRE DANS LA REGION DE ŁÓDŹ

Résumé des auteurs

Les études effectuées dans les deux fractions choisies du Plateau de Łódź — Collines de Romanów et bassin de la Mroga — ont montré un caractère divers des dépôts de versant périglaciaires. Une proche localisation des terrains — 30 km d'environ entre les points centraux — exclut des raisons climatiques de cette différenciation. On considère que le relief glaciaire divers par sa genèse et sa vivacité a fourni aux processus périglaciaires ultérieurs des versants très différents par leur origine, lithologie, inclinaison, situation par rapport aux bases de dénudation locales, tendance de développement et possibilité d'un rajeunissement. Cette variabilité des surfaces inclinées a influencé, sous le même climat périglaciaire, l'action des processus de versant des types et de l'intensité variés, restant en diverses relations avec les processus des autres groupes génétiques, surtout fluviatiles. Cela explique les différences constatées dans les dépôts corrélatifs et dans l'état de leur conservation, ainsi que rend difficile une définition d'un profil stratigraphique synthétique des dépôts de versant périglaciaires dans la région de Łódź.

INTRODUCTION

Les dépôts de versant périglaciaire qui font l'objet de cet article ont constitué souvent un but principal des études effectuées dans la région de Łódź, en obtenant ainsi des descriptions et des interprétations très détaillées (DYLIK, 1963a, 1967a, 1969a, 1972a, 1972b; WIECZORKOWSKA, 1975). Les travaux beaucoup plus nombreux fournissent de données également très riches au sujet qui nous intéresse, bien qu'ils soient consacrés aux problèmes de la nature plus générale (DYLIK, 1952b, 1953, 1964, 1963b, 1966, 1967b, 1968a, 1968b, 1969b, 1970; DYLIK, DYLIKOWA, 1964; DYLIKOWA, 1962), aux autres types des processus, dépôts, structures et formes périglaciaires (DYLIK, 1952a, 1963a, 1970; DYLIKOWA, 1967, 1969, 1970; GAWLIK, 1970a; GOŁDZIK, 1973; KLATKOWA, 1965, 1981, 1984; KRZEMIŃSKI, 1970; KUYDOWICZ-TURKOWSKA, 1975; MANIKOWSKA, 1966, 1982, 1983) ou glaciaires (KLAJNERT, 1966; KLATKOWA, 1982; KRZEMIŃSKI, 1974); parfois ils portent un caractère des monographies géomorphologiques régionales (GAWLIK, 1980b; KLATKOWA, 1972a, 1972b; KRZEMIŃSKI, 1965; MANIKOWSKA, 1975). Pourtant notre connaissance générale, concernant les dépôts périglaciaires de versant sur le Plateau de Łódź, reste toujours très incomplète, ce que résulte sans doute, parmi les autres, de leur différentiation locale. Il nous a paru donc utile d'analyser encore une fois ces dépôts dans les

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

fractions choisies de notre région, en le faisant en liaison très directe avec leur situation morphologique ancienne et actuelle.

On a pris des exemples cités ci-dessous surtout des versants des Collines de Romanów, c'est-à-dire d'une région d'interfluve située sur la surface du Plateau de Łódź à 10 km vers le Sud-Est de la ville, et des versants du bassin de la Mroga dans sa partie centrale, éloignée 25 km environ de Łódź vers le Nord-Est, où la rivière coupe la zone de bordure du Plateau. La situation proche des terrains — 30 km environ entre les points centraux — exclut lors des anciennes périodes froides leur différenciation climatique d'autant plus, que tous les deux ils ont été occupés par la zone marginale du glacier de la Warta. La différence principale entre les deux terrains s'explique dans un type divers du relief glaciaire et de son développement ultérieur. Ils nous ont fourni alors des dépôts de versant formés par les processus agissant sur les versants divers par leur genèse, inclinaison, lithologie, situation par rapport à la base de dénudation locale, tendance d'évolution et par liaison avec les processus des autres groupes génétiques. Les différences citées, en influençant autant l'accumulation que la conservation des dépôts de versant, ont défini une différence stratigraphique entre les deux terrains.

Le processus nous a servi d'un criterium de base dans la classification des dépôts de versant. Dans tout le complexe périglaciaire aux environs de Łódź on a distingué ainsi leurs deux types génétiques fondamentaux, c'est-à-dire les dépôts formés par le rusissellement (DYLIK, 1972a) et ceux qui sont dus à la congélifluxion (DYLIK, 1967a). Les séries de versant hétérogènes (par exemple DYLIK, 1967b; KLATKOWA, 1984), sont classifiés selon un processus „principal”, en général évident dans les cas étudiés, mais en prenant en considération tous les autres phénomènes qui ont influencé leur formation (tab. I).

L'essai d'une corrélation stratigraphique présenté dans cet article se base sur la chronologie définie en résultat des études détaillées de la structure et de la texture des dépôts, ainsi que de leur situation morphologique (DYLIKOWA, 1952) et sur l'analyse palynologique des échantillons prélevés dans les Collines de Romanów (WIECZORKOWSKA, 1975). L'insuffisance des données qui rendraient possible une datation plus précise des séries, résulte sans doute de l'objet de nos recherches — les dépôts minéraux des phases froides du Riss et du Vistulien sont par leur nature très pauvres en matériel organique, surtout dans les zones à une vive érosion périodique (DYLIK, 1967b; KLATKOWA, 1965; KUYDOWICZ-TURKOWSKA, 1975).

En définissant la stratigraphie présentée ci-dessous on a pris en considération des résultats des autres travaux concernant les dépôts de versant cités ci-dessus, ainsi que des analyses palynologiques (DYLIK, 1967b, 1968a; JASTRZĘBSKA-MAMEŁKO, 1979; KLATKOWA, 1981; KLAJNERT, 1966) et des datations absolues (DYLIK, 1967b; GOŹDZIK, 1980, 1981; MANIKOWSKA, 1982). On a comparé le complexe des dépôts de versant avec les autres complexes génétiques étudiés sur

le Plateau de Łódź, surtout des dépôts fluviatiles (KUYDOWICZ-TURKOWSKA, 1975) et éoliens (DYLIKOWA, 1967, 1969, 1970; GOŁDZIK, 1981; MANIKOWSKA, 1982).

CARACTÈRES PRINCIPAUX DU RELIEF DES RÉGIONS ANALYSÉES

Les Collines de Romanów se situent dans un endroit particulier de la zone marginale du glacier de la Warta, c'est-à-dire au contact du lobe de la Widawka et celui de la Rawka. Elles se présentent sous la forme d'un terrain à relief peu accidenté et monotone, composé de collines morcelées de vallées sèches et vallons en berceau de dénudation. Dans la zone périphérique du terrain il y a des vallées marginales aux versants très longs et faibles, accidentés de petites collines et de nombreuses dépressions fermées; ces dernières sont fréquentes d'ailleurs également dans la section centrale de la région. Une vivacité du relief est assez importante, par rapport aux autres fragments de partie méridionale de la région de Łódź, bien qu'elle soit moindre par rapport à la zone de bordure. Les altitudes relatives des formes convexes atteignent 40 m par rapport aux fonds des vallées marginales (celle du Ner, de la Wolbórka et des vallées glaciaires sèches), et 20 m par rapport aux fonds des vallées sèches. Néanmoins les versants sont ici doux — 90% de la surface est inclinée de moins de 3° — et en principe uniformes (WIECZORKOWSKA, 1975).

Le relief décrit s'est formé en résultat de la déglaciation aréale du glacier de la Warta et il a présenté à l'origine une moraine de la glace morte (WIECZORKOWSKA, 1975). Le parcours de la déglaciation a été ici typique pour tout le lobe de la Widawka (KLATKOWA, 1972a), c'est-à-dire il s'est caractérisé d'une activité intense des eaux de fonte. On n'y a pas constaté de déformations glacitectoniques à l'échelle plus importante. A la fin de la fonte du glacier, les Collines de Romanów se sont manifestées par des élévations bien distinctes aux contours ovales, accumulées dans les crevasses glaciaires et parsemées des dépressions fermées de diverses dimensions, receuillant les eaux des versants voisins, situés d'une manière concentrique. Sur les versants périphériques, à la disposition radiale, les eaux se sont écoulées vers la pradolíne de la Wolbórka et les autres vallées marginales. La surface de versant a été à ce temps-là inclinée beaucoup plus distinctement qu'aujourd'hui; d'après les résultats des études visant à la reconstruction des versants fossiles, 50% de versants rissiens ont été inclinés de 0 à 5° et 32% de 5 à 10°. En soulignant la vivacité du relief glaciaire on ne peut pas oublier de dépressions fermées très nombreuses, dues à l'accumulation glaciaire inégale ou à la fonte des blocs de glace morte (WIECZORKOWSKA, 1976, 1977).

La disposition reciproque des formes principales du relief a defini des endroits de l'accumulation des dépôts de versant. Elle a eu lieu surtout dans les depressions fermées, actuellement fossiles, et elle s'est commencee directement après la fonte de la couverture de glace. Sur les versants descendant vers les vallees marginales, où les eaux s'ecoulaient librement en exportant le materiel minéral à l'exterieur du terrain étudie, les dépôts de versant pratiquement n'existent pas, independamment de l'étendue et de l'inclinaison de la surface.

Ainsi, dans les Collines de Romanów nous avons affaire à versants doux d'une moraine de la glace morte, qui portent un caractère de denudation dans leurs secteurs supérieurs et celui d'accumulation dans les secteurs inférieurs. Ces versants descendant le plus souvent aux bases de denudation locales et ils démontrent une tendance permanente à la réduction de l'altitude relative.

La Mroga est un des affluents de la rive droite de la Bzura qui descendent vers le Nord de la surface du Plateau de Łódź et qui drainent les terrains occupés par le lobe de la Rawka du glacier warien. H. KLATKOWA (1972) a défini le modèle de ces terrains comme un type structural du relief glaciaire; elle a lié son développement aux environs de Łódź aux traits de la surface sous-quaternaire, qui ont influencé la dynamique de la transgression du glacier de la Warta, y compris surtout les processus glacitectoniques. Les caractères du relief glaciaire, parmi lesquels il faut citer avant tout le modèle en escaliers de la zone de bordure du Plateau de Łódź, se marquent actuellement sur 45% environ de la surface du bassin de la Mroga supérieure et moyenne (KUYDOWICZ-TURKOWSKA, 1975). La vallée se commence sur la plaine (inclinaisons de 0 à 1°) située à l'altitude obsolue de 200 à 230 m, à nombreuses dépressions fermées et rares collines suivant surtout la ligne de partage des eaux entre la Mroga et la Mrozyca. En s'écoulant vers le Nord, la Mroga coupe les trois escaliers de la zone de bordure du Plateau de Łódź dont l'altitude relative oscille de 15 à 20 m et les versants sont inclinés actuellement de 2 à 4°. Sa vallée s'est formée sans doute directement après le recul du glacier, grâce au creusement intense des eaux provenant des précipitations et de la fonte des blocs de glace morte, parsemés sur les surfaces planes séparant les escaliers. Relativement large et peu profonde sur ces surfaces, la vallée devenait étroite et très encaissée en coupant les fronts des escaliers, sans doute aux pentes bien proches alors aux inclinaisons des couches dans les structures glacitectoniques qui les ont conditionné. Son relief initial, particulièrement vif dans ces gorges, a défini le caractère des processus de versant ultérieurs, en général très intenses. Ensuite, ils ont été de plus accélérés grâce à l'érosion fluviatile qui d'ailleurs, d'autre part, était responsable de la conservation uniquement fragmentaire de leurs dépôts corrélatifs. On les trouve, les plus abondants dans les parties périphériques de la terrasse principale, qui date du Plénivistulien.

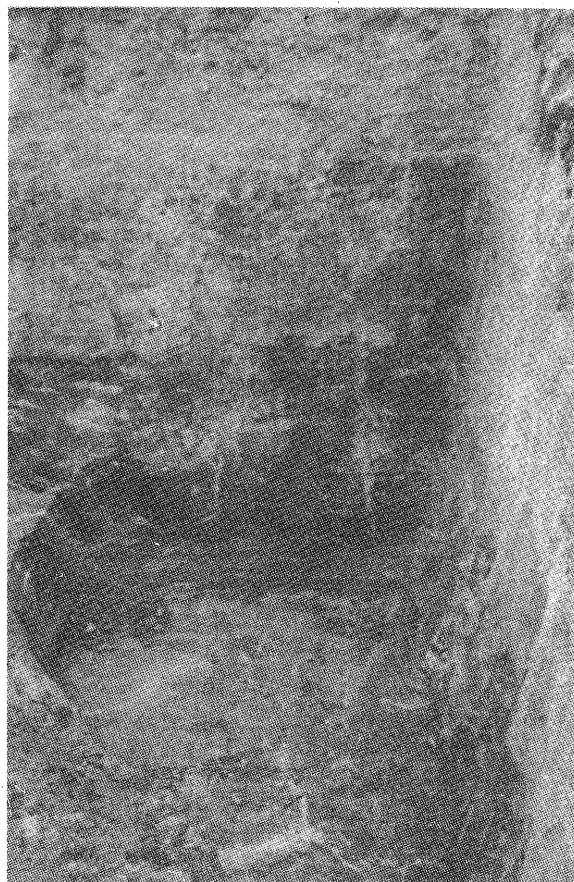


Photo 1. Romanów. Série limono-sableuse (tabl. I-A, 1) couverte de l'argile d'ablation disséquée de fissures deshydratation. Au-dessus, la série sablo-limoneuse (tabl. I-A, 3) et celle de sables supérieurs (tabl. I-A, 9), peu développées

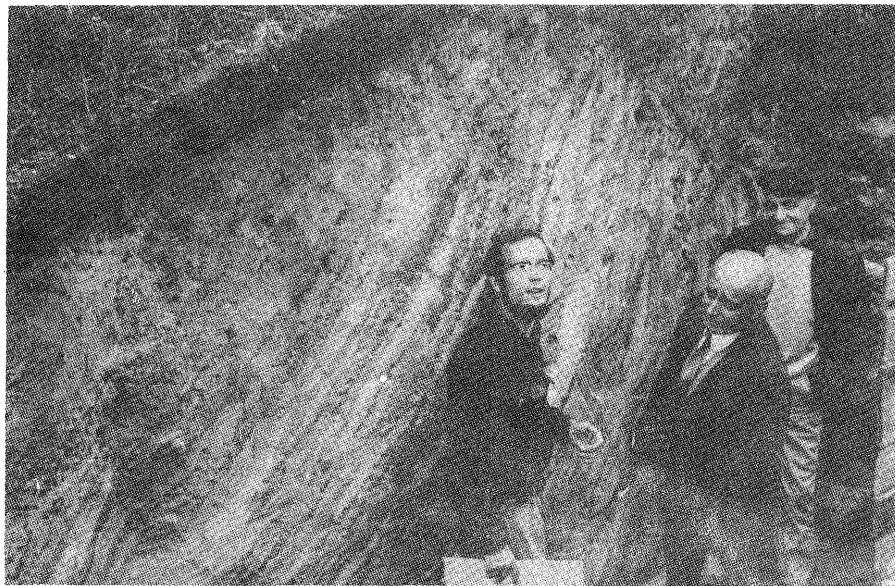


Photo 2. Michałów. Série sablo-graveleuse (tabl. I-B, 2) disséquée de petites failles, conservée directement au-dessous de la surface actuelle

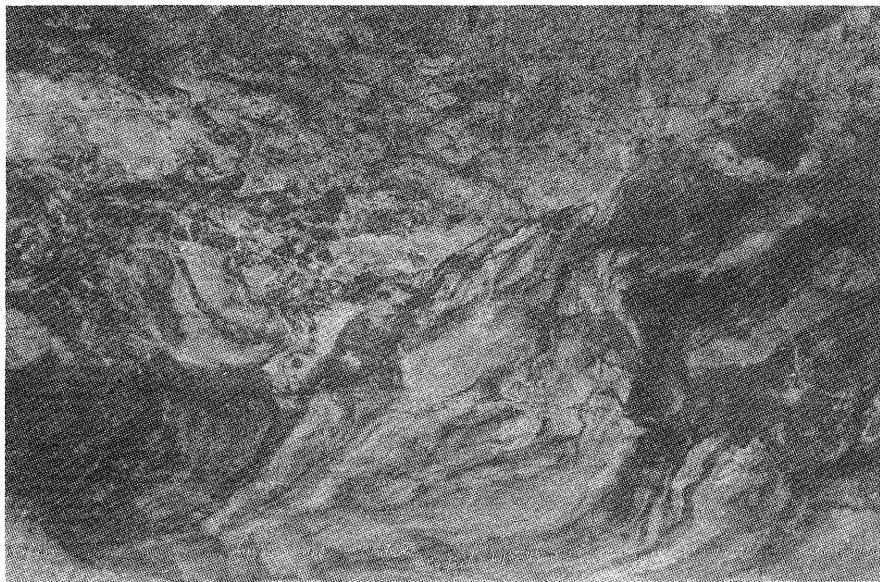


Photo 3. Michałów. Sables à la stratification rythmique, probablement du Vistulien inférieur (tabl. I-B, 3). La disposition des couches répète le versant d'érosion fossile, situé un peu plus à droite

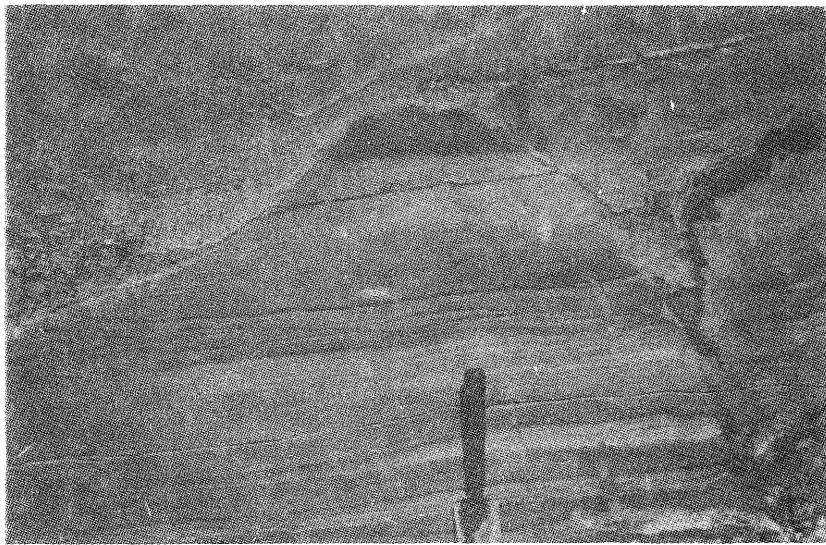


Photo 4. Kalinko. Série sablo-limoneuse (tabl. I-A, 3a) coupée par une fente syngénétique. Au sommet une rigole d'érosion, probablement de Brörup



Photo 5. Romanów. Série sablo-limoneuse (tabl. I-A, 3b), au sommet perturbée par la série de congélifluxion (tabl. I-A, 5) du type amorphe



Photo 6. Palczew. Série sablo-limoneuse (tabl. I-A, 3b) dans sa position proximale, situé entre deux horizons organiques. Au fond une tourbe éémienne, au sommet — des limons organiques (Brörup?) rémaniés. Au-dessus, sables supérieurs peu développés (tabl. I-A, 9)

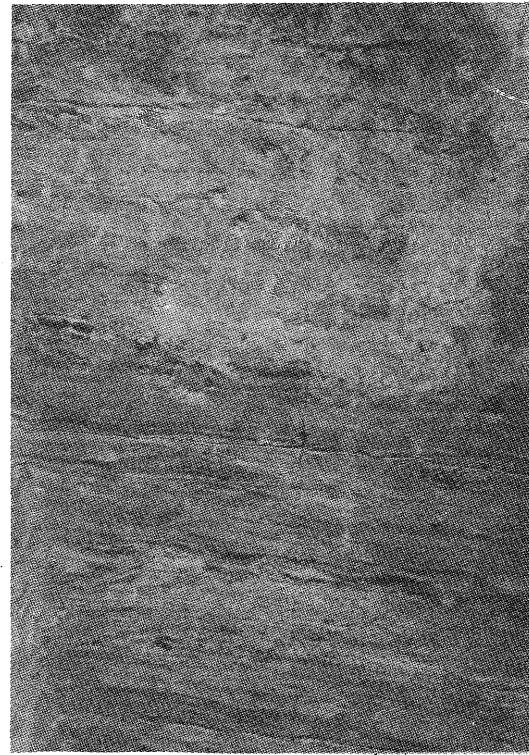


Photo 7. Kalinko. Série sablo-limoneuse (tabl. I-A, 3c)

**TRAITS CARACTERISTIQUES DES DEPOTS DE VERSANT
DANS LES DIVERSES SITUATIONS MORPHOLOGIQUES**

Le tableau I présente dans un système stratigraphique, les dépôts de versant constatés dans les deux terrains analysés. La description complète des séries a été déjà présenté (KUYDOWICZ-TURKOWSKA, 1975; WIECZORKOWSKA, 1975) et ici on n'a cité que leurs traits caractéristiques principaux.

Les plus anciennes séries de versant périglaciaires datent sur les deux terrains de la fin du Riss et elles sont dues au ruissellement. Pourtant elles se diffèrent beaucoup par leur caractère et par le rôle qu'elles jouent dans toute la couverture de versant. La série limono-sableuse (tab. I-A, 1; photo 1), trouvée au Sud-Est de Łódź, est la plus épaisse de toutes les séries de versant y constatées, car elle atteint jusqu'à 5 m d'épaisseur. Elle se situe sous la forme des lentilles parsemées surtout le long des axes des vallées actuelles, conformément à la répartition des dépressions fermées fossiles, et composées de matériel fin et très uniforme, autant dans les coupes horizontales que verticales, ce qui démontre une sédimentation par les eaux à la capacité très petite et stable. Il est difficile de répondre à la question pourquoi cette série s'est développée à l'échelle si importante dans les Collines de Romanów. Sans doute, il faut attribuer ici le rôle initial à un grand morcellement du glacier dans la région qui, en conséquence, a donné de très nombreuses, petites formes concaves et convexes définissant à leur tour un court transport sur les versants descendant aux bases de dénudation locales. Ensuite, il faut souligner également le rôle de nombreux blocs de glace morte fossilisés dans les dépôts glacifluviaux dans les parties supérieures des versants qui stabilisaient les eaux de ruissellement et celui de la lithologie de ces dépôts, composés surtout de sables fins qui ont fourni du matériel à la série en question.

La série de ruissellement de la fin du Riss dans la zone de bordure du Plateau de Łódź porte un caractère sablo-graveleux (tab. I-B, 2; photo 2). On ne l'a rencontré que sporadiquement, mais, par endroits, son épaisseur atteint jusqu'à 3 m. Sa composition granulométrique – surtout sables hétérométriques et graviers – et la stratification rythmique jouent en faveur de son accumulation par les eaux très variables dans le temps et dans l'espace dont la capacité a été beaucoup plus importante que celle des eaux de ruissellement dans les Collines de Romanów. Le caractère du ruissellement dans le bassin de la Mroga a été alors également défini par la topographie du terrain, c'est-à-dire par le relief glaciaire en escaliers déjà mentionnés, qui ont influencé une grande concentration des eaux superficielles. Leurs dépôts corrélatifs, pour la plupart exportés du bassin, y ont été accumulés uniquement dans les zones situées au-dessous de nettes ruptures des pentes. Ainsi, contrairement à sa surface peu accidentée et riche en dépressions fermées, la bordure du Plateau de Łódź n'a pas favorisé, au déclin du Riss, d'accumulation des dépôts de versant. Pourtant il faut se rendre compte que leur quantité actuelle ne peut pas ici servir d'une preuve concernant le rendement général des processus

en question. A cause de la dénudation ultérieure, la plus ancienne série de versant périglaciaire n'a pas pu être conservée qu'aux endroits éloignés des lignes de drainage, qui formaient dans la région un réseau très dense.

Les dépôts de versant de la fin du Riss sont souvent accompagnés d'une argile d'ablation sous- ou susjacente (tab. I). La position suivante dans le profil stratigraphique est représentée par un horizon de pierres qui forme une couche discontinue, composée de cailloux et de graviers enfouis dans un matériel argileux (tab. I). Bien que sa liaison avec les processus de versant soit tout au plus partielle – il porte probablement le caractère d'un résiduum de dénudation – l'horizon de pierres joue un grand rôle dans nos réflexions en marquant la limite inférieure des dépôts de versant vistuliens.

La série sablo-limoneuse représente la série vistulienne la plus ancienne sur les deux terrains (tab. I-A, 3; I-B, 3, 4). Pourtant sa position stratigraphique reste tout-à-fait différente sur la surface du Plateau de Łódź par rapport à sa zone de bordure. Dans les Collines de Romanów elle correspond au Vistulien inférieur. La continuité du profil palynologique, en commençant de la tourbe éémienne jusqu'à la partie inférieure de la série sablo-limoneuse, place le début de la sédimentation des dépôts en question simultanément au rafraîchissement du climat à la phase anaglaciaire du Vistulien. La partie inférieure de la série contient les horizons supérieurs d'un sol éémien remaniés. Un morcellement du sommet de la série, sans doute au cours du Brörup, marque la fin de son accumulation à Sud-Est de Łódź.

La position stratigraphique de la série sablo-limoneuse à Nord-Est de Łódź est définie par la même phase d'érosion de Brörup; ses dépôts recouvrent les versants des vallées d'érosion de cette période, parfois d'un manteau de 10 m épais. Ce ne qu'une fois qu'on a rencontré dans le bassin de la Mroga la série sablo-limoneuse bipartie et on a défini sa partie inférieure comme provenant du Vistulien inférieur (tab. I-B, 3; photo 3). Il faut pourtant souligner sa masse tout-à-fait négligeable par rapport à celle des dépôts postérieurs au Brörup.

Les différences dans la répartition topographique de la série dans les deux régions nous paraissent très intéressantes et, sans doute, elles expliquent la stratigraphie diverse mentionnée ci-dessus. Dans les Collines de Romanów la couverture de série sablo-limoneuse n'est pas continue, en suivant des axes longitudinaux des vallées sèches. Sa répartition se lie en manière distincte aux dépressions fermées fossiles, très souvent enfilées sur les axes des vallées actuelles. C'est justement la présence de nombreuses, petites bases de dénudation a crée ici les conditions d'un court transport et de l'accumulation des dépôts de versant qui, jusqu'à nos jours n'ont pas été menacés par l'érosion et, contrairement à la zone de bordure du Plateau de Łódź, restent conservés en état intact.

Dans les Collines de Romanów on rencontre la série sablo-limoneuse sous trois formes différentes, restant souvent en liaison directe avec leur position sur le versant. Elles rendent possible analyse du caractère divers du ruissellement au

début du Vistulien. Les dépôts marqués dans le tableau I-A, comme 3a (photo 4), témoignent en faveur d'un écoulement en nappe des eaux assez abondantes et à la capacité relativement importante, qui a duré suffisamment longtemps pour que les grains de sable bien triés seraient transportés sur la distance proche de 20 m. En prenant en considération que les pentes douces et le haut sommet du pergélisol favorisent un écoulement en nappe, nous supposons que les dépôts en question se sont formés surtout lors des fontes printanières, quand les eaux de précipitations, conditionnées d'une très basse capacité d'infiltration du mollisol peu épais, s'écoulaient presque totalement des versants.

On lie la genèse des dépôts présentés sur la photo 5 (tab. I-A, 3b) avec un écoulement en nappe sous la forme des fils d'eau à capacité et extension très peu élevées. Ils ont été capables au transport — presque uniquement des limons — seulement dans les parties inférieures des versants. Cela résultait sans doute d'une plus grande infiltration (liée peut-être à l'épaisseur plus importante du mollisol) ou à des précipitations moins abondantes qu'au cours de la formation de la série 3a. Dans les fractions proximales des lentilles de la série 3b, on rencontre des dépôts limono-sableux, à peine bandés (photo 6).

La troisième forme des dépôts de la série sablo-limoneuse dans les Collines de Romanów (tab. I-A, 3c; photo 7) présente probablement un effet du ruissellement linéaire. De petits rigoles qui se coupent réciproquement, lentilles de matériel fin, accumulé dans mini-lacs de barrage, sont un résultat des eaux plus fortes que les dépôts décrits ci-dessus. La répartition de la série 3c fait exclure sa position topographique comme la cause principale de la concentration des eaux de précipitation. Peut-être, faut-il penser ici de la végétation très peu abondante, qui a rendu impossible un ruissellement en nappe, dans les conditions du sommet du pergélisol abaissé.

Au cours de la formation de la série sablo-limoneuse dans les Collines de Romanów lors du Vistulien inférieur, un ruissellement thermique (DYLIK, 1972a) a pu montrer son activité, bien que ses effets fussent difficiles à préciser. Il est très probable qu'il a joué un rôle important dans la formation des dépôts du type 3a, quand le sommet du pergélisol proche à la surface topographique a pu facilement être attaqué par les eaux abondantes du ruissellement en nappe.

En pensant de la répartition de deux des séries analysées — limono-sableuse (tab. I-A, 1) et sablo-limoneuse (tab. I-A, 3) dans les Collines de Romanów — il faut sans doute souligner ses rapports avec la lithologie. Les versants de la région sont en général bipartis lithologiquement, leur parties supérieures étant formées d'un matériel glacifluvial et inférieures — de l'argile morainique. Les séries de versant se commencent toujours à la limite de deux types des dépôts, ce qui nous montre encore une fois une sensibilité des sables à l'activité du ruissellement, contrairement à celle de l'argile morainique. En plus, le fait que les couvertures de versant les plus épaisses se situent au-dessous des surfaces formées de sables glacifluviaux fins, ce qui est particulièrement bien visible dans le cas de la série

limono-sableuse rissienne, nous fait supposer que dans une situation des versants formés uniquement d'un matériel grossier et celle d'une petite capacité des eaux de ruissellement à la fin du Riss, un transport de versant n'agirait pas du tout ou ses effets seraient éphémères et ils seraient effacés par de processus de dénudation postérieurs.

Comme on a mentionné déjà, l'accumulation de la série sablo-limoneuse dans les Collines de Romanów s'est terminée à la fin du Vistulien inférieur. A ce temps là, les dépressions fermées étant déjà pour la plupart comblées, les bases de dénudation locales n'y ont plus existé. Les processus longitudinaux agissant dans les vallées de dénudation en train de se former, exportaient des dépôts corrélatifs des processus transversaux, sans doute peu efficaces à cause des pentes très douces. Ce développement du réseau de l'écoulement organisé a dû se commencer par un creusement intense dans les vallées plus importantes, périphériques par rapport à la région caractérisée qui, sans doute, y a eu lieu au Brörup et qui ensuite a monté peu à peu dans la région elle-même, en suivant des axes des vallées de dénudation actuelles.

Les études dans la vallée de la Mroga justifient la dernière opinion. La série sablo-limoneuse (tab. I-B, 4) y couvre une surface d'érosion très distincte de Brörup¹. Ainsi, un ruissellement intense sur les versants rajeunis dans le bassin de la Mroga, fournissait du matériel abondant aux fonds des vallées qu'il comblait de plus en plus dès le début du Plénivistulien. La dynamique de l'écoulement longitudinal dans les vallées fluviatiles dans ce temps-là – vu son caractère anastomosé, dû surtout à un surchargement des rivières et leur petite capacité de transport – a formé de ces vallées des bases de dénudation locales. Dans leur parties périphériques, les dépôts de versant ont été accumulés et ensuite conservés dans l'état non-changé par rapport à leur structure primaire. Il faut souligner que la manifestation quantitative de cette structure bipartie des terrasses plénivistuliens dans leur coupe transversale se change beaucoup selon la dimension des vallées et la topographie de leur bassin. Le rôle de la série sablo-limoneuse de ruissellement devient de plus en plus important au fur et à mesure que la vallée diminue et le relief de son bassin devient plus accidenté. Dans les grandes vallées qui drainent des terrains plats, les dépôts corrélatifs du ruissellement n'occupent que les zones relativement très étroites et souvent ils restent négligés ou même inaperçus dans la masse générale des dépôts de terrasse.

¹ La limitation temporaire possible de la série sablo-limoneuse au Plénivistulien, établie pour la première fois sur le Plateau de Łódź dans la vallée de la Mroga (KUYDOWICZ-TURKOWSKA, 1975), devient de plus en plus souvent prouvée, comme par exemple à Rudunki (KLATKOWA, 1981) et à Belchatów (d'après GOŁDZIK, 1981). Dans le deuxième cas, la datation à la méthode de ^{14}C a défini l'âge d'une petite couche de tourbe située au fond de la série sur 43.700 (+ 3.700, - 2.400) ans BP et celui du matériel organique trouvé à son sommet sur 25.200 ± 740 ans BP.

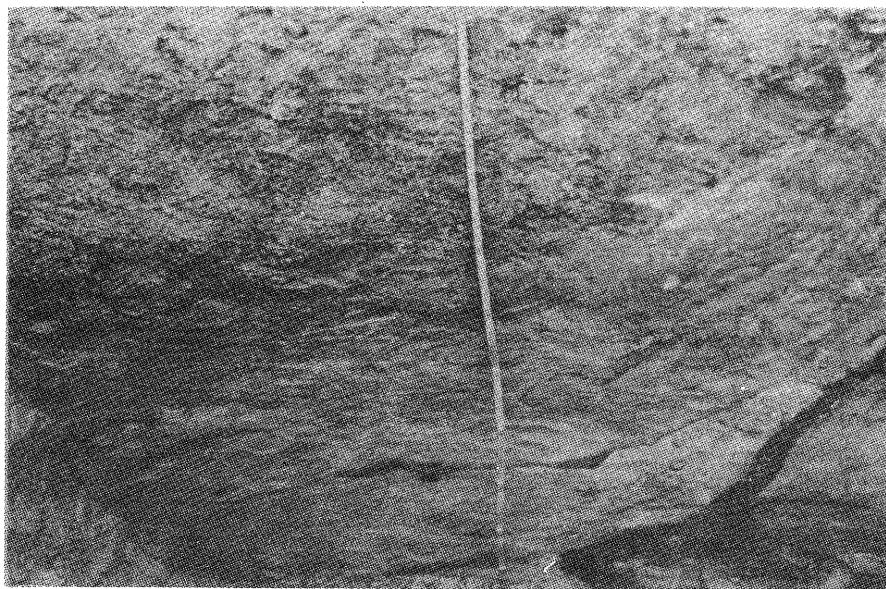


Photo 8. Mroga Góra. Série sablo-limoneuse dans son faciès proximal (tabl. I-B, 4a) à la structure déformée par les polygones de fentes de gel épigenétiques (fragment droit), au-dessus — série de congélifluxion amorphe

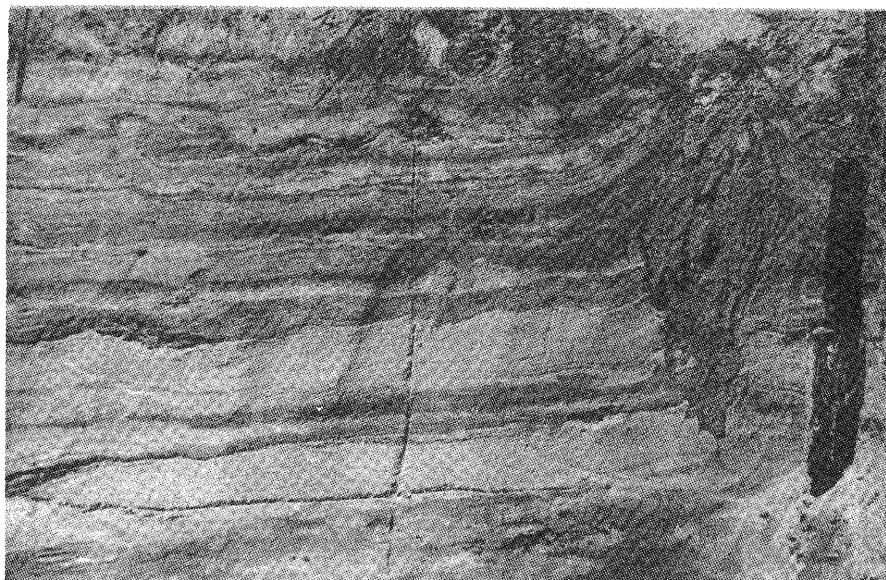


Photo 9. Mroga Dolna. Série sablo-limoneuse dans son faciès „de transition” (tabl. I-B, 4b), le plus répandu, à une fente de gel épigenétique à remplissage primaire



Photo 10. Mroga Górna. Série sablo-limoneuse (tabl. I-B, 4c) disposée en éventail en résultat des déformations dues à la congéfluxion. Au-dessus, horizon de pierres (tabl. I-B, 6) et sables supérieurs mal distincts (tabl. I-B, 7)

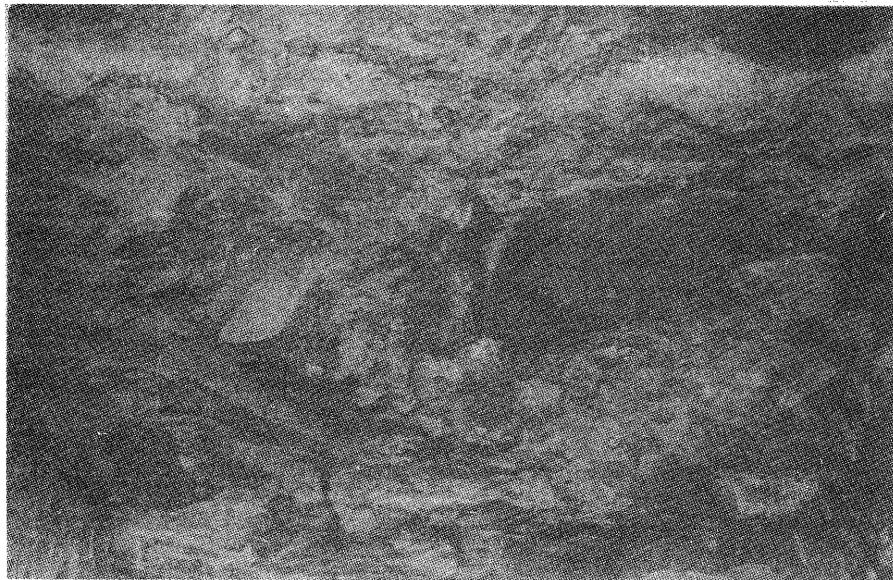


Photo 11. Olsza. Front d'un lobe de congéfluxion (tabl. I-B, 5), fragments de la série sablo-limoneuse sous-jacente (tabl. I-B, 4) et blocs de pierre atteignant 0,5 m de diamètre

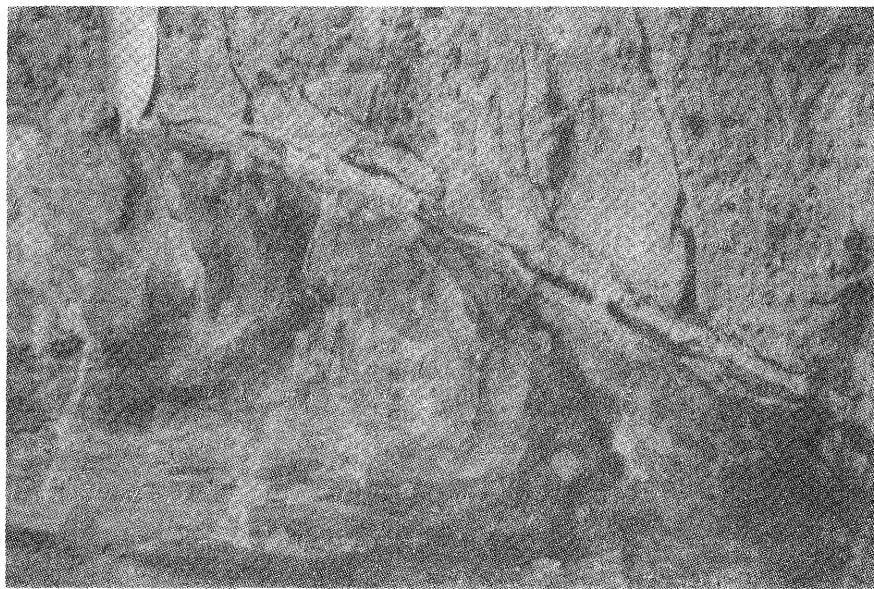


Photo 12. Romanów. La série de congéfluxion disposée en lobes (tabl. I-A, 5), déformant le sommet de la série sablo-limoneuse (tabl. I-A, 3a)

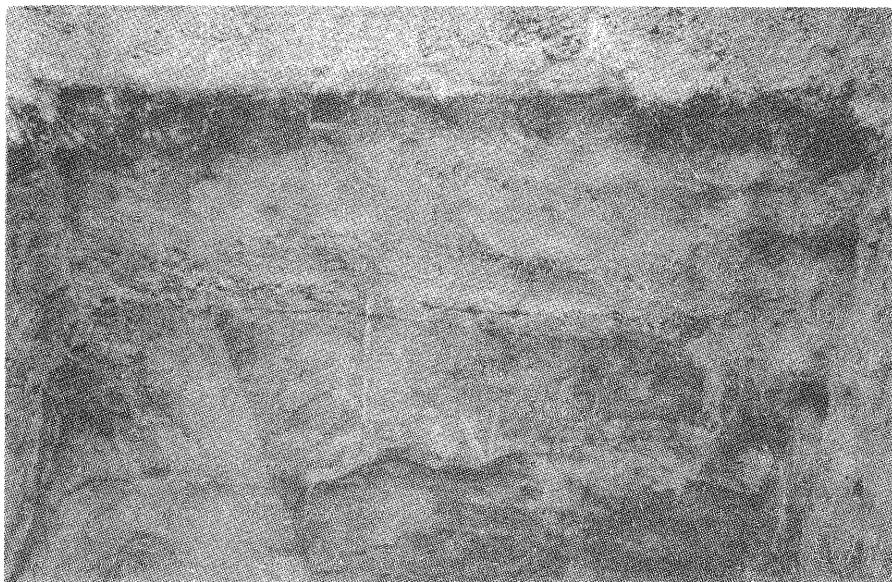


Photo 13. Romanów. Sables supérieurs (tabl. I-A, 7, 9) divisés par un horizon de pierres (tabl. I-A, 8) et situés au-dessus de l'horizon „principal” de pierres (tabl. I-A, 6). Au-dessous, la série sablo-limoneuse (tabl. I-A, 3a) disséquée du côté gauche d'une fente de gel à remplissage minéral primaire

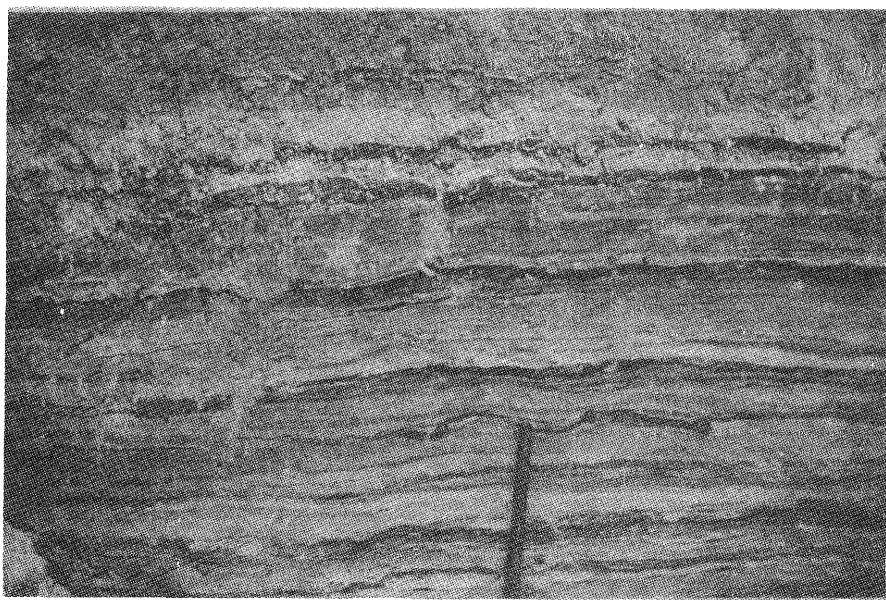


Photo 14. Olsza. Sables supérieurs à la stratification rythmique (tabl. I-B, 7), au sommet altérés, remplissant une rigole d'érosion sur la haute terrasse de la Mroga

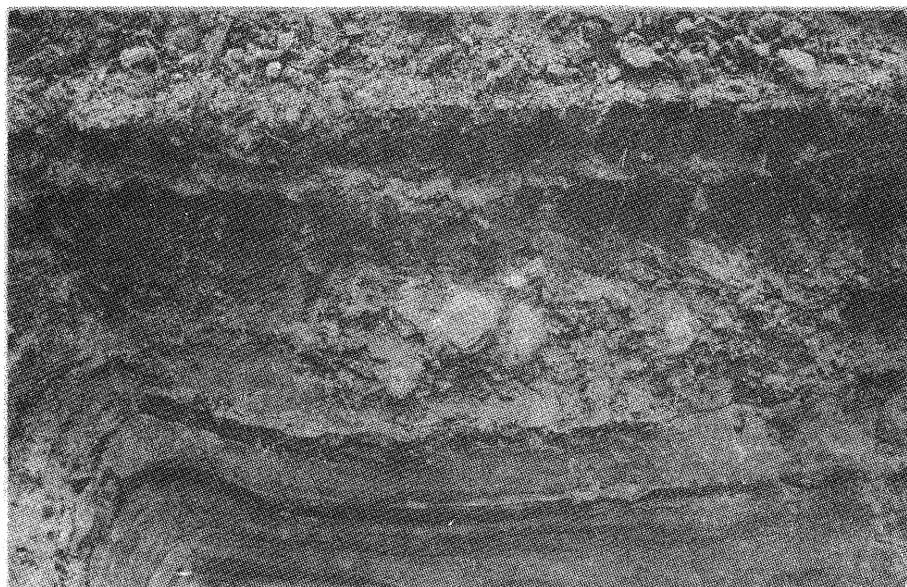


Photo 15. Olsza. Horizon de pierres (tabl. I-B, 8) recouvrant les sables supérieurs (tabl. I-B, 7). Au-dessus, limons ressemblant au loess peu développés (tabl. I-B, 10)

Les études de la série sablo-limoneuse prenant part dans la structure de la terrasse plénivistulienne de la Mroga, permettent de distinguer trois faciès différents de ces dépôts. La genèse et la forme complexe des versants se posent à leur origine. Au-dessus de la rupture supérieure des pentes, due au creusement longitudinal, sur les versants doux de dénudation, nous trouvons surtout les dépôts corrélatifs du ruissellement en nappe diffus et ceux de petites coulées de boue du type *mud flow* (DYLIK, 1967a)².

Le premier de ces faciès se présente sous la forme du matériel très mal trié, composé surtout de limons à sables et quelquefois à graviers et cailloux isolés, qui porte des traits structuraux très mal distincts. Le plus souvent il reste bandé conformément à l'inclinaison du versant et seulement sporadiquement on y aperçoit de petits lits, pour la plupart sableux (tab. I-B, 4a; photo 8).

Sur les versants raides d'érosion il y avait une stabilisation périodique des eaux à puissance diverse qui ont donné en conséquence des dépôts à la stratification rythmique, composés de lits de sable en général assez répandus, intercalés de ceux de limon beaucoup moins important (tab. I-B, 4b; photo 9). Voilà la série sablo-limoneuse typique, dans sa position stratigraphique et morphologique diverses, en comparaison aux Collines de Romanów. Il y en a d'autres, parmi lesquelles il faut citer surtout les vallées sèches de dénudation (KLATKOWA, 1965, 1981).

Aux élargissements des vallées périglaciaires à fonds plats, dans leur secteurs abandonnés ou occupés sporadiquement par la rivière anastomosée, les processus transversaux étaient frainés brutalement à la ligne de la rupture inférieure de versant (DYLIK, 1972b) et ils n'étaient capables à transporter plus loin que du matériel fin. Dans la vallée de la Mroga on a considéré un dépôt limoneuse à sable, mal trié, très homogène dans la coupe verticale et celle horizontale, sans aucun doute synchronique aux dépôts de versant décrits ci-dessus, d'un troisième faciès de la série sablo-limoneuse de la première partie du Plénivistulien (tab. I-B, 4c; KUYDOWICZ-TURKOWSKA, 1975). Il a été sans doute accumulée dans les mares peu profondes, renouvelées périodiquement au fond de la vallée grâce au pergélisol formant une couche imperméable et empêchant l'infiltration des eaux de ruissellement.

Un trait important de la série sablo-limoneuse dans le bassin de la Mroga se montre dans sa répartition dissymétrique du type froid. On a constaté que le ruissellement au cours de la première partie du Plénivistulien a été beaucoup plus intense sur les versants à l'exposition chaude et que les processus transversaux agissant sur ces versants ont repoussé des processus longitudinaux vers la rive gauche de la vallée.

² Ainsi, nous avons ici un exemple de l'interaction très étroite du ruissellement et de la congélefluxion dans la formation de la même série, ce qui nous empêche de garder la conséquence dans notre classification génétiques des dépôts, annoncée à l'introduction de cet article.

La série suivante, celle de congélifluxion (photos 5, 10, 11, 12), occupe la même position stratigraphique sur les deux terrains analysés (tab. I-A, B, 5) qui correspond probablement à la partie supérieure du Plénivistulien. Sa répartition correspond aux versants relativement raides, surtout ceux à l'exposition chaude. La dynamique des coulées de congélifluxion restait en rapport direct avec l'inclinaison de la surface, ce qu'on a souligné depuis longtemps (DYLIK, 1967a, 1967b). Sur les versants raides de la vallée de la Mroga, dans les secteurs où elle coupe les escaliers de bourdure de la zone du Plateau de Łódź, l'épaisseur des lobes de congélifluxion dans leur section frontale dépasse 1,5 m. Le mouvement englobait le matériel très hétérométrique, y compris des blocs de pierre au diamètre dépassant de 0,5 m et des fragments de la série sablo-limoneuse sous-jacente de même dimension, détachés sans doute dans l'état gelé (photo 11). A côté de l'accumulation de ce matériel allochtone, provenant des secteurs des versants plus hauts, la congélifluxion s'exprimait très souvent dans les déformations plastiques du sommet de la série sablo-limoneuse, dont les lits étaient disposés en plis ou même en éventail (photo 10). L'épaisseur de la couche ainsi déformée atteint 1 m environ. Sur les versants plus doux de la vallée de la Mroga, les lobes de congélifluxion n'atteignent que 0,5 m d'épaisseur environ et ils se composent de graviers et de cailloux jusqu'à 10 cm de diamètre (photo 8), ou même, comme dans les Collines de Romanów, ils portent un caractère sablo-graveleux (photo 12).

Il faut souligner que, dans les terrains décrits, la série de congélifluxion joue un rôle secondaire dans la masse générale des dépôts de versant vistuliens, surtout en comparaison à celui de la série de ruissellement, caractérisée ci-dessus. Pourtant, dans le cas des vallées périglaciaires, les dépôts de congélifluxion conservés sur leur versants ne peuvent pas nous servir d'une preuve de la répartition et de l'efficacité initiales du processus. Très souvent, les dépôts descendus aux fonds des vallées y ont été transportés et transformés par les processus longitudinaux. Nous croyons que cet également le cas de la vallée de la Mroga, où le sommet sablo-gravelo-caillouteux de la haute terrasse reste selon nos études synchronique à la série de congélifluxion et il lui doit sa composition (KUYDOWICZ-TURKOWSKA, 1975). Ainsi, ces dépôts fluviatiles peuvent nous donner une idée générale concernant le rendement de la congélifluxion au début de la partie supérieure du Plénivistulien. Il serait donc beaucoup plus important comme le démontrent des dépôts de versant conservés dans le bassin jusqu'à nos jours.

Nous voyons une autre forme de la série de congélifluxion, cette fois résiduelle dans l'horizon de pierres très repandu aux environs de Łódź, à condition qu'il occupe la même position stratigraphique (tab. I-A, B, 6; photos 10, 13). Sur les versants portant un caractère d'accumulation lors du Plénivistulien et pour lesquels l'origine cryogène du manteau de pierres doit être exclue, on considère sa présence comme une preuve de l'extension primaire des dépôts de congélifluxion dont les particules fines ont été lavées par le ruissellement.

Une nette surface de discordance sépare les séries caractérisée ci-dessus et la série suivante de ruissellement (tab. I-A, B, 7). Dans les vallées fluviatiles, même très petites, elle porte le caractère d'érosion. L'âge de ce creusement doit être probablement lié au recul du glacier de la ligne des moraines de Poméranie, il y a 14.000–15.000 ans environ. Notre l'opinion ancienne, plaçant la formation morphologique de la haute terrasse de la Mroga à l'interstade de Bölling (KUYDOWICZ-TURKOWSKA, 1975) paraît injuste à la lumière des données récentes, d'ailleurs encore peu nombreuses, qui datent la fin de l'accumulation du sommet de la haute terrasse plénivistulienne, par exemple celle de la Widawka à Bełchatów pour 14.350 ± 358 ans BP (GOŁDZIK, 1980) et celle de la Vistule à Kamion près de Wyszogród pour 14.590 ± 250 ans BP (MANIKOWSKA, 1982). Ainsi, l'accumulation de la terrasse inférieure des rivières de la plaine polonaise, celle du Vistulien tardif, a dû se commencer pas loins des dates citées. Parce que, comme il résulte des études dans la vallée de la Mroga, les sables supérieurs sont synchroniques à cette terrasse, on considère que l'accumulation de la série en question, surtout dans les parties inférieures des versants, a dû se commencer déjà à la fin du Plénivistulien. L'opinion présentée ci-dessus est différente de l'hypothèse qui attribue la position stratigraphique des sables supérieurs dans la région de Łódź uniquement au Vistulien tardif (KLATKOWA, 1965, 1985).

Les caractères des sables supérieurs, décrits d'une façon très détaillée et interprétés par H. KLATKOWA dans les travaux cités ci-dessus, sont nettement différents sur les deux terrains analysés. Dans les Collines de Romanów cette série est bipartie. Dans les parties inférieures des versants on l'a reconnue, d'ailleurs très peu répandue, sous la forme des sables intercalés de limons (tab. I-A, 6). Au-dessus, nous trouvons très souvent un horizon de pierres bien distinct et sans aucun doute allochtone (tab. I-A, 7; photo 13). Les sables supérieurs proprement dit, composés de sables hétérométriques à graviers et parfois à cailloux, forment ici une couche peu épaisse (jusqu'à 1 m) mais la plus repandue de tous les dépôts de versant périglaciaires (tab. I-A, 8), comme d'ailleurs dans la plupart de sections du Plateau de Łódź. La petite épaisseur et la position directement au-dessous de la surface actuelle expliquent que les traits structuraux primaires de la série dans les Collines de Romanów ont été en général détruits. Seulement dans les parties inférieures de la série on voit la stratification rythmique et, un peu plus généralement, les bandes ferrugineuses, reconnues comme typiques (KLATKOWA, 1965, 1984).

Dans le bassin de la Mroga les sables supérieurs à la stratification rythmique dépassent souvent 2 m d'épaisseur (tab. I-B, 7). Leur granulométrie correspond le plus souvent aux sables moyens intercalés des sables grossiers à graviers et des limons (photo 14). Les traits structuraux sont ici très bien conservés et accentués par les bandes ferrugineuses en général très régulières et abondantes. La série forme une couverture incontinue et elle se lie surtout au versant à l'exposition

froide. Ainsi, nous y avons un autre exemple de la dissymétrie climatique, cette fois du type chaud.

Il est intéressant que dans cette fraction du Plateau de Łódź la série en question est également fréquemment divisée des horizons de pierres allochtones, plus ou moins épais et étendus (tab. I-B, 8). Sur la photo 15 l'horizon à cailloux jusqu'à 30 cm de diamètre recouvre des sables à la stratification rythmique, dont l'accumulation a été sans doute localement interrompue à cause d'un remplissage complet d'une rigole d'érosion disséquant la haute terrasse de la Mroga.

Comme il résulte des données citées, dans tous les deux terrains analysés nous avons trouvé des exemples de deux horizons de pierres très bien développés et très ressemblants l'un par rapport à l'autre, mais dans la position stratigraphique tout à fait différente. La présence de plusieurs horizons de pierres a été mentionnée depuis longtemps aux environs de Łódź (DYLIK, 1967a; KUYDOWICZ-TURKOWSKA, 1975), mais jusqu'à maintenant on n'en a pas tiré de conclusions définitives et on considère souvent un horizon de pierres bien développé comme une couche-repère qui correspond à la fin du Plénivistulien ou au début du Vistulien tardif. La situation présentée fait se méfier des jugements stratigraphiques trop rapides, surtout dans le cas des parties inférieures des versants, qui lors de la partie supérieure du Plénivistulien et au cours du Vistulien tardif ont porté un caractère d'accumulation.

La conservation très bonne des traits structuraux primaires, soulignée déjà dans le bassin de la Mroga, résulte sans doute de leur situation souvent éloignée de la surface actuelle dans la zone de bordure du Plateau de Łódź. La plus haute position stratigraphique sur les versants est occupé ici par une série poussiéreuse, appelée „dépôts ressemblants au loess” qui, pour la première fois, a été distinguée et décrite par J. DYLIK déjà en 1952. Pourtant sa genèse reste jusqu'à nos jours non-précisée. On l'attribue le plus souvent aux processus éoliens mais le rôle considérable du ruissellement dans sa formation nous paraît très probable. Ce dernier, ainsi que sa participation indiscutable dans la couverture de versant vistulienne nous ont fait de la prendre en considération dans cet article. On rencontre les dépôts ressemblant au loess (tab. I-B, 10) surtout dans les sections de bassin de la Mroga au relief périglaciaire le plus vif, qu'ils camouflent d'ailleurs en degrés très important. Grâce à une reprise du creusement holocène le long des anciens axes d'érosion vistuliens, et grâce au fait que ce limons à sables, mal triés, à la stratification rythmique soulignée surtout par les changements cycliques des nuances de la couleur jaune, favorisent l'érosion, y compris antropogène, la série reste souvent très bien visible dans les parois des ravins, parfois de plusieurs mètres de haut.

Tous les versants étudiés dans la région de Łódź ont été recouverts des dépôts non-structuraux, hétérométriques, composés de sables à limons et à graviers, quelquefois également à cailloux. On a déjà mentionné plus haut l'aspect pareil des sables supérieurs. Pourtant il est très probable que la couche soit hétérogène

et qu'elle provient d'une transformation pédologique et mécanique des autres séries de versant décrits ci-dessus ou des dépôts de substratum glaciaire qui, dans l'évolutions des versants, se sont trouvés près de la surface topographique. Sa valeur paléogéographique reste ainsi peu importante et elle ne changera pas sans doute malgré la progression future des études.

CONCLUSIONS

Les observations effectuées dans les Collines de Romanów et dans le bassin de la Mrogá présentées ci-dessus, permettent d'en tirer des conclusions suivantes:

1) la stratigraphie et les traits caractéristiques des dépôts de versant périglaciaires dans diverses parties du Plateau de Łódź restent en fonction des différences des caractères de leur relief glaciaire;

2) la vivacité du relief favorise et souvent conditionne l'accumulation des dépôts de versant périglaciaires. Cela explique une masse de dépôts de versant bien de fois plus importante dans la zone de la bordure du Plateau de Łódź que sur sa surface, bien que dans le deuxième cas ils soient conservées dans un état beaucoup plus complet. On ne les a pas observés sur des versants fossiles à l'inclinaison inférieure $3-4^\circ$.

3) les versants raides favorisent une plus grande dynamique des processus de versant, ce qui s'enregistre dans les traits structuraux et texturaux des dépôts corrélatifs, souvent très différents sur les deux terrains, dans les séries de la même genèse et du même âge;

4) les changements du caractère des versants lors de leur évolution (action alternante des processus d'accumulation, de transport et ceux d'érosion) ont rendu impossible la conservation de tous les dépôts corrélatifs et ils compliquent la comparaison des versants à la genèse différente ou complexe;

5) la polygénèse des versants dans la région de Łódź limite le sens de la classification des dépôts de versant selon le type de la forme de relief sur laquelle on les trouve. Nous croyons plus utile la classification génétique, prenant le processus comme le critère de base, par rapport à la classification lithologique qui fut employée dans les descriptions des dépôts de versants jusqu'à présent le plus souvent. Pourtant il faut admettre que quelquefois elle ne soit pas possible à cause d'une interaction très proche des processus divers par leur genèse;

6) la dissymétrie climatique (dans les diverses parties du Vistulien froide ou chaude) se lie uniquement aux versants relativement raides; elle n'a été observée que dans la zone de bordure du Plateau de Łódź. Sur les versants doux de la surface du Plateau, on rencontrait souvent des exemples de la dissymétrie lithologique;

7) les séries de versant les plus épaisses datent dans les régions d'interfluve de la fin du Riss et du Vistulien inférieur (dépressions fermées fossiles) et dans les

vallées, de la partie inférieure du Plénivistulien. Dans le deuxième cas, la masse générale de dépôts de versant est bien des fois plus importante. La plus grande variabilité des processus, synchrone d'ailleurs à leur rendement relativement bas, est caractéristique pour la partie supérieure du Plénivistulien. On n'a pas trouvé de dépôts corrélatifs des processus de versant correspondant au Plénivistulien moyen;

8) l'opinion de J. DYLIK (1972a) concernant le ruissellement comme processus de versant périglaciaire le plus important, s'est confirmée dans les sections étudiées du Plateau de Łódź. Les dépôts de ruissellement forment des séries les plus étendues et les plus épaisses dans toutes les deux régions, bien que leur position stratigraphique y soit tout à fait diverse;

9) la thèse attribuant à la série sablo-limoneuse une genèse complexe, due à la congélifluxion et au ruissellement simultanés (DYLIK, 1967a) ne nous paraît juste que pour son faciès proximal, situé dans les parties supérieures des versants plénivistulien et du, à côté du ruissellement diffus, au mouvement du type de *mud flow*. A l'exception de ce fragment, nous considérons toute la série sablo-limoneuse d'un dépôt corrélatif des divers types du ruissellement;

10) le rôle des dépôts de congélifluxion dans la masse générale des dépôts de versant périglaciaire paraît, à la lumière de nos études, relativement très réduit, beaucoup moins important qu'on ne l'a pas cru jusqu'à présent (DYLIK, 1967a). On considère le début de la partie supérieure du Plénivistulien de leur position stratigraphique principale, bien qu'on admet, comme on a mentionné ci-dessus, le rôle secondaire de la congélifluxion lors du Plénivistulien inférieur, à la fin du Plénivistulien supérieur et au cours du Vistulien tardif, le dernier mentionné dernièrement par H. KLATKOWA (1984). On n'a pas trouvé de traces de la congélifluxion au cours du Vistulien inférieur (DYLIKOWA, 1970; GAWLIK, 1970; KRZEMIŃSKI, 1970);

11) la présence de plusieurs horizons de pierres allochtones, soulignée déjà par J. DYLIK (1967a), s'est confirmée dans les terrains analysés, où ils se sont montrés également métachroniques. L'horizon „principal”, à la position stratigraphique qui correspond à celle de la série de congélifluxion, c'est-à-dire à celle qui selon nos études correspond à la première partie du Plénivistulien supérieur; a été en général considéré comme couche-repère stratigraphique de la limite du Plénivistulien et du Vistulien tardif. Cette différence d'opinion, ainsi que la présence constatée de plusieurs horizons de pierres, font se méfier de l'emploi très rigoureux de ce critère stratigraphique dans la région de Łódź.

B i b l i o g r a p h i e

- DYLIK, J., 1952a — Glaste rzeźbione przez wiatr i utwory podobne do lessu w środkowej Polsce (summary: Wind worn stones and loess-like formations in Middle Poland). *Bull. Państw. Inst. Geol.*, 67.
- DYLIK, J., 1952b — Pierwsza wiadomość o utworach pokrywowych w środkowej Polsce (summary: First report on covering deposits in Middle Poland). *Bull. Państw. Inst. Geol.*, 68.
- DYLIK, J., 1953 — O peryglacialnym charakterze rzeźby środkowej Polski (résumé: Du caractère périglaciaire de la Pologne Centrale). *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, 4.
- DYLIK, J., 1963a — Periglacial sediments of the Św. Małgorzata Hill in the Warsaw-Berlin pradolina. *Biull. Soc. Sci. Lettr. de Łódź*, 14.
- DYLIK, J., 1963b — Nowe problemy wiecznej zmarzliny plejstoceńskiej (résumé: Nouveaux problèmes du pergélisol pléistocène). *Acta Geogr. Lodz.*, 17.
- DYLIK, J., 1964 — Sur les changements climatiques pendant la dernière période froide. *Report of the VIth INQUA Congress, Warsaw 1961*, vol. IV.
- DYLIK, J., 1966 — Znaczenie peryglacialnych elementów w stratygrafii plejstocenu (résumé: Importance des éléments périglaciaires dans la stratigraphie du Pléistocène). *Czas. Geogr.*, 37.
- DYLIK, J., 1967a — Solifluxion, congelifluxion and related slope processes. *Geogr. Ann.*, 49, ser. A.
- DYLIK, J., 1967b — Główne elementy paleogeografii młodszego plejstocenu Polski środkowej. (Éléments essentiels de la paléogéographie du Pléistocène supérieur en Pologne). in: *Czwartorzęd Polski PWN*, Warszawa.
- DYLIK, J., 1968a — The significance of the slope in geomorphology. *Bull. Soc. Sci. Lettr. de Łódź*, 19.
- DYLIK, J., 1968b — The earliest warmer substage of the Würm (Amersfoort) in Poland. *Bull. Soc. Sci. Lettr. de Łódź*, 19.
- DYLIK, J., 1969a — Slope development under periglacial conditions in the Łódź region. *Biul. Peryglacialny*, 18.
- DYLIK, J., 1969b — Slope development affected by frost fissures and thermal erosion in: The periglacial environment. Past and Present. Montreal.
- DYLIK, J., 1970 — Erozja termiczna (L'érosion thermique). *Sprawozd. z Czynnościami i Posiedzeniem Nauk. LTN*, 24, 8.
- DYLIK, J., 1972a — Znaczenie spłukiwania w morfogenezie peryglacialnej (Rôle du ruissellement dans la morphogénèse périglaciaire). *Sprawozd. z Czynnościami i Posiedzeniem Nauk. LTN*, 26, 2.
- DYLIK, J., 1972b — 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., DYLIKOWA, A., 1964 — Cechy przewodnie obszarów peryglacialnych (summary: Dominant features of periglacial regions). *Czas. Geogr.*, 35.
- DYLIKOWA, A., 1952 — O metodzie badań strukturalnych w morfologii glacjalnej (résumé: De la méthode structurale dans la morphologie glaciaire). *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, 3.
- DYLIKOWA, A., 1962 — Notion et terme „periglaciaire”. *Biul. Peryglacialny*, 11.
- DYLIKOWA, A., 1967 — Wydmy środkowopolskie i ich znaczenie dla stratygrafii schyłkowego plejstocenu (Les dunes de la Pologne Centrale et leur importance pour la stratigraphie du Pléistocène tardif). in: *Czwartorzęd Polski*, PWN, Warszawa.
- DYLIKOWA, A., 1969 — Le problème des dunes intérieures en Pologne à la lumière des études de structure. *Biul. Peryglacialny*, 20.
- DYLIKOWA, A., 1970 — Cechy podłożu wydm w Katarzynowie koło Łodzi (résumé: Traits du substratum des dunes à Katarzynów aux environs de Łódź). *Acta Geogr. Lodz.*, 24.
- GAWLIK, H., 1970a — Rola procesów peryglacialnych w rozwoju rzeźby Kotliny Szczercowskiej (résumé: Le rôle des processus périglaciaire dans l'évolution du relief du Bassin de Szczerców). *Acta Geogr. Lodz.*, 24.

- GAWLIK, H., 1970b — Geomorfologia Kotliny Szczerbowskiej (résumé: Morphologie du Bassin de Szczerbów). *Acta Geogr. Lodz.*, 26.
- GOŁDZIK, J., 1973 — Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacialnych w środkowej Polsce (summary: Origin and stratigraphical position of periglacial structures in Middle Poland). *Acta Geogr. Lodz.*, 31.
- GOŁDZIK, J., 1980 — Zastosowanie morfoskopii i graniformametrii do badań osadów Kopalni Węgla Brunatnego „Bełchatów” (L’application de la morphoscopie et de la graniphormametrie pour les études des dépôts dans la mine de lignite de Bełchatów). *Studia Regionalne*, PWN, Warszawa.
- GOŁDZIK, J., 1981 — Les changements des processus éoliens dans la Pologne Centrale au cours de Vistulan (Würm). *Recherches Géogr. Strasbourg*, 16—17.
- JASTRZĘBSKA-MAMEŁKA, M., 1979 — Eemian and early Vistulan organic sediments at Zgierz — Rudniki near Łódź. *Bull. Soc. Sci. Lettr. de Łódź*, 29.
- KLAJNERT, Z., 1966 — Geneza Wzgórz Domaniewickich i uwagi o sposobie zaniku lodowca środkowopołskiego (summary: Origin of Domaniewice Hills and remarks on the mode of waning of the Middle Polish ice sheet). *Acta Geogr. Lodz.*, 23.
- KLATKOWA, H., 1965 — Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi. (résumé: Vallons en berceau et vallées sèches aux environs de Łódź). *Acta Geogr. Lodz.*, 19.
- KLATKOWA, H., 1972a — Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego (résumé: Paléogéographie du Plateau de Łódź et de terrain avoisinant pendant la glaciation de la Warta). *Acta Geogr. Lodz.*, 28.
- KLATKOWA, H., 1972b — Region łódzki (La région de Łódź). *Geomorfologia Polski*, t. II, PWN, Warszawa.
- KLATKOWA, H., 1981 — Dépôts des vallées périglaciaires en Pologne Centrale. *Recherches Géogr. Strasbourg*, 16—17.
- KLATKOWA, H., 1982 — Utwory ablacyjne w regionie łódzkim (summary: The ablation deposits in the Łódź region). *Acta Geogr. Lodz.*, 45.
- KLATKOWA, H., 1985 — Osady depozycji naśnieżnej późnego vistulianu (summary: Over-Snow Deposition of the Late Vistulian Sediments). *Acta Geogr. Lodz.*, 50.
- KRZEMIŃSKI, T., 1965 — Przelom doliny Warty przez Wyżynę Wieluńską (résumé: La percée de la vallée de la Warta par le plateau de Wieluń). *Acta Geogr. Lodz.*, 21.
- KRZEMIŃSKI, T., 1970 — Osady i struktury peryglacialne w wieluńskim odcinku doliny Warty (résumé: Dépôts et structures périglaciaires dans la vallée de la Warta près de Wieluń). *Acta Geogr. Lodz.*, 24.
- KRZEMIŃSKI, T., 1974 — Geneza młodopleistoceńskiej rzeźby glacjalnej w dorzeczu środkowej Warty (résumé: La génèse du relief glaciaire du Pleistocène supérieur dans le bassin de la Warta moyenne). *Acta Geogr. Lodz.*, 33.
- KUYDOWICZ-TURKOWSKA, K., 1975 — Rzeczne procesy peryglacialne na tle morsogenezy doliny Mrogi (résumé: Processus fluviaux périglaciaires sur le fond de la morphogenèse de la vallée de la Mroga). *Acta Geogr. Lodz.*, 36.
- KUYDOWICZ-TURKOWSKA, K., 1976 — Typy kontaktów peryglacialnych osadów stokowych i rzecznych (résumé: Les types des contacts des dépôts de versant et fluviaux périglaciaires). *Acta Geogr. Lodz.*, 37.
- MANIKOWSKA, B., 1966 — Gleby młodszego plejstocenu w okolicach Łodzi (résumé: Les sols du Pléistocène supérieur aux environs de Łódź). *Acta Geogr. Lodz.*, 22.
- MANIKOWSKA, B., 1975 — Zarys paleogeografii Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich (Esquisse de la paléogéographie du Plateau de Łódź et des terrains, avoisinants), in: *Przewodnik wycieczek XIII Ogólnopolskiego Zjazdu PTG. Łódź*.
- MANIKOWSKA, B., 1982 — Gleby kopalne w wydmach Polski środkowej (summary: Fossil soils in dunes of Central Poland). *Roczn. Glebozn.*, 33.

- MANIKOWSKA, B., 1983 — Les études paléopédologiques dans les régions de dunes de la Pologne Centrale. *Recherches Géogr. Strasbourg*, 18.
- 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.
- WIECZORKOWSKA, J., 1976 — Rola zagłębień bezodpływowych w rozwoju rzeźby okolic Łodzi (résumé: Le rôle des dépressions fermées dans l'évolution du relief des environs de Łódź). *Acta Geogr. Lodz.*, 37.
- WIECZORKOWSKA, J., 1977 — Morfologiczny rozwój stoków o małym nachyleniu. Przykłady z okolic Łodzi (summary: Morphologic development of gently slopes — examples from the Łódź region). *Zesz. Nauk. Uniw. Łódz.*, ser. II, 5.