

Jan Stanisław Goździk

Łódź

L'ETUDE DE LA REPARTITION TOPOGRAPHIQUE DES STRUCTURES PERIGLACIAIRES

INTRODUCTION

Durant les années 1961—1963, l'auteur a eu l'occasion d'étudier un profil dégagé dans un fossé 20 km de long et de 1,5 à 3,5 m de profondeur, creusé pour le futur aqueduc Pilica—Łódź. Parmi de divers faits observés dans la coupe, on trouve aussi des traces fossiles des phénomènes périglaciaires.

Comme le fossé parcourait et coupait de différentes formes de relief et de diverses formations géologiques, il y a été possible d'observer la répartition des structures périglaciaires par rapport aux différentes formes morphologiques et formations géologiques, et d'étudier la façon dont elles s'y sont développées. Les résultats des recherches, complétés par les observations provenant d'autres endroits dans la région de Łódź, constituent le sujet de ces pages.

LES PRINCIPAUX CARACTERES MORPHOLOGIQUES ET GEOLOGIQUES DE LA REGION DE ŁÓDŹ

C'est pendant la glaciation de la Pologne centrale (Riss) que la région de Łódź a été pour la dernière fois envahie par l'inlandsis scandinave. De cette époque proviennent les séries de dépôts glaciaires: argile morainique, sables et graviers fluvioglaciaires etc. atteignant jusqu'à quelques dizaines de mètres d'épaisseur.

Le relief actuel de la région de Łódź est la résultante de plusieurs morphogénèses passées: glaciaire (Riss), périglaciaire (Würm) et celle du climat tempéré (Eemien, Holocène). Son élément dominant est constitué par les interfluves parsemés de buttes et collines glaciaires, formées d'anciens dépôts glaciaires et, dans de certains endroits (généralement le long des lignes de partage des eaux), de dépressions fermées. En outre les interfluves sont disséqués par un réseau des vallées fluviatiles auxquelles se lient des vallées secondaires et vallées en berceau.

L'évolution du relief était accompagnée de la destruction des dépôts glaciaires et de la formation des sédiments nouveaux, qui se déposaient en premier lieu dans les formes concaves: dans les vallées fluviales et les vallées sèches, secondaires et dans les dépressions fermées. Ce dépôts ne sont pas uniformes. Leur variabilité est, en général, l'effet de l'évolution morphogénétique de la région. Une caractéristique plus détaillée des dépôts würmiens vient d'être élaborée par J. Dylik (1964). Parmi eux ce sont les sédiments périglaciaires à litage périodique qui méritent une attention particulière.

Au Würm supérieur, comme l'effet des actions éoliennes principalement, se sont formées de vastes couvertures sablo-limoneuses, reposant non seulement dans les vallées, mais enveloppant aussi les interfluvies. La couverture n'est pas continue et son épaisseur est variable. Ce n'est que dans des zones étroites (cordons dunaires) qu'elles atteignent quelques mètres d'épaisseur. Habituellement celle-ci varie de plusieurs centimètres à 1,5 m.

L'accumulation holocène s'est limitée en principe aux fonds des vallées fluviales.

LES POLYGONES DES FENTES DE GEL

Il est universellement admis que les fentes en coin représentent la coupe verticale d'une fente du polygone des fentes de gel. Les opinions excluant la parenté de ces structures et formes sont très rares (Gusjev 1958). Sans aucun doute, parmi les structures fossiles présentant la forme d'une fente en coin il y peut exister des spécimens ne présentant rien de commun avec les polygones des fentes de gel. De telles structures ont été amplement décrites dans la littérature (Johnsson 1959; Sekyra 1960; Doskatch 1962; Dylik 1963). Il existe, toutefois, à présent une quantité suffisante de preuves indiquant une relation directe entre une catégorie donnée des structures fossiles à fente en coin et les systèmes fossiles des polygones des fentes de gel. Déjà en 1936 Selzer en avait fourni plusieurs. Selon J. Dylik (1963) la notion *fente en coin* ne devrait être appliquée qu'à cette catégorie des structures, c'est-à-dire aux polygones des fentes de gel.

Aux pays où il y a des structures périglaciaires fossiles, on les observe d'habitude en coupe verticale (les parois des carrières). C'est pourquoi la catégorie discutée des structures se présente à l'oeil sous la forme d'un coin. D'où l'admission générale du terme *fente en coin*. Par contre, dans la zone à des conditions périglaciaires actuelles, ce sont les éléments des structures visibles à la surface du sol qu'il est le plus facile d'étudier.

En plus, c'est avant tout le dessin polygonal qui frappe l'attention. D'où leur définition. En fin de compte, on emploie deux termes différents: *fentes en coin* et *polygones des fentes de gel* pour désigner les structures et les formes à la même genèse.

De ces deux termes c'est le *polygone des fentes de gel* qui définit mieux l'entité du phénomène. Bien entendu, on ne peut l'employer que si l'on possède les preuves que la structure observée, c'est-à-dire la fente en coin appartient à un système polygonal. Mais, il semble qu'on puisse utiliser la notion *polygones des fentes de gel*, pour désigner de certains ensembles de fentes en coin fossiles, même si l'on ne dispose pas de leur dessin en coupe horizontale. Il suffirait que l'écart moyen entre les fentes en coin d'un tel complexe en coupe verticale corresponde à peu près à la répartition des fentes constituant les réseaux polygonaux des fentes de gel actuels. En outre, il est possible de confronter aussi certains éléments des formes polygonales fossiles et actuelles.

Si l'on calcule la taille des polygones d'après les écarts entre les fentes en coin observées en coupe verticale, la détermination précise de la dimension des formes géométriques particulières (polygone) n'est pas possible. Mais, avec un nombre plus élevé d'écarts mesurés on peut calculer une valeur moyenne approximative, rapprochée à des dimension réelles des polygones. De plus, l'erreur diminue au fur et à mesure que le nombre de côtés polygonaux augmente (les figures s'approchent alors du cercle). Elle diminue également quand les dessin d'un ensemble polygonal diffère du système regulier „en échiquier", parce que de cette façon augmentent les possibilités d'intersection sous des angles diverses.

Les différences entre les valeurs moyennes de la dimension polygonale et les écarts entre les fentes en coin en coupe verticale sont le plus grandes quand: a) les polygones forment un réseau orthogonal; b) l'intersection d'un tel réseau est faite sous un angle proche de 45° par rapport aux bords du réseau (dans le cas de l'angle de 45° exacts la ligne d'intersection peut passer par les coins des carrés du réseau).

L'écart moyen entre les fentes en coin trouvé de cette façon sera à peu près de 20% moindre que les dimensions moyennes des polygones (si l'on fait des mesures entre 10—20 fentes environ). Etant donné que, habituellement, on a affaire à des réseaux différant considérablement du réseau orthogonal et que les intersections sont faites sous angles diverses par rapport aux bords polygonaux, on peut admettre que l'erreur moyenne se réduit de 50%, c'est-à-dire elle est finalement de 10% environ. Il suffit donc de multiplier par 1,1 l'écart moyen mesuré entre les fentes en coin afin qu'on obtienne une valeur pratiquement égale à la maille du réseau polygonal.

La dimension des polygones constitue un des critères principaux permettant de distinguer les systèmes polygonaux des fentes de gel des polygones des fentes de dessiccation (Washburn 1956; Kaplina et Romanovsky 1960; Dylik 1963). Troll (1944) a constaté que la dimension moyenne des polygones des fentes de gel formés dans la toundra était de 15 m à l'Alaska et de 20 m à Tajmyr. Des valeurs pareilles ont été trouvées par Cailleux et Taylor (1954). Selon Hopkins, Karlstrom *et al.* (1955) les valeurs extrêmes sont, à l'Alaska, de 1,5 à 120 m, mais ce sont les polygones de 7,5 à 30 m qu'on rencontre le plus fréquemment. T. Péwé (1954), aux environs de Fairbanks, a mesuré les polygones de 10 à 40 m. Les dimensions des polygones formés sur des terrains tourbeux sont de: 10—20—40 m. (Popov 1958). On peut trouver des valeurs semblables aussi chez d'autres auteurs.

Dans le profil de l'aqueduc Pilica-Łódź on avait étudié plusieurs centaines de structures à fente, parmi lesquelles un nombre considérable de fentes en coin. Dans de nombreux cas il a été possible, de la façon décrite ci-haut, de déterminer la dimension moyenne des polygones.

Bien entendu, dans chaque cas on n'abordait les mesures qu'après avoir constaté, à l'aide d'autres critères, que la structure donnée possédait tous les traits caractéristiques essentiels d'une vraie fente en coin. C'est-à-dire à côté de la forme du coin le fléchissement des lits du matériel avoisinant, le rapport avec la structure de fente de gel (le plus souvent c'était l'existence de la fente en coin dans la paroi opposée du fossé, appartenant à la même fente de gel, c'est-à-dire au même polygone qui constituait le critère le plus convaincant) et la nature du matériel remplissant la fente.

On n'a reconnu comme les fentes constituant les côtés des polygones des fentes de gel que celles, disposées à des intervalles (et en conséquence à la dimension du polygone calculée à partir d'elles) comparables aux dimensions moyennes des polygones du même type se développant à l'époque actuelle. Comme les valeurs extrêmes admissibles on a pris 7—30 m. Quand les fentes en coin dans le profil sont disposées aux intervalles trop grandes, il devient très peu probable que les fentes de gel correspondant à des fentes en coin se lient dans les systèmes polygonaux. On a probablement affaire à des fentes isolées, bien qu'elles puissent constituer également des fissures de contraction.

Si l'on prend en considération le critère de grandeur, on ne peut pas identifier des structures polygonales des fentes de gel et des polygones formés par des structures à fente en coin développées dans l'argile morainique, car leur dimension moyenne est inférieure à 7 m. C'est pourquoi on a classé ces petits polygones comme un groupe à part qui sera discuté séparément.

Toutes les fentes en coin observées sur le terrain en question sont en rapport avec une, toujours la même, surface fossile¹ et, selon toute probabilité, sont synchrones. Toute cette catégorie des structures périglaciaires est considérée par J. Dylik (1964) comme datant du maximum de la glaciation dernière (pléni-Würm).

Grâce au creusement du fossé de l'aqueduc on a pu examiner en détail la façon dont les fentes en coin (formant des polygones des fentes de gel) se sont développées par rapport aux formes de relief et formations géologiques différentes. Les observations et recherches faites le long de ce profil ont été complétées par des matériaux provenant d'autres régions de la Pologne centrale, rassemblés aussi bien par l'auteur que par les autres chercheurs de l'Institut de Géographie de Łódź.

LA REPARTITION DES POLYGONES PAR RAPPORT AUX DIFFERENTES FORMES MORPHOLOGIQUES

Les terrasses

Les recherches concernent avant tout les terrasses de la rivière Miazga. On n'a pas trouvé de fentes en coin sur la terrasse d'inondation (Holocène), aussi bien que sur la basse terrasse du Würm supérieur. Par contre, les fentes en coin bien développées apparaissent sur la deuxième terrasse. En plus, elles y sont réparties de la façon tout à fait régulière et ce n'est que dans les endroits où la terrasse est disséquée par les vallées secondaires qu'on ne les trouve pas.

La surface de deuxième terrasse est en général plate. Les endroits légèrement en relief ou de petites dépressions ne sont pas nombreux. Le terrain est un peu plus accidenté là où la terrasse est disséquée par les vallées secondaires. Quant à la lithologie, la deuxième terrasse n'est pas uniforme. La partie proche aux versants de la vallée est, le plus souvent, l'effet de l'érosion des dépôts glaciaires. C'est pourquoi on y rencontre l'argile morainique et les sables et limons fluvioglaciaires. Au voisinage de l'axe de la vallée ce sont les dépôts alluviaux qui forment la terrasse: sables et limons à litage périodique et limons alluviaux. De temps en temps on y trouve des lentilles ou de minces couvertures tourbeuses.

C'est sur des surfaces planes de la terrasse ou légèrement concaves (petites dépressions fermées) où on rencontre les fentes en coin le plus régulièrement développées, c'est-à-dire, comme on peut supposer les formes polygonales, le plus régulières. Ces systèmes se sont formés sur un

¹ Il faut ici remarquer qu'il manque des recherches aux endroits où ont eu lieu des processus d'accumulation intense, c'est-à-dire dans les grandes vallées fluviales.

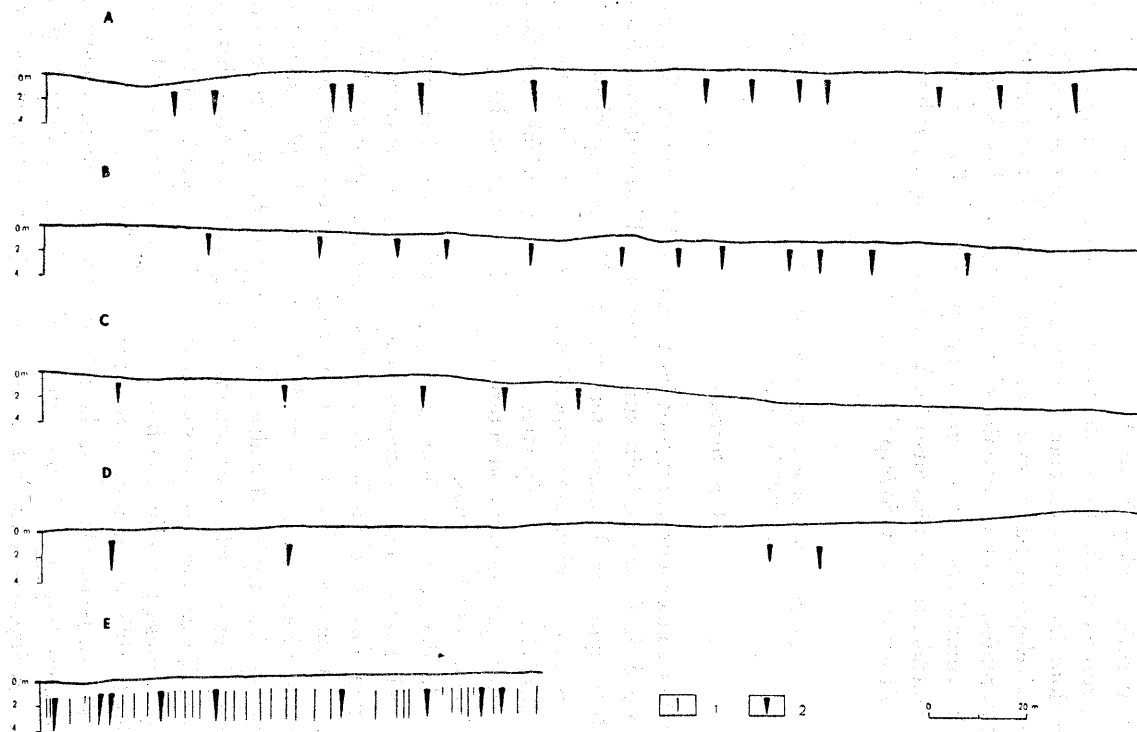


Fig. 1. Les exemples de la fréquence des fentes en coin dans de divers profils géologiques

A — Zielona Góra. La deuxième terrasse. Les sables et les limons à litage périodique; B — Hulanka. La deuxième terrasse. Les sables et limons à litage périodique; C — Bedoń. La deuxième terrasse (la partie gauche de la coupe). Les sables grossiers et moyens; D — Świecino. L'interfluve. Les sables moyens; E — Świecino. Le fond de la vallée en berceau. L'argile morainique; 1. fente en coin; 2. fissures minces

substratum constitué de sables et limons à litage périodique. La fig. 1A et 1B présente la fréquence des fentes en coin des endroits à une telle topographie et lithologie. Comme l'écart moyen entre les 36 fentes y est égal à 13,9 m, on peut calculer de la façon dont on a parlé ci-haut la dimension moyenne des polygones. On obtient ainsi le chiffre 14,3 m.

Il y a une différence marquée entre les polygones des fentes de gel de la deuxième terrasse, développés dans les sables fluviaux et fluvioglaciaires à grain grossier et moyen et ceux formés dans les dépôts à litage périodique; les intervalles entre les fentes en coin dans les dépôts sableux étant considérablement plus fortes et moins régulières. Là où la répartition des fentes était plus régulière on a calculé l'écart moyen (malheureusement on n'a pu trouver ainsi que 12 fentes en coin), en obtenant 23,6 m. Cela signifie que la dimension moyenne des polygones a été égale à 26,0 m. Le fait nous laisse inférer que les polygones développés dans les sables sont sensiblement plus grands que ceux des dépôts à litage périodique. La profondeur des fentes en coin dans les sables est également plus grande.

Dans les autres vallées aux environs de Łódź on rencontre également, sur la deuxième terrasse, les fentes en coin bien développées. Dans la vallée de la Mrożyca par exemple, on les a découvertes dans les sables et limons à litage périodique. En plus, on y a rencontré des fentes en coin au-dessus de la deuxième terrasse — sur des versants à pente faible, taillés dans les formations ressemblant à celles de la terrasse. J. Dylik (1963), dans des conditions pareilles, a découvert un système des fentes de gel formant, en coupe horizontale, une figure tétragonale à 14 m de diamètre environ, donc du même ordre de grandeur que les dimensions qu'on a obtenues auparavant dans la vallée de la Miazga.

En coupe verticale, les fentes de gel des polygones décrits ci-haut présentent une forme remarquable de fente en coin. Les dimensions de ces formes sont remarquables. Au sommet elles atteignent de 15 à 60 cm de largeur, rarement davantage. La profondeur a été très difficile à mesurer à cause de la nappe phréatique située à une profondeur de 2—3 m. Néanmoins le mesurage a été possible dans la majorité de cas. Le plus souvent on obtenait 1,9 m.

Au contact avec la fente en coin on observe habituellement une inflexion distincte des lits du matériel dans lequel les fentes se sont développées. En général les lits s'infléchissent vers le haut; rarement vers le bas. Quelquefois, surtout si l'on a affaire à des fentes minces, d'un côté les lits s'infléchissent vers le haut et de l'autre vers le bas. L'inflexion la plus forte est observée au sommet de la fente et s'atténue vers le bas, où elle disparaît souvent complètement.

Une inflexion bien décidée ne s'observe que dans de certaines catégo-

ries des dépôts et notamment — dans les sables stratifiés à grain moyen et fin. Et c'est dans les sables et limons à litage périodique que l'inflexion est la plus distincte. Dans les sables grossiers, par contre, on n'a jamais trouvé de l'inflexion. Ce phénomène est très nettement illustré par une fente en coin qui traverse à la fois les dépôts sablo-limoneux et sables grossiers adjacents de cette façon que sur une paroi du fossé on voit la fente en coin dans les sables grossiers et sur la paroi opposée — dans les dépôts à litage périodique. Au premier cas on n'observe aucune inflexion des lits du sable au voisinage de la fente, tandis qu'à l'autre l'inflexion est très nettement marquée.

Dans les séries des limons homogènes et non-stratifiés de la deuxième terrasse on n'a pas trouvé de fentes en coin du tout.

Les versants des vallées

Là où le fossé de l'aqueduc traversait les versants de la vallée on avait généralement affaire à deux sortes de dépôts: aux sédiments fluvioglaciaires et, plus rarement, aux argiles morainiques. Par endroits, les parties inférieures des versants en général, ont été constituées des limons ou des sédiments sablo-limoneux à litage périodique.

Dans le cas où la pente des versants dépassait 5° on n'observait presque nulle part des fentes en coin, même si le versant était constitué des dépôts à litage périodique.* Un exemple de la fente en coin formée exceptionnellement au versant à forte pente est présenté sur la photo 1. Au voisinage, il y en a encore deux toutes pareilles. Toutes les trois sont inclinées en direction de la pente, ce qui témoigne du déplacement horizontal aussi bien des sédiments que des structures y formées.

La confrontation des fentes en coin formées aux versants de la vallée avec celles à la situation morphologique différente, nous laisse supposer que la partie supérieure des fentes en coin des versants a été tronquée. Leur profondeur est parfois beaucoup plus faible.

Les difficultés d'ordre technique, c'est-à-dire l'impossibilité d'enlever d'énormes masses de la roche, ne nous ont pas permis d'exécuter une coupe horizontale pour chaque fente en coin afin d'obtenir et d'examiner le système géométrique formé par elles.

Les interfluves

Le relief des interfluves dans la région traversée par l'aqueduc est en général faible et peu accidenté. Il s'est développé dans des dépôts glaciaires:

graviers, sables, limons et argile morainique. Dans plusieurs endroits ces formations sont affectées par les phénomènes glacitectoniques.

Les fentes en coin sont ici beaucoup plus rares que sur la deuxième terrasse. Les écarts sont très variables — de dix à quelques centaines de mètres. De plus, il n'y a guère des concentrations plus considérables des fentes réparties aux intervalles au-dessous de 30 m. Tout au plus on peut trouver 2—3 fentes. La figure 1D présente un exemple de la répartition des fentes en coin aux interfluves, dans un lieu où elles sont particulièrement proches une de l'autre.

Il en résulte qu'aux interfluves les polygones des fentes de gel forment rarement des réseaux plus vastes. Le plus souvent ce sont les polygones isolés.

Au cas où les écarts mesurés dépassent 30 et atteignent même quelques centaines de mètres on n'a aucune certitude que les fentes en coin se lient en formes polygonales complètes.

Une diminution des écarts plus importante ne s'observe que dans les forms concaves (par exemple dans les parties supérieures des vallées secondaires). Tandis que sur les collines des interfluves, généralement petites (500 m de diamètre environ) et à faible pente, les fentes en coin sont très rares et, en conséquence les écarts très grands.

Toutes les fentes en coin des interfluves se sont formées dans les sables fluvioglaciaires fins et moyens, rarement dans les sables grossiers. Il est frappant que dans les mêmes sables la fréquence des fentes en coin diminue sensiblement quand les pendages des couches s'approchent et dépassent 45° (déformations glacitectoniques).

Les fentes en coin des interfluves sont moins profondes que celles de la deuxième terrasse. En général elles atteignent 1—2 m. Ce n'est que sporadiquement qu'elles dépassent 2,5 m. On peut donc supposer que les fentes en coin des interfluves ont été tronquées, ou bien que les fissures originelles dues au gel ont été moins profondes.

Il est frappant qu'on n'a jamais trouvé jusqu'à présent des fentes en coin dans les dépressions fermées situées aux interfluves. Les recherches extrêmement détaillées de J. Dylik², effectuées dans une telle forme à Józefów n'ont pas révélé la présence des fentes en coin. Les fentes y découvertes possèdent aussi bien le caractère que la genèse différente. A Zgierz, l'auteur a eu l'occasion d'étudier en coupe un fossé 250 m long, traversant une dépression fermée située tout près de la ligne de partage des eaux. Le fossé a révélé les structures à fente tout pareilles à celles de Józefów.

² Information orale.

POLYGONES DES FENTES DE GEL DANS L'ARGILE MORAINIQUE

On a plusieurs fois décrit les fentes en coin et les systèmes polygonaux formés dans l'argile morainique en Pologne centrale (Gołąb 1956; Filipiuk 1960; Laskowska 1960). On les interprète comme les fentes en coin ou les polygones des fentes de gel. On souligne au même temps les faibles dimensions de ces formes par rapport aux polygones des fentes de gel actuels, connus des pays subarctiques (Filipiuk 1960; Laskowska 1960).

En Pologne centrale l'argile morainique est un des dépôts les plus communs à la surface du sol. Dans le fossé de l'aqueduc Pilica—Łódź elle constitue plus que la moitié de toutes les roches y révélées. Dans de certains endroits (Wola Łaznowska, Borowa) on rencontre des sections du fossé qui sur quelques kilomètres de long ne révèlent que ce dépôt, et dans de diverses situations morphologiques — aux interfluves, sur les versants, dans les vallées secondaires et sur les terrasses d'érosion. Partout, dans la partie sommitale de l'argile morainique on observe des structures à fente. En première phase des recherches dans le fossé on se contentait de constater l'existence seule des fentes en coin dans l'argile morainique. Plus tard, à la fin des travaux c'était la manière dont les fentes ont été développées qui attirait l'attention particulière.

Les observations détaillées ont permis de constater l'existence de deux types de fentes dans l'argile morainique. C'est la largeur différente des deux genres de structures et la nature de leur remplissage qui constituaient les caractères distinctifs. Dans les fentes du premier type la largeur de la fente oscillait de quelques millimètres à plusieurs centimètres et le remplissage constituait exclusivement le sable moyen. Les fentes de la deuxième catégorie avaient en haut de 15 à 50 cm de largeur. Quant au remplissage, il était également constitué du sable à grain moyen, mais dans les parties basses seulement. En haut c'étaient en général les sables grossiers, les graviers et les cailloux.

Les mesures des dimensions moyennes des polygones (d'après les écarts entre les fentes) ont démontré que les fentes minces forment les polygones à des côtés de quelques mètres de long. Tandis que les structures à fente plus large forment les polygones à plusieurs mètres de diamètre.

Malheureusement, les observations sur les polygones des deux types ont dû être limitées à une seule coupe dans le fossé de quelques km de long. C'est pourquoi on n'a pas été capable de déchiffrer des rapports entre l'apparition des polygones du premier (grands) ou du second ordre (petits) et une variété particulière de l'argile morainique, ou entre les types des polygones formés dans l'argile morainique et les formes diverses de relief

sur lesquelles ils se sont formés. On peut pourtant formuler une remarque que les petites formes polygonales sont présentes partout. On les rencontre dans toute situation morphologique. Tandis que les structures polygonales plus grandes ne s'observent que dans de certains lieux. D'après les recherches faites dans la section terminale de l'aqueduc on peut inférer que les polygones formés dans l'argile morainique se manifestent dans les conditions morphologiques semblables que ceux développés dans les autres formations géologiques.

En comparant les systèmes polygonaux de l'argile morainique à ceux décrits ci-haut, formés dans des sédiments différents, on peut constater:

1. La ressemblance de la première catégorie des polygones des fentes (grands), formés dans l'argile morainique à des polygones des fentes décrits auparavant, formés dans d'autres dépôts; cette ressemblance s'exprime dans: a) la grandeur moyenne rapprochée des polygones; b) le remplissage identique de deux catégories des fentes; c) la situation morphologique pareille, bien que ce point-ci exige encore une vérification soigneuse.

Il semble que ces analogies peuvent nous autoriser à inférer une genèse similaire de ces polygones.

2. L'absence des systèmes polygonaux de la deuxième catégorie (petits) dans les dépôts meubles autres que l'argile morainique, bien qu'on trouve parfois dans les limons et dans les dépôts sablo-limoneux à litage périodique et dans les sables, indépendamment des réseaux des fentes, des systèmes des fentes du deuxième ordre. Les écarts entre de telles fentes sont très irréguliers; elles oscillent entre 1 décimètre et quelques mètres, et la largeur des fentes dépasse rarement 1 mm. En général ce sont les fentes de 1 à 3 mm de largeur, ou bien de minuscules dislocations sans un remplissage ultérieur des fentes. La largeur minime de telles fentes nous laisse inférer qu'elles sont l'effet d'une seule fracture. Par contre, les polygones à 2-3 m de diamètre, formés dans l'argile morainique, possèdent en général les fentes beaucoup plus importantes (larges) qui se sont formées vraisemblablement par suite des fractures répétées à maintes reprises. La présence de ces structures dans l'argile morainique, et même la présence quasi-générale nous prouve que leur apparition est en rapport avec un caractère particulier du dépôt, le caractère dont sont privés les autres sédiments mentionnés ci-haut. Ce caractère distinctif constitue la présence d'une proportion considérable des particules fines, argileuses et du carbonate de calcium. Le carbonate de calcium est moins important, car les fentes en coin apparaissent généralement dans la zone décalcifiée des argiles. Ce qui paraît important c'est la proportion assez forte des particules argileuses dans l'argile morainique à côté des grains grossiers. Cette coexistence des calibres différents est la cause d'une capacité d'absorp-

tion importante à côté d'une perméabilité, qui étant en fait assez faible, en valeurs absolues, est néanmoins beaucoup plus forte que celle des autres dépôts argileux (argiles). Le système de petites fissures de l'argile morainique facilite encore davantage les migrations de l'eau à l'intérieur du dépôt.

Les traits caractéristiques pareilles de l'argile morainique sont la cause, comme il semble, pour laquelle la roche peut relativement vite aussi bien absorber que perdre de l'eau, augmentant ou diminuant en conséquence respectivement le volume. C'est pourquoi l'argile morainique se fendille facilement en formant de réseaux de fentes.

LA REPARTITION DES POLYGONES DES FENTES DE GEL FOSSILES ET ACTUELS
PAR RAPPORT A LA MORPHOLOGIE ET LA LITHOLOGIE DU TERRAIN

Dans les ouvrages traitant le problème des fentes en coin ou des polygones des fentes de gel fossiles l'attention a été d'habitude concentrée sur les questions de la position stratigraphique et de la répartition géographique. On s'occupait peu de la situation morphologique et du caractère du matériel dans lequel les fentes en coin ont été développées. A présent pourtant ce point-ci devient indispensable si l'on veut s'occuper des questions paléogéographiques (Katasonov 1962; Dylik 1963). Car une parallélisation indubitable des polygones des fentes de gel fossiles et actuels est impossible sans avoir examiné la situation morphologique et la nature de la roche. Cette nécessité résulte du progrès des recherches dans les pays de la toundra et du fait qu'il y existent deux types différents des fentes de gel. Il s'agit des fentes de gel au remplissage minéral³ et à celui formé par la glace. Ce fait est dû à la différence de la situation morphologique et du substratum. C'est qui est particulièrement accentué par Katasonov (1962).

Les polygones des fentes de gel au remplissage minéral se forment d'habitude dans les endroits bien drainés comme les terrasses fluviales, les cônes de déjection alluviaux, les bas-fonds au voisinage des lits des cours d'eau (Hopkins, Karlstrom *et al.* 1955; Katasonov 1962; Surikov 1962). Tandis que les polygones des fentes de gel au remplissage constitué par la glace se développent dans lieux riches en eau — dans les bassins des lacs et lagunes desséchées et dans les *alas* (Hopkins, Karlstrom *et al.* 1955; Katasonov 1962; Surikov 1962). C'est pourquoi, quand on discute le problème des formes polygonales fossiles, la situation morphologique peut devenir un des critères auxiliaires dans l'identifica-

³ Le terme *polygones des fentes de gel au remplissage minéral* vient d'être introduit par J. Dylik (1963).

tion juste des structures comme les fentes au remplissage originel minéral ou bien comme les „pseudomorphoses”, succédant à la glace des polygones de gel.

En Pologne centrale là où les études ont été faites il n'y a pas des traces d'une évolution morphologique avancée aux temps postérieurs à la période de la formation des formes polygonales, à l'exception des parties les plus basses des vallées. On peut donc admettre, avec une erreur minime, que la situation morphologique actuelle des structures correspond à peu près à celle de la période de leur apparition. A une différence près, que la deuxième terrasse actuelle constituait, à l'époque, la basse terrasse et, peut être, elle était partiellement soumise à des inondations.

Il résulte, de l'analyse de la répartition de structures fossiles des polygones des fentes de gel en Pologne centrale sur des formes morphologiques variées, que la majorité de ces structures faisait leur apparition sur des formes de relief bien drainées, c'est-à-dire sur les terrasses fluviales, les versants des vallées, les fonds des vallées secondaires et leurs parties supérieures. Une telle situation morphologique des polygones fossiles laisse penser qu'ils constituent d'anciens polygones au remplissage minéral primitif. En même temps on rencontre des polygones des fentes de gel fossiles dans de petites dépressions fermées sur la deuxième terrasse, donc dans des lieux riches en eau. De plus, on ne voit aucune différence entre la structure des deux catégories des polygones. Peut-être celle des polygones formés dans les dépressions fermées constitue une forme intermédiaire (remplissage minéral et par la glace simultanément — Katasonov 1962).

Aux pays arctiques ou subarctiques, dans les formations à grain fin (sablon, limon) et organiques (tourbes, limon tourbeux), on observe d'habitude les polygones des fentes de gel au remplissage constitué par la glace (Popov 1958; Péwé 1962). Tandis que les polygones des fentes de gel au remplissage minéral se forment plutôt dans des dépôts grossiers: sables, graviers (Hopkins, Karlstrom, *et al.* 1955; Katasonov 1962), bien que Katasonov soit d'avis que l'influence de la nature du sol sur le type des fentes de gel s'y formant est plus faible que celle de la situation morphologique. En Antarctique Péwé (1959) décrit les polygones des fentes de gel au remplissage minéral développés dans de diverses formations comme les sables, les argiles et même la glace du glacier. Ces polygones-ci se sont formés pourtant dans des conditions climatiques exceptionnelles. Chumsky (1962) est d'avis que dans le matériel fin les polygones des fentes de glace, pour se former, exigent plutôt un régime climatique moins rude. Tandis que sur les aires où règne le climat sévère de tels polygones peuvent se former dans de diverses formations.

Les observations de la formation des fentes de gel par rapport au carac-

tère du sol ne sont pas très avancées et, à l'époque actuelle, il n'est pas facile de décider si la présence des fentes en coin dans le matériel grossier indique leur remplissage originel par le matériel minéral, ou bien constitue une preuve de la sévérité des conditions climatiques sous lesquelles les polygones se sont formés. C'est la première interprétation qui nous semble être plus vraisemblable.

En Pologne centrale c'est dans les dépôts sablo-limoneux à litage périodique que les systèmes polygonaux des fentes de gel se sont développés le mieux. Dans les sables grossiers et moyens ils sont plus rares. On observe aussi, bien que rarement, des fentes en coin dans les graviers. On trouve aussi des réseaux des polygones des fentes de gel dans les argiles morainiques, bien qu'il soit difficile de ne pas les confondre avec les systèmes des fentes de deuxième ordre (plus denses) et, probablement, à une genèse différente. Il est caractéristique qu'on ne voit pas des polygones des fentes de gel dans les dépôts pulvérulents homogènes, non-stratifiés. Dans les autres régions à des conditions lithologiques et paléoclimatique rapprochées et où on connaît aussi les polygones fossiles, on note des observations semblables. Moskvitin (1947) émet une opinion que les fentes en coin apparaissent le plus souvent, abstraction faite de l'argile morainique, dans les alluvions, dans les sédiments lacustres surtout. K. Kaiser (1958) décrit des fentes en coin se manifestant en principe dans les sables et graviers de terrasses seulement. Black (1964) au Nord-Centre des Etats Unis a observé les fentes en coin dans les sables et graviers stratifiés et dans les sédiments lacustres rubannés. Par contre, il ne les a pas trouvées dans les limons.

Finalement on peut constater qu'en Pologne centrale les polygones des fentes de gel sont présents principalement dans les lieux bien drainés et, d'habitude, ils se sont formés dans les dépôts sableux ou sablo-limoneux. Un tel rapport entre le relief du terrain et la répartition des structures ou bien aussi le rapport entre celles-ci et le caractère de dépôt dans lequel les polygones se sont formés, indique que la plupart de structures a pu se former comme les polygones au remplissage minéral originel. La réponse définitive, bien sûr, n'est possible qu'après un examen détaillé des autres traits caractéristiques des polygones.

L'absence des fentes en coin dans les limons, comme nous venons de le dire, ne se limite pas à l'aire de la Pologne centrale. Les résultats des recherches de R. F. Black (1964) et d'autres investigateurs faites dans les régions où la couverture limoneuse joue un rôle beaucoup moins important par rapport à celles de sable et de gravier le confirment aussi. On connaît, par contre, de nombreux exemples des fentes en coin et même de grands réseaux des polygones fossiles dans les pays où il existe des cou-

vertures loessiques sur des étendues plus considérables (Selzer 1936; Jahn 1951; Mojski 1961; Jersak⁴).

L'explication de ce fait n'est pas facile. Il est possible que dans les loess les fentes en coin sont observées dans les lieux où il y avait eu, auparavant, des fentes au remplissage minéral originel. Tandis que là où il y a des couvertures limoneuses à faible étendue, reposant sur les sables et graviers, le matériel limoneux avait pu facilement attirer de l'eau des formations avoisinantes et, en conséquence, les fentes au remplissage originel par la glace se formaient. Pendant la fonte de la glace, le matériel limoneux des parois de la fente, imbibé fortement de l'eau pouvait glisser et remplir le vide. Le processus de geyification postérieurs ont pu, éventuellement, effacer les structures de remplissement des fentes peu distinctes déjà par elles-mêmes à cause de l'homogénéité du matériel.

Le rapport entre la nature du matériel et la taille des polygones y formés est également d'une certaine importance. Evidemment, c'est le facteur thermique dont l'influence sur la taille des polygones est décisive, mais si les conditions climatiques restent les mêmes, c'est la nature de la roche superficielle qui devient le facteur influençant considérablement la taille des formes polygonales. Il résulte de l'argumentation théorique de Dostovalov (1962) qu'une telle influence a bien lieu et constitue l'effet de la différence dans les indices de contraction et des modules de „déplacement” de diverses formations. Les recherches de R. F. Black (1952) attestent que ce sont les graviers qui possèdent les indices de contraction les plus faibles. Les sédiments plus fins sont caractérisés par les indices plus élevés à cause d'une grande capacité d'absorption de l'eau. Si l'on prend en considération les résultats obtenus par Black, il résulte de la formule de Dostovalov que, les conditions climatiques étant les mêmes, dans les formations grossières se forment les polygones plus grands à cause des tensions moins fortes.

Les polygones des fentes de gel étudiés en Pologne centrale se formaient à peu près durant la même période et sous les mêmes conditions climatiques. Il résulte des dimensions moyennes des polygones des fentes de gel citées ci-haut que les polygones des dépôts sableux sont plus grands que ceux formés dans les dépôts sablo-limoneux. On ne peut pas établir des valeurs précises à cause du nombre limité de mesures, surtout pour les polygones des sables et des dépôts sablo-graveleux.

Comme nous avons mentionné ci-haut, il existe, dans les argiles morainiques de la Pologne centrale, des polygones des fentes de gel du premier et du deuxième ordre (grands et petits). Les analogies entre les systèmes

⁴ Communication orale.

polygonaux du premier ordre des argiles morainiques et ceux des autres formations nous ont inclinés à supposer une genèse commune. Par contre, les réseaux polygonaux du deuxième ordre (denses) formés dans l'argile morainique ne possèdent pas des formes équivalentes dans les autres dépôts. Leur genèse semble être en rapport avec les traits caractéristiques particuliers du dépôt, mentionnés ci-haut.

On peut établir un nombre de caractères taxonomiques similaires entre les réseaux polygonaux dans la toundra sibérienne décrits par Bobov (1960) et Kaplina (1960) et les systèmes polygonaux des fentes du deuxième ordre observés dans les argiles morainiques de la Pologne centrale. Ce sont:

1. la taille similaire des polygones;
2. l'apparition des réseaux polygonaux dans les formations contenant une admixtion des calibres fortement fins. En Pologne centrale ce sont les argiles morainiques et en Sibérie les argiles de décomposition;
3. la présence des ramifications horizontales de la fente, sortant de la fente verticale.

Par contre, on observe une certaine différence de la répartition des réseaux polygonaux sur de diverses formes de relief. Sur les territoires de toundra décrits par Kaplina et Bobov, les denses réseaux polygonaux se forment sur les versants et les interfluves à faible relief, tandis que sur les terrasses alluviales se développent les réseaux polygonaux espacés (20—40 m de diamètre). Dans la région de Łódź, par contre, sur la basse terrasse, si elle est formée de l'argile morainique se trouvent des réseaux polygonaux du deuxième ordre.

Il est possible que cette différence n'est qu'apparente, car l'absence des réseaux polygonaux denses, au cas des polygones sibériens, pourrait être expliquée par l'évacuation des particules fines des dépôts de terrasse due au lessivage. Les analogies des réseaux polygonaux denses sibériens et ceux de la région de Łódź suggèrent une genèse pareille. Comme il résulte des recherches de Bobov et Kaplina, les systèmes polygonaux denses se forment actuellement en Sibérie. Déterminer leur genèse serait d'une importance capitale si l'on veut éclairer la question de l'origine de ces structures fossiles en Pologne centrale.

Les auteurs que nous venons de citer s'inclinent à considérer la fissuration du sol due au gel comme la cause originelle de la formation de petits polygones. La coexistence sur le terrain décrit par les auteurs cités ci-haut, des réseaux de petits polygones (leur genèse étant sans aucun doute en rapport avec la fissuration du sol due au gel) suggérerait donc une certaine hétérogénéité d'origine des deux systèmes de petits polygones, sibériens et ceux de la région de Łódź.

LES STRUCTURES DE CONGELIFLUXION

La congelifluxion est un des termes les mieux définis en géomorphologie périglaciaire. Le rapport de ce processus avec les surfaces inclinées, aussi bien qu'avec le sol gelé, perpétuellement ou du moins périodiquement est évident et étroit.

La plupart des dépôts mis en place par le processus de congelifluxion se caractérise par l'absence de la structure. Ce sont alors les caractères textuelles qui entrent en jeu. Ils sont souvent si caractéristiques qu'ils peuvent permettre de déterminer l'origine des dépôts. De cette façon diminue le rôle exclusif de la structure dans la détermination du processus, si évident quant il s'agit du processus de contraction due au gel ou d'un nombre d'autres processus ayant lieu dans le mollisol. Cela ne veut pas dire que la structure du dépôt ne soit pas le point important pendant le déchiffrement du processus de congelifluxion.

Il semble qu'on ne peut reconnaître comme les vraies structures de congelifluxion que celles, dans la formation desquelles le processus de congelifluxion a joué le rôle décisif. Cela signifie à peu près, que les structures de congelifluxion ne peuvent pas exister sans un dépôt de congelifluxion.

Dans la coupe de l'aqueduc Pilica—Łódź on n'a pas trouvé des structures de congelifluxion typiques aux versants. Bien qu'on connaisse de telles structures dans la région de Łódź (Olchowik-Kolasińska 1955, 1962), elles sont plutôt très rares. On peut même parler de la pauvreté de la région en des structures de congelifluxion typiques. Cela ne veut pas dire que le processus de congelifluxion soit peu développé dans la région. Parce qu'un grand nombre de dépôts de congelifluxion conservés ne peut être identifié qu'à l'aide de leur caractères texturaux et, de plus, la situation aux versants a facilité leur destruction par la dénudation consécutive.

Il y a un nombre d'autres caractères structuraux, la structure de congelifluxion typique mise à part, qui témoignent du caractère universel de la congelifluxion würmienne aux versants de la région de Łódź. On observe souvent des déformations des structures de gonflement dû au gel et celles de la pression congélistatique provoquées par le mouvement de masse aux versants (J. Dylik 1952; J. Olchowik-Kolasińska 1962). Dans la coupe de l'aqueduc on trouve aussi les mêmes structures déformées (photo 2). Les structures à fente en coin formées aux versants présentent également les traces distinctes du mouvement de masse (photo 1). Près de Bedon et Hulanka on a trouvé des grandes structures d'injection, dont les parties supérieures ont été affectées par la congelifluxion

(photo 6, 7). Dans l'argile morainique on voit souvent des blocs de sable à la forme des lentilles aussi bien que des cailloux décomposés, étirés en direction du versant (photo 3).

L'étude des structures modifiées par la congélifluxion est d'une importance capitale pour la reconstruction paléogéographique, parce qu'elle nous prouve qu'il existe un parallélisme entre la zonalité topographique des phénomènes périglaciaires de la région étudiée et celle de la toundra actuelle — sur les surfaces inclinées les microformes et microstructures révèlent des traces distinctes d'une transformation par la congélifluxion.

LES AUTRES STRUCTURES PERIGLACIAIRES

Au contraire des deux groupes des structures périglaciaires décrites tout-à-l'heure, il n'existe pas pour celles-ci une terminologie généralement admise. Il n'y a non plus des principes universellement admis de la classification de ces autres structures. Très souvent on emploie le terme *cryoturbations*, dont le sens n'est pas défini d'une façon précise (Dylik, Raynal 1956). Si l'on essaie d'y distinguer des types particuliers, on le fait le plus souvent à la base des caractères géométriques, plus rarement dynamiques et exceptionnellement à la base des particularités génétiques de ces structures. La diversité des formes géométriques déchiffrées dans les coupes verticales au cas des structures périglaciaires fossiles et dans les sections horizontales quand il s'agit du microrelief et des microstructures de la toundra actuelle est la cause principale de l'apparition des classifications dissemblables et des termes différents, contradictoires concernant, au fait, les structures et les formes à la même genèse. Le fait constitue un obstacle sérieux quand on procède à une confrontation des structures fossiles et leurs analogues de la toundra actuelle. Les différences terminologiques concernant les types des structures tout-à-fait analogues constituent les difficultés supplémentaires si l'on veut comparer les structures fossiles entre elles mêmes.

Dans la région de Łódź on connaît plusieurs types de différentes structures périglaciaires, les polygones des fentes de gel et les structures de congélifluxion mis à part. Ici on ne discutera que deux parmi eux: (1) les perturbations des dépôts provoqués par les processus principaux du mollisol — le gonflement dû au gel et à la pression congélistatique, (2) les grandes déformations des structures primitives accompagnées des injections minérales.

LES STRUCTURES DU MOLLISOL

Le sens de la notion structures du mollisol est trop vaste pour les structures ci-discutées. On vient de l'employer afin de souligner le rapport de ces perturbations avec les processus ayant lieu dans le mollisol. Une description plus précise de ces structures sera donnée plus loin. Mais on ne peut ne pas remarquer, en les comparant à des structures citées dans la littérature, qu'elles ressemblent le plus aux *Taschenboden* et aux certains types des *involutions* „en colonne” (Jahn 1951), et quand il s'agit de la littérature concernant la région de Łódź — aux *structures du gonflement dû au gel* et à la *pression congélistatique*, ou *cryostatique* (Dylikowa 1961; Olchowik-Kolasińska 1962).

Dernièrement, l'attention a été concentrée à la ressemblance de certaines perturbations aux phénomènes périglaciaires malgré qu'elles se soient formées indépendamment de l'existence du pergélisol. Ce sont surtout les *flow-casts* et les *load-casts* qui ressemblent le plus à des déformations cryogènes du type des *involutions* et des *Brodel*-, *Taschen*- et *Würgeboden* (Kaye, Power 1954; Klaczyńska 1959; Halicki 1960; Johnsson 1962). Mais on sait que les *flow-casts* et *load-casts* peuvent se former dans les conditions sous-aquatiques dans des zones climatiques diverses. Aux environs de Łódź de telles structures ont été observées par J. Dylik⁵. L'auteur a eu l'occasion également d'observer dans plusieurs endroits les structures du type des *flow-casts* et *load-casts* dans les sédiments aquatiques, sablo-limoneux.

De certaines déformations dues au gel peuvent se former également dans le milieu du climat tempéré (Rudberg 1958).

On peut constater finalement qu'on peut reconnaître comme les perturbations provoquées par les processus ayant lieu dans le mollisol, seulement celles qui répondent aux conditions suivantes:

1. Les déformations sont en rapport avec une surface fossile déterminée, au voisinage de laquelle se manifestent les autres types des structures périglaciaires — les polygones des fentes de gel en premier lieu.
2. Les perturbations forment les ensembles des structures et non pas de structures isolées. Car dans de tels cas seulement on peut déterminer leur genèse d'une façon plus unéquivoque.
3. Dans les structures du mollisol typiques les perturbations les plus accentuées se manifestent à proximité de la surface fossile, au voisinage de laquelle les microformes périglaciaires se formaient. Vers le bas l'intensité des déformations diminue, et, en plus, ces déformations ne s'arrêtent pas à la limite d'une couche quelconque; leur limite inférieure est inégale.

⁵ Information orale.

4. Il est très douteux que les déformations qui se trouvent à l'intérieur des systèmes des perturbations glacitectoniques soient d'origine liée à l'existence du pergélisol et on les exclut de la liste des perturbations du mollisol.

Dans la discussion des structures du mollisol on s'est servi avant tout des matériaux provenant de la coupe de l'aqueduc.

La repartition des structures du mollisol par rapport aux différentes formes morphologiques

Les terrasses

Si l'on s'éloigne de l'axe de la vallée c'est sur la basse terrasse qu'on rencontre les premières structures du mollisol. Sur la terrasse d'inondation elles n'existent plus. Elles ont été détruites par l'érosion précédant l'accumulation de cette terrasse. Le même cycle d'érosion a provoqué la destruction des structures dans la zone adhérente à la terrasse d'inondation. Sur le reste de la basse terrasse les structures du mollisol sont très fréquentes. Elles occupent la majeure partie de la surface fossile marquée par un cailloutis graveleux peu épais (fig. 2B). Par endroits il passe au cailloutis pierreux. Dans les structures de la basse terrasse reconnues comme formées dans le mollisol on distingue par leur structure et texture: (1) partie inférieure (photo 5, p. 1); (2) partie supérieure (photo 5, p. 2).

1. La partie inférieure, au-dessous du cailloutis, est constituée en général des sables, et moins fréquemment des sables et limons à litage périodique. Leur partie la plus haute présente, en coupe verticale, le plissement un peu irrégulier. La hauteur des plis dépasse rarement 60—70 cm. Les parties anticlinales des plis portent en général de faibles traces du tronquement. Dans les plis les lits ont conservé leur continuité. Vers le bas des dépôts sableux les déformations disparaissent progressivement.

2. La partie supérieure des structures est constituée des graviers, des graviers sableux et des sables grossiers et moyens. Ce dépôt remplit les parties synclinales des plis formés par les sédiments inférieurs. Le style de sédimentation de ces graviers et sables témoigne d'un remplissage progressif.

Dans la majorité de cas où on a réussi à étudier les structures en coupe horizontale les dépôts sablo-graveleux forment des anneaux plus ou moins réguliers autour des coupoles de sable reposant au-dessous.

Si l'on prend en considération le caractère des structures, et leur partie dite inférieure en premier lieu, on peut remarquer une certaine ressemblance à des buttes de terre connues de la zone de la toundra. Les relations génétiques des structures analogues aux nôtres avec ces microformes de la

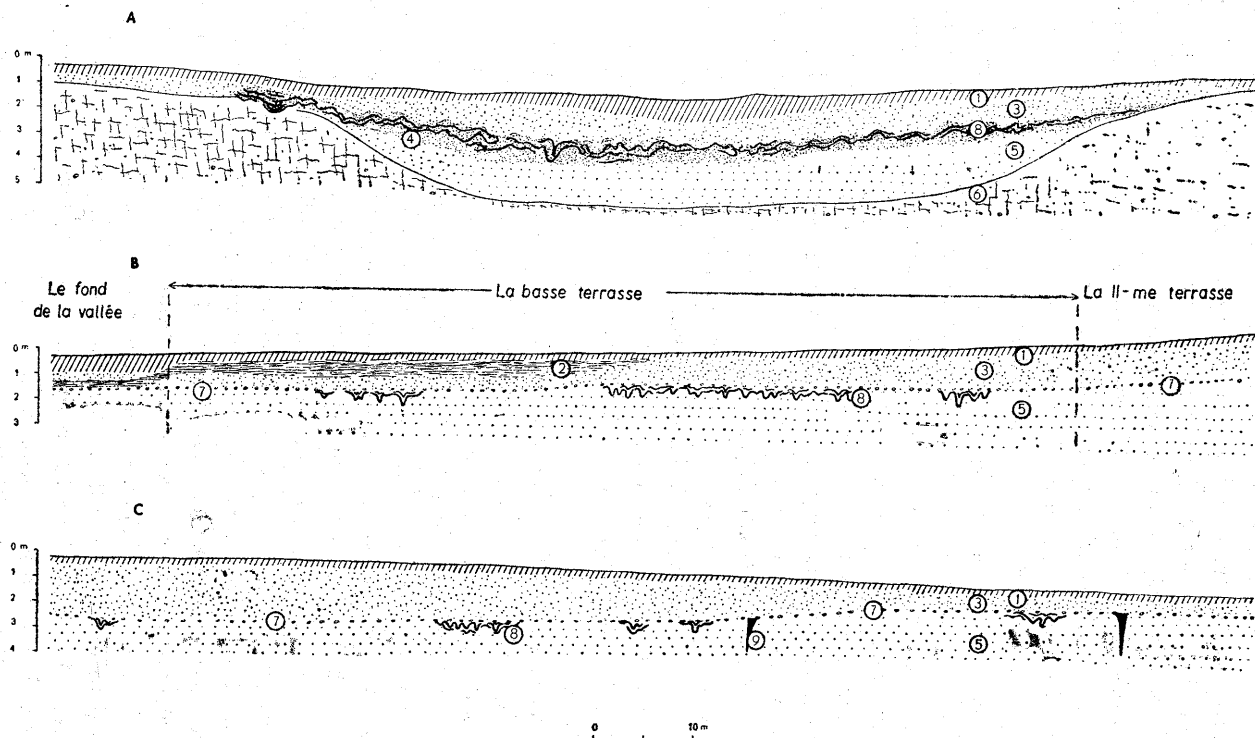


Fig. 2. Les exemples de la fréquence des structures du mollisol par rapport aux formes géomorphologiques différentes

A — Zgierz. Dépression fermée; B — Bedoń II. La basse terrasse; C — Sąciewiczno. Le replat au versant; 1. sol; 2. limons; 3. sables; 4. sables avec de la matière organique; 5. sables stratifiés; 6. l'argile morainique; 7. cailloutis; 8. structures du mollisol; 9. fentes en coin

tundra sont mis en évidence entre autres par A. Jahn (1951) et J. Olchowik-Kolasińska (1962).

Durant la période successive les dépressions formées autour de telles buttes de terre ont dû être remplies en voie de microcongélifluxion (Troll 1944) par le cailloutis reposant à la surface des buttes. D'où l'accumulation des graviers dans les dépressions et leur pauvreté ou absence aux sommets des coupoles sableuses. L'image qui résultait finalement, comme il semble, ressemblait à la surface des *pyatna medaliony*.

Tout l'horizon des structures du mollisol de la basse terrasse est recouvert d'une pellicule des dépôts du Würm supérieur, sableux et sablo-limoneux (photo 5, p. 3). La couverture atteint de 1,2 à 1,7 m d'épaisseur et constitue la protection solide des structures contre les processus pédologiques actuels. La zone à la stratification effacée, en principe, ne dépasse guère la limite inférieure de la couverture.

L'abondance des structures du mollisol sur la basse terrasse ne présente pas un trait caractéristique de la vallée de la Miazga seulement. En 1963 l'auteur a trouvé des perturbations pareilles dans la vallée de la Bogdanówka près de Jeżów et de la Magdalenka aux environs de Bełchatów. Les structures y ont été mises au jour dans les canaux d'amélioration. On y a pu remarquer leur abondance sur la basse terrasse aux endroits qui n'ont pas été attaqués par l'érosion holocène.

Dans chaque cas mentionné il s'agissait des vallées des rivières peu importantes.

Au contraire, sur la deuxième terrasse les structures du mollisol sont plus rares. Malgré cela, on a pu y distinguer quelques générations des perturbations dues au gel. La génération la plus haute mise à part, toutes les plus anciennes sont limitées à de minces zones larges de quelques à plusieurs mètres et sont synchrones ou à peu près synchrones avec les dépôts dans lesquels elles se sont développées. Dans plusieurs cas on n'a eu aucune certitude si elles ne correspondent aux *flow-casts* ou *load-casts*. Par contre, l'horizon le plus haut des structures du mollisol est en rapport avec une discordance bien marquée, soulignée, de même que dans les dépôts de la basse terrasse, par le cailloutis gravelo-pierreux, qui sur la deuxième terrasse est plus riche en pierres. Le cailloutis repose sur les dépôts hétérogènes quant à la genèse et la lithologie.

Comme on a dit tout-à-l'heure, les structures du mollisol sont plutôt rares sur la deuxième terrasse de la Miazga. On ne les voit que dans les endroits isolés. Avant tout dans de petites dépressions fermées à la surface de la terrasse. Les dépressions sont remplies des sables et limons à litage périodique dont la partie supérieure est plissée. La hauteur des plis est en général moindre que celle des déformations de la basse terrasse. La zone

des perturbations dues au gel dans les dépressions de la deuxième terrasse est enveloppée par une couverture sableuse de 1 m d'épaisseur environ, et, dans les parties centrales des dépressions, en plus, par une couche de tourbe de quelques dcm d'épaisseur. Ce complexe des sables et tourbes protège les structures périglaciaires, leur partie inférieure au moins, contre les processus pédologiques actuels.

A l'intérieur des dépressions sur la deuxième terrasse les complexes des structures du mollisol sont très rares. Elles sont développées le mieux aux pieds des versants de la vallée; là où dans le sous-sol se trouvent les limons stratifiés (photo 4). La hauteur des perturbations en coupoles limoneuses atteint de 1,0 à 1,3 m. Elle a dû être un peu plus forte à l'origine, car les déformations portent les traces du tronquement partiel. Dans ces dépressions aussi les perturbations se trouvent au-dessous de la zone à la stratification effacée, grâce à une couverture sableuse de 1,5 à 1,8 m d'épaisseur.

L'absence des structures du mollisol sur le reste, plus vaste d'ailleurs, de la surface de la terrasse est sans aucun doute causée en partie par les processus postérieurs. Le plus important d'eux est le processus pédologique qui provoque l'effacement de la structure originelle des sédiments. La couverture qui repose sur le cailloutis de cette terrasse n'est pas continue, et, là où elle existe, son épaisseur est souvent faible. Trop faible afin qu'elle puisse les protéger suffisamment contre les processus effaçant la structure.

Malgré ces processus destructifs qui rendent plus difficile la reconstruction de la répartition originelle des structures du mollisol, on peut supposer que de vastes surfaces n'ont guère été affectés par les déformations dues au gel, car dans de certaines sections de la coupe de l'aqueduc traversant la deuxième terrasse l'épaisseur de la couverture protectrice était suffisante et malgré tout les perturbations cryogènes étaient observées rarement. Il semble qu'on ne peut pas expliquer la pauvreté en ces structures par l'érosion du microrelief, correspondant aux structures, car les traces de l'érosion et de la dénudation postérieure ne s'observent pas.

Les versants de la vallée et les replats

De même que dans le cas des terrasses, les remarques concernant la répartition des structures du mollisol sur les versants et les replats sont fondées sur les observations faites dans la coupe de l'aqueduc, là où il traverse la vallée de la Miazga.

Sur un des replats de versant tout près du bord de la vallée, près de Sąsieczo, on observe des structures tout pareilles à celles décrites sur la

basse terrasse. Ici également le complexe des structures du mollisol est lié à une surface de discordance, accentuée par le cailloutis gravelo-pierreux. Tout près de cette surface, au voisinage des structures du mollisol, on observe les fentes en coin. La couverture des dépôts plus jeunes, de 0,5 à 2,3 m d'épaisseur, a favorisé la conservation des structures. Si l'on les compare à celles de la basse terrasse, on est frappé par leur répartition beaucoup moins dense (fig. 2C).

Aux versants de la vallée on n'a trouvé que dans un seul endroit un complexe des structures pareilles à celles décrites tout-à-l'heure. En coupe verticale on est frappé par leur ressemblance aux structures de la basse terrasse, s'exprimant par leur forme ainsi que dimension et leur bipartition. Par contre, en coupe horizontale on peut remarquer une différence importante. Sur la terrasse les formes des structures étaient à peu près circulaires. Ici, en revanche, elles sont fortement allongées au sens de la pente du versant (phot. 2). Le fait, bien sûr, indique le rapport entre la phase finale de la formation des structures avec le mouvement de masse. Quelques sites avec les structures analogues, formées aux versants, ont été décrits déjà par J. Dylik (1952) et J. Olchowik-Kolasińska (1955, 1962). Et ainsi à Wilanów on peut observer un très bel exemple des structures du mollisol déformées par la congélifluxion.

Il résulte de nombreuses observations faites dans les excavations et les carrières que la fréquence de ces structures aux versants n'est pourtant pas grande. On ne sait pas, jusqu'à présent en quelle mesure le fait est dû à la dénudation, ou bien à des facteurs s'opposant à la formation de tels phénomènes.

Les interfluves

Aux interfluves les structures du mollisol sont rares. On n'a jamais observé ces structures dans les vallées en berceau — le fait qui peut être expliqué facilement par la dénudation qui pourrait détruire toutes les structures y formées éventuellement. En outre, on n'observe des complexes des structures du mollisol que dans les endroits isolés et rares, les dépressions fermées mises à part. C'est pourquoi il n'est pas possible de révéler une règle quelconque de leur répartition. Les complexes des structures sont en général considérablement éloignés l'un de l'autre (quelques centaines de mètres). Il faut remarquer que la carence des structures du mollisol aux interfluves en partie seulement pourrait être expliquée par le rôle des processus postérieurs. Car, même sur de vastes surfaces où on ne voit pas de traces de la dénudation au Würm supérieur et où la couverture sédimentaire protectrice est suffisamment épaisse, les structures du mollisol

s'observent sporadiquement. La situation est tout-à-fait différente dans les dépressions fermées situées aux interfluves. De très beaux exemples ont été observées dans la coupe dégagée dans un égout en construction dans la partie ouest de la ville de Zgierz. Dans les perturbations ont pris part les sables moyens et fins et les dépôts sablo-tourbeux les recouvrant. Dans la partie centrale de la dépression les dépôts sablo-tourbeux seuls ont été déformés. Les déformations présentent, en coupe verticale, une suite des plis dont la hauteur dépasse 1,5 m. Ce qui frappe l'observateur c'est la continuité des déformations de ce niveau (fig. 2A).

Une série des déformations très intéressantes dues au gel, formant de grands complexes est décrite par J. Dylik⁶ dans la dépression fermée à Józefów. Aussi d'autres observations, bien que moins complètes, prouvent que les structures du mollisol sont tout-à-fait fréquentes dans les dépressions fermées (dépressions à Jabłonów, Jeziorko et Kochanów). Il faut y ajouter que dans toutes ces dépressions les zones des déformations sont recouvertes d'un manteau des sédiments plus jeunes les isolant contre les processus pédologiques postérieurs.

Les structure du mollisol dans l'argile morainique

Toutes les structures du mollisol décrites se sont formées dans les sables, et dans les sables et limons à litage périodique. Par contre, dans l'argile morainiques on n'a jamais trouvé des structures analogues, bien qu'elles existent dans le voisinage tout proche dans les dépôts cités ci-haut. Il semble que cela résulte avant tout du fait qu'il est très difficile de distinguer et de déchiffrer ces structures dans ces dépôts. L'absence de la structure litée de l'argile morainique prive les structures du mollisol, y éventuellement formées, du trait caractéristique aussi important que le plissement des lits.

La répartition des structures du mollisol et de certains leur equivalents de la toundra actuelle par rapport a la morphologie du terrain

En Pologne centrale, de même que dans les autres régions qui, dans le passé, se trouvaient dans le milieu de la morphogénèse périglaciaire on se heurte à des difficultés sérieuses quand on procède à la détermination des lieux où les structures du mollisol se sont formées. Les difficultés principales résultent des dimensions peu importantes de ces structures. Par conséquent elles ont pu être: (1) facilement détruites par les processus d'érosion et de dénudation consécutifs; (2) rapidement effacées par les

⁶ Information orale.

processus d'altération, par les racines des arbres surtout, détériorant la stratification des sédiments.

C'est la couverture des dépôts plus jeunes qui peut protéger de la façon presque infaillible la zone des perturbations. Dans la région de Łódź ce sont les sables et limons éoliens du Würm supérieur qui constituent une telle couverture. Ils isolaient les structures würmiennes dues au gel contre la dénudation postérieure, et, avant tout, contre les processus d'altération holocènes effaçant fortement la structure des dépôts. Par malchance, la couverture n'est pas continue et son épaisseur n'est pas toujours suffisante. C'est pourquoi sur de vastes territoires la détermination des lieux où les structures du mollisol ont existé autrefois est impossible. Dans les études statistiques concernant la répartition des structures sur les éléments de relief respectifs ce fait-ci joue le rôle moins important. Mais on ne peut pas le perdre de vue entièrement.

En fin de compte on a obtenu, pour la région de Łódź, et avant tout pour la zone avoisinante de l'aqueduc Pilica-Łódź, une image approximative de la fréquence des structures du mollisol à l'intérieur des formes particulières du terrain. A l'exception, bien entendu, des formes où une forte dénudation (vallées en berceau, versants à pente forte) ou l'érosion (terrasses d'inondation) a eu lieu.

Les horizons des déformations les plus continus ont été observés dans les dépressions fermées, aussi bien aux interfluves que sur les terrasses. De vastes horizons des structures du mollisol ont été trouvés aussi sur les basses terrasses (cela concerne les vallées des petites rivières seulement). Elles sont plus rares sur la deuxième terrasse et sur les replats aux versants. Aux interfluves, les sites avec les structures du mollisol sont bien rares. Plus rares encore elles sont aux versants légèrement inclinés.

Une conclusion s'impose — après cette analyse de la répartition des déformations provoquées par les processus du mollisol — que ces déformations apparaissent dans les lieux riches en eau.

Quand il s'agit de la confrontation des structures fossiles du mollisol avec celles se formant à l'époque actuelle on se heurte à des difficultés sérieuses. Elles sont accentuées par de nombreux auteurs (entre autres Moskvitin 1947; Jahn 1951; Popov 1959). Ces difficultés ne se bornent pas à des imperfections d'ordre terminologique, ce qu'on vient de souligner au début du chapitre. Les coupes faites dans les microstructures aux aires de la toundra actuelle ne présentent pas de déformations aussi fortes que celles des dépôts pléistocènes (entre autres Jahn 1951; Popov 1959; Olchowik-Kolasińska 1962). C'est pourquoi Popov arrive à la conclusion que l'application mécanique du principe de l'actualisme aux structures pléistocènes n'est pas à recommander. Il accentue à la fois la néces-

sité de poursuivre en ce domaine les recherches paléogéographiques encore plus détaillées.

Il semble que l'étude de la répartition des structures périglaciaires sur de diverses formes morphologiques (avant tout les recherches paléogéomorphologiques) peut constituer un des critères accessoires aidant de déchiffrer la ressemblance des structures fossiles et actuelles, et, à la fois, de déterminer mieux leur genèse. Pendant l'analyse de la répartition des structures il faut aussi prendre en considération „la base géologique” sur laquelle elles se sont formées.

A l'époque actuelle, malheureusement, dans la littérature il n'y a pas beaucoup d'informations quant à la répartition de divers types des structures et microformes sur les éléments morphologiques différents dans le milieu périglaciaire contemporain. Un exemple, très intéressant, des études détaillées de la répartition dans l'espace des phénomènes périglaciaires dans une région définie vient d'être présentée par Rudberg (1962). Mais les études pareilles, aussi détaillées, sont malheureusement très peu nombreuses.

Comme on a mentionné à l'occasion de la caractéristique des structures du mollisol, il y a des analogies entre les structures fossiles examinées et les microstructures actuelles de la toundra. On considère en général les buttes de terre, connues de la zone périglaciaire actuelle comme correspondant aux plissements et coupes fossiles du mollisol.

Sharp (1942) et Washburn (1956) sont d'avis que de telles notions comme *thufur* et *bugor* ont la même signification que les buttes de terre. Comme il résulte des recherches faites par de nombreux auteurs les buttes de terre, *thufur* et petits *bugory* apparaissent sur les surfaces plates peu inclinées (entre autres Thoroddsen 1913; Washburn 1956; Rudberg 1962; Olchowik-Kolasińska 1962; Lundqvist 1962). De nombreuses observations des pays de la toundra prouvent que les buttes de terre sont étirées aux versants au sens de la pente et passent aux sols striés. Dans la région de Łódź les structures du mollisol se sont développées aussi sur les surfaces plates (les terrasses, les fonds des dépressions fermées). En coupe verticale elles donnent les formes circulaires. Aux versants elles sont rares et en coupes horizontales présentent des contours étirés au sens de la pente du versant. En 1952 déjà J. Dylik a accentué ce fait (1952) souligné également par J. Olchowik-Kolasińska (1962). Il y a donc un accord des traits caractéristiques des structures fossiles et actuelles. Un autre trait caractéristique commun constitue l'apparition des buttes de terre en groupes et l'existence de vastes complexes des structures fossiles de la région de Łódź.

Il résulte de cette comparaison que les structures du mollisol se sont

développées le mieux dans les zones plutôt humides. Mais si l'on étudie la répartition des *thufur* on doit constater qu'ils apparaissent aussi bien aux endroits humides et secs (Thorarinsson 1951) et même plutôt secs que humides (Troll 1944). Par contre J. Olchowik-Kolasińska (1962) est d'avis que les *bugory* se forment plutôt aux endroits humides. Il est difficile de décider si ce désaccord résulte du fait qu'on a affaire à deux catégories différentes des buttes de terre ou à une seule. Si, réellement, il y en a deux, le fait que les structures fossiles s'observent aux formes de relief riches en eau pourrait nous aider de trouver leur équivalents parmi les formes actuelles de la toundra.

LES GRANDES DEFORMATIONS DES STRUCTURES SEDIMENTAIRES PRIMITIVES ACCOMPAGNEES DES INJECTIONS MINERALES

On a trouvé de grandes déformations provoquées les injections d'une masse minérale provenant des formations sous-jacentes dans les couches déformées. La puissance de la zone de ces grandes déformations est d'habitude de 1,5 à 3,0 m. Les grandes structures d'injection de la région de Łódź ressemblent aux *kryodynamische Aufpressungen* décrits par K. Kaiser (1958) aux environs de Düren.

Les grandes déformations provoquées par les injections minérales sont très rares aux environs de Łódź. Dans la section étudiée de l'aqueduc de quelques km de long on n'en a trouvé que 6. Dans chaque cas c'étaient les sables moyens qui constituaient la masse sous-jacente s'enfonçant dans les dépôts reposant plus haut — les limons ou l'argile morainique. L'enfoncement était souvent si fort qu'il provoquait l'interruption des séries argileuses ou limoneuses et la masse sableuse débordait et s'épanchait à la surface du sol.

Etant donné qu'il manque des études précises de ces structures, il est difficile de déterminer leur genèse. Probablement elles sont dues à la pression hydrostatique des eaux du sol provoquée par la formation du pergélisol. Il résulte de leur position stratigraphique qu'elles se sont développées durant les premières phases du Würm.

LA REPARTITION TOPOGRAPHIQUE ET LA CARTOGRAPHIE DES STRUCTURES PERIGLACIAIRES

Si l'on veut établir une reconstruction paléogéographique précise du milieu périglaciaire il est nécessaire de déterminer sur quelles paléoformes du terrain et dans quelles formations géologiques les catégories particulières des structures périglaciaires se sont formées. Une telle étude permettrait

de reconstruire en échelle topographique, le mode d'évolution des processus différents par rapport à la morphologie et à la lithologie du terrain. Une telle étude pourrait faciliter les comparaisons, non seulement générales, des phénomènes périglaciaires fossiles et actuels, mais aussi les confrontations détaillées ayant comme le but la détermination de la nature de la toundra dans laquelle les structures fossiles se sont formées.

La détermination des lieux de l'apparition de toutes les structures périglaciaires est impossible à cause des difficultés d'ordre technique. On peut néanmoins obtenir une image approximative de la répartition des structures en voie d'une analyse statistique des structures périglaciaires dans les profils géologiques.

Le fossé de l'aqueduc ayant quelques dizaines de kilomètres de long nous a donné une chance très favorable de l'étude de la fréquence de diverses structures par rapport aux différentes formes du relief et formations géologiques. Les observations provenant d'autres endroits de la Pologne centrale présentant de grandes coupes géologiques ont complété l'étude faite dans la section du fossé de l'aqueduc de 20 km de long.

Les difficultés considérables durant cette étude résultaient de l'effacement de nombreuses structures par les processus consécutifs comme l'érosion, la dénudation et les processus pédologiques.

1. La dénudation et l'érosion ont été relativement faibles à l'époque de la formation maximum des structures (pléni-Würm) et se sont limitées avant tout aux versants et aux fonds des vallées fluviales, aux vallées secondaires et vallées en berceau. Ce sont les structures à des dimensions verticales plus importantes (fentes en coin) qui ont résisté le mieux à l'action des processus destructifs.

2. Les processus pédologiques holocènes provoquent l'effacement de la stratification atteignant d'habitude jusqu'à 0,6—1,2 mm. C'est pourquoi là où il n'y a pas de la couverture sédimentaire protectrice, les structures du mollisol ont été entièrement effacées. Seules les parties inférieures des fentes en coin se sont conservées.

Après avoir pris en considération les changements dus à ces processus destructifs, on a pu constater une différenciation distincte dans l'espace, aussi bien quant à la fréquence des structures périglaciaires que quant à leur type; la différenciation causée par les conditions morphologiques et lithologiques différentes.

Les polygones des fentes de gel sont le plus communs sur les terrasses supérieures, aux versants peu inclinés et dans les vallées secondaires. On les a trouvés dans de différentes dépôts. Mais les formes les plus régulières se sont formées dans les sables et limons à litage périodique. Dans les argiles morainiques on observe à côté de polygones grands (plusieurs

mètres) une autre catégorie encore — caractéristique à ce type de dépôts — des polygones petits, à quelques mètres de diamètre.

Le structures du mollisol sont le plus fréquentes dans les endroits riches en eau, dans les dépressions fermées sur les basses terrasses (durant la période de la formation des structures c'étaient les terrasses d'inondation) etc.

Aux versants, on a observé des traces diverses du mouvement de masse congéliflual. La présence des structures de congélifluxion est la plus sûre de ces traces. Mais les structures sont très rares. Néanmoins, les structures du mollisol et les fentes en coin déformées par le mouvement de masse et autres faite étant bien fréquents prouvent que ce processus était presque général.

La répartition différente par rapport à la situation topographique des phénomènes périglaciaires würmiens observée en Pologne centrale ressemble d'une façon très nette la répartition des phénomènes équivalents dans de nombreuses régions de la toundra actuelle.

L'établissement des lois de la répartition des structures à la base des observations faites dans les coupes géologiques pourrait nous aider au plus haut degré durant l'établissement des cartes des phénomènes périglaciaires fossiles. A l'époque actuelle on se contente d'introduire sur les cartes les divers faits périglaciaires d'une façon mécanique, sans avoir pris en considération de tels facteurs que la fréquence des carrières sur de certains territoires étudiés, la situation morphologique des sites et la nature des dépôts y présents. De telles cartes sont d'une grande valeur quand il s'agit de la détermination de l'étendue des structures particulières en échelle géographique. Par contre, on ne saurait d'en tirer les conclusions concernant l'abondance ou la carence des structures périglaciaires dans une région donnée.

Il résulte de l'analyse de la répartition des structures périglaciaires que la probabilité de trouver les fentes en coin, dans les carrières, est dix fois environ plus grande aux versants des vallées à pente faible et sur les terrasses supérieures de petites rivières qu'aux interfluves. Tandis que la probabilité de rencontrer les structures du mollisol est la plus grande dans les dépressions fermées, sur les basses terrasses.

La détermination statistique de la fréquence des structures périglaciaires par rapport aux formes morphologiques et formations géologiques différentes pourrait faciliter considérablement l'étude cartographique des faits périglaciaires, en permettant à la fois d'y utiliser les cartes morphologiques et lithologiques.

Bibliographie

- Black, R. F. 1952 — Growth of ice-wedge polygons in permafrost near Barrow, Alaska. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 63.
- Black, R. F. 1954 — Permafrost — a review. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 65.
- Black, R. F., 1964 — Periglacial phenomena of Wisconsin, Northcentral United States. *Report of VIth Intern. Congress on Quaternary, Warsaw 1961*, vol. 4, Łódź.
- Bobov, N. G., 1960 — Sovremennoye obrazovanie gruntovykh jil i melkopolygonalnogo relefa na Leno-Viluyskom mejduretche (Formation actuelle des veines de sol et du relief à petits polygones de l'interfluve Leno-Viluy). *Trudy Inst. Merzlot, V. A. Obrutcheva*, t. 16.
- Cailleux, A., Taylor, G. 1954 — Cryopédologie. *Expéd. Polaires Franç.*, 4. Paris.
- Chumskiy, P. A. 1960 — K voprosu o proiskhojdenii jilnogo podzemnogo Ida (Sur le problème de la genèse de la glace de veines souterraines). *Trudy Inst. Merzlot, V. A. Obrutcheva*, t. 16.
- Doskatch, A. G., 1962 — O pseudoperiglacyalnykh yavleniyakh (Sur les phénomènes pseudopériglaciaires). *Vopr. Kriol. Izuch. Tchev. Otl., Akad. Nauk SSSR*.
- Dostovalov, B. N. 1960 — Zakonomernosti razvitiya tetragonalnykh sistem ledyanykh i gruntovykh jil v dispersnykh porodakh (Les lois de l'évolution des systèmes tetragonaux des veines de glace et des veines de sol dans les roches meubles). *Perigl. Yavl. na Terit. SSSR*.
- Dylik, J. 1952 — Peryglacialne struktury w plejstocenie środkowej Polski (summary: Periglacial structures in the Pleistocene deposits of middle Poland). *Biul. Inst. Geol.*, 66, Warszawa.
- Dylik, J. 1963 — Nowe problemy wiecznej zmarzliny plejstocenijskiej (résumé: Nouveaux problèmes du pergélisol pléistocène). *Acta Geogr. Lodz.*, nr 17.
- Dylik, J. 1964 — Sur les changements climatiques pendant la dernière période froide. *Report of VIth Intern. Congress on Quaternary, Warsaw 1961*, vol. 4. Łódź.
- Dylik, J., Raynal, R. 1958 — Programme de travail de la Commission de Géomorphologie Périglaciaire. *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 6.
- Dylikowa, A. 1961 — Structures de pression congélistatique et structures de gonflement par le gel de Katarzynów près de Łódź. *Bull. Soc. Sci. Lettr. de Łódź*, vol. XII, 9.
- Filipiuk, A. 1960 — Kliny zmarzlinowe w Podzamczu (summary: Ice-wedges in Podzamcze). *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 6.
- Gołąb, J. 1956 — Kliny zmarzlinowe jako drogi przewodzące wód gruntowych (summary: Ice-wedges as ground-water conductors). *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 3.
- Gus'ev, A. I. 1958 — Ob iskopayemykh „sledakh” merzloty i „ledanykh” klinyakh v tchertvertichnykh otlojenyakh (Sur „les traces” fossiles du pergélisol et des fentes en coin dans les dépôts quaternaires). *Geol. Sb. Lvovskogo Geol. Obchch.*
- Halicki, B. 1960 — O różnej genezie strukturalnych deformacji osadów w środowisku hydroplastycznym (résumé: Sur la différente genèse des déformations structurales des sédiments dans un milieu hydroplastique). *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 6.
- Hopkins, D. M., Karlström, T. N. W. et. al. 1955 — Permafrost and ground water in Alaska. *Geol. Surv. Prof. Pap.* 264—F.

- Jahn, A. 1951 — Zjawiska krioturbacyjne współczesnej strefy peryglacialnej (summary: Cryoturbate phenomena of the contemporary and of the Pleistocene periglacial zone) *Acta Geol. Polonica*, vol. 2.
- Johnsson, G. 1959 — True and false ice-wedges in Southern Sweden. *Geogr. Annaler*, vol. 41.
- Johnsson, G. 1962 — Periglacial phenomena in Southern Sweden. *Geogr. Annaler*, vol. 44.
- Kaiser, K. 1958 — Wirkungen des pleistozänen Bodenfrostes in den Sedimenten der Niederrheinischen Bucht. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, Bd. 9.
- Kaplina, T. N. 1960 — O nekotorykh formakh moroznogo rastreskivaniya v rayonakh Severo-Vostoka SSSR (sur de certaines formes de l'éclatement dû au gel dans les teritoires NE de l'Union Soviétique). *Trudy Inst. Merzlot. V. A. Obrutcheva*, t. 16.
- Kaplina, T. N., Romanovsky, N. N. 1960 — O psevdomorfozakh po poligonalno-jilnom ldu (Sur les pseudomorphoses après la glace de fentes polygonales). *Perigl. Yavl. na Terit. SSSR*.
- Katsonov, E. M. 1962 — Kriogennyye tekstury i zemlanye jily kak geneticheskiye priznaki mnogoletne merzlykh tchetvertichnykh otlojenii (Les textures cryogènes et les veines de glace et de sol comme les traits caractéristiques du pergélisol dans les dépôts quaternaires). *Vopr. Kriol. Izutch. Tchetv. Otl., Akad. Nauk SSSR*.
- Kayé, C. A., Power, W. R. 1954 — A flow cast of very recent date from northeastern Washington. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 252.
- Klaczynska, K. 1960 — Struktury spływowe i obciążeniowe w osadach czwartorzędowych (summary: The Quaternary sediments). *Zbiór prac i komunikatów treści geologicznej*, Inst. Geol., Muzeum Ziemi, Warszawa.
- Klatka, T. 1953 — Dna dolin pobocznych i terasy zalewowe na mapach geomorfologicznych (résumé: Fonds de vallées collatérales et terrasses d'inodation sur les cartes géomorphologiques). *Przegl. Geogr.*, t. 25.
- Laskowska, W. 1960 — Kopalne struktury poligonalne na glinach zwałowych (summary: Fossil polygonal structures in boulder clay). *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 7.
- Lundqvist, J. 1962 — Patterned ground and related frost phenomena in Sweden. *Sverige Geol. Unders.*, ser. C, no 583.
- Mojski, J. E. — 1961 — Stratigraphy of cryoturbate structures in the Wurm-age deposits in the Northern part of the Dorohucza Basin (Lublin Upland). *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 10.
- Moskvitin, A. I. 1947 — O sledakh merzloty i neobkhodimosti ikh rozpoznaniya (Sur les traces du pergélisol et la nécessité de leur étude). *Merzlotovedeniye*, t. II, vyp. 1.
- Olchownik-Kolasińska, J. — 1955 — Struktury kongeliflukcyjne w okolicach Łodzi (summary: Congeliflual structures in the region of Łódź). *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 2.
- Olchownik-Kolasińska, J. 1962 — Genetyczne typy struktur czynnej strefy zmarzliny (résumé: Classification génétique des structures de mollisol). *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, nr 10.
- Péwé, T. L. 1954 — Effect of permafrost on cultivated fields Fairbanks Area, Alaska. *Geol. Surv. Bull.* 984—F.

- Péwé, T. L. 1959 — Sand-wedge polygons (tessellations) in the McMurdo Sound Region, Antarctica — a progress report. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 257.
- Péwé, T. L. 1962 — Ice wedges in permafrost, Lower Yukon River area near Galena, Alaska. *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 11.
- Popov, A. I. 1958 — Blotchnyi relief na severe Zpadnoy Sibiri i v Bolchozemelskoy tundre (Relief en blocs au Nord de la Sibérie Occidentale et dans la toundra de la Bolchaya Zemlya). *Vopr. Fiz. Geogr. Polar. Stran.*
- Popov, A. I. 1959 — Periglacialnye i drugie zonalnye merzlotnye yavleniya sovremennye i drevnie (Les phénomènes périglaciaires zonaires dus aux gel et autres, actuelles et anciennes). *Vest. Mosk. Univ.*, ser. Biol. Potchv. Geol. i Geogr., nr 2.
- Rudberg, S. 1958 — Some observations concerning mass movement on slopes in Sweden. *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.*, Bd. 53.
- Rudberg, S. 1962 — A report on some field observations concerning periglacial geomorphology and mass movement on slopes in Sweden. *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 11.
- Sekyra, J. 1960 — Působení mrazu na půdu — kryopedologie se zvláštním zřetelem k ČSR (summary: Frost action on the ground — cryopedology, Czechoslovakia). *Geotechnica*, 27.
- Selzer, G. 1936 — Diluviale Losskeile und Losskeilnetze aus der Umgebung Göttingen. *Geol. Rundschau*, Bd. 27.
- Surikov, M. M. 1962 — Nekotorye dannye o gruntovykh jilakh v doline r. Tab-Iakha, Iug Tazovskogo poluostrova (De certaines données concernant les veines de sol dans la vallée de la Tab-Iakh, Sud de la péninsule Tazovsky). *Vopr. Geogr. Mierzlot. i Perigl. Morf.*
- Thorarinsson, S. 1951 — Notes on Patterned Ground in Iceland, with Particular Reference to the Icelandic „Fläs”. *Geogr. Annaler*, vol. 33.
- Thoroddsen, T. 1913 — Polygonboden und „Thufur” auf Island. *Pet. Geogr. Mitt.*, Jhg. 59.
- Troll, 1944 — Strukturboden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. *Geol. Rundschau*, Bd. 34.
- Washburn, A. L. 1956 — Classification of patterned ground and review of suggested origins. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 67.

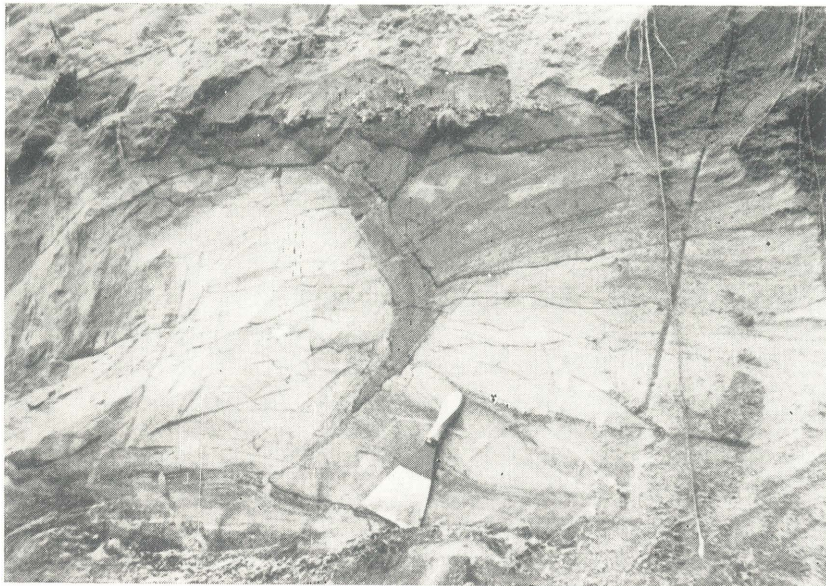


Photo de J. S. Goździk, 1962

Photo 1. Bedoń I. La fente en coin au versant, déformée par le mouvement de masse



Photo de J. S. Goździk, 1962

Photo 2. Bedoń I. Les structures du mollisol

En coupe horizontale — les structures étirées en direction de la pente (flèche)



Photo de J. S. Goździk, 1962

Photo 3. Bedoń I. Un bloc de granite dans l'argile morainique, décomposé et étiré par la congélifluxion

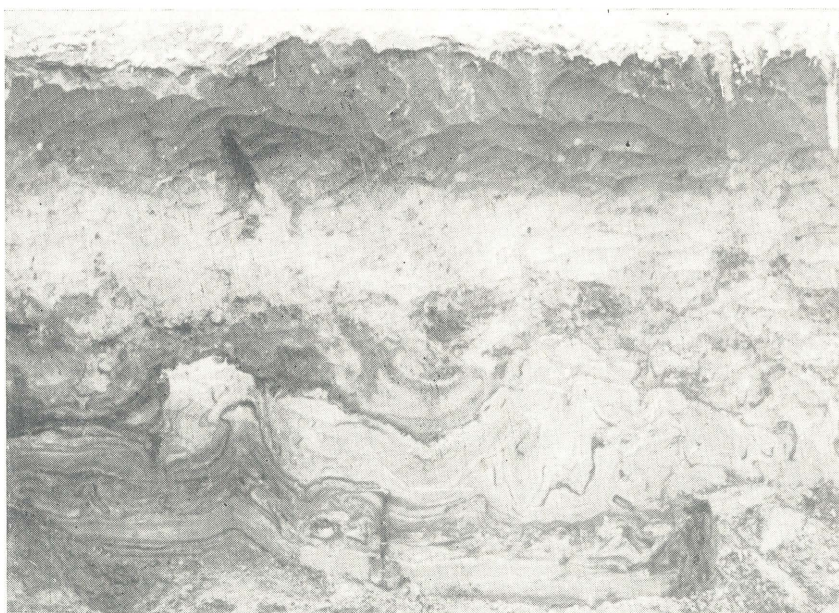


Photo de B. Manikowska, 1962

Photo 4. Bedoń II. Les structures du mollisol dans les limons stratifiés de la deuxième terrasse

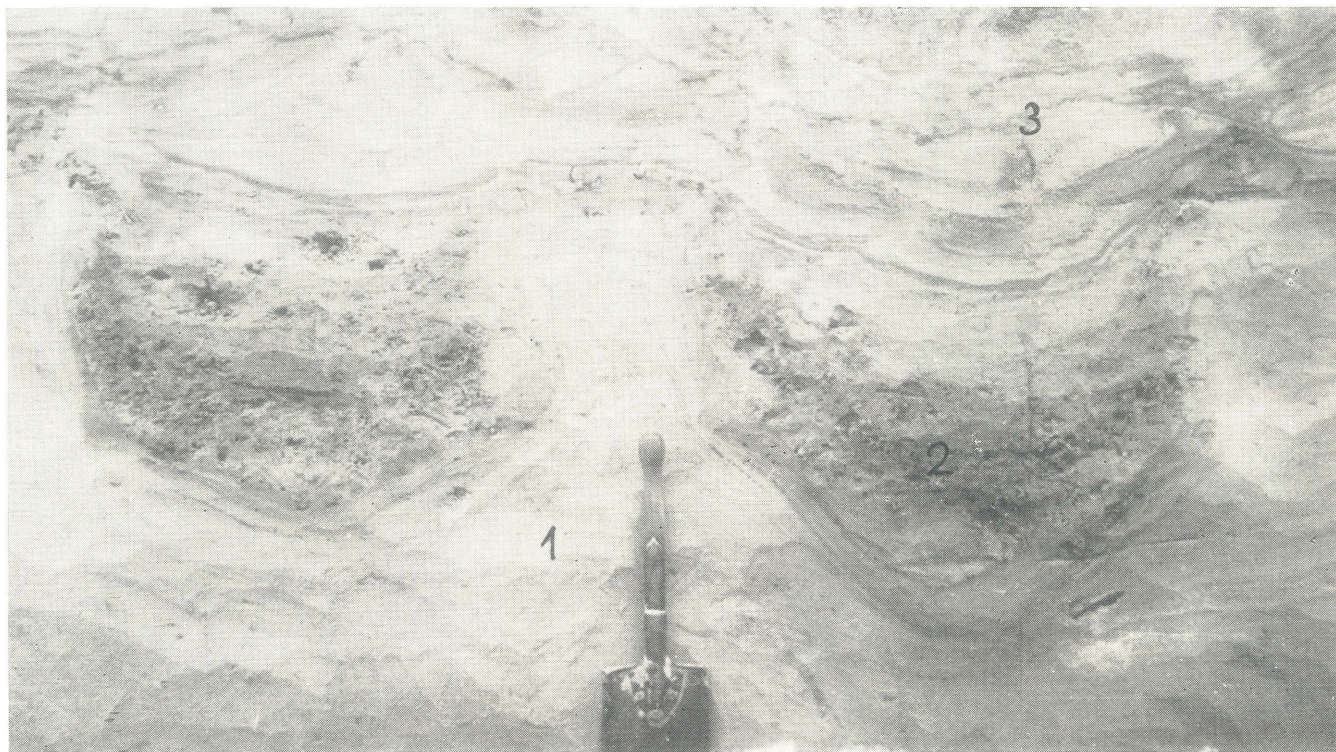


Photo de J. S. Goździk, 1962

Photo 5. Bedoń II. Les structures du mollisol typiques (description dans le texte, p. 236)



Photo de J. S. Goździk, 1962

Photo 6. Bedoń I. Une grande perturbation dans l'argile morainique liée à l'injection minérale des sables sous-jacents (la partie supérieure avec les structures du mollisol déplacée par la congélifluxion)

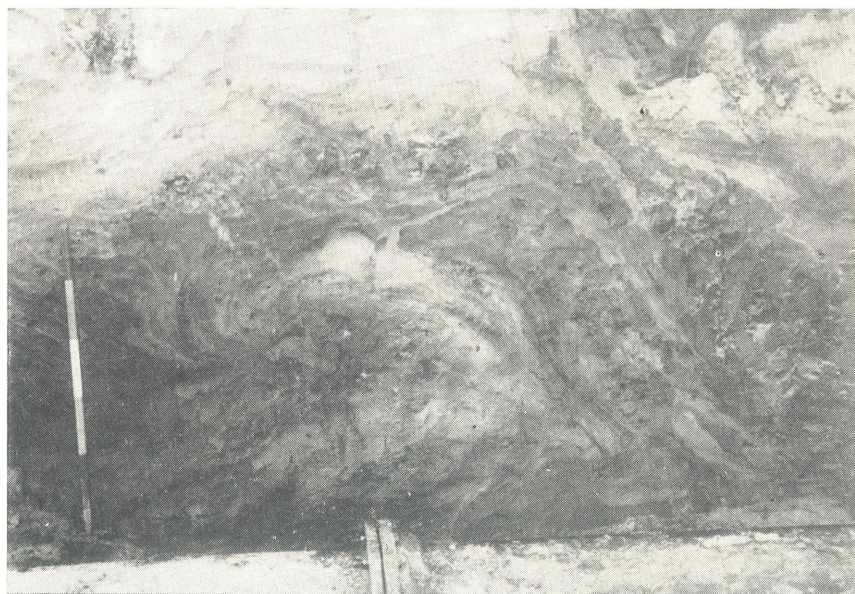


Photo de J. Dylík, 1962

Photo 7. Bedoń I. Une grande perturbation dans l'argile morainique liée à l'injection minérale des sables sous-jacents (la partie supérieure déplacée par la congélifluxion)