

## ETUDES DES FENTES DE GEL EN POLOGNE CENTRALE

### Abstract

Studies of periglacial structures in Middle Poland have a long tradition; they were begun by Dylík in 1951, and continued by many geomorphologists. Among those structures frost fissures are especially significant for palaeogeographical reconstruction. In Middle Poland these fissures are very common and they are strongly differentiated genetically and stratigraphically.

These structures often form polygonal systems, although along slopes they have a striped pattern. Three main genetic types had been distinguished which have their equivalents in modern periglacial zone. There are frost fissures with: primary sandy infilling (sand wedges), secondary infilling after ice wedge melting or secondary seasonal infilling. Transitional forms between them also occur.

In Elsterian sediments there had been found epigenetic and syngenetic contractional frost fissures. Initially sand wedges were formed which indicated a dryer climate and later ice wedges were developed indicating more humid conditions.

Older Saalian sequences are poor in frost fissures generally, while in younger — the Wartanian deposits — three stratigraphic horizons had been recognized.

The first well developed fissure horizon in the Vistulian sequence was dated as older than 45 000 years BP. Later in younger Vistulian deposits numerous syngenetic frost fissures of secondary infilling were developed, and about 24 000 BP sand wedges begun to form, while the maximum of all types of frost fissure development appeared between 21 — 15 000 years BP (Upper Plenivistulian). This period was the coolest and driest of Vistulian. The uppermost part of it, younger than 15 000 years BP, appeared to be poor in frost fissures again.

Frost fissures on the gentle slopes are bent due to frost creep. Sand wedges formed on clayey sediments play an important role in the infiltration of ground water.

### INTRODUCTION

La première information de l'existence des fentes de gel en Pologne fut mentionnée par CAILLEUX (1942). En Pologne Centrale ces structures ont été reconnues pour la première fois par DYLIK en 1951, dans le travail intitulé „Some periglacial structures in Pleistocene deposits of Middle Poland”. Ce travail, ainsi que six autres, publiés en 1952, ont initié des recherches périglaciaires en Pologne Centrale. Depuis ce temps, les effets des études des structures périglaciaires de cette région de la Pologne, ont été présentées dans plus d'une centaine de travaux, dont plus de vingt sont consacrés uniquement à ces structures. Grâce à la concentration des recherches de tout un groupe de géomorphologues sur ce terrain relativement restreint, le degré de la reconnaissance des structures périglaciaires est ici assez grand et l'importance de certains travaux dépasse le cadre régional.

Ce qui est caractéristique, c'est l'évolution de l'intérêt concernant de types respectifs des structures périglaciaires. DYLIK, dans ses premiers travaux (1951, 1952, 1953), mentionne des involutions, des fentes en coin et des veines de gel, ainsi que des structures de congélifluxion. Un peu plus tard, parmi les involutions furent distinguées et interprétées au point de vue de leur origine des structures congélistatiques et celles du gonflement par le gel (DYLIKOWA, 1961; OLCZOWIK-KOLASIŃSKA, 1962). Ensuite, DYLIK (1967) a élargi l'inventaire des

---

\* Institut de Géographie Physique et de la Formation de l'Environnement Milieu, Université de Łódź, 90-418 Łódź, al. Kościuszki 21, Pologne.

structures périglaciaires en Pologne Centrale en y introduisant de types nouveaux: des structures des cryolaccolithes, des structures dues à la migration de cailloux par suite du gel et des blocs du pergélisol.

Au début, les structures périglaciaires ont été traitées en qualité d'indices témoignant en faveur des conditions que l'on définissait d'une façon générale comme périglaciaires, et dont l'influence s'est manifestée pendant de périodes respectives du Pléistocène. Pourtant, au fur et à mesure de progrès des études on cherchait d'informations de plus en plus précises, concernant la variabilité des conditions paléogéographiques dans la zone périglaciaire pléistocène; il est devenu évident, qu'il n'y a que de certains types de ces structures qui pourraient fournir de telles informations. De plus, on a constaté que parmi ces structures auxquelles on a attribué de l'importance potentielle, il y a de structures pareilles au point de vue cinématique et même dynamique à celles qui peuvent se développer aussi au dehors du milieu périglaciaire (BUTRYM *et al.*, 1964; DYLIK, 1965; GOŹDZIK, 1973). Afin d'éviter des erreurs en qualifiant comme périglaciaires des structures qui ne sont pas liées à ce milieu, on a limité l'importance des involutions dans les reconstructions paléogéographiques. En Pologne Centrale il y a aussi de structures n'apparaissant que très rarement et ne jouant pas de grand rôle dans ces reconstructions. En effet de la différenciation de types de structures au point de vue de leur importance paléogéographique, on est arrivé à la conclusion que ce sont surtout de fentes en coin de la contraction thermique qui peuvent être considérées comme les plus importantes. Les études détaillées des structures de fentes ont révélé la différenciation considérable de leurs types, due aux différences des conditions dans lesquelles elles se sont développées.

Les recherches en Pologne Centrale ont démontré une véritable richesse de fentes de la contraction thermique se manifestant à la fois par la généralité de leur présence sur ce terrain, par les différences de leurs types génétiques, ainsi que par la différenciation bien marquée de leur répartition. La variabilité de leur fréquence au plan horizontal correspond aux conditions différenciées du substratum, de même qu'aux différences des conditions paléoclimatiques et paléoglaciaires entre la partie septentrionale et méridionale du terrain étudié. Il y existe aussi une différenciation dans la direction verticale, due à la variabilité des conditions climatiques au Pléistocène. Les fentes se sont formées pendant l'aggradation des dépôts dans le milieu périglaciaire, comme des structures synchrones, de même qu'épigénétiques — se formant sur les dépôts de l'origine et de l'âge différents. Dans les polygones des fentes de la contraction thermique se sont enregistrés aussi des processus qui n'étaient pas liés directement à la formation de ces structures, comme p.ex. les déformations dues au mouvement des masses sur les versants. Les effets des études des problèmes les plus importants portant sur des fentes de la contraction thermique en Pologne Centrale, seront présentés ci-dessous.

#### TRAITS PRINCIPAUX ET TYPES GÉNÉTIQUES DES STRUCTURES DE LA CONTRACTION THERMIQUE EN POLOGNE CENTRALE

Les structures des fentes en coin dans les dépôts pléistocènes de la Pologne Centrale furent reconnues pour la première fois par DYLIK (1951). Au début on ne les a pas analysées qu'au plan vertical; ensuite DYLIKOWA (1956), en se

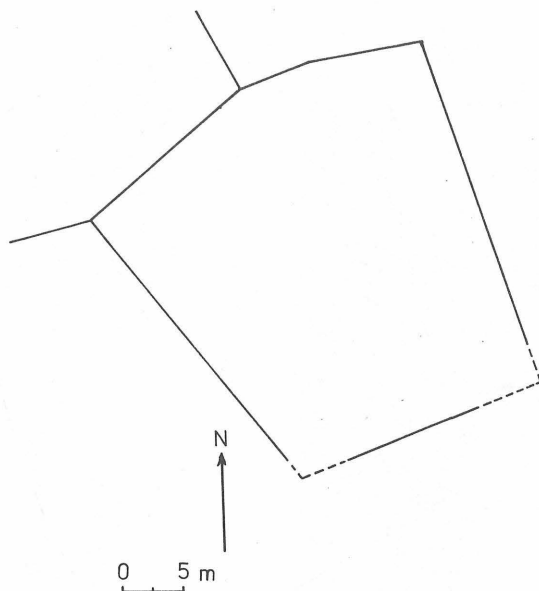


Fig. 1. Walewice — Fragment de polygones dégagés au plan horizontal, selon DYLIK (1966)

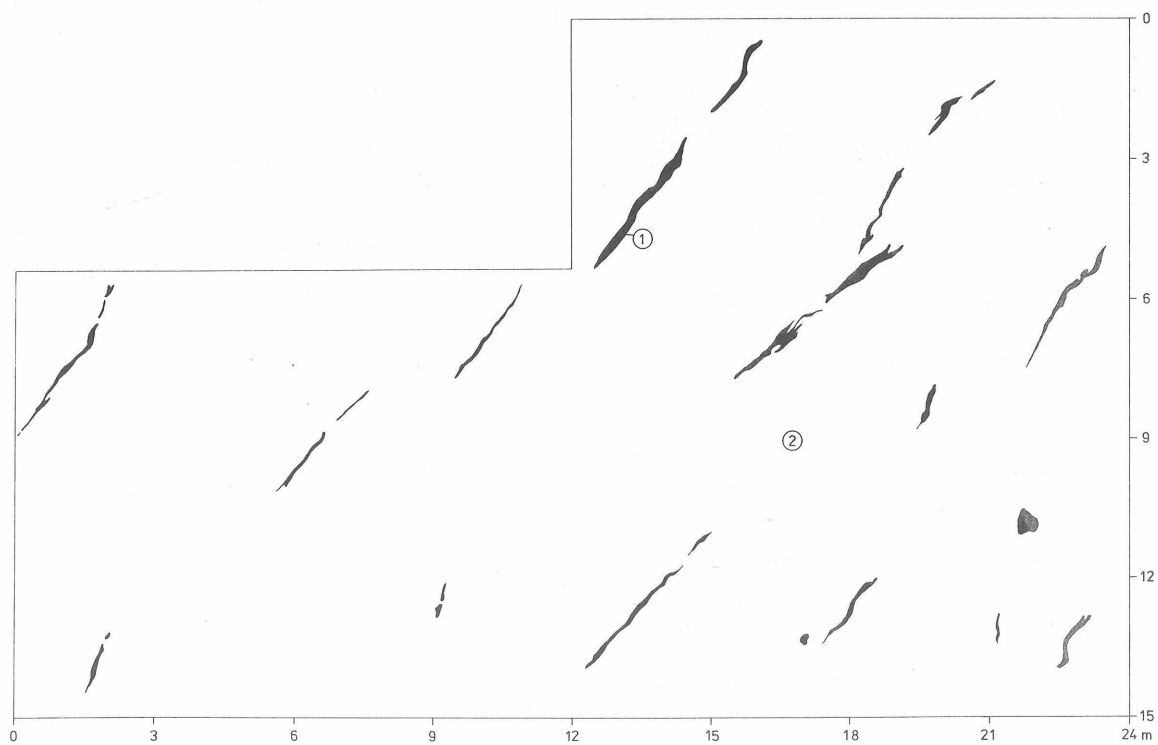


Fig. 2. Radom — Plan horizontal des structures de fente striées sur le versant

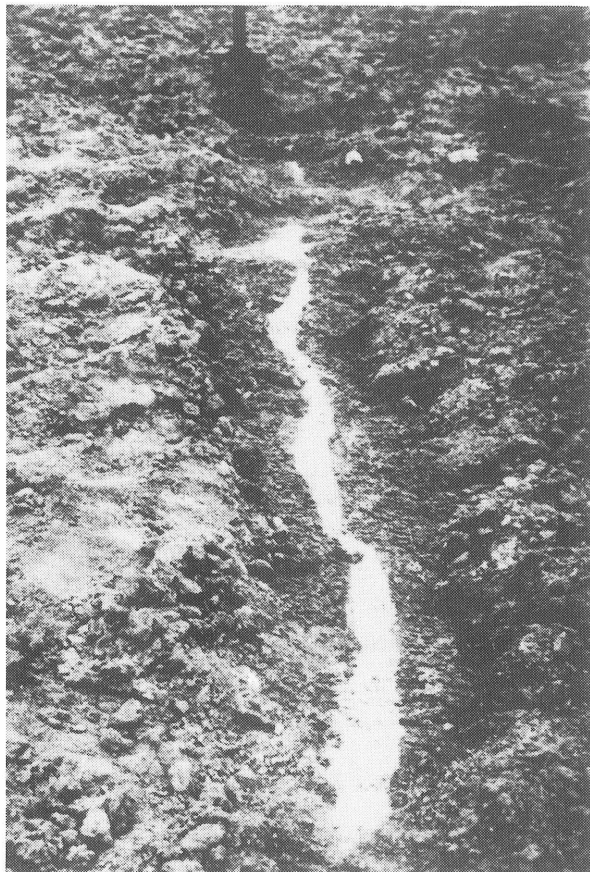


Photo 1. Radom — Structure de fente striée au plan horizontal dans l'argile morainique, remplie du sable

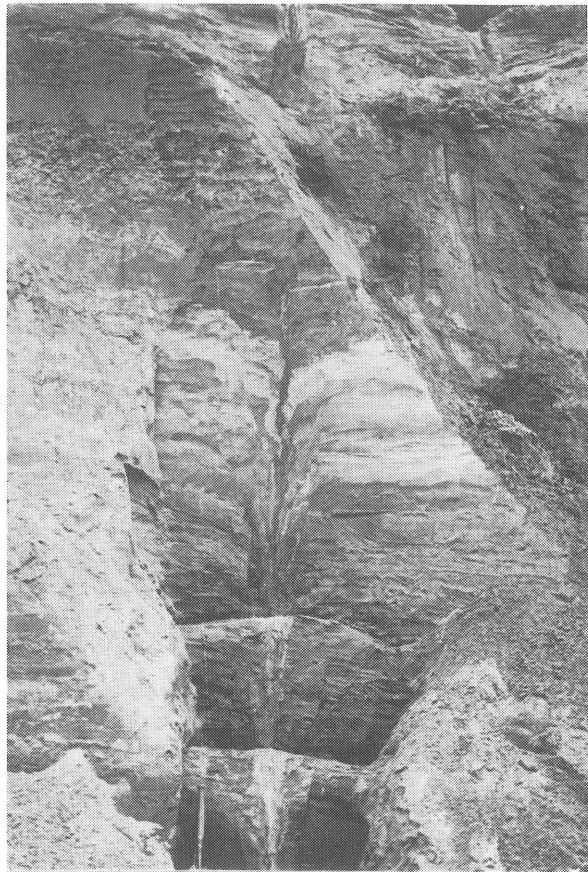


Photo 2. Mine de „Belchatów” — Structure de fente de l'origine tectonique dans les dépôts tertiaires

fondant sur analyse de leur plan horizontal, a démontré qu'elles font un système fermé de fentes à largeur variable. Cette observation fut confirmée par FILIPIUK (1960), LASKOWSKA (1960), PIERZCHAŁKO-DUTKIEWICZOWA (1961) et DYLIK (1963, 1966) qui ont prouvé le caractère polygonal du systèmes des fentes (fig. 1). Les observations de l'auteur (GOŹDZIK, 1976) témoignent que les systèmes polygonaux se sont développés sur de surfaces planes ou faiblement inclinées. Par contre, sur les versants à inclinaison dépassant  $2^\circ$ , les fentes sont le plus souvent striées, parallèles à la pente (fig. 2, photo 1), ou forment des polygones nettement allongés dans le même sens. Cette variabilité des formes géométriques des fentes en fonction du degré de l'inclinaison du terrain, est analogue à celle que l'on observe dans la zone de la formation actuelle des fentes dues à l'activité du gel.

La liaison entre les structures de fentes et les systèmes soit polygonaux aux surfaces planes, soit ceux en stries sur les versants, présente un trait important permettant de le discerner des fentes qui n'ont rien de commun avec la contraction thermique. Cette remarque fut formulée par DYLIK (1963, 1966) qui



Photo 3. Łódź-Teofilów — Fente de gel à remplissage primaire sableux

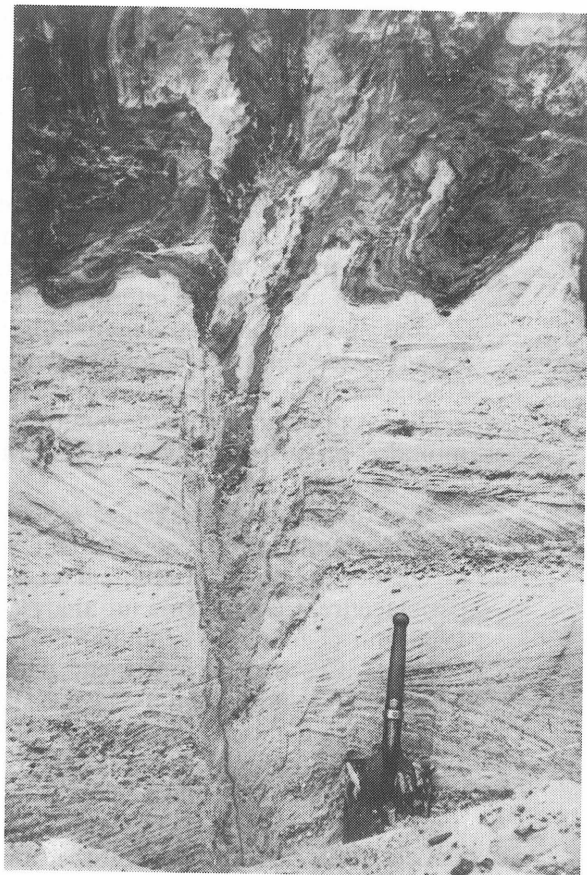


Photo 4. Mine de „Bełchatów” — Fente de gel à remplissage secondaire, après la fonte de fente en coin de glace

présentait des structures de fentes dues à d'autres processus. Les observations plus récentes fournissent de nouveaux exemples de ce type des structures. L'auteur peut mentionner une fente observée dans le fossé tectonique, dans une coupe de la mine „Bełchatów” (photo 2). C'est une fente singulière, ressemblant à de grandes fentes à remplissage secondaire. Cette structure, atteignant l'extension verticale de 10 m, s'est développée dans les dépôts du Tertiaire supérieur. L'analyse au plan horizontal n'y a démontré aucun contact avec d'autres fentes à l'orientation perpendiculaire et la longueur de la fente en question dépassait 300 m. Son orientation, parallèle au système de crevasses tectoniques dans la partie étudiée du fossé, l'origine tectonique de ces déplacements.

Dans les dépôts pléistocènes de la Pologne Centrale, ce sont pourtant des systèmes polygonaux des fentes liées à la contraction de gel qui prédominent; les structures de fentes striées sont plus rares. Les dimensions des polygones ou la distance entre des stries respectives servent d'indice permettant de diagnostiquer les causes de la contraction thermique — la baisse de la température ou

la déshydratation. Les études de l'auteur (GOŹDZIK, 1973, 1986) portant sur les dimensions des polygones de fentes en Pologne Centrale ont révélé de différences importantes des polygones selon la nature du substratum dans lequel ils se sont développés. Les polygones les plus grands apparaissent dans les sables ou sables mêlés de graviers (leur diamètre atteint en moyenne 15–30 m). Par contre, les fentes polygonales formées dans les argiles morainiques sont relativement moindres; leurs diamètres atteignent d'habitude de 1 à 3–4 m. Dernièrement SADŁOWSKA (1982) a mentionné de fentes de dimensions plus grandes, formées dans l'argile; pourtant, l'analyse plus détaillée au terrain y a prouvé une erreur d'interprétation.

Les dimensions des polygones formés dans les sables mêlés de graviers, dans les sables de calibre différent et dans les sables contenant du limon excluent l'influence de la déshydratation et témoignent en faveur de la contraction due au gel. Il est pourtant probable que dans les cas de la formation de polygones les moindres en outre de la contraction thermique, il y avait une certaine influence de la déshydratation.

Les observations des fentes se formant actuellement en effet de la contraction thermique prouvent que leur évolution postérieure est différenciée et qu'elle dépend de la variabilité des conditions paléogéographiques dans la zone périglaciaire. Ce problème fut analysé d'une façon plus large par DYLIK (1963, 1966) qui cherchait à expliquer l'origine des polygones de fentes en Pologne Centrale. Ces travaux ont incité des études de plus en plus détaillées de ces structures. On a reconnu à côté des structures dues à la fonte des fentes en coin de glace, de fentes remplies directement du matériel minéral (GOŹDZIK, 1964, 1970; KŁATKOWA, 1965; KRZEMIŃSKI, 1965).

La Pologne Centrale s'est révélée comme un terrain où la différenciation des structures de fentes et particulièrement marquée. Les études plus détaillées de l'ensemble de traits structuraux des dépôts du voisinage des fentes en coin et de leur remplissage, y compris la granulométrie et la morphoscopie du matériel de ce remplissage, ont permis de distinguer trois types principaux des structures de la contraction de gel:

- fentes à remplissage primaire, qui en Pologne Centrale représentent en réalité des fentes sableuses du type distingué par PÉWÉ (1959) (fig. 3, photo 3),
- fentes à remplissage secondaire, après la fonte des fentes en coin de glace (fig. 4, photo 4),
- fentes à remplissage secondaire saisonnier (fig. 5, photo 5), correspondant à de certaines fentes en coin ou veines de sol, distinguées dans la littérature soviétique (DANILOVA, 1956; ROMANOVSKI, 1977).

On observe aussi de formes transitoires de ces trois types des fentes en coin dues au gel. Les structures transit oires entre les fentes à remplissage secondaire, après la fonte des coins de glace, et les fentes à remplissage primaire en présentent un exemple particulier. Il paraît qu'elles correspondent au type des fentes remplies de la glace et partiellement du sable, distinguées en Antarctique par BERG et BLACK (1966) et classifiées en qualité des „composite wedges”. Ce type spécifique du remplissage de fentes s'y développait en voie du remplissage alternant des fentes élémentaires — de la glace, dans le conditions plus humides et du sable pendant des périodes plus sèches. En Pologne Centrale, le type de

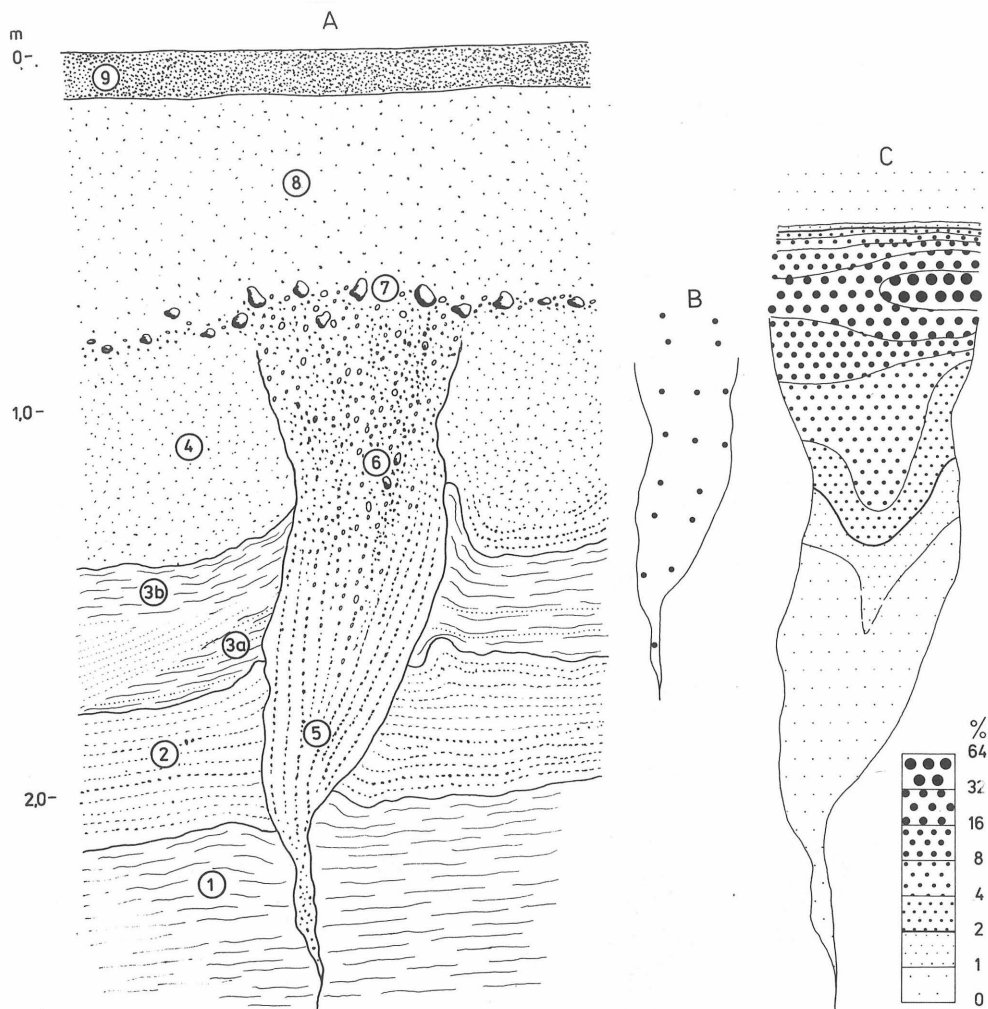


Fig. 3. — Bedon près de Łódź — Fente de gel à remplissage primaire sableux

A. 1. limons, 2. sables moyens, 3 a. sables fins à limons, 3b. limons, 4. sables fins et moyens, 5. sables moyens, 6. sables et graviers, 7. galets, 8. sables moyens et fins, 9. sables à humus; B. endroit de prélèvements des échantillons; C. teneur en grains grossiers, diamètre supérieur de 2 mm, en pourcentage

fentes, dues à la contraction thermique et manifestant cette variabilité de leur remplissage est fréquent (fig. 6).

Les effets des études des traits permettent de distinguer de types respectifs de structure de fentes, présentés partiellement par DYLIK (1963, 1966). Les recherches plus récentes de l'auteur (GOŹDZIK, 1973) et de JAHN (1975) y ont apporté de nouvelles observations.

En se fondant sur les recherches comparatives dans la zone périglaciaire actuelle, on peut admettre que chacun de trois types mentionnés se développe dans de conditions différentes. L'analyse des fentes en coin fossiles, permettant de définir leur origine, présente donc une source importante d'informations paléogéographiques. Les fentes remplies par suite de la fonte des coins de glace

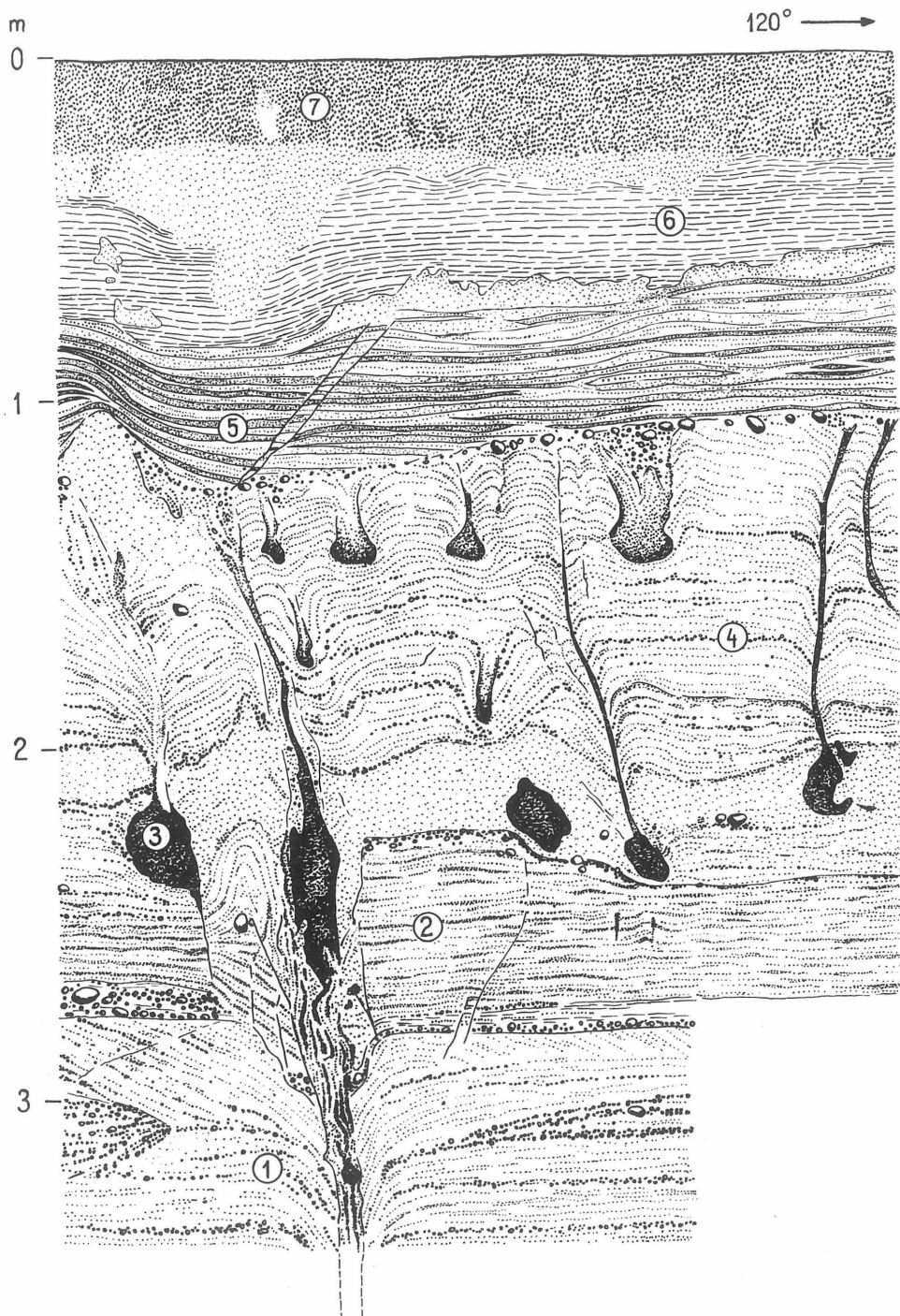


Fig. 4. Łódź-Teofilów — Structures en „larmes” ou „gouttes” de la couche active et une fente de gel fossile

1. sables moyens et grossiers avec de granules, 2. sables moyens, 3. tourbe sableuse, 4. sables moyens et grossiers, 5. sables moyens alternant avec de lits de sable fin, 6. limon avec une addition de sable fin et moyen, 7 sables avec une addition d'humus

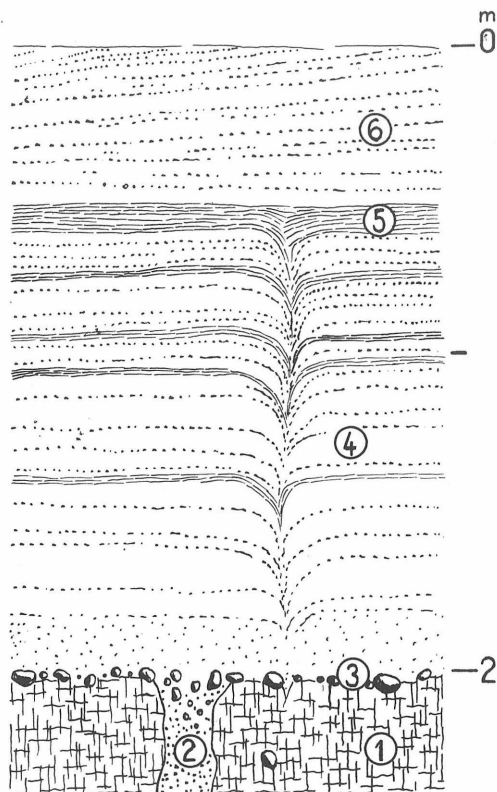


Fig. 5. Lubiaszów — Fente à remplissage secondaire saisonnier

1. argile morainique, 2. sables moyens avec graviers, 3. pavage, 4. sables moyens et fins avec une addition de limon, 5. sable fin et limon, 6. sables moyens

jouent le rôle particulier dans la reconstruction des conditions périglaciaires du passé; elles appartiennent aux indices les meilleurs de l'existence du périgélisol au Pléistocène. Ces structures permettent aussi, bien que d'une façon limitée, de formuler des conclusions concernant de températures annuelles moyennes pendant le formation des coins de glace (PÉWÉ, 1966; GOŹDZIK, 1973; ROMANOVSKI, 1977; HARRY, GOŹDZIK, 1988). Quant au cas des fentes au remplissage primaire sableux, l'existence du périgélisol paraît probable mais elle n'est suffisamment prouvée (WASHBURN, 1979); ces structures présentent pourtant de preuves des conditions proches ou même identiques à celles que l'on observe aux déserts froids. Il faut d'ailleurs souligner que cela ne concerne pas que de structures du type des fentes sableuses ressemblant aux fentes présentées par PÉWÉ (1959). Les structures à remplissage secondaire saisonnier possèdent la moindre importance paléogéographique. Leur présence ne témoigne que d'une épaisseur considérable de la couche active; il n'y a pourtant aucune certitude de l'existence du périgélisol dans les couches plus profondes.

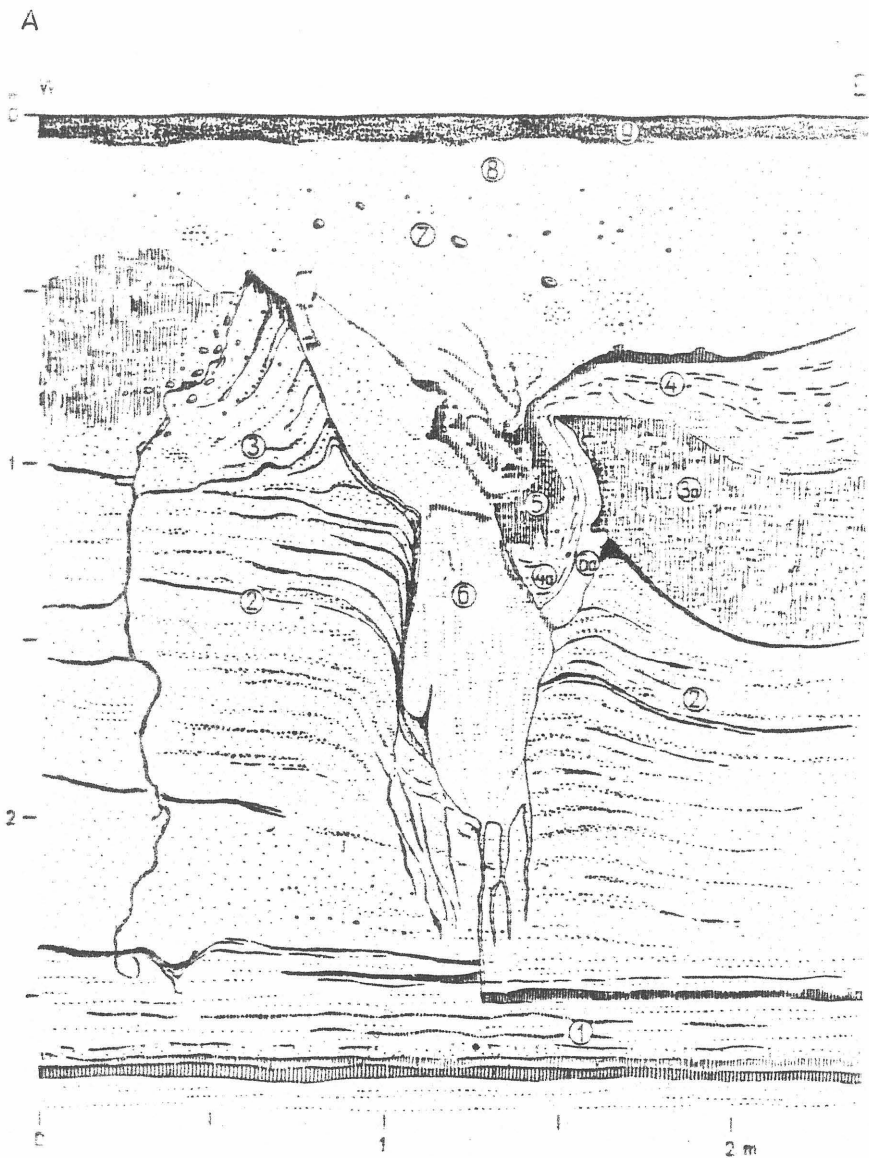
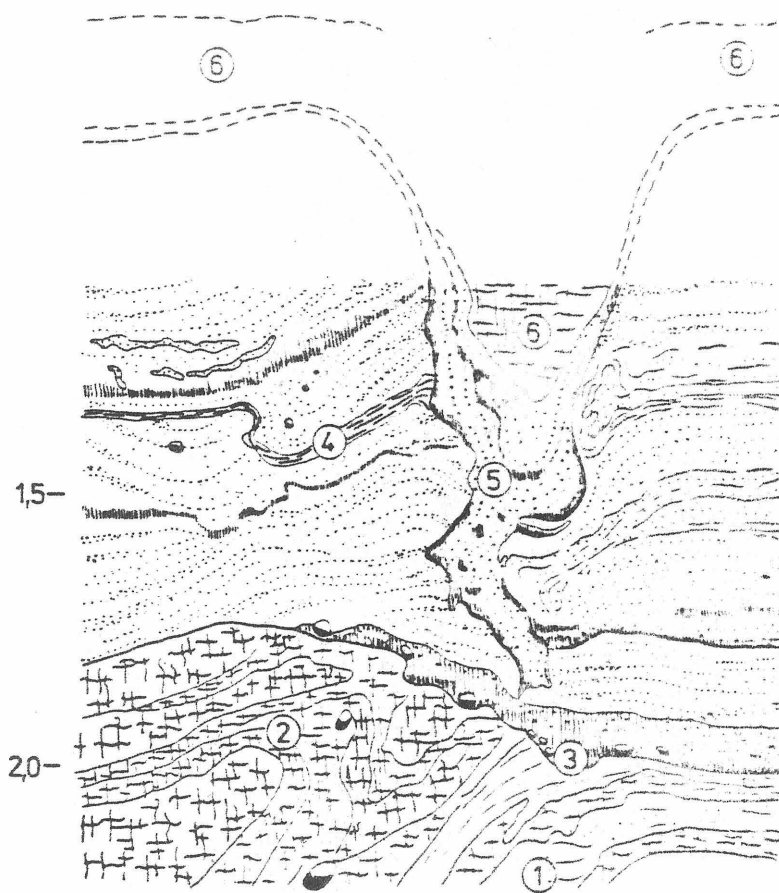


Fig. 6. A. Bedoń près de Łódź — „Composite wedge” fossile

Dans le remplissage primordial de fente il y avait la prépondérance de sable sur la glace. 1. sables moyens et grossiers avec une addition de graviers, 2. sables moyens et grossiers alternant avec de lits de graviers, 3. sables et graviers avec des cailloux isolés, 3 a. ditto mais avec matière organique, 4. sables avec matière organique, 5. sables et limon avec matière organique, 6. sables moyens, 7. sables avec une addition de cailloux, 8. sables moyens, 9. sables avec une addition d'humus

B



B. Rudunki — (selon KLATKOWA, 1965) „Composite wedge” fossile.  
Dans le remplissage primordial de fente il y avait la prépondérance  
de la glace par rapport au sable

1. sables moyens, 2. argile de poussée glaciectonique, 3. l'horizon inférieur de pavage, 4. sables et limons, 5. sables saturé d'oxydes de fer, 6. argile à blocs

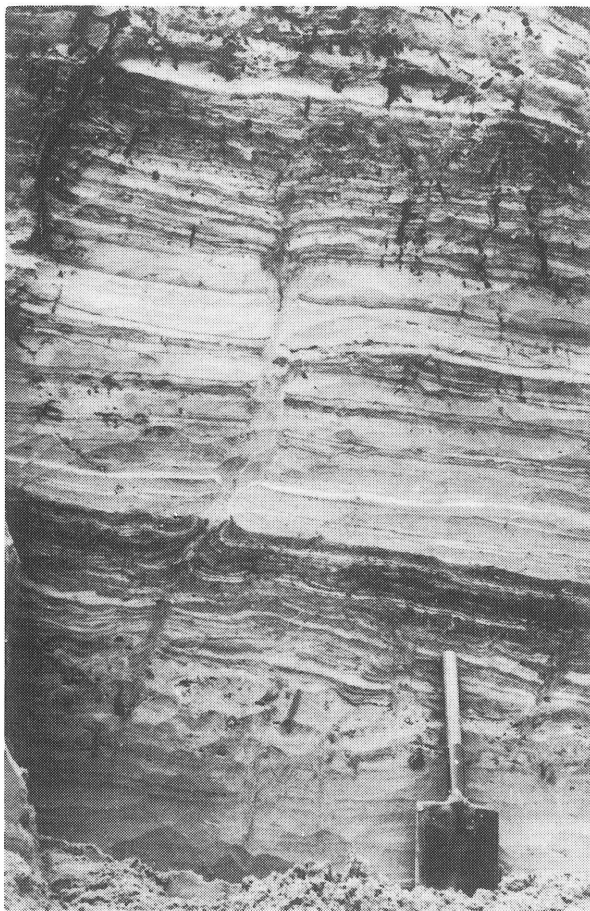


Photo 5. Mine de „Belchatów” —  
Fente à remplissage secondaire saisonnier

#### POSITION STRATIGRAPHIQUE DES FENTES DE GEL SYNGÉNÉTIQUES ET ÉPIGÉNÉTIQUES DANS LES DÉPÔTS PLÉISTOCÈNES DE LA POLOGNE CENTRALE

L'analyse de la position stratigraphique des fentes en coin de la contraction thermique demande de différencier des fentes syngénétiques et épigénétiques. Ces notions furent définies par GALLWITZ (1949) mais selon l'opinion de DYLIK, exprimée pendant de discussions directes, il serait mieux de remplacer le terme fentes „syngénétiques” par fentes „synchrones”. Cette opinion paraît juste parce que la formation de ces fentes n'a pas de rapports génétiques directs avec l'aggradation du dépôts; il n'y a qu'une simultanité de ces deux phénomènes. Dans la littérature polonaise autant qu'internationale on emploie de plus en plus souvent alternativement le terme „fentes synchrones” ou „fentes syngénétiques”, en les traitant comme équivalents. Le problème de la distinction des fentes syngénétiques et épigénétique dans le dépôts de la Pologne Centrale fut présenté par FRENCH et GOŹDZIK (1988) et par KLATKOWA 1990.

Au point de vue de la stratigraphie il y apparaît le problème de certaines différences du traitement des fentes syngénétiques et épigénétiques en tant que des unités stratigraphiques de moindre ordre (GOŹDZIK, 1987). Les fentes syngénétiques se développant au fur et à mesure de l'aggradation du dépôt, forment un de ses traits caractéristiques et permettent de le distinguer comme une unité lithostratigraphique. Par contre, la position stratigraphique des fentes épigénétiques est différente. Ces structures peuvent se développer sur le substratum d'âge différent et leur formation n'est pas accompagnée d'accumulation de nouvelles séries des dépôts. Le développement de fentes de remplissage secondaire ne consiste qu'en déformations spécifiques des systèmes sédimentaires originaires du substratum dont la formation a précédé celle des fentes de glace. Par exemple, les fentes correspondant à la période froide du Vistulien, se sont formées aussi sur les dépôts de la glaciation saalienne. Il y a donc une possibilité de pauses d'une durée considérable, séparant l'accumulation des dépôts et de la formation des fentes. Ces cas justifient la distinction des fentes en qualité des unités stratigraphiques, postérieures par rapport à l'accumulation de leur substratum. Il paraît qu'au point de vue d'une hiérarchisation formelle des unités stratigraphiques, il serait le plus juste de traiter des systèmes respectifs de fentes comme horizons.

Au début des recherches on n'observait en Pologne Centrale que des fentes vistuliennes, les plus proches de la surface actuelle et accessibles à l'étude directe. DYLIK (1960), au cours de travaux a trouvé une fente plus ancienne, correspondant à la glaciation saalienne (probablement entre Saalien I et Saalien II). Actuellement, c'est la mine du lignite à Belchatów qui joue la rôle principal dans l'étude de la stratigraphie des fentes pléistocènes en Pologne Centrale. On y observe un ensemble de dépôts du Quaternaire et du Tertiaire remplissant un fossé tectonique, dont la longueur dépasse 40 km et la largeur atteint 2–3 km. Les dépôts quaternaires, actuellement observables ont plus de 100 m d'épaisseur mais selon des sondages leur épaisseur totale est encore plus puissante. Les dépôts quaternaires y sont fortement différenciés autant au point de vue de leur origine que de leur âge.

Les recherches, effectuées dès le début de l'exploitation du lignite, ont révélé des structures de fentes, formées dans les dépôts, dont l'origine et l'âge sont différents; parmi ces structures il y a aussi celles qui se sont formées par suite de la contraction thermique (GOŹDZIK, 1980a, b, 1986; FRENCH, GOŹDZIK, 1988) (fig. 7). L'auteur a eu l'occasion de discuter les problèmes concernant l'origine et l'âge des fentes de Belchatów avec de spécialistes polonais et étrangers; cela c'est exprimé par de publications, dont la première est celle de RAYNAL (1980).

#### FENTES EN COIN DE GEL FORMÉES AVANT LA GLACIATION SAALIENNE

Les structures les plus anciennes de la contraction thermique ont été observées à Belchatów en août 1980, dans les dépôts correspondant à la glaciation de l'Elster I. La fente située dans la position la plus basse sur la fig. 8, s'est développée au sommet de l'argile d'une des phases de cette glaciation.

Les fentes postérieures se formaient au-dessus de l'argile, dans les dépôts sablo-limoneux (fig. 8). Le premier ensemble de ces fentes s'est formé près de la

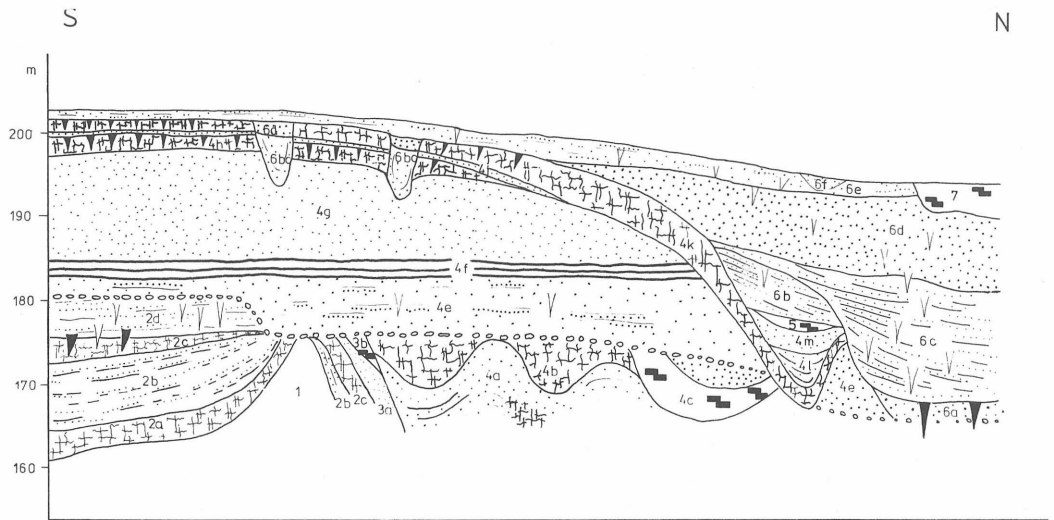


Fig. 7. Coupe simplifiée des dépôts quaternaires de la mine de „Bełchatów”, découverts en 1980–1983, selon l’auteur et partiellement selon BARANIECKA et HALUSZCZAK (1982)

1. dépôts tertiaires; 2. glaciation elsterienne: a. argile morainique, b. sable et limon, c. argile morainique, d. sable et argile; 3. interglaciaire de Ferdynandów (Elster/Saale?): a. sable, b. tourbe; 4. glaciation saalienne (de stade de la Odra): a. sable, limon et argile morainique fortement déformés, b. argile morainique; (interstade Odra/Warta): c. tourbe, d. sable; (le stade de la Warta): e. sable avec quelques couches de matière organique (série „Chojny”), f. argile à varves, g. sable, h. argile morainique, i. sable, k. argile morainique, l. argile et sable, m. sable; 5. interglaciaire éémien: tourbe; 6. glaciation vistulienne: a. sable, b. limon et sable avec matière organique, c. sable et limon, rarement une addition de matière organique, d. sable, e. sable avec limon dans la partie inférieure, f. tourbe et dépôt carbonat; Holocène — sable et tourbe. Au sommet du dessin, l’orientation de fentes est marquée par rapport à la paroi de coupe indiquée par la longue ligne

surface fossile, commune à toutes les fentes; la formation des fentes correspond probablement à une pause assez longue de l’accumulation pendant laquelle il y avait une période de dénudation, enregistrée dans une mince couche de gravier fin et de sables grossiers avec de rares cailloux (jusqu’à 3 cm). Les fentes qui se sont formées près de cette surface, dans les conditions subaérolas, appartiennent au type des fentes à remplissage primaire sableux. Il faut souligner que le contenu de grains ronds mats dans les sables remplissant les fentes, atteint 60%, donc qu’il est très élevé. Le type génétique de ces fentes et les traits du matériel qui les remplit, témoignent en faveur d’un climat froid et nettement sec.

Dans les séries sablo-limoneuses déposées plus haut, les fentes apparaissent près de couches différentes et aux différents niveaux. Cela présente des preuves du synchronisme de l’aggradation des dépôts et de l’activité de la contraction thermique. Vers le haut la fréquence des fentes à remplissage primaire diminue et progressivement elles disparaissent en cédant la place aux fentes à remplissage secondaire qui finalement gagnent la prédominance. Elles ont été dégagées une année plus tard dans des dépôts plus récents de la même série; l’auteur les a analysés avec FRENCH en 1981 et leur caractéristique détaillée se trouve dans un travail publié en commun (FRENCH, GOŹDZIK, 1988).

Le fait de la formation dans la série sablo-limoneuse d’abord des fentes à remplissage primaire sableux et de leur disparition progressive au profit des fentes à remplissage secondaire, témoigne de l’évolution du climat. Pendant la période d’accumulation de la série en question, le climat froid sec s’est changé en climat plus humide.

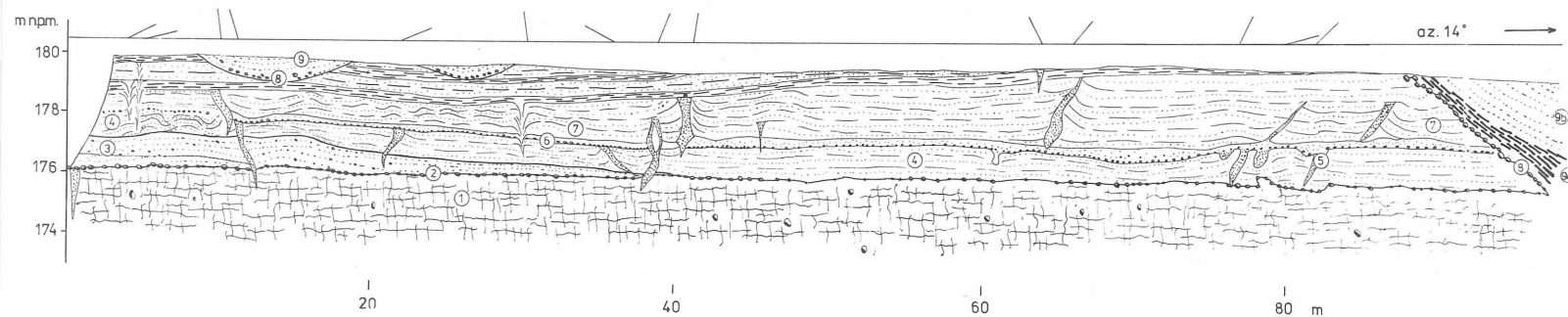


Fig. 8. Mine de „Bełchatów” — Les fentes de gel dans les dépôts elsteriens; coupe d'août 1980

1. argile morainique, 2. pavage, 3. sables moyens et grossiers, 4. sables et limons, 5. sables remplissant des fentes de gel, 6. graviers et sables grossiers, 7. sables et limons, 8. pavage, 9. sables: a. argiles, b. sables.  
Triangles noirs — fentes épigénétiques, triangles vides — fentes syngénétique

La déposition de la série sablo-limoneuse fut suivie de l'accumulation des couches tourbeuses; selon les analyses polliniques c'était la période du climat du steppe froid. Parmi des dépôts postérieurs on a trouvé une couche de matière organique (BARANIECKA, HAŁUSZCZAK, 1982) qui, selon les analyses paléobotaniques correspond à l'interglaciaire de Ferdynandów (Elster/Saale?, ou plus ancien) (JANCZYK-KOPIKOWA, 1982).

#### FENTES EN COIN DE GEL DE LA GLACIATION SAALIENNE

La Saalien manifeste nettement une bipartition; en Pologne on distingue deux stades: de la Odra (maximum) et de la Warta. A Belchatów, les possibilités de la reconnaissance des fentes de chacun de ces stades sont différentes.

La définition des fentes observées dans les dépôts du stade de la Odra est parfois difficile et, par suite, il n'est pas possible de les grouper en systèmes selon leur origine. D'ailleurs, il faut souligner que les dépôts du stade en question sont le mieux développés dans la partie axiale du fossé tectonique où ils ont été soumis aux déformations continues et discontinues. Par conséquent, autant la reconnaissance que l'analyse détaillée des fentes de la contraction thermique présentent de certaines difficultés. On a tâché pourtant de définir la fréquence de ces structures dans les dépôts de la Odra.

Les dépôts de l'étage structural inférieur auquel appartiennent les dépôts de la Odra, sont fortement déformés et tronqués (fig. 7); ils sont recouverts de séries de l'étage supérieur auquel appartiennent les dépôts de la Warta. Les dépôts de cet étage n'ont pas de traces de déformations ou ne sont déformés que faiblement. Les dépôts correspondant à la Warta se composent de quelques séries.

Les dépôts organiques d'interstade séparant le stade de la Odra et de la Warta, sont recouverts du matériel fluvial distingué comme la formation de „Chojny” (BRODZIKOWSKI, 1987). Les datations de cette formation, obtenues à l'aide de la méthode de thermoluminescence sont définies pour 263 et 204 ka BP (BARANIECKA, 1987). Les fentes, assez nombreuses dans les dépôts sableux de cette formation, portent de traits de remplissage secondaire; dans de certains cas il y avait de nettes traces de remplissage qui suivait la fonte des coins de glace. L'analyse de la répartition des fentes dans le sens vertical révèle une certaine dispersion et prouvent que les fentes correspondent aux niveaux différents. Cela prouve qu'elles se sont développées au fur et à mesure de l'accumulation, donc qu'elles représentent le type des fentes synchrones. Il y a aussi d'autres preuves du climat froid accompagnant l'accumulation de la formation „Chojny”. Dans les sables de cette formation on a trouvé les restes du *Mammuthus trogontherii* (Pohlig), donc d'un animal caractéristique du steppe froid (CZYŻEWSKA, WISZNIOWSKA, 1982). Il y a aussi de preuves paléobotaniques; les analyses des intercalations du matériel organique accumulé pendant de périodes du climat un peu doux, prouvent l'existence de la taïga (JANCZYK-KOPIKOWA, 1987). Il faut y ajouter que l'augmentation de pourcentage de grains ronds mats, observé dès le début d'accumulation de la formation „Chojny”, témoigne d'un accroissement de l'activité du vent (GOŹDZIK, 1980b).

Cette formation enregistre de conditions périglaciaires de la période précédant l'avancée du glacier de la Warta et témoignant de l'accroissance du continentalisme.

Les séries recouvrant la formation „Chojny” se composent d'argiles à varves, d'argile morainique et de sables, séparés par les dépôts limono-argileux; jusqu'à présent, on n'y a pas trouvé de structures de fentes. Elles n'apparaissent qu'au sommet de la série suivante d'argile morainique où elles représentent le type des fentes à remplissage primaire sableux. Les systèmes polygonaux de ces fentes ont été bien des fois observés au plan horizontal. Le sable remplissant les fentes, par rapport à l'argile morainique sous-jacente, manifeste le contenu un peu plus élevé de grains ronds mats (GOŹDZIK, 1980b). Au-dessus de cette argile se trouve un horizon d'argile morainique plus récente, correspondant à la dernière phase du stade de la Warta sur ce terrain.

A Piotrków Trybunalski, éloigné de 30 km au NE de la mine „Bełchatów”, dans la situation stratigraphique pareille entre deux argiles morainiques analogues, on a aussi trouvé un horizon des fentes à remplissage primaire; elles y sont bien développées et le degré d'éolisation du sable de leur remplissage ressemble à celui de la mine „Bełchatów”. Ces deux faits prouvent que la pause séparant l'accumulation des deux séries d'argile correspond à la retraite du glacier, suivie de la période de formation des fentes. La nouvelle transgression du glacier n'a eu lieu qu'après la formation des fentes (GOŹDZIK, 1980b).

Les études d'autres coupes de mêmes dépôts, effectuées par MANIKOWSKA (sous presse), confirment les conclusions de l'auteur concernant la pause mentionnée ci-dessus, séparant les deux argiles. MANIKOWSKA suppose que la durée de la période entre la retraite et la nouvelle transgression du glacier n'a pas été moindre de quelques mille d'ans.

Dernièrement, KLATKOWA (1990) a présenté un exemple intéressant du développement des fentes syngénétiques au fur et à mesure de l'aggradation des dépôts glaci-fluviaux du sandre qui se formait près du front de glacier de la Warta. Les diamètres de systèmes polygonaux de fentes y ont quelques jusqu'à plusieurs dizaines de mètres; ils sont donc typiques pour les fentes dues à la contraction thermique, se formant sur le substratum des sables mêlés avec les graviers. Leur profondeur atteignant 6 et parfois même 10 m, présente un trait rarement observé. Les dimensions verticales remarquables témoignent parmi d'autre preuves, du type synchrone et non épigénétique des fentes. Les structures observées par KLATKOWA prouvent que le périgélisol se formait sur le sandr au fur et à mesure de son aggradation.

#### FENTES DE LA CONTRACTION THERMIQUE DU VISTULIEN

Parmi les structures de fente du Pléistocène, celles du Vistulien sont connues le mieux, vu leur position la plus proche de la surface du terrain. Cette position privilégiée au point de vue de l'observation directe doit être prise en considération dans l'interprétation de la fréquence des fentes de différents horizons stratigraphiques.

Pendant la première phase des recherches portant sur les fentes de gel, où on a pu les observer dans des situations géomorphologiques définies et dans

des coupes longues mais peu profondes, on n'y trouvait que de fentes correspondant à une seule surface fossile, marquée par une couche de cailloux et de graviers (GOŹDZIK, 1964, 1967; KLATKOWA, 1965). En élargissant le terrain d'études on a découvert de coupes nouvelles, plus profondes, qui révélaient de fentes dans d'autres situations géomorphologiques et qui permettaient de reconnaître de simples fentes vistuliennes au-dessus mais surtout au-dessous de l'horizon principal de ces structures (GOŹDZIK, 1973; KUYDOWICZ-TURKOWSKA, 1975; WIECZORKOWSKA, 1975). Plus tard, dans la mine „Bełchatów”, on a trouvé de nombreuses fentes dans les dépôts correspondant aux phases différentes du Vistulien (GOŹDZIK, 1980 a, b, 1986; MANIKOWSKA, 1986; FRENCH, GOŹDZIK, 1988).

Les dépôts du Vistulien inférieur, parmi d'autres bien définis à Rudunki (KLATKOWA, 1981; JASTRZĘBSKA-MAMEŁKA, 1985) ont été le plus souvent reconnus à l'aide de sondages. Les coupes, peu nombreuses et peu profondes, comme p. ex. celle de Józefów (DYLİK, 1968) n'ont pas révélé de fentes de cette période.

Les dépôts du Vistulien inférieur, représentés dans les coupes de la mine „Bełchatów”, dans la vallée de la Widawka, se composent de sables fluviaux recouvrant les tourbes émiennes, dont l'âge fut défini à l'aide de la méthode pollinique (GOŹDZIK, JASTRZĘBSKA-MAMEŁKA, 1982). Au-dessus des sables reposent les dépôts limoneux avec des intercalations de la matière organique; cette série est bien développée surtout dans les vallées latérales. L'âge de la

matière organique la plus ancienne fut défini pour  $43\,700^{+3\,700}_{-2\,400}$  ans BP

(BARANIECKA, PAZDUR, 1980). Il en résulte que la période de l'accumulation des dépôts les plus anciens dans la vallée de la Widawka a eu lieu après l'Émien mais avant 45 ka BP. Au sommet de la série de sables se trouve un horizon des fentes formant de polygones assez réguliers, dont le diamètre atteint 20 m (photo 4). La profondeur des fentes dépasse 3 m. Les traits des fentes, attestant le remplissage secondaire, après la fonte des coins de glace, ainsi que le fait qu'elles correspondent à un seul horizon relativement peu profond, permettent de les définir comme épigénétiques. Les observations présentées témoignent en faveur de la conclusion que pendant le Plenivistulien plus ancien, avant 45 ka BP, il y avait du pergélisol. Il n'est pas pourtant possible de définir d'une façon plus précise la période du début de sa formation.

L'âge de la série recouvrant l'horizon de fentes et composée de couches alternantes du sable et du limon, fut défini selon les analyses du  $^{14}\text{C}$  des intercalations organiques, dont la plus ancienne s'est formée 44 000 ans BP. Vers le sommet de cette série on a obtenu de dates suivantes:  $30\,020 \pm 1080$  (WAT 869),  $26\,900 \pm 500$  (Gd 5485),  $24\,200 \pm 650$  (Gd 6003) ans BP. Dans les couches supérieures de cette série, disséquées par l'érosion surtout dans la vallée de la Widawka où l'érosion a été plus profonde, on a obtenu la date  $23\,600 \pm 400$  (Gd 5484) ans BP. L'âge de ces dépôts dans les vallées latérales, où la dissection a été moins profonde, fut défini pour  $21\,970 \pm 810$  Gd 777 (BARANIECKA, 1987) et pour  $21\,200 \pm 220$  (Gd 5279) (MANIKOWSKA, dans ce volume). Les traits lithologiques de la série en question prouvent qu'au début les dépôts s'accumulaient surtout sur les fonds humides des vallées où il y avait périodiquement des eaux stagnantes. Progressivement, les processus liés aux lits des rivières y ont gagné le rôle prédominant.

Dans toute la série, composée au début de limon et ensuite de dépôts sablo-limoneux on a trouvé de nombreuses fentes de la contraction thermique (GOŹDZIK, 1980 a, b), caractérisées d'une façon plus détaillée par FRENCH, GOŹDZIK, (1988). Les fentes se sont formées en principe dans la couche active, mais il y a de structures manifestant de traits de la fonte des coins de glace qui prouvent l'existence du pergélisol. L'analyse des intercalations tourbeuses dans les dépôts où se trouvent les fentes, témoignent de la période du toundra. Dans leur partie inférieure domine *Selaginella selaginoides*, caractéristique pour le toundra marécageux, tandis que dans la partie moyenne et supérieure on trouve l'accroissement de *Pinus* et de *Lycopodium*, ce qui témoigne de l'apparition périodique du toundra forestier (JANCZYK-KOPIKOWA, 1980). La dernière conclusion évoque pourtant de doutes parce que les intercalations organiques, se manifestant dans les parties supérieures de cette série, contiennent aussi le matériel tertiaire, entremêlé. Le climat froid de cette phase (environ 30 000 ans BP) est attesté aussi par les hannetons fossils parmi lesquels les MORGAN, ont trouvé *Diacheli* sp. et *Holoboreaphilus nordenskioldi*, donc des espèces caractéristiques pour l'environnement du toundra marécageux avec des eaux stagnantes (FRENCH, GOŹDZIK, 1988). L'existence du climat froid est donc attestée à la fois par la formation des fentes et par de preuves biologiques.

Il paraît probable que la fente à Zielona Góra aux environs de Łódź portant de traits de la fonte du coin de glace (GOŹDZIK, 1973) et de la fente synchrone de Kalinko (WIECZORKOWSKA, 1973) correspondent à la même période.

Les dépôts limoneux et limono-sableux observés dans la vallée de la Widawka à Belchatów, passent vers le sommet en dépôts sablo-limoneux. Ces changements ne se manifestent pas uniquement dans l'accroissement du matériel sableux mais aussi dans l'accroissement du contenu de grains fortement éolisés — ronds mats (GOŹDZIK, 1980 a). On y observe, simultanément la diminution du nombre d'intercalations de la matière organique, bien qu'elle y existe toujours et grâce à cela on a pu dater le début des changements en question pour environ 24 000 ans BP. On observe de même de changements de la qualité des fentes. A côté des structures à remplissage secondaire apparaissent des fentes à remplissage primaire, sableux, contenant plus de 50% de grains ronds mats. Tous ces faits présentent des indices de la continentalisation progressive du climat froid.

La série limoneuse est dans bien des endroits nettement tronquée ce qui se manifeste par une discordance par rapport aux dépôts sableux qui la recouvrent; la série de sables atteint l'épaisseur de plusieurs mètres (fig. 7, 9) et ses traits structuraux prouvent la prédominance de l'accumulation dans les lits des rivières tressées. L'âge de l'accumulation de la série en question ne peut être défini qu'approximativement, à l'aide de la datation des dépôts sous-jacents et de ceux qui le recouvrent. La datation par  $^{14}\text{C}$  y est impossible, vu l'absence absolue de la matière organique. La limite inférieure de la période d'accumulation de la série sableuse est indiquée par la date 22 ka BP, mentionnée ci-dessus. La limite supérieure fut définie par la date  $14\,350 \pm 580$  ans BP (Lod 116) des dépôts organiques recouvrant directement la série sableuse (GOŹDZIK, 1980 b). Les structures de fentes dues à la contraction de gel ont été observées dans toute cette série. Les fentes synchrones se trouvent aussi dans d'autres

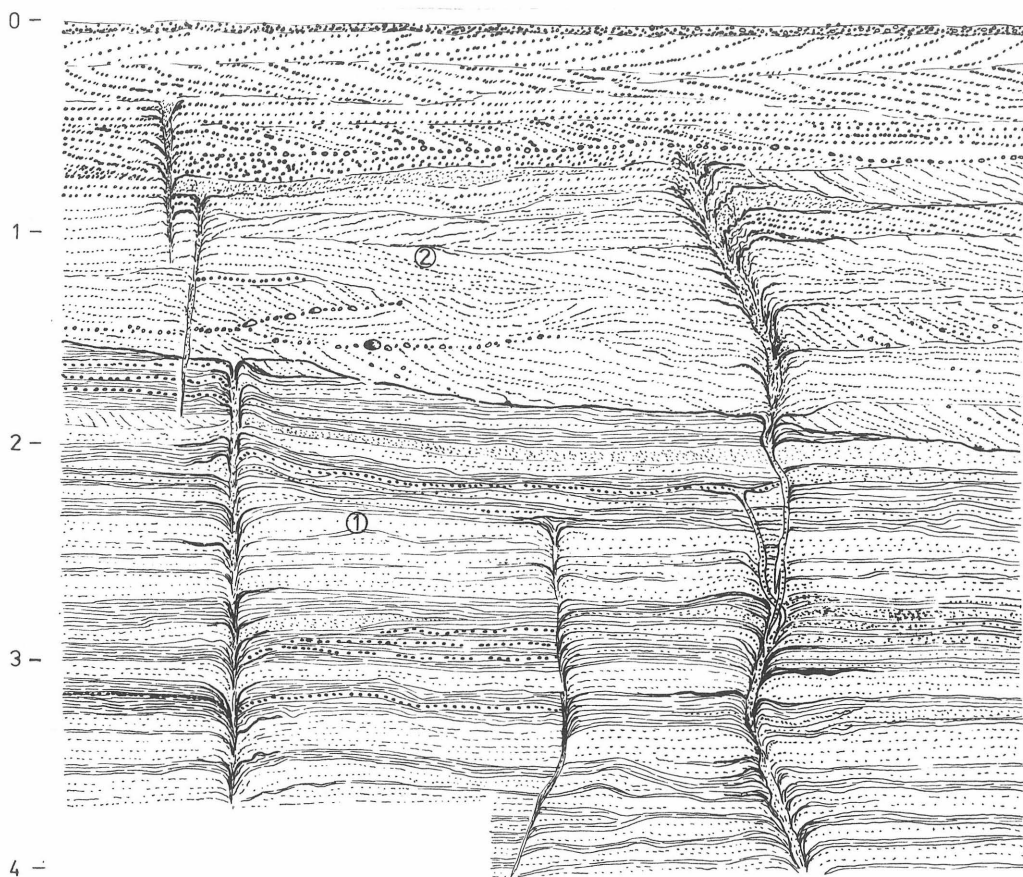


Fig. 9. Mine de „Belchatów” — Fentes de gel dans les dépôts du Plénivistulien

1. sables et limons, 2. sables

coupes de la mine „Belchatów” représentant la même série. Au dehors de la mine, elles ont été observées dans la vallée de la Mroga (KUYDOWICZ-TURKOWSKA, 1975) et dans la vallée du Ner (TURKOWSKA, 1988), dans la position stratigraphique analogue.

Il faut souligner que dans les alluvions du Plénivistulien supérieur en Pologne Centrale, les fentes synchroniques ne sont rencontrées qu'assez rarement; il est probable que c'est la conséquence de l'enrichissement des sables en matériel graveleux dans lequel les processus de la contraction thermique sont moins efficaces que dans d'autres types de dépôts. De plus, l'accumulation accélérée des rivières tressées, accompagnée d'érosion locale du matériel déjà déposé, rendaient difficile la formation des fentes élémentaires dans de mêmes places et l'évolution de leur effets sous la forme des fentes en coin.

Les fonds des vallées présentaient à cette époque de zones d'une accumulation intense, tandis que les surfaces au dehors des vallées se distinguaient par une stabilité relativement bien marquée, ou par un bilan de dénudation négatif peu important, rarement positif. Ces vastes surfaces ont été soumises aux processus de la contraction de gel bien intense. Près de la surface fossile correspon-

dant à cette période et se distinguant par une couche de cailloux et de graviers, ou rencontre souvent des fentes de la contraction de gel. Le voisinage de l'horizon de cailloux et de fentes fut remarqué par de nombreux auteurs (KLATKOWA, 1965; MANIKOWSKA, 1966; DYLIK, 1967; GOŹDZIK, 1967, 1973; KRZEMIŃSKI, 1970; KUYDOWICZ-TURKOWSKA, 1975; MORAWSKI, 1976; WIECZORKOWSKA, 1975).

Près de la surface fossile du Plénivistulien supérieur, mentionnée ci-dessus, on rencontre des fentes épigénétiques à remplissage secondaire, de même qu'à remplissage primaire. On y rencontre aussi de structures mixtes. L'auteur a trouvé à Łódź-Teofilów l'exemple du voisinage très proche, des types mentionnés de fentes dans le même horizon stratigraphique; ces structures y ont été observées dans de nombreuses coupes (GOŹDZIK, 1973). Le phénomène de la simultanéité de la formation près de la même surface des fentes représentant de types différents, est connu de l'Antarctique (BERG, BLACK, 1966). L'analyse de traits morphoscopiques et granulométriques des sables des fentes à remplissage primaire, démontre leur genèse éolienne (FILIPIUK, 1960; GOŹDZIK, 1970, 1973, 1986). Il y faut rappeler que BLACK, chercheur remarquable et connaisseur des fentes sableuses de l'Antarctique, présente dans un de ses travaux (BLACK, 1976) l'exemple de la fente pléistocène de ce type de Nowostawy, près de Łódź qu'il y a analysée pendant le Congrès de l'INQUA en Pologne 1961. La fente en question se trouve près de la couche de cailloux et de graviers du Plénivistulien supérieur.

En Pologne Centrale, au terrain présenté sur la carte (fig. 10), les fentes épigénétiques du Plénivistulien supérieur manifestent une certaine différenciation spatiale. Le changement, nettement marqué de leurs traits coïncide avec la limite de la glaciation vistulienne qui a occupé la partie septentrionale du terrain analysé.

La fréquence des fentes au dehors de la portée du glacier vistulien est presque deux fois plus grande et les dimensions des polygones y sont moindres qu'au terrain qui a été occupé par cette glaciation (GOŹDZIK, 1986). Cela prouve que les processus les plus intenses de la contraction de gel ont eu lieu juste avant l'avancée du glacier vistulien. A cette époque les températures moyennes annuelles ont été les plus basses au cours de tout le Plénivistulien supérieur.

En observant de traits du sable des fentes à remplissage primaire de terrains séparés par la limite maximum du glacier vistulien on y aperçoit aussi une nette différence; les sables remplissant des fentes du terrain situé au nord de cette limite sont plus fins et le contenu de grains ronds mats y est moindre. Ces différences ont été déjà interprétées par l'auteur à l'échelle de toute la Pologne (GOŹDZIK, 1986); cette présentation fut pourtant plus généralisée, vu l'échelle de tout le pays. La carte ci-jointe (fig. 10) représente d'une façon plus détaillée la variabilité du contenu de grains ronds mats en Pologne Centrale. On y voit nettement que sur le terrain de la glaciation vistulienne le contenu de ces grains est moindre; cela se manifeste en particulier dans la Bassin de Płock et dans son voisinage le plus proche. Par contre, dans une zone étroite de la largeur de 30 km environ, située au sud de la glaciation, au voisinage direct de sa limite, la quantité de grains ronds mats s'élève rapidement. Plus loin vers le sud, le contenu très élevé de ces grains se maintient en manifestant en même temps une légère tendance d'accroissance.

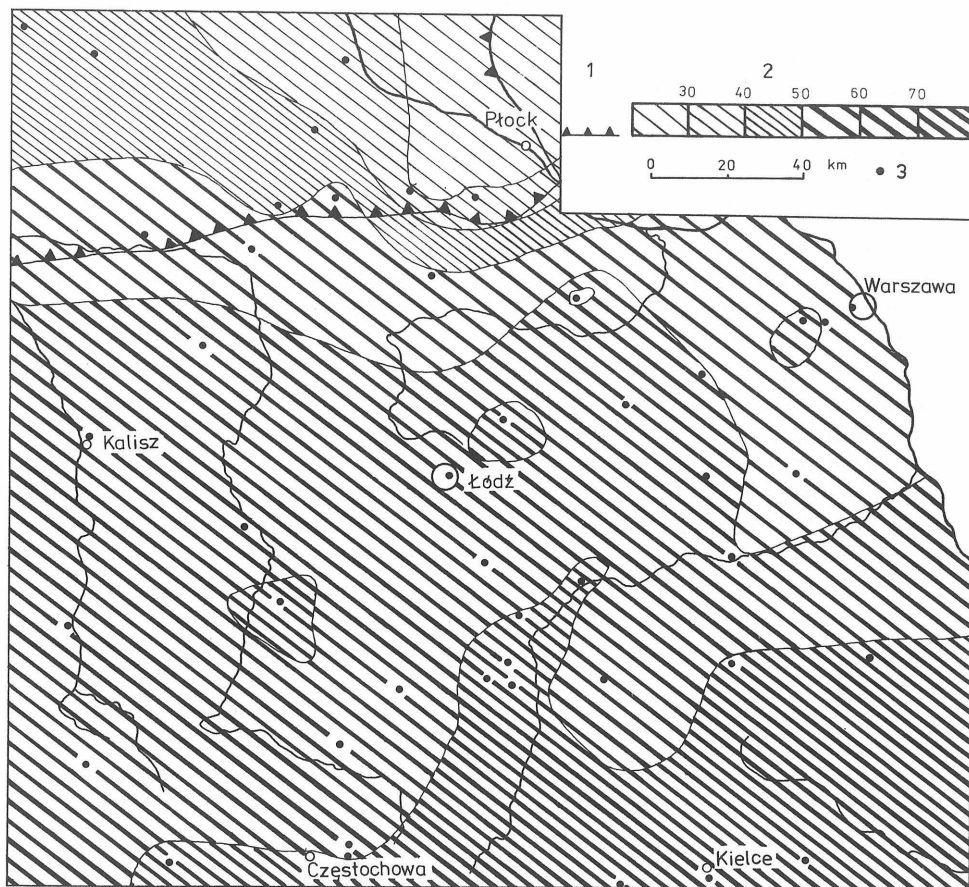


Fig. 10. Carte de la variabilité du contenu de grains ronds mats dans les sables du remplissage primaire des fentes en Pologne Centrale

1. limite méridionale de l'extension du glacier vistulien, 2. contenu de grains ronds mats en pourcent, 3. localités d'observations

Les différences présentées de traits des grains du remplissage des fentes témoignent de la durée des processus éoliens plus longue à l'extérieur de la glaciation vistulienne. Il paraît pourtant, qu'au dehors de la durée plus longue il y avait aussi l'intensité plus grande de ces processus, surtout dans la période précédant l'avancée du glacier. Il y en a de preuves, p. ex. à Maliniec, où l'auteur a trouvé au-dessus des dépôts organiques datés pour  $22\,050 \pm 450$  ans BP Gd 645 (PAZDUR *et al.*, 1979) et sous l'argile morainique correspondant à l'extension maximum du glacier vistulien — de sables contenant plus de 70% de grains ronds mats (GOŹDZIK, 1986).

L'analyse des fentes du Plénivistulien supérieur en Pologne Centrale permet de formuler de conclusions paléogéographiques. La généralité de la présence des fentes de gel de cette période atteste la formation du pergélisol continu. Le fait que les fentes se sont développées aussi dans le substratum sableux, témoigne de températures moyennes annuelles qui probablement ne s'élevaient pas au-dessus de  $-6^{\circ}\text{C}$  (GOŹDZIK, 1973). Les températures particulièrement basses se manifestaient pendant la période précédant l'avancée maximum du glacier vistulien.

Les fentes à remplissage primaire de sables éoliens se sont formées au Vistulien uniquement dans un seul horizon — celui du Plénivistulien supérieur. Elles enregistrent de conditions paléogéographiques particulières, ressemblant à celles des déserts froids actuels. Il y faut pourtant souligner que les conditions du climat particulièrement sec ont précédé directement l'avancée du glacier vistulien sur le terrain en question.

Il y a aussi d'autres faits qui soutiennent la conclusion concernant la sécheresse extrême du climat et l'activité intense du vent au Plénivistulien supérieur. Selon DYLIK (1967), qui s'est fondé sur la fréquence élevée d'éololyptolithes dans l'horizon de cailloux et graviers qui se trouve directement au-dessus des fentes, vers le fin du Plénivistulien il y avait de conditions du toundra détritique. Dans les dépôts de la période entre 20 et 15 ka BP on n'a trouvé nulle part en Pologne Centrale du matériel organique quelconque. Ce phénomène fut analysé d'une façon plus large par GOŹDZIK et PAZDUR (1987) et confronté avec d'autres faits témoignant du climat ressemblant à celui du désert froid.

Au-dessus de l'horizon de cailloux et graviers du Plénivistulien supérieur, dans beaucoup d'endroits, reposent les dépôts éoliens. L'auteur a remarqué leur caractère triparti: la couverture inférieure — sableuse, moyenne — sablo-limoneuse, et supérieure — sableuse, formant par endroits de dunes. Jusqu'à présent, on n'a pas observé du matériel organique dans la couverture inférieure mais on l'a trouvé dans les deux autres. Leur âge fut daté dans les dépôts sablo-limoneux à Kamion pour  $12\,235 \pm 260$  (Lod 43) (MANIKOWSKA, 1986) et à Bełchatów (les échantillons pris par l'auteur) —  $13\,670 \pm 240$  (Gd 4348)  $12\,440 \pm 180$  (Gd 2640), et  $11\,630 \pm 180$  (Gd 2035) ans BP; ces dates prouvent que la phase principale de l'accumulation des dépôts mentionnés a eu lieu au Bölling. Cependant les dunes, de même que les sables supérieurs de couverture, se sont formés au Dryas moyen, ce qui est aussi attesté par les datations de  $^{14}\text{C}$  (DYLIKOWA, 1964; MANIKOWSKA, 1986).

La quantité de fentes dans les dépôts du Vistulien tardif est bien de fois moindre par rapport à la quantité de fentes épigénétiques du Plénivistulien supérieur. On y observe, simultanément, la diminution de la largeur des fentes. Les fentes du Vistulien tardif n'atteignent que rarement la largeur dépassant 10 cm; d'habitude elles sont très étroites, d'ordre de quelques cm (photo 5). La majorité de structures appartient au type de fentes à remplissage secondaire saisonnier; les fentes à remplissage secondaire lié à la fonte de coins de glace ne sont observées que sporadiquement et les fentes à remplissage primaire apparaissent exceptionnellement et exclusivement dans les endroits les plus secs.

La plus grande fréquence de fentes correspond au sommet de la couverture sablo-limoneuse, tandis qu'à l'intérieur de cette couverture elles deviennent considérablement moins nombreuses et ne représentent que le type de fentes synchrones. Leur fréquence augmente légèrement dans les sables sous-jacents et atteint le minimum dans la couverture sableuse supérieure, à l'exception de sa partie basale. Il paraît que cette variabilité de la fréquence des fentes dans le sens vertical ne peut pas être considérée comme un phénomène révélant les oscillations du climat. La quantité remarquable de fentes dans les dépôts sablo-limoneux doit être attribuée à leur susceptibilité plus grande que celle de sables à la contraction thermique. Il en résulte qu'uniquement la diminution de la fréquence des fentes dans la couverture sableuse supérieure, par rapport à la

couverture sableuse inférieure peut être considérée comme preuve d'une amélioration du climat au Dryas moyen, en comparaison au climat du Dryas le plus ancien. Étant donné la rareté de structures de fentes dans la couverture supérieure de sable, MANIKOWSKA (1986) en a conclu qu'elles ne sont point formées dans cette couche. Pourtant, l'auteur a trouvé quelques fois, surtout

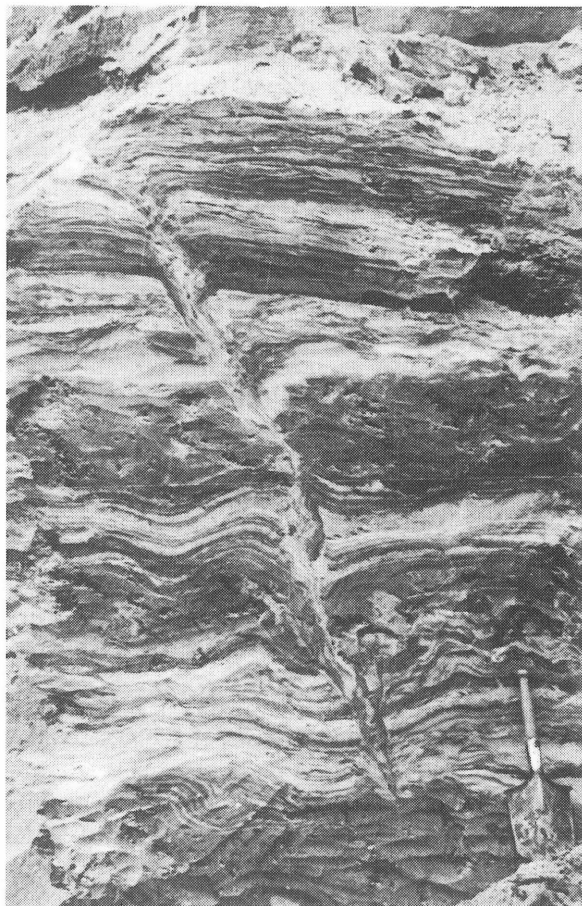


Photo 6. Mine de „Bełchatów” —  
Fente de gel dans les dépôts du  
Plénivistulien

à Bełchatów, de nettes fentes de la contraction de gel, aussi au-dessus des dépôts datés pour Bölling. Il faut souligner que KOZARSKI *et al.* (1981) ont mentionné une fente de gel, bien datée, formée dans les dépôts sableux du Dryas moyen avant Alleröd en Pologne du Nord.

La prédominance des fentes à remplissage secondaire saisonnier et la fréquence peu importante des fentes remplies après la fonte des coins de glace, ne permettent pas d'en déduire la conclusion concernant la continuité du pergélisol au Vistulien tardif. Il paraît plutôt que par suite de l'amélioration du climat il se transformait progressivement en pergélisol discontinu et qu'au Dryas moyen il n'apparaissait que par îlots.

## PHÉNOMÈNES POSTÉRIEURS LIÉS AUX FENTES DE GEL

En Pologne Centrale parmi tout un nombre de phénomènes attribués à l'existence des fentes, il y a deux qui ont attiré l'attention particulière: les mouvements de masses sur le versants et l'infiltration des eaux souterraines.

Les observations des fentes sur de versants doucement inclinés ( $1^\circ$  environ) ont permis d'y trouver certaines déformations de ces structures (GOŹDZIK, 1967). Les parties inférieures des fentes gardent l'orientation verticale, tandis que leur parties supérieures révèlent une inclinaison conforme à la pente (fig. 11, photo 7). Les fentes élémentaires ont à l'origine une orientation per-

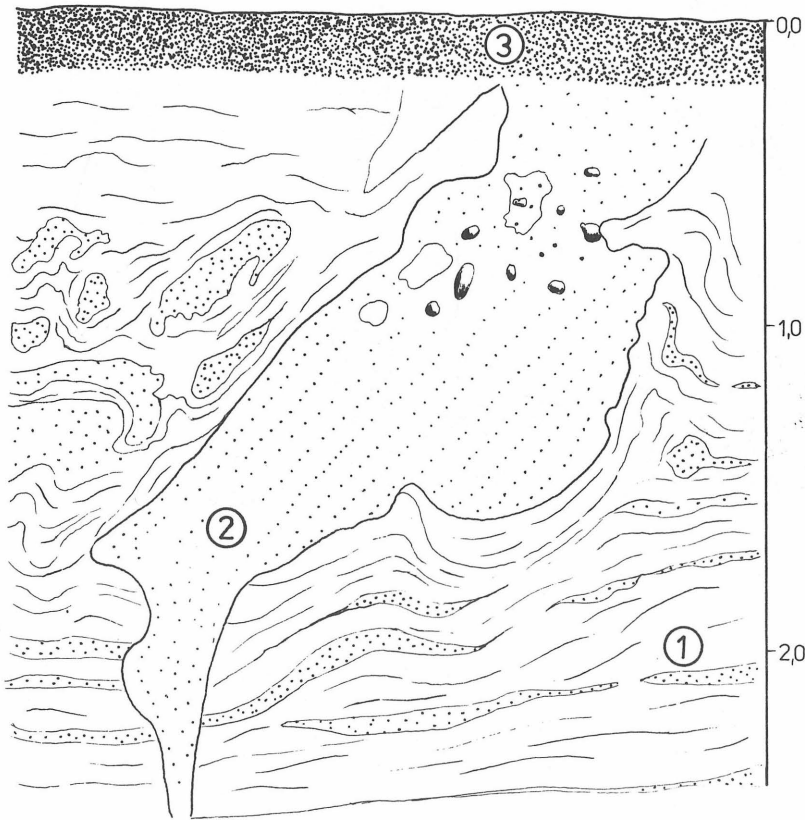


Fig. 11. Tomaszów Mazowiecki — Structures de fente dont la partie supérieure a subi un „fauchage” correspondant à la pente du versant; on y voit de légères déformations postérieures dues au déséquilibre de densité entre les dépôts du remplissage de la fente et ceux du substratum

pendiculaire par rapport à la surface du terrain. Les parties inférieures des fentes gardent donc leur position originale, tandis que leurs parties supérieures ont subi un déplacement le long du versant.

Le caractère de la déformation des fentes permet de reconstruire le mécanisme du déplacement sur de surfaces peu inclinées du terrain. La continuité des structures n'a été nulle part interrompue; il n'y a, non plus, de traces du glissement du matériel le long de versant. Les dépôts sableux du



Photo 7. Łódź-Teofilów — Structures de fente dont la partie supérieure a subi un „fauchage” correspondant à la pente du versant. A. Structure de fente bien visible dans les dépôts. B. Eléments supérieurs de la fente fortement déplacés sur le versant ressemblent à la stratification horizontale du substratum

voisinage des fentes ont gardé leur stratification horizontale, donc il n’y a pas de traces de mouvements turbulents, caractéristiques pour la congélifluxion. Il y faut souligner que les déformations des fentes se manifestent non seulement dans les dépôts argileux susceptibles à ce type de mouvement mais aussi dans des sables mêlés de graviers. L’inclinaison caractéristique des parties supérieures des fentes peut être comparée au phénomène du „fauchage des couches”, observé sur les versants dont les couches du substratum sont fortement inclinées. Il paraît que les cas observés présentent des effets de la reptation qui s’est activisée juste après la formation des fentes au Vistulien tardif (GOŹDZIK, 1967). La profondeur de la couche soumise à la reptation est enregistrée par la position du point d’inflexion des fentes; elle oscille dans les dépôts argileux entre 1,0–1,3 m et dans les dépôts sableux entre 1,1–1,6 m. Ces profondeurs sont comparables à celles de l’épaisseur de la couche active du pergélisol dans les mêmes types de dépôts aux terrains à pergélisol actuel. On peut donc attribuer la reptation déformant les fentes aux cycles gel-dégel dans la couche active. Ce processus, très lent mais actif systématiquement d’une année à l’autre, aboutissait aux effets visibles.

Les dépôts argileux sont peu perméables mais les fentes formées dans les argiles sont remplies de sable dont la perméabilité est beaucoup plus grande. Les observations de GOŁĄB (1956) aux environs de Varsovie prouvent que dans les cas où les fentes coupent la couche argileuses et atteignent des sables soujacent, l'infiltration des eaux vers la nappe phréatique devient plus facile.

Il y faut ajouter que dans les cas du développement dans l'argile de réseaux de fentes relativement denses mais ne pénétrant pas jusqu'aux dépôts soujacent, les eaux de pluies ou de neige infiltrent dans les sables remplissant les fentes; ces situations favorisent la retention des eaux sur les dépôts imperméables. Étant donné la généralité de dépôts argileux en Pologne Centrale, on peut considérer le rôle des fentes de gel dans la circulation des eaux subsuperficielles comme importante.

### Bibliographie

- BARANIECKA, M. D., 1987 — Podstawy stratygrafii plejstocenu kopalni Bełchatów (Bases de la stratigraphie du Pléistocène de la mine Bełchatów). en: Czwartorzęd rejonu Bełchatowa, II Sympozjum, Wrocław — Warszawa, p. 21 — 32.
- BARANIECKA, M. D., HAŁUSZCZAK, A., 1982 — Stanowisko osadów organicznych „Buczyna pod brukiem” na przekroju Buczyna (Localité de dépôts organiques „Buczyna sous le pavage” de la coupe Buczyna). en: Czwartorzęd rejonu Bełchatowa, I Sympozjum, Wrocław — Warszawa, p. 248 — 251.
- BARANIECKA, M. D., PAZDUR, M. F., 1980 — Datowanie metodą  $^{14}\text{C}$  wieku bezwzględnego osadów jeziorno-bagiennych odsłonięcia kopalni Bełchatów (Datation de l'âge absolu des dépôts limono-marécageux par la méthode de  $^{14}\text{C}$  dans la coupe de la carrière de lignite de Bełchatów). *Przegl. Geol.*, 7, p. 416.
- BERG, T. E., and BLACK, R. F., 1966 — Preliminary measurements of growth of nonsorted polygons, Victoria Land, Antarctica. American Geophysical Union, *Antarctic Research Series*, 8, pp. 61 — 108.
- BLACK, R. F., 1976 — Periglacial features indicative of Permafrost: ice and soil wedges. *Quaternary Research*, 6, pp. 3 — 26.
- BRODZIKOWSKI, K., 1987 — Charakterystyka oraz interpretacja paleogeograficzna osadów formacji „Chojny” (Caractéristique et interprétation paléogéographique des dépôts de la formation „Chojny”). en: Czwartorzęd rejonu Bełchatowa, II Sympozjum, Wrocław — Warszawa, pp. 47 — 62.
- BUTRYM, J., CEGŁA, J., DŻUŁYŃSKI, S., NAKONIECZNY, S., 1964 — New interpretation of „periglacial structures”. *Folia Quaternaria*, 17, 34 p.
- CAILLEUX, A., 1942 — Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. *Mém. Soc. Géol. France*, 46, 176 p.
- CZYŻEWSKA, T., WISZNIOWSKA, T., 1982 — Szczątki *Mammuthus trogontherii* (Pohlig) z profilu Chojny IV odkrywyj bełchatowskiej (Restes du *Mammuthus trogontherii* (Pohlig) du profil Chojny IV de la coupe de Bełchatów). Czwartorzęd rejonu Bełchatowa, I Sympozjum, Wrocław — Warszawa, pp. 147 — 149.
- DANILOVA, N. S., 1956 — Gruntovye žily i ikh proishozhdenie (Veines de sol et leur origine). *Mat. k osnovam učenja o merzlykh zonakh zemnoy kory*, 3, (en russe), pp. 108 — 111.
- DYLIK, J., 1951 — Some periglacial structures in Pleistocene deposits of Middle Poland. *Bull. Soc. Sci. et Lettr. de Łódź*, vol. III, 2, pp. 1 — 6.
- DYLIK, J., 1952 — Peryglacialne struktury w plejstocenie środkowej Polski (summary: Periglacial structures in the Pleistocene deposits of Middle Poland). *Biul. Państ. Inst. Geol.*, 66, pp. 53 — 113.
- DYLIK, J., 1953 — O peryglacialnym charakterze rzeźby środkowej Polski (résumé: Du caractère périglaciaire de la Pologne Centrale). *Acta Geogr. Univ. Lodziensis*, 4, 109 p.
- DYLIK, J., 1960 — Sur le système triparti de la stratigraphie du Pléistocène dans les pays d'accumulation glaciaire, *Biul. Peryglacialny*, 9, pp. 25 — 39.

- DYLIK, J., 1963 — Nowe problemy wiecznej zmarzliny plejstocenijskiej (résumé: Nouveaux problèmes du pergélisol pléistocène). *Acta Geogr. Lodziensia*, 17, 93 p.
- DYLIK, J., 1965 — Right and wrong in sceptical views on the problem of periglacial phenomena revealed in Pleistocene deposits. *Bull. Soc. Sci. et Lettr. de Łódź*, vol. XVI, 8, 28 p.
- DYLIK, J., 1966 — Problems of ice-wedge structures and frost-fissure polygons. *Biul. Peryglacjalny*, 15, pp. 241—291.
- DYLIK, J., 1967 — The main elements of Upper Pleistocene paleogeography in Central Poland. *Biul. Peryglacjalny*, 16, pp. 85—115.
- DYLIK, J., 1968 — The earliest warmer substage of the Würm (Amersfoort) in Poland. *Bull. Soc. Sci. et Lettr. de Łódź*, vol. XIX, 4, 15 p.
- DYLIKOWA, A., 1956 — Kliny zmarzlinowe w Sławęcinie (Summary: The ice-wedges at Sławęcin, p. 129—133). *Biul. Peryglacjalny*, 3, pp. 47—59.
- DYLIKOWA, A., 1961 — Structures de pression congélation et structure de gonflement par le gel de Katarzynów près de Łódź. *Bull. Soc. Sci. et Lettr. de Łódź*, 12, 19, 23 p.
- DYLIKOWA, A., 1964 — Les dunes de la Pologne Centrale et leur importance pour la stratigraphie du Pléistocène tardif. Report of the VIth International Congress on Quaternary, Warsaw 1961, 4, pp. 67—80.
- FILIPIUK, A., 1960 — Kliny zmarzlinowe w Podzamczu (summary: Ice-wedges in Podzamcze, p. 155—157). *Biul. Peryglacjalny*, 7, pp. 39—47.
- FRENCH, H. M., and GOŹDZIK, J. S., 1988 — Pleistocene epigenetic and syngenetic frost fissures, Bełchatów, Poland. *Can. J. Earth Sci.*, 25, pp. 2017—2027.
- GALLWITZ, H., 1949 — Eiskeile und glaziale Sedimentation. *Geologica*, 2, pp. 1—24.
- GOŁĄB, J., 1956 — Kliny zmarzlinowe jako drogi przewodzące wód gruntowych (in extenso: Ice-wedges as ground-water conductors, p. 135—137). *Biul. Peryglacjalny*, 3, pp. 61—64.
- GOŹDZIK, J. S., 1964 — L'étude de la répartition topographique des structures périglaciaires. *Biul. Peryglacjalny*, 14, pp. 217—249.
- GOŹDZIK, J. S., 1967 — Fauchage des fentes en coin dû aux mouvements de masses sur de pentes douces. *Biul. Peryglacjalny*, 16, pp. 133—146.
- GOŹDZIK, J. S., 1970 — Geneza szczelin zmarzlinowych w regionie łódzkim w świetle analizy ich wypełnień (résumé: Genèse des fentes de gel dans la région de Łódź à lumière de l'analyse de leur remplissages). *Acta Geogr. Lodziensia*, 24, pp. 181—196.
- GOŹDZIK, J., 1973 — Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacjalnych w środkowej Polsce (summary: Origin and stratigraphical position of periglacial structures in Middle Poland). *Acta Geogr. Lodziensia*, 31, 117 p.
- GOŹDZIK, J., 1976 — O szczelinowych strukturach pasowych w Polsce (summary: Stripe structures in Poland). *Acta Geogr. Lodziensia*, 37, pp. 7—23.
- GOŹDZIK, J., 1980 a — Osady i struktury peryglacjalne z plejstocenu okolic Bełchatowa (Dépôts et structures périglaciaires du Pléistocène aux environs de Bełchatów). Przewodnik LII Zjazdu Pol. Tow. Geologicznego, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, pp. 322—325.
- GOŹDZIK, J., 1980 b — Zastosowanie morfoskopii i graniforimetrii do badań osadów w kopalni węgla brunatnego Bełchatów (L'application de la morphoscopie et de la graniforimétrie pour les études des dépôts dans la mine de lignite de Bełchatów). *Studia Regionalne*, 4, pp. 101—114.
- GOŹDZIK, J. S., 1986 — Structures de fentes à remplissage primaire sableux du Vistulien en Pologne et leur importance paléogéographique. *Biul. Peryglacjalny*, 31, pp. 71—105.
- GOŹDZIK, J., 1987 — Osady i struktury peryglacjalne w klasyfikacji stratygraficznej czwartorzędowej Polski (summary: Periglacial sediments and structures in stratigraphic classification of the Quaternary in Poland). *Kwartalnik Geologiczny*, 31, 1, pp. 175—184.
- GOŹDZIK, J., JASTRZEBSKA-MAMEŁKA, M., 1982 — Osady eemskie w kopalni węgla brunatnego Bełchatów (Dépôts éémiens dans la mine du lignite de Bełchatów). Czwartorząd rejonu Bełchatowa, I Sympozjum, Wrocław—Warszawa, p. 158—163.
- GOŹDZIK, J., PAZDUR, M. F., 1987 — Frequency distribution of  $^{14}\text{C}$  dates from the territory of Poland in the time interval 12—45 kyr BP and its paleogeographical implications. *Zesz. Nauk. Politechniki Śląskiej, ser. Mat.-Fiz., Geochronometria*, 4, pp. 27—42.
- HARRY, D. G., GOŹDZIK, J. S., 1988 — Ice wedges: growth, thaw transformation, and palaeoenvironmental significance. *Jour. of Quaternary Science*, 3, 1, p. 39—55.
- JAHN, A., 1975 — Problems of the periglacial zone. PWN, Warszawa, 223 p.
- JANCZYK-KOPIKOWA, Z., 1980 — Flora osadów jeziornych w Piskach (Flore des dépôts lacustres

- à Piasiki). Przewodnik LII Zjazdu Pol. Tow. Geologicznego, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 322 p.
- JANCZYK-KOPIKOWA, Z., 1982 — Flory kopalne rejonu Bełchatowa (Flore fossile de la région de Bełchatów). Czwartorzęd rejonu Bełchatowa, I Sympozjum, Wrocław—Warszawa, pp. 36—40.
- JANCZYK-KOPIKOWA, Z., 1987 — Flory interglacialne i interstadialne w kopalni Bełchatów (Flore interglaciaire et interstadaire dans la mine de Bełchatów). Czwartorzęd rejonu Bełchatowa, II Sympozjum, Wrocław—Warszawa, 33—34.
- JAŚTRĘBSKA-MAMEŁKA, M., 1985 — Interglacja eemski i wczesny vistulian w Zgierzu-Rudunkach na Wyżynie Łódzkiej (summary: The Eemian interglacial and the Early Vistulian at Zgierz-Rudunki in the Łódź Plateau). *Acta Geogr. Lodziensia*, 53, 75 p.
- KŁATKOWA, H., 1965 — Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi (résumé: Vallons en berceau et vallées sèches aux environs de Łódź). *Acta Geogr. Lodziensia*, 19, 141 p.
- KŁATKOWA, H., 1981 — Dépôts de vallées périglaciaires en Pologne Centrale. *Recherches Géographiques à Strasbourg*, 16, no spec. 17, pp. 179—186.
- KŁATKOWA, H., 1990 — Synsedimentary frost cracks of the Warta cola sub-stage and their paleogeographical significance. *Quaternary Studies in Poland*, 9, 33—50.
- KOZARSKI, S., MOCEK, A., NOWACZYK, B., TOBOLSKI, K., 1982 — Etapy i warunki rozwoju wydm w Budzynie koło Chodzieży w świetle analizy radiowęglowej, paleobotanicznej i pedologicznej (summary: Development stages and conditions of the dune at Budzyna near Chodzież in the light of radiocarbon, paleobotanical and pedologic analyses). *Roczn., Glebozn.*, 33, pp. 159—174.
- KRZEMIŃSKI, T., 1965 — Przełom doliny Warty przez Wyżynę Wieluńską (résumé: La percée de la Warta par le Plateau de Wieluń). *Acta Geogr. Lodziensia*, 21, 95 p.
- 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. Lodziensia*, 24, pp. 305—316.
- KUYDOWICZ-TURKOWSKA, K., 1975 — Rzeczne procesy peryglacialne na tle morfogenezy doliny Mrogi (résumé: Processus fluviaux périglaciaires sur le fond de la morphogenèse de la vallée de la Mroga). *Acta Geogr. Lodziensia*, 36, 122 p.
- LASKOWSKA, W., 1960 — Kopalne struktury poligonalne na glinach żwałowych (summary: Fossil polygonal structures in boulder clay, p. 177—179). *Biul. Peryglacjalny*, 7, pp. 73—87.
- MANIKOWSKA, B., 1966 — Gleby młodszego plejstocenu w okolicach Łodzi (résumé: Les sols du Pléistocène Supérieur aux environs de Łódź). *Acta Geogr. Lodziensia*, 22, 166 p.
- MANIKOWSKA, B., 1986 — O glebach kopalnych, stratigrafii i litologii wydm Polski środkowej (summary: On the fossil soils, stratigraphy and lithology of the dunes in Central Poland). *Acta Geogr. Lodziensia*, 52, 137 p.
- MANIKOWSKA, B., (sous presse) — Lithostratigraphy of the Middle-Polish glaciation deposits in the open pit mine at Bełchatów and the problem of interstadial between the Radomka (maximum) and Warta stages. *Quaternary Studies in Poland*.
- MORAWSKI, W., 1976 — Zmarzlinowe struktury szczelinowe w osadach interglacjału eemskiego z Wawrzyszewa (summary: Frost fissure structures in sediments of the eemian interglacial at Wawrzyszew). *Kwart. Geol.*, 20, 1, pp. 163—182.
- OLCHOWIK-KOLASIŃSKA, J., 1962 — Genetyczne typy struktur czynnej strefy zmarzliny (résumé: Classification génétique des structures de mollisol). *Acta Geogr. Univ. Lodziensis*, 10, 101 p.
- PIERZCHAŁKO-DUTKIEWICZOWA, Ł., 1961 — Nowostawy. en: Guide Book of Excursion C, the Łódź region, VIth INQUA Congress, Warsaw 1961, pp. 55—57.
- PAZDUR, M., STANKOWSKA, A., STANKOWSKI, W., TOBOLSKI, K., 1979 — Konin (Maliniec, Honoratka, Kleczew). en: Sympozjum on Vistulian stratigraphy of Poland, 1979, Guide-book of Excursion.
- PÉWÉ, T. L., 1959 — Sand-wedge polygons (Tessellations) in the McMurdo Sound Region, Antarctica — A progress report, *Amer. Jour. of Sci.*, 257, pp. 545—552.
- PÉWÉ, T. L., 1966 — Paleoclimatic significance of fossil ice-wedges, *Biul. Peryglacjalny*, 15, pp. 65—73.
- RAYNAL, R., 1980 — Du complexe minier à la recherche fondamentale et appliquée sur le milieu naturel: Lignites et quaternaire à Bełchatów (Pologne centrale). *Rev. Géogr. de l'Est*, 1—2, pp. 89—100.
- ROMANOVSKII, N. N., 1977 — Formirovaniye poligonalno-žilnych struktur, Izdat. Nauka, Novosibirsk, 216 p.

- SADŁOWSKA, A., 1982 — Rozwój rzeźby międzyrzecza Pilicy, Czarnej i Drzewiczki (résumé: L'évolution du relief du terrain limité par la Pilica, la Czarna et la Drzewiczka). *Acta Geogr. Lodziensia*, 47, 108 p.
- TURKOWSKA, K., 1988 — Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie (sommaire: Évolution des vallées fluviales sur le Plateau de Łódź au cours du Quaternaire tardif). *Acta Geogr. Lodziensia*, 57, 157 p.
- WASHBURN, A. L., 1979 — *Geocryology: a survey of periglacial processes and environments*. Edward Arnold, London, 406 p.
- WIECZORKOWSKA, J., 1975 — Rozwój stoków 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. Lodziensia*, 35, 118 p.