

HALINA KLATKOWA*

Łódź

SYMPTOMS OF THE PERMAFROST PRESENCE IN MIDDLE POLAND DURING THE LAST 150 000 YEARS

Abstract

An attempt to reconstruct the permafrost occurrence in Middle Poland, between 150 000 years, i.e. the Wartian ice sheet deglaciation and the Late Vistulian, has been made. Conclusions have been drawn from: 1. periglacial structures, such as pseudomorphs left by polygons primary filled with vein ice and hydrolaccoliths (pingo), assumed to be the unquestionable evidence of permafrost, 2. other structures, such as involutions, congelifluction lobes, fissures of seasonal infilling, considered the circumstantial evidence, 3. mineral as well as organic deposits typical of permafrost environments, used as palaeoclimatic indices. Main problems have been discussed on the basis of the author's own studies and the existing literature on the subject concerned mostly with the area of Middle Poland.

The results, shown in the synthetic drawing (Fig. 4), are as follow: 1. fast permafrost aggradation during the Wartian ice sheet deglaciation, synchronous with glaciofluvial deposition, 2. the presence of permafrost, possibly of a sporadic nature, as early as the first Vistulian stadial, 3. gradual expansion of permafrost, until the third stadial VS3, after the Odderade, of a less continuous nature during the Brörup+Amersfort period, 4. the existence of continuous permafrost to about 15 000 years BP, 5. in the Late Vistulian, fast degradation of permafrost and its ultimate disappearance.

Résumé de l'auteur

On présente un essai de reconstruction de l'évolution du pergélisol en Pologne Centrale pendant 150 000 ans, depuis la retraite de l'inlandsis de la Warta jusqu'au Vistulien tardif. On s'est fondé sur: 1. les structures périglaciaires du type des fentes de glace dues aux fissures polygonales remplies d'abord de la glace, et des traces des pingos, interprétées comme témoignage indubitable du pergélisol; 2. d'autres structures comme involutions, lobes de congélifluction et fissures à remplissage saisonnier, traités comme arguments supplémentaires; 3. dépôts minéraux ou organiques, caractéristiques pour les environnements possédant le pergélisol, traités comme indices auxiliaires du paléoclimat. Les données présentées proviennent de la documentation de l'auteur et de la littérature concernant surtout la Pologne Centrale.

Les résultats présentés sur le dessin synthétique (Fig. 4) démontrent: 1. l'accroissement accéléré du pergélisol pendant la déglaciation de la Warta, synchrones à l'accumulation des dépôts glaciofluviaux; 2. la présence du pergélisol, probablement en îlots, déjà pendant le premier stade du Vistulien; 3. l'élargissement progressif du pergélisol jusqu'au troisième stade VS3, après Odderade, avec un relâchement de sa compacité pendant Brörup et Amersfort; 4. la durée du pergélisol jusqu'à 15 000 ans BP; 5. dégradation accélérée du pergélisol pendant le Vistulien tardif, jusqu'à son extinction définitive.

INTRODUCTION

During the last decade, a number of works concerning the occurrence of Pleistocene permafrost in the area of present-day temperate climate has grown. It is obvious that being the palaeogeographical reconstructions, they have been based on circumstantial evidence involving both conditions essential to develop the phenomenon and these that cause the phenomenon probable. The presence of

* Katedra Badań Czwartorzędu U.Ł., 90-505 Łódź, ul. Skłodowskiej-Curie 11, Poland.

permafrost in the past has been inferred from structures and deposits typical of cold climatic zones. The precise recognition of deposits and structures, particularly detailed analyses and determination of properties characteristic for the periglacial environment, is possible mainly by examinations of exposures which are often made on purpose. It seems to follow that more findings are available from directly sub-surface deposits than from series resting deeper, and, in consequence, incomparably more data referring to the youngest Vistulian cold than to older Pleistocene periods exist.

The present-day surface in the analysed part of Middle Poland is composed almost exclusively of three sedimentary units of different ages: Wartian (maybe Odrian occasionally), Vistulian and Holocene. Rare and spatially limited outcrops of pre-Quaternary rocks are of marginal significance. The occurrence of interglacial Eemian deposits on the surface is yet more limited – they are practically absent and can be found only in the fossil form, buried under younger material. Spatial relations among particular groups of Quaternary deposits in Middle Poland have been presented earlier (KLATKOWA, 1994). They show that deposits of the glaciation before last on the surface are a feature of frequent occurrence. Thus, theoretically it is possible to reconstruct the signs of permafrost not only for the Vistulian but also for Saalian time. Practically, the point is that all epigenetic, so that postsedimentary symptoms of perennial freezing (e.g. crack or intrusive structures), even though are developed exclusively in pre-Vistulian deposits e.g. in Wartian till, do not guarantee the pre-Vistulian origin. They inform only that are not older than the deposit in which they developed. The only unquestionable evidence of the development and presence of permafrost are syngenetic structures, i.e. synchronous with deposition. Of course, these must be structures which require permafrost, not only seasonal freezing of ground, to grow. The most representative are signs (pseudomorphs) of polygons of frost fissures with secondary mineral infilling, i.e. primary filled with vein ice.

WARTA STAGE

A few years ago, the author of the present paper succeeded in finding, investigating and documenting in Middle Poland, in the vicinity of Łódź, three zones of frost crack casts, left by vein ice that developed synchronously with deposition, and – what is the most important – it was Wartian in age deposit, composed of glaciofluvial sands sporadically with layers of fine gravels, accumulated in the recession phase of this stage (KLATKOWA, 1990a). The most outstanding feature was there an unusual vertical extent of the structures which tended to achieve a few or more metres in depth. Carefull field observations allowed to reconstruct some portions of polygons (Fig. 1), however the fundamental question to solve was the character of the structures, strictly speaking, the

nature of their infilling. It had to be stated whether they had been primary filled with long-lasting vein ice, thus those that have an indicatory meaning for the permafrost presence, or they had been tiny seasonal veins affected by filling with mineral material from polygons after every single thawing. The rank of palaeogeographical, actually palaeopermafrost, conclusions depended on the answer to this question.

From the literature and field observation is known a number of features that document the formation of vein ice synchronous with deposition. They have been observed many times from the present-day permafrost areas of Canada and Siberia; their full inventory has been given by N. N. ROMANOVSKIJ (1977, 1993). Descriptions of the traces of syngenetic ice referring to pseudomorphs are rarer. The author of the present paper has tried to list and describe them in her earlier work (KLATKOWA, 1990a).

The analysed frost crack casts from three glaciofluvial patches dated back to the Wartian period, recorded in Middle Poland near Łódź, bear the features of syngenetic development and secondary mineral infilling. I report the most important of them.

1. The length of epigenetic structures does not exceed 6 m, but it should be noted that in some cases the attempt to reach their bottom, i.e. the level where vein ice started to develop, failed (Pl. 1). The analysed structures were produced in medium sands, occasionally in coarse sands with fine gravels, therefore in deposits characterized by large permeability and associated little potential content of ice, under frost climatic conditions. In such circumstances epigenetic structures achieve usually the length of 2–3 m (KLATKOWA, 1965; GOŹDZIK, 1970; ROMANOVSKIJ, 1973, 1977; JAHN, 1975), whereas the greatest known sizes attain 5–6 m. The theoretical assumptions are that the vertical extent of cracks is conditioned by the thickness of the zone where maximum thermal gradients occur. From calculations based on them follows that the depth of penetration of sandy and gravelly deposits by fissures does not exceed 4 m (ROMANOVSKIJ, SAPOSHNIKOVA, 1971; ROMANOVSKIJ, 1973). The vertical dimensions of the analysed fissure structures are appreciably larger than those typical of epigenetic structures and resulting from direct field observations as well as theoretical calculations. Therefore, one should regard them as the forms growing successively together with the increase in thickness of deposit, thus synchronous with it.

2. Vertical cross-sections of the structures reveal the small width, particularly when compared with their length, and the irregular outline of lateral boundaries with polygonal blocks. It is characteristic that enlarged and narrowed sections alternate, and that a structure may disappear in places (Pl. 2, 3), which is assumed to be the most important symptom of syngenetic development. This feature results from gradual, but not always even upward growth of vein ice and determines the relation between the rate of accumulation and the

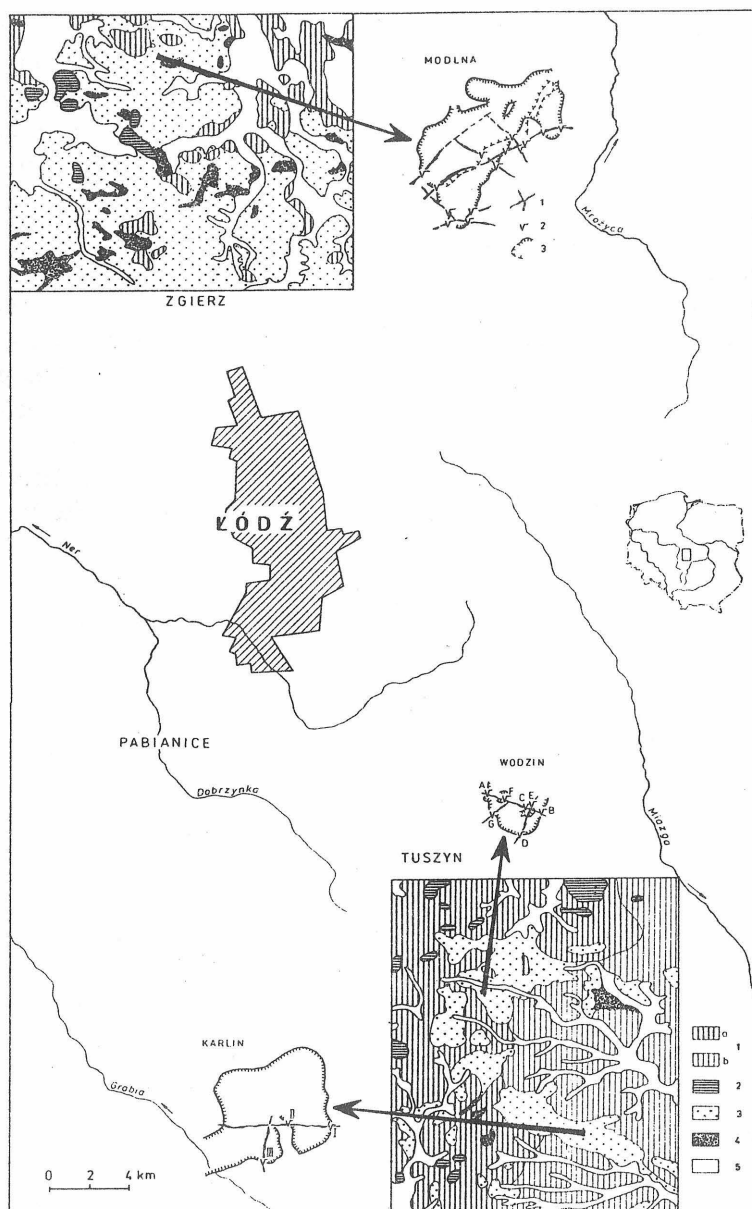


Fig. 1. Areas of registered Wartian syngenetic structures with secondary infilling

Explanations for geological sketches: 1. Saalian till: a. Wartian till, b. undivided; 2. deposits of kame hillocks; 3. Wartian glacio-fluvial sands and gravels; 4. major aeolian groups; 5. deposits of river valleys and alluvial plains. Explanations for sketches of frost fissure polygons: 1. orientation of fissures; 2. places where structures were observed in vertical profile; 3. outlines of exposures

Rys. 1. Obszary stwierdzonego występowania warciańskich, syngenetycznych struktur szczelinowych z wtórnym wypełnieniem

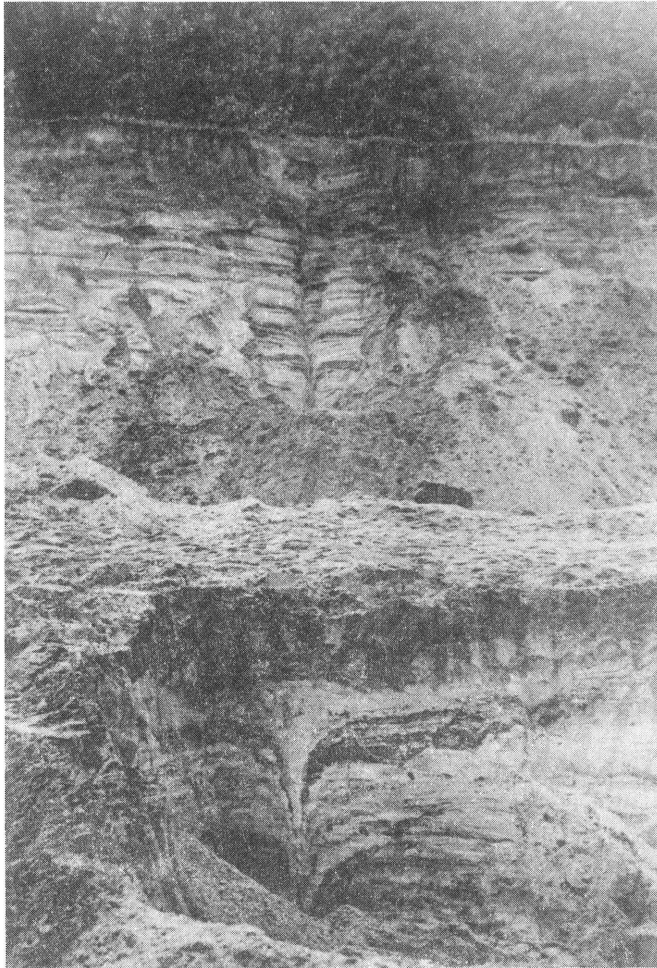


Photo by the author

Pl. 1. W o d z i n. Syngenetic frost fissure, exposed to the depth of over 10 m

Fot. 1. W o d z i n. Syngenetyczna szczelina kontrakcji termicznej sięgająca do głębokości ponad 10 m

Objaśnienia do szkiców geologicznych: 1. glina morenowa saalianu: a. stadiału warty, b. nierozdzielona; 2. utwory pagórków kemowych; 3. piaski i żwiry glacyfluwialne warty; 4. większe zespoły eoliczne; 5. osady dolin rzecznych i równin aluwialnych. Objaśnienia do szkiców sieci poligonalnych: 1. stwierdzony przebieg szczelin; 2. miejsca obserwacji struktur w przekroju pionowym wraz z ich oznaczeniami; 3. zarysy odkrywek

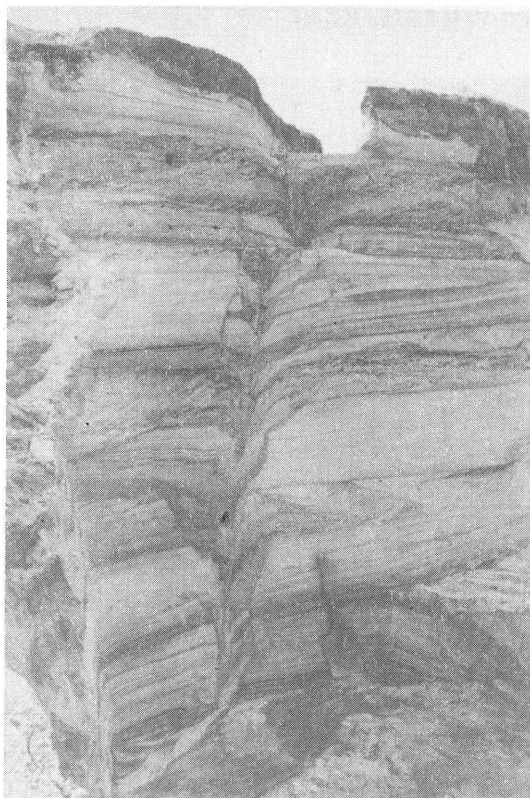


Photo by the author

Pl. 2. K a r l i n. Irregular width and outline of pseudomorph

Fot. 2. K a r l i n. Nieregularna szerokość i boczny zarys pseudomorfozy



Photo by the author

Pl. 3. K a r l i n. Changing width of pseudomorph, enlargements correspond with top bedding-planes

Fot. 3. K a r l i n. Zmienna szerokość pseudomorfozy, rozszerzenia odpowiadają powierzchniom stropowym ławic

growth of vein ice (DOSTOVALOV, 1960). A minute accumulation rate favours the growth of ice in width, whereas a great rate causes its fast vertical growth at the expense of horizontal development, and in some parts a vein continuity may be interrupted.

3. Small elementary ice vein traces, particularly adjacent to the bottom of a pseudomorph (Pl. 4, Fig. 2), prove syngenetic development (DANILOVA, 1966; ROMANOVSKIJ, 1977).

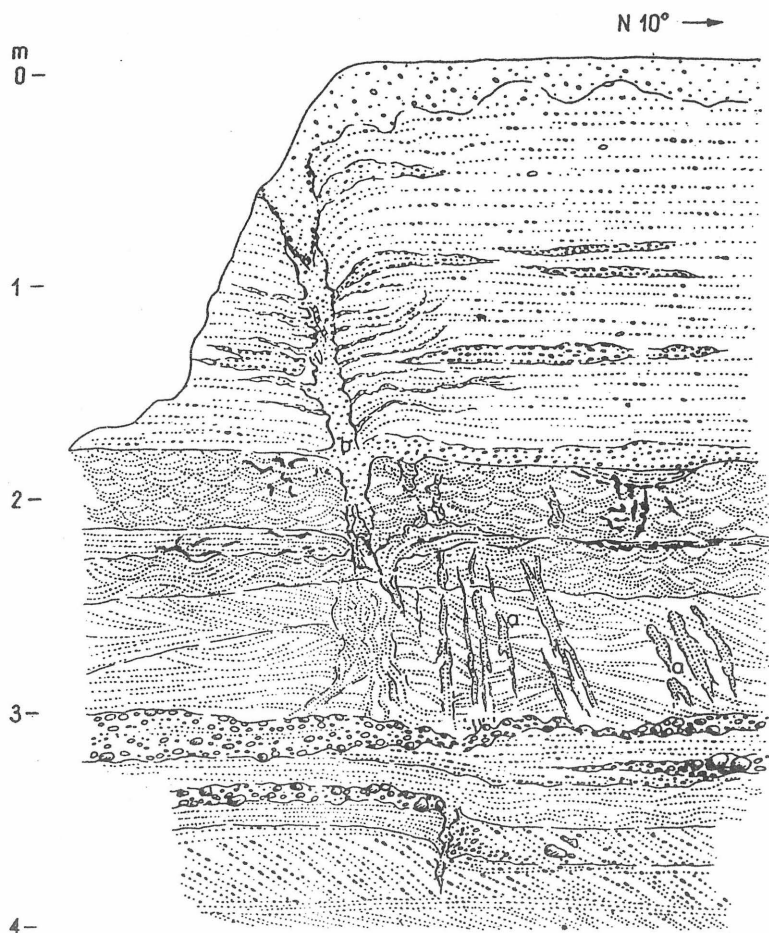


Fig. 2. M o d l n a. Discontinuity of syngenetic fissure (b) and adjacent traces of elementary ice veins (a)

Rys. 2. M o d l n a. Nieciągłość syngenetycznej struktury szczelinowej (b) i towarzyszące jej ślady elementarnych żyłek lodowych (a)

4. Homogenous material of frost crack casts and polygonal blocks points to the primary infilling with ice. The material was delivered to fissures laterally on thawing and was only slightly displaced by the gravitation downwards (Pl. 2, 3).

5. Collapse deformations in polygonal blocks near pseudomorphs generate wide fold zones, which is shown on the basis of examinations at the Wodzin site (Pl. 5, Fig. 3). The above has been commonly accepted to be the evidence of the primary ice infilling (ROMANOVSKIJ, 1973; WASHBURN, 1973, 1979; JAHN, 1975; GOŹDZIK, 1978). Generally, but it is not a rule, the width of a fault zone is proportional to the width of a pre-existing ice vein.

6. Structures by compression in polygonal blocks. At the investigated sites this type of deformations was registered near crack casts. They were fine kinks and small reversed faults, developed in sands and fine gravels (Pl. 6). Though such structures are known largely from solid, metamorphic, rarely sedimentary rocks (JAROSZEWSKI, 1980), the author's field observations as well as reports of other students (BRODZIKOWSKI, CEGŁA, 1981; BRODZIKOWSKI, VAN LOON, 1985) indicate the frequent occurrence of small kink folds also within loose Quaternary deposits, mainly in the zones of glaciotectionic deformations. In the described cases, kinks point to the lateral growth of vein ice, that is – to the vein widening and pressure on horizontal or nearly horizontal layers in the polygonal block.

7. Covering by an ablation till was registered at two sites. In the observed cases, the major fissure tended to fade in glaciofluvial sands, whereas in overlying ablation deposits only the faint crack – the proof of the seasonal fissure in an active layer – was marked.

The above findings undoubtedly testify to the existence of permafrost which quickly aggraded and kept up with glaciofluvial accumulation. The process dates back to an early phase of the Wartian ice sheet retreat, when so called upper glaciofluvial sands, located in respect to stratigraphy over the till of that age, were deposited. Later on, the signs of permafrost degradation appeared; they are detectable from deposits and fossil relief of that time. After getting rid of the remnants of ice, tilly morainic surfaces not always created flat plains. Their undulations could have resulted from irregular accumulation. But it may well be that it was the effect of advancing permafrost degradation. As is known from the present-day permafrost areas this process did not necessarily proceed in a regular way but might have varied according to the pattern of polygons or other local conditions. Sometimes happened that small closed depressions were formed (KLATKOWA, 1989a, b). These afterwards encroached onto shallow lakes which during the Eemian Interglacial overgrew, while in the next cold period were filled with mineral deposits. Such fossil basins provide the information of great value in palaeogeographical reconstructions (KLATKOWA, JASTRZĘBSKA-MAMEŁKA, 1990; KLATKOWA, 1990b, 1996, in press). Their floors are as a rule

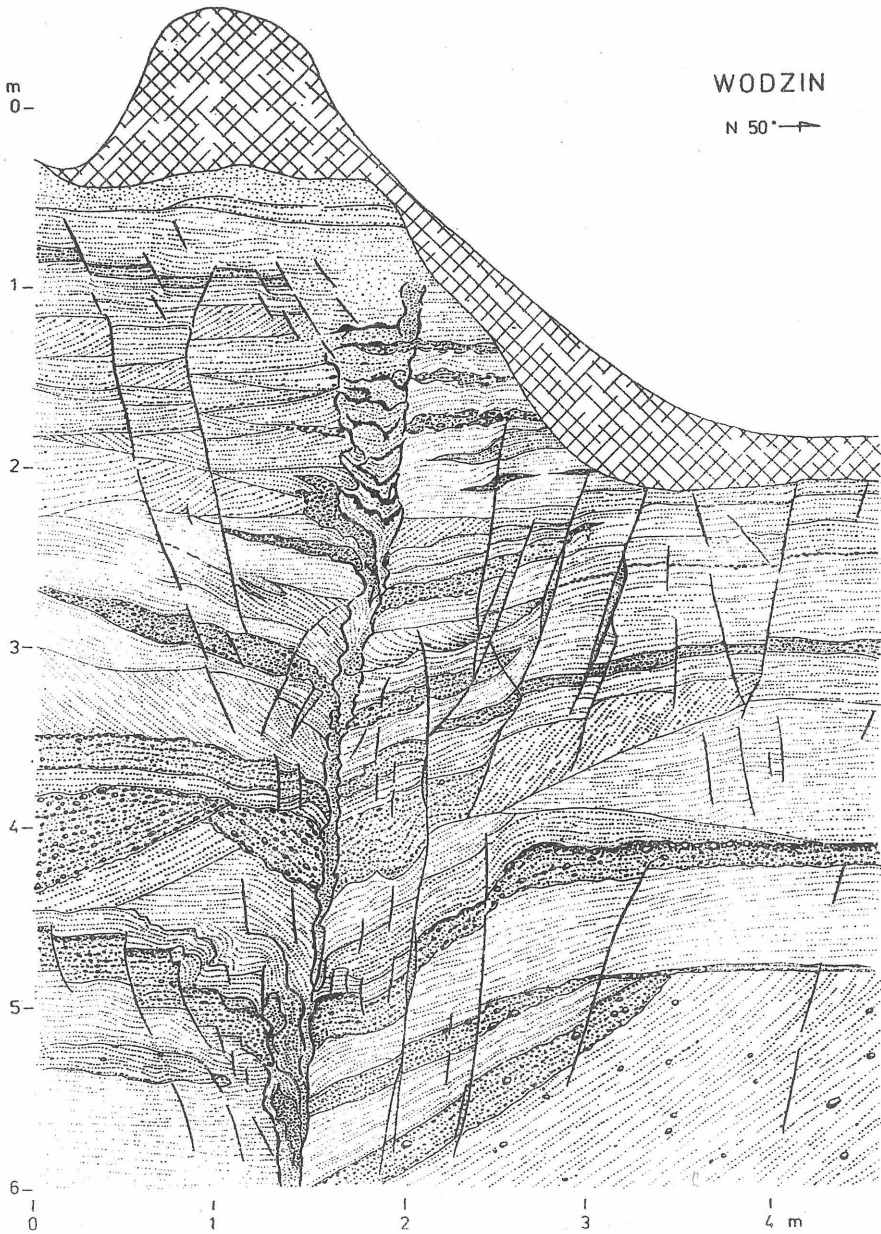


Fig. 3. W o d z i n. Fault zone, over 4 m in width, and associated pseudomorph

Rys. 3. W o d z i n. Ponad 4-metrowej szerokości strefa uskoków w bloku poligonalnym, w sąsiedztwie pseudomorfozy

coated with a thin, tens of centimetres, layer of mud from the local wash out of till in which they were established. At times, after deposition or during the process, the mud was carried along slopes, whereupon cryoturbation structures generated (Pl. 7). This deposit, defined as the series of Wartian ice sheet deglaciation, precedes interglacial mineral-organic and organic deposition, and points to the increasing role of waters from thawing and the rejuvenation of slope processes. The waters could have resulted from melting of ice remnants as well as from advancing permafrost degradation. The latter, beyond kettles, could have been of great significance to the formation of isolated depressions (KLATKOWA, 1989b). Palaeobotanical data from such localities, if the Saalian decline is included, document the forestless tundra and steppe-tundra with abundant *Gramineae*, *Chenopodiaceae* and *Artemisia*, and also with heliophilous shrubs: *Juniperus* and *Hippophaë* (JASTRZEBSKA-MAMEŁKA, 1985; JANCZYK-KOPIKOWA, 1991).

The above mentioned data, both geological and palaeobotanical, well illustrate conditions typical of a late glacial accompanying by advancing permafrost degradation. They are comparable with better known and documented conditions of the Vistulian decline.



Photo by the author

Pl. 7. R u d u n k i. Cryoturbations in sandy-silty deposits dated back to the time of Wartian permafrost degradation

Fot. 7. R u d u n k i. Krioturbacje w osadzie piaszczysto-mułkowym z czasu degradacji zmarzliny warciańskiej

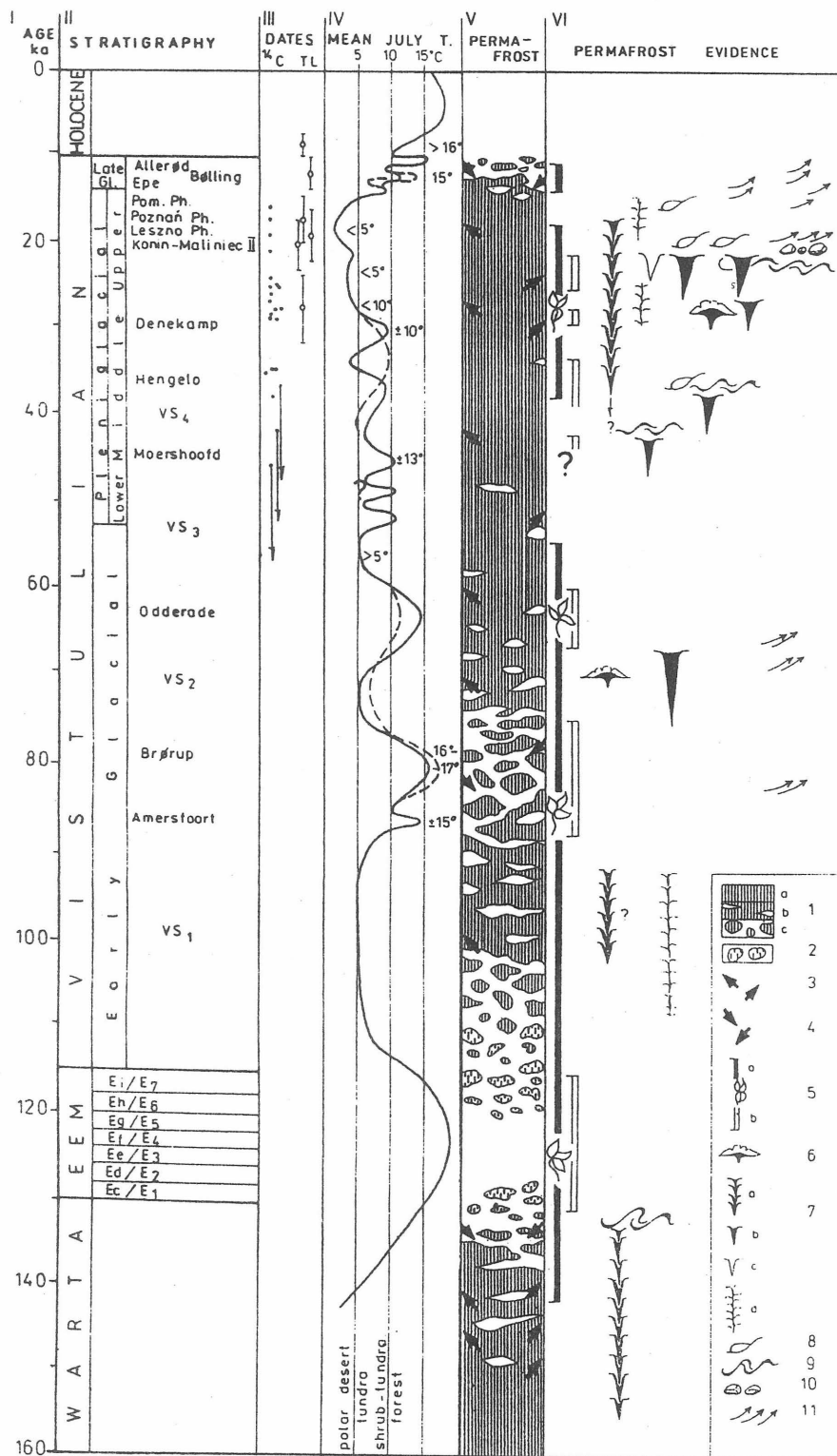


Fig. 4. Presumable occurrence of Pleistocene permafrost in Middle Poland, during the last 150 000 years (on the basis of the author's own findings and numerous published works, among others, by GOŹDZIK, JANCZYK-KOPIKOWA, JASTRZĘBSKA-MAMEŁKA, JERSAK, KOZARSKI, MARUSZCZAK, MOJSKI, ROTNICKI, TOBOLSKI and others)

Columns: I - absolute age; II - stratigraphy; III - ^{14}C and TL datings; IV - thermal curve of the warmest month for Middle Poland (after Kozarski, 1991, with present author's modification - dashed line); V - probable occurrence of permafrost: 1. perennial: a. continuous, b. discontinuous, c. sporadic, 2. seasonal, 3. tendencies for aggradation, 4. tendencies for degradation; VI - evidence and indicators of permafrost existence: 5. vegetation cover: a. in small closed depressions, b. in open systems (e.g. alluvial plains); 6. intrusive structures - hydrolaccoliths, pingo; 7. polygons: a. syngenetic fissures with secondary infilling, b. epigenetic structures with secondary infilling, c. sand wedges, d. fissures of seasonal infilling; 8. congelifluction (solifluction) structures; 9. involutions; 10. gravelly-stony pavements; 11. intense aeolian activity

Rys. 4. Przypuszczalne występowanie wieloletniej zmarzliny plejstocenijskiej w środkowej Polsce w ciągu ostatnich 150 tysięcy lat (zestawione na podstawie materiałów własnych oraz licznych prac publikowanych m. in. GOŹDZIKA, JANCZYK-KOPIKOWEJ, JASTRZĘBSKIEJ-MAMEŁKI, JERSAKA, KOZARSKIEGO, MARUSZCZAKA, MOJSKIEGO, ROTNICKIEGO, TOBOLSKIEGO i in.)

Kolumny: I - wiek bezwzględny, II - stratygrafia, III - datowania ^{14}C i TL, IV - krzywa termiczna najcieplejszego miesiąca dla środkowej Polski (wg Kozarskiego 1991, z modyfikacjami autorki - linia przerywana), V - prawdopodobne występowanie zmarzliny: 1. wieloletnia: a. ciągła, b. nieciągła, c. wyspowa, 2. sezonowa, 3. tendencje agradacyjne, 4. tendencje degradacyjne, VI - dowody i wskaźniki istnienia zmarzliny: 5. pokrywa roślinna: a. w ustronnych, drobnych zagłębieniach bezodpływowych, b. na otwartych przestrzeniach (np. równinach aluwialnych), 6. struktury iniekcyjne - hydrolakolity, pingo, 7. poligony szczelin kontrakcji termicznej: a. syngenetyczne z wtórnym wypełnieniem, b. epigenetyczne z wtórnym wypełnieniem, c. epigenetyczne z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym (sand wedges), d. sezonowego wypełniania (żyły gruntowe), 8. struktury kongeliflukcyjne (soliflukcyjne), 9. inwolucje, 10. płaszczce żwirowo-kamieniste o stałej pozycji stratygraficznej, 11. nasilenie działalności eolicznej

The field observations and above presented facts provide the basis to formulate some remarks on the permafrost presence in the second part of the Wartian period in Middle Poland. Conclusions drawing from the analysis of the pseudomorphs left by long-lasting syngenetic vein ice in deposits of glacial waters should raise no doubt. Also, it seems beyond question that in the ice sheet foreland, in the front of its withdrawal and decay, growth of permafrost keeping up with accumulation took place. From this it is possible to infer the rate of permafrost aggradation within newly exposed deposits as well as the accumulation rate in proglacial conditions. The former is considered relatively fast, whereas the latter – not as fast as observed currently in the polar area (KLATKOWA, 1990a). The relations between accumulation and deposition do not have to, and generally are not directly proportional; the disproportion in various sedimentary environments may be as great as 10^3 – 10^4 .

Certainly, the permafrost formation in newly deposited patches of sands and fine gravels was facilitated by the presence of permafrost developed earlier in tills and somewhat older glacial deposits, lying at their basement and nearby. Therefore, it was the process consisting in the cicatrization of new gaps and discontinuities. The dating of these phenomena can be only indirect and rough. Suppose that numerous thermoluminescence age estimations from Middle Poland are reliable, Wartian till was formed here between 170 and 190 ka BP (KLATKOWA, 1993). Apparently overlying glaciofluvial sands are younger. However, it is difficult to assess the difference in age as well as to determine the duration of deposition. The author hopes that the assumption of widely distributed permafrost of a likely continuous nature in Middle Poland around 150 ka BP is not a big mistake (Fig. 4). Such conditions lasted for the next 20 000 years. Then, the gradual permafrost disappearance began which may be proved by the rejuvenation of wash out processes on the slopes of concave land forms and the formation of mineral-organic deposits at their bottoms. The latter is indicative of increasing humidity which in spite of the fact that the cold still lasted was sufficient to produce organic matter (mineral-organic interbeddings at bottoms of closed depressions). For the Polish and Eastern European Lowland, the climate evolution towards warming is estimated at about 60 000 years, from 200 to 140 ka BP. Nevertheless, this time was interrupted with cold spells. The ultimate and fairly fast, in this time, decay of the Wartian ice sheet occurred between 140 and 130 ka BP (MOJSKI, 1993). Afterwards the interglacial warming and complete disappearance of permafrost followed.

EEM DECLINE AND EARLY VISTULIAN

With the Eem decline, the climate gradually deteriorated. This was marked by the drop in mean annual air temperature and mean temperature of July. Simul-

tanously the increase of humidity and the souring of soils went on. These changes limited the growth of warmth demanding species. Deciduous forests began to recede, and spruce (*Picea*), pine (*Pinus*) and fir (*Abies*) expanded. The decreasing continuity of forest covers coincided with the peatbog development (ŚRODOŃ, 1972). The zone of pollen diagrams in which the change in the AP/NAP ratio in favour of NAP reaches 60 : 40 is taken as the Eem-Vistulian boundary (MAMAKOWA, 1986). An absolute age is about 115 ± 5 ka BP and determines the establishment of tundra communities in Central Europe.

The Eem-Vistulian transition was manifested in various environments in a various way. Due to this MOJSKI (1993) has not excluded from consideration that despite interglacial features of the vegetation, the periglacial environment might have developed. In river valleys, particularly in the Carpathians and the Sudeten, active erosion and deepening of channels were replaced with intense aggradation and deposition of mineral material. In closed depressions, mineral-organic deposit (silt) took the place of peat organic series (KLATKOWA, 1996, in press).

The first Early Vistulian stadial has left no direct evidence of the permafrost existence in the Łódź environs in Middle Poland. Palaeobotanical investigations of organic series from nearby closed depressions have given no convincing arguments either. Indeed, the Eem-Vistulian transition was accompanied by the change in deposits from brown peats with wood pieces to organic silts and by the sudden rise of a NAP contribution to about 60%. Furthermore, deciduous trees, afterwards spruce (*Picea*) and pine (*Pinus*) began to withdraw gradually and the vegetation cover assumed the features of a shrub tundra with the large amount of juniper (*Juniperus*) and dwarf birch (*Betula nana*) (JASTRZEBSKA-MAMEŁKA, 1985). Altogether, the above mentioned facts are indicative of the climate deterioration, but they are not crucial to fast permafrost growth, however they do not exclude the process, moreover make it very probable. That is why the data from beyond the limits of Middle Poland considered in this paper and circumstantial evidence are needed. Some of them are presented below.

1. Investigators dealing with loesses of Middle Polish uplands have recorded the occurrence of thermal contraction cracks in loess patches of the Lublin Upland (MARUSZCZAK, 1986) as well as of the Small Poland and Sandomierz Uplands (JERSAK, 1973). Although these authors differ over the question of their importance to the determination of the permafrost nature (seasonal or perennial), their existence and time relationship with the first Vistulian stadial (VS1) are unquestionable.

2. The sudden climatic deterioration is expressed among others by mean temperature of the warmest month between 5° and 7°C which is comparable with conditions during the second (VS2) and third (VS3) Vistulian stadials. Since such conditions during the VS1 lasted noticeably longer, it seems there were good opportunities to transform efficiently and systematically developing seasonal freezing into permafrost.

3. Also, the comparison with the rate of permafrost growth in outwash sands, which was described above and in the author's earlier paper (KLATKOWA, 1990a), is in favour of the permafrost formation over the first Vistulian stadial. It seems that during the 30 000 years long VS1 stadial, conditions of permafrost aggradation were not worse but even better than in collected relatively fast outwash deposits.

4. The Early Vistulian cold coincided with intense fluvial accumulation. Its traces, in the form of numerous alluvial fans, are detectable from longitudinal profiles of river valleys in the zone between mountains and foothills. Their covers are made up of Brörup interstadial deposits and of solifluction series proving active periglacial and weathering processes (STARKEL, 1972; KOZARSKI, 1991).

5. It has been suggested (MOJSKI, 1993) that the flood of some peatbogs at the turn of the Eem and Early Vistulian periods may point to the permafrost appearance.

The mentioned findings and arguments enable one to set in the synthetic scheme (Fig. 4) the marks of the probable development of permafrost, at first possibly of a sporadic, afterwards of a discontinuous nature, as early as the first Vistulian stadial (VS1).

The about 10 000 years long Amersfort and Brörup or Brörup *sensu lato* interstadial (MAMAKOWA, 1986, 1989) brought the climatic amelioration. Compared with the first stadial, mean temperature of the warmest month rose by about 7–8°C which caused the change in the vegetation cover. Tundra communities were replaced with the boreal forest – the wetter Amersfort stage was represented by birch forests, followed by pine forests with birch, larch and spruce during more continental conditions of the Brörup *sensu stricto*. Since no direct evidence concerning a permafrost in the presented area are known, its mere indication is the vegetation cover. Possibly, the developing in the first stadial (VS1) discontinuous permafrost temporarily underwent a limitation and survived as islands in favourable places.

During the succeeding period, viz. the second Vistulian stadial (VS2), the situation changed. At that very time DYLIK (1963, 1967a, b) dated an older hydrolaccolith (pingo) in Józefów near Łódź. Also, epigenetic ice wedge casts of secondary infilling, developed in fluvial sands in Stare Kurowo in the Great Poland Lowland, have been ascribed to the VS2 (KOZARSKI *et al.*, 1980; KOZARSKI, 1986). Indeed, a picture of the vegetation cover providing the basis for comparisons and age determinations was reconstructed in respect to palynology and dated back to the Brörup only to the lower organic horizon, but from the fact that the overlying fluvial series was cut with the ice wedge one may conclude about the permafrost existence. Theoretically, the condition is that the organic (Brörup)-mineral (VS2)-organic (Odderade) complex conceals no hiatus which in such deposits is very likely to occur. Since the detailed investigations excluded this, the permafrost presence in that time is highly probable. Obviously,

despite the evidence of perennial freezing of ground, the type of permafrost – continuous, discontinuous or sporadic – is not a foregone conclusion.

Summarizing the above presented considerations, the opinion may be formulated that a permafrost which was not fully stabilized in the first stadial (VS1) tended, during the Amersfort+Brörup interstadial warming, to degrade and limit to the most favourable places and conditions, such as the Stare Kurowo alluvial plain as well as the pre-existing glacial depression (KLAJNERT, 1965), where the Early Vistulian pingo developed (DYLIK, 1963, 1967a, b).

Due to this, a sporadic and discontinuous permafrost is marked in Fig. 4 for the Brörup and the beginning of the second stadial (VS2). However, as is known from palaeobotanical reconstructions based in Middle Poland on examinations of the Zgierz-Rudunki site (JASTRZEBSKA-MAMEŁKA, 1979, 1985) and the Krzepczów site (KLATKOWA, 1972, 1996, in press; JASTRZEBSKA-MAMEŁKA, 1985), in the second stadial the tendencies for permafrost stabilization reappeared. At the Rudunki site, the ZRII-13 horizon, comparable – according to the recent stratigraphic order – to the VS2, i.e. after the Brörup *sensu lato*, reveals the clear decrease in forest along with the expansion of herbaceous plants. The composition of *Compositae* and *Caryophyllaceae* grew larger, *Chenopodiaceae* and *Helianthemum* developed, *Armeria* appeared. The flood of the peatbog was a result of an increased groundwater level which, in turn, could have been caused by permafrost aggradation. Deposits filling the basin in Rudunki were progressively poorer in organic matter. Ferns disappeared, the content of horsetails increased, *Selaginella selaginoides* which has an indicative meaning for wet subarctic conditions appeared. That time was in Middle Poland characterized by conditions of a treeless tundra with juniper (*Juniperus*), dwarf birch (*Betula nana*) and shrub willow (*Salix*), thus typical of the environment of permafrost development. Therefore, the VS2 period was regarded as being favourable for permafrost aggradation, which is shown in Fig. 4.

Examinations of the Rudunki site, located 10 km from the Łódź centre, have provided us with the most complete picture of the vegetation of the Odderade Interstadial in Middle Poland. The site, discovered in 1970 (KLATKOWA, 1972) and documented in respect to palaeobotany by JASTRZEBSKA-MAMEŁKA (1979, 1985), covers a significant part of the Neopleistocene, from the Saalian decline, throughout the Eem, to the third Vistulian stadial (VS3). The Vistulian section includes the Brörup+Amersfort and Odderade interstadials.

With the Odderade beginning, the NAP content suddenly fell, from 60–70% to about 27%. The percentage of *Juniperus*, *Salix* and also *Betula nana* decreased. *Pinus silvestris* reached 50%, *Betula alba* – about 20%. In the water basin, the content of *Pediastrum* and *Batrachium* decreased, the amount of *Typha/Sparganium* increased, single *Nuphar* and *Potamogeton* pollen as well as numerous *Potamogeton obtusifolius* and *P. natans* fruits appeared. Aquatic species were indicative of the climate amelioration. The deposit gradually enriched

in organic matter. „The interstadial is characterized by the occurrence of birch and pine that were established under warmer but still relatively wet climatic conditions and created quite sparsely distributed pine-birch forests of the park nature, with numerous shrubs and herbaceous plants. Warming must have been short, because continuous boreal forests with warm demanding species had failed to develop” (JASTRZĘBSKA-MAMEŁKA, 1985, in Polish).

At the interstadial decline, peats gradually changed to organic silts with decreasing humus content. Pollen of that deposit show wet treeless tundra communities.

Unfortunately, fossil organic material of the greatest value was obtained from borings only, thus the observations of structures, including the permafrost symptoms, were impossible. Among sites recognized so far, only Stare Kurowo (KOZARSKI, 1981) could be suitable for comparisons, but the organic horizon up to which epigenetic wedges developed has not been confirmed in respect to palaeobotany. Initial results from investigations of the Koźmin site (KLATKOWA *et al.*, 1996) give prospect of attaining significant information. At this site, a few available for observation organic horizons, divided with alluvial series, contain numerous periglacial structures documenting or pointing to the permafrost existence (Fig. 5). Geochronometric and palaeobotanic examinations which will enable the dating of deposits and, indirectly, structures have been already started. Therefore, at the present state of investigation it is necessary to conclude about a permafrost from the vegetation cover and warming of short duration, as was shown on the basis of the Rudunki site.

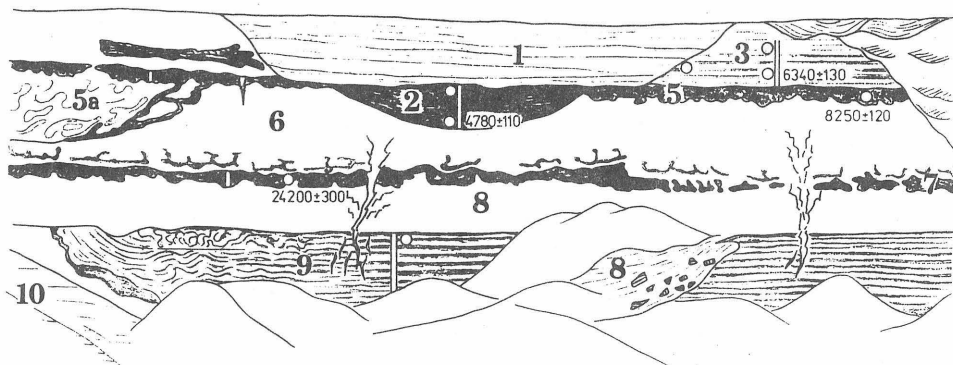


Fig. 5. K o ź m i n. Occurrence of organic horizons and periglacial structures

numbers 1–10 designate distinguished series of deposits; 2, 3, 5, 7, 9 – organic series;
circles designate places where samples to define an age by means of radiocarbon and thermoluminescence measurements were collected, and dates obtained so far

Rys. 5. K o ź m i n. Schemat występowania poziomów organicznych i struktur peryglacjalnych w odkrywcze kopalni węgla brunatnego

liczby 1–10 stanowią robocze oznaczenia wyróżnionych serii osadów, a w tym: 2, 3, 5, 7, 9 to serie organiczne;
kółkami oznaczono miejsca poboru próbek do datowania radiowęglowego i termoluminescencyjnego i wykazano daty już uzyskane

PLENIVISTULIAN

With the VS4 stadial (after the Odderade; reflected in the Rudunki profile) came the rise of the material supply to the basin, and finally organic silts changed to mineral silts with poor humus content. The pollen record indicates the wet treeless tundra. Climatic conditions, reconstructed through the vegetation cover, did not cause permafrost degradation but favoured its aggradation, particularly in the third stadial (VS3), which is stressed in Fig. 4.

The time span succeeding the Odderade Interstadial, particularly from the second part of VS4 to about 40 000 years BP, is worth paying attention to, especially when compared with the information from 10 profiles of deposits filling closed depressions of various provenance in Middle Poland (KLATKOWA, 1996, in press). Detailed examinations of deposits of these profiles seem to indicate a sedimentation gap between 50 000 and 40 000 years BP, but as yet the attempts to attribute particular deposits to this period have failed. In Middle Poland, the hiatus in closed basins coincides with a time of three interstadials recognized in Western Europe: Oerel, Glinde and Moershoofd (BEHRE, LADE, 1986; ZAGWIJN, STAALDUINEN, 1975). Furthermore, also in other Polish regions there are no unquestionable proofs of warmings of the interstadial rank in that time. Indeed, KOZARSKI (1981, 1991) included in his climatic curves some thermal oscillations which would correspond with these interstadials, but he did not succeed in attributing of Oerel and Glinde to Polish sites; besides, the possible correlation of the Moershoofd Interstadial with the Konin-Maliniec site remains uncertain. Also, KRZYSZKOWSKI (1990; KRZYSZKOWSKI *et al.*, 1993) at the Bełchatów opencast mine, near Łódź, found no traces of the Oerel and Glinde interstadials at all. Only the organic series of the Świętojanka valley, palynologically examined (Z. BALWIERZ) and dated at 43 700 BP, is assumed to be comparable to the Moershoofd Interstadial, nevertheless the authors (KRZYSZKOWSKI *et al.*, 1993) reasonably take account of redeposition of material.

Lower and some sections of Middle Plenivistulian have been recognized in Middle Poland largely from borings, which does not permit one to observe structures pointing to a permafrost condition. Only the Bełchatów opencast mine offers such opportunities. Basing on the observation here, GOŹDZIK (1994) has formulated the opinion on the permafrost nature in the considered period of time. Following his theory, in the coolest period a continuous permafrost, particularly in northern Poland, existed which changed into a sporadic permafrost southwards. For a relatively colder spell, between the Hengelo and Denekamp periods, he assumes occurrence of a discontinuous permafrost, whereas for the Denekamp – partial degradation of vein ice. In spite of the comprehensive data, this author was not able to distinguish and attribute the observed structures to minor spells within the Odderade and Hengelo period. In this time an influence of warmer oscillations (Oerel, Glinde, Meershoofd) should have been marked though.

On the loessy Lublin Upland, thermal contraction structures of secondary infilling, dated back to the Lower Plenivistulian and Interplenivistulian, are present (MARUSZCZAK, 1986), however the latter, i.e. Interplenivistulian in age, are connected only with cool slopes. Whereas in loesses of SW Poland, observations by JERSAK excluded the occurrence of such structures of an analogous age at all.

Irrespective of a lack of data and differences of opinions, the author of the present work suggests to regard the Lower and an older part of Middle Plenivistulian as a time of the permafrost existence. It may be supposed that further examinations of the Koźmin site (Middle Poland, to the south of the maximum extent line of the Vistulian ice sheet) will permit to confirm such an opinion. At this site, unquestionable syngenetic polygonal structures with secondary mineral infilling start in the laminated organic-mineral deposit (Pl. 8). A sample from the top of the series gave a radiocarbon date over 29 000 years BP (Lod 662); also, initial results of palynological analyses suggest the beginnings of the deposit formation at the turn of the Eem and Vistulian periods (information by G. MIOTK-SZPIGANOWICZ). The structures are developed as continuous forms in deposits of the widespread alluvial plain, they cut the organic deposit dated at $24\,200 \pm 300$ BP (Lod 659) and disappear in fluvial sands, about 2 m over the organic layer (Figs 5, 6, 7; Pl. 9, 10). The author believes that the final results of geochronometric and palaeobotanic investigations provide us with all the information we need (KLATKOWA *et al.*, 1996).

On the basis of data from the literature, one would say that from the Hengelo-Denekamp interstadials permafrost-related processes rejuvenated. This may follow from: 1. actual, increasing structure- and deposit-forming influence of the periglacial environment in Middle Poland, 2. availability for the direct observation of the depositional complex of that time at exposures, 3. possibility of radiocarbon dating of concomitant organic series. It seems that each of the above causes may be of great significance to the opinion on the rejuvenation and efficiency of periglacial processes conditioned by permafrost presence.

A rapid growth of information on periglacial structures, thus on a permafrost condition, is concerned with a period from the Hengelo, especially from the Denekamp, and accompanying stadials. An excellent example is detailed study carried out at the Kępno site which has documented interstadial organic series of the Denekamp and concomitant periglacial deformations, both of a crack nature and cryoturbations (ROTNICKI, TOBOLSKI, 1965, 1969). As yet there is no better illustration of the permafrost environment between 31 000 and 32 000 years BP in Middle Poland.

The Denekamp was a time of intense wash processes and formation of frost cracks, followed by involutions (KLATKOWA, 1965, 1967; ROTNICKI, TOBOLSKI, 1965, 1969; GOŹDZIK, 1973; FRENCH, GOŹDZIK, 1988; KRZYSZKOWSKI, 1990; KRZYSZKOWSKI *et al.*, 1993). Wash processes in the presence of permafrost, particularly along small denudational valleys, resulted in the distinctive sandy-

-silty series. Its growth was retarded only under extremely cold and dry conditions of the Upper Plenivistulian (KLATKOWA, 1981). The sandy-silty series contains synchronous frost fissures and involutions, mainly at the top (Fig. 8). The data documenting this, collected by the author at the sites near Łódź (KLATKOWA, 1965, 1996) corroborate observations by other students (e.g. GOŹDZIK, 1973). A permafrost consolidation in that time is commonly accepted, while the maximum cold is expressed by gravelly-stony horizon dated back to the Upper Plenivistulian (DYLIK, 1961a, b, 1964, 1967a, b; KLATKOWA, 1961, 1965, 1967, 1981; GOŹDZIK, 1967, 1973) and coincides with the Leszno and Poznań phases of the last cold stage. The gravelly-stony pavement is made up of coarse particles inherent in sandy-silty material strongly saturated with iron compounds. Larger grains reveal occasionally well pronounced aeolian abrasion; their content reaches even to 50%. As a rule, the longer axes are arranged in a chaotic way (Fig. 9), unless displacement by congelifluction are involved (KLATKOWA, 1965, 1967). Material inhomogeneity of the pavement does not exclude its fixed stratigraphic position, thus its key role in the Plenivistulian of Middle Poland (Pl. 11). Moreover, the stratigraphical significance of the pavement is increased by the fact that most epigenetic polygonal fissure structures with secondary infilling are rooted in it. On the basis of geological evidence of the permafrost environment as well as single sites with poor tundra flora, it could be supposed that mean temperature of the warmest month must have been about 2–3°C, mean annual temperature about –6°, even –8°C (GOŹDZIK, 1994), with simultaneous climate aridity.

It is commonly accepted that in the period that followed the maximum cold, between ca. 20 000 and 15 000 years BP, thus the ice sheet recession from the Leszno Phase to the Pomeranian Phase (KOZARSKI, 1986), permafrost conditions remained almost the same; mean annual temperatures dropped insignificantly and were around –5°C (GOŹDZIK, 1994). Nevertheless, the record of events in structures dated back to the Upper Plenivistulian shows that periglacial processes were active and variable. Relating these events to age estimates of major positions of the Vistulian ice sheet (KOZARSKI, 1986) the following sequence may be taken (Fig. 10):

1. The formation of gravelly-stony pavement and networks of large epigenetic crack structures in the presence of continuous permafrost throughout the Leszno and Poznań phases, i.e. 20 000–18 000 years BP (KLATKOWA, 1996).

2. The continuation of mineral-organic accumulation in favourable places, e.g. in closed depressions in Ustków and Ślądkowice (KLATKOWA, 1989a, 1996; KLATKOWA, JASTRZĘBSKA-MAMEŁKA, 1990; KLATKOWA, ZAŁOBA, 1991).

3. During the ice sheet recession to the line of the Pomeranian moraines – the rise of mean annual temperature and, in consequence, the beginning of permafrost and vein ice degradation. Such conditions favoured mud flows of a congelifluction character (filling of upper parts of epigenetic structures with slope solifluction clay – Pl. 12) as well as displacements of gravelly-stony pavements on steep slopes (landslide lobe of gravelly-stony material – Pl. 13, Fig. 10).

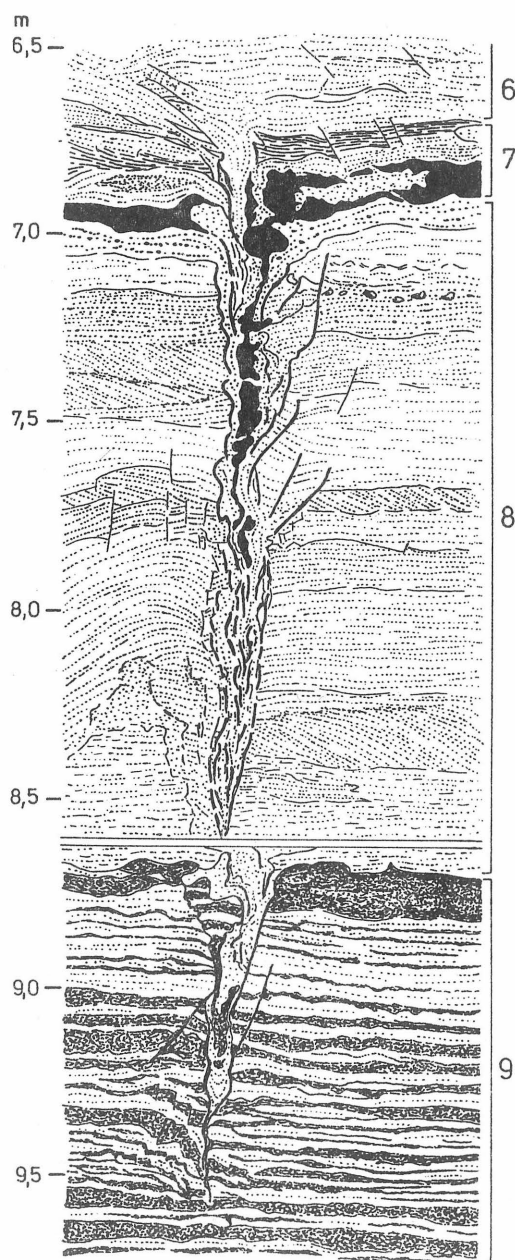


Fig. 6. K o ż m i n. Pseudomorph left by syngenetic fissure primary filled with vein ice, the fissure cuts two organic horizons: 7 and 9 (*vide* Fig. 5)

Rys. 6. K o ż m i n. Pseudomorfoza po syngenetycznej szczelinie pierwotnie wypełnionej lodem żyłowym, szczelina nacina dwa poziomy organiczne: 7 i 9 (*vide* rys. 5)

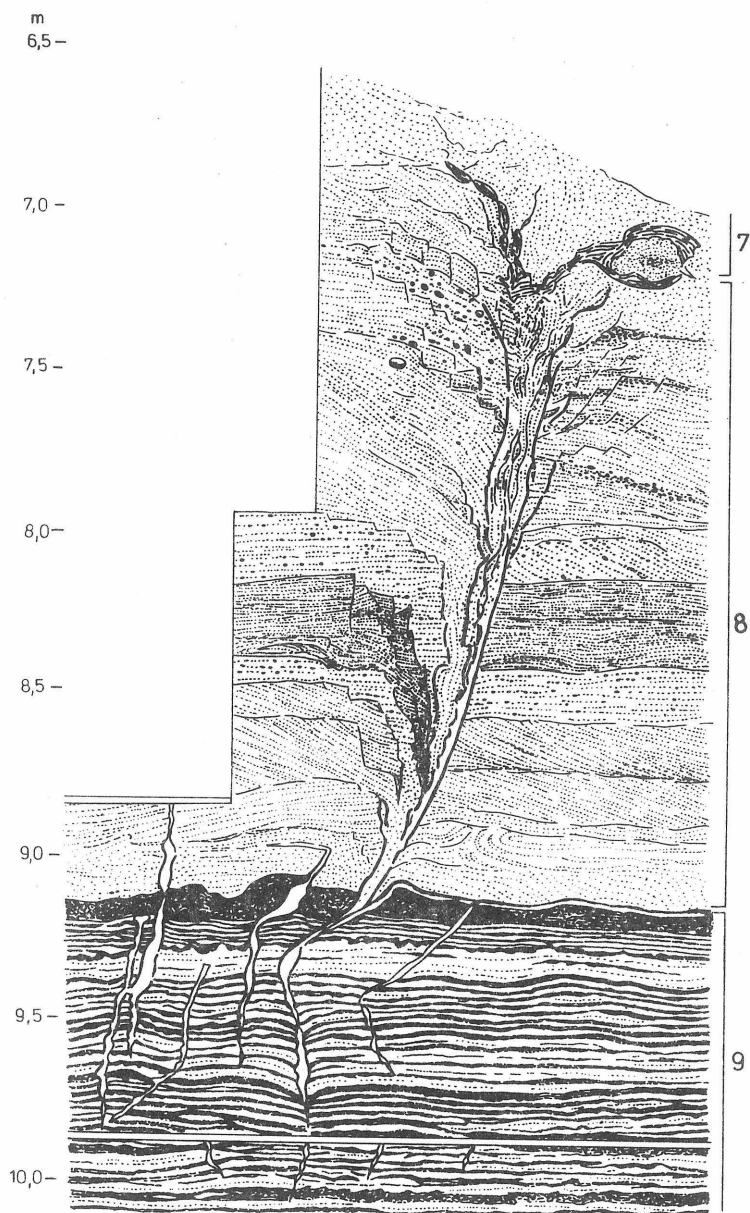


Fig. 7. K o ż m i n. Pseudomorph left by syngenetic fissure primary filled with ice at the bottom, where the fissure cuts the organic horizon, concomitant small elementary vein traces, so called apophyses, typical of syngenetic structures visible

Rys. 7. K o ż m i n. Pseudomorfoza po syngenetycznej szczelinie pierwotnie wypełnionej lodem w dolnej początkowej części, gdzie szczelina nacina serię organiczną, widoczne są towarzyszące jej ślady drobnych żyłek elementarnych, tzw. apofiz, charakterystyczne dla struktur syngenetycznych

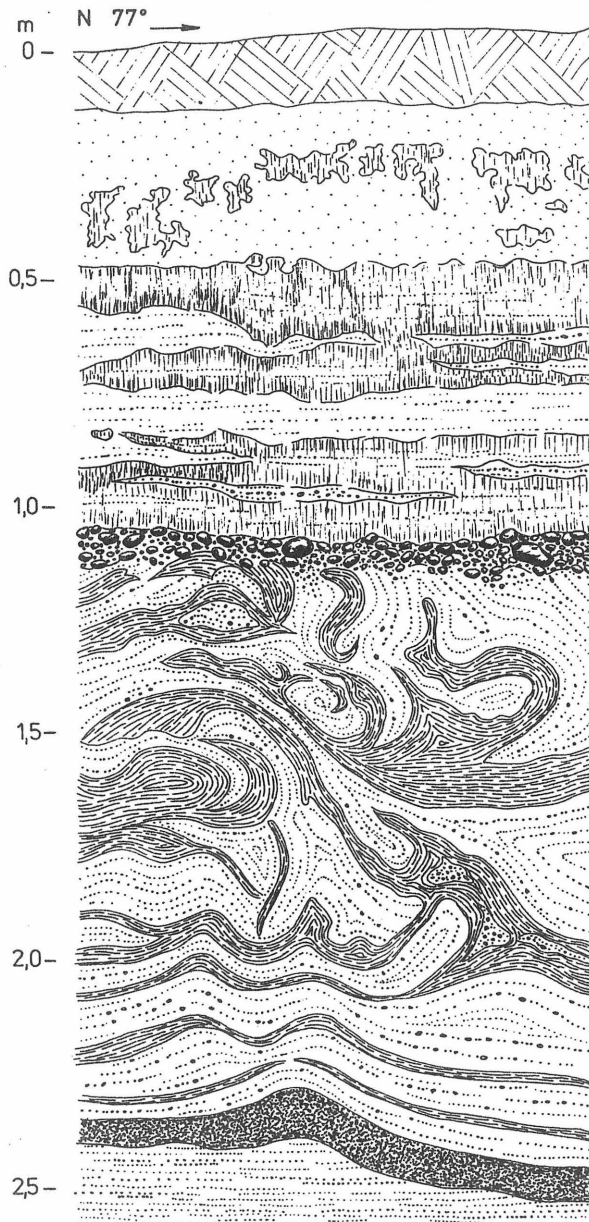


Fig. 8. Jezioro. Gravelly-stony horizon dated back to the Upper Plenivistulian and sandy and silty strongly deformed by cryoturbation deposits beneath

Rys. 8. Jezioro. Poziom żwirowo-kamienisty z górnego plenivistulianu oraz leżące poniżej osady piaszczyste i mułkowe silnie zdeformowane krioturbacyjnie

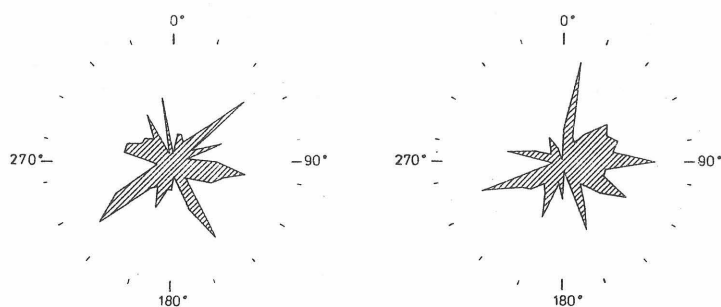


Fig. 9. Diagrams showing long-axis orientation of pebbles from gravelly-stony pavement, orientation does not indicate flow involved

Rys. 9. Diagramy kierunków długich osi głazików z płaszczu żwirowo-kamienistego, w tych przypadkach i w wielu innych nie świadczą o jego spływowym charakterze

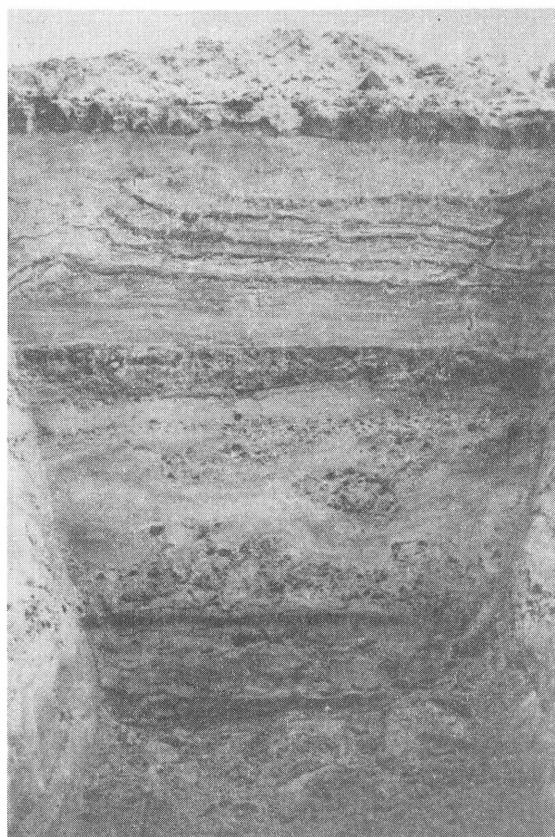


Photo by the author

Pl. 11. S m a r d z e w. Gravelly-stony pavement dated back to the Upper Plenivistulian, underlying thinly laminated sands

Fot. 11. S m a r d z e w. Płaszcz żwirowo-kamienisty z górnego plenivistulianu podścielający górne piaszki drobno laminowane

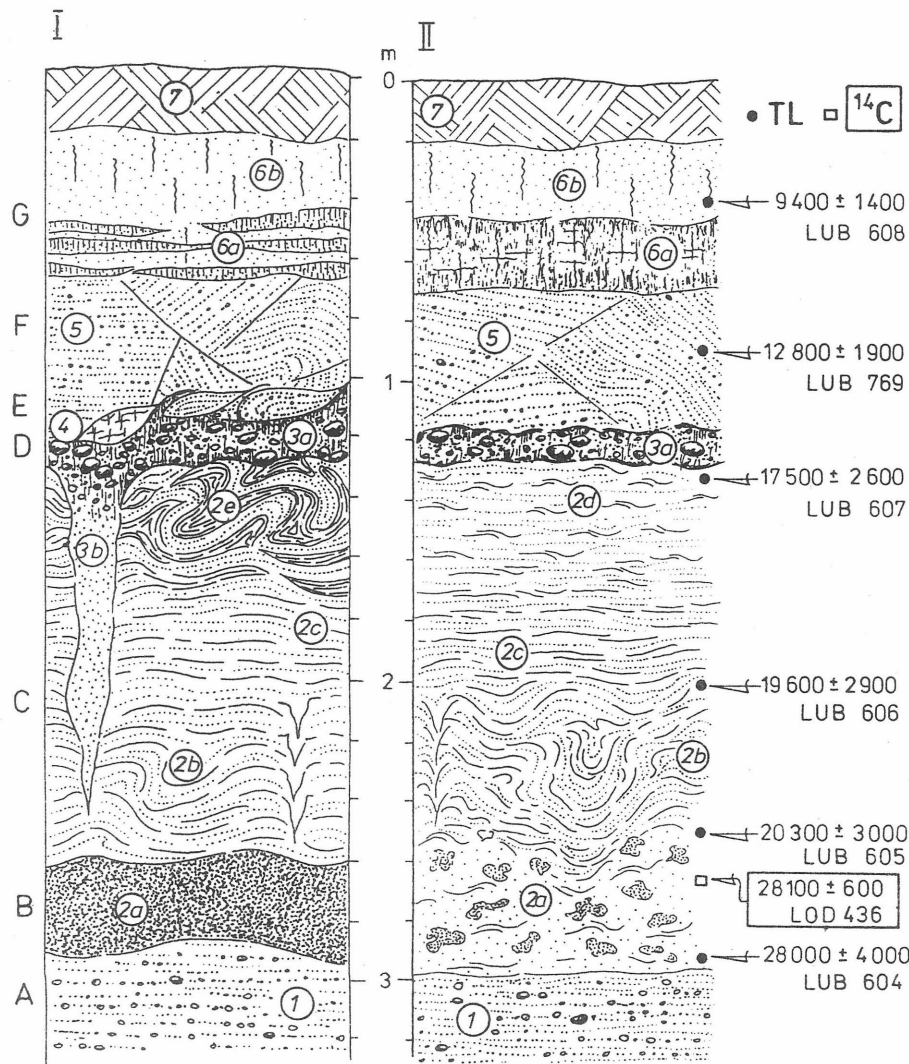


Fig. 10. Processes and the sequence of deposits of the younger part of the Middle (from Denekamp) and Upper Plenivistulian (on the basis of the findings from dry valleys and closed depressions in Middle Poland)

Lithological explanations: 1. sandy-gravelly basement of the Middle and Upper Plenivistulian complex; 2. sandy-silty series: 2a. soil weathering horizon - tundra, mud; 2b. the zone of syngenetic disturbances, involutions and small thermal contraction cracks; 2c. sands and silts with quiet horizontal lamination; 2d. compact silts with obscure lamination; 2e. strongly deformed by cryoturbation sands and silts underlying gravelly-stony pavement; 3a. gravelly-stony pavement; 3b. epigenetic fissures related to the major Upper Plenivistulian generation of polygons; 4. clays and gravels of congelifluction lobes; 5. various-grained sands, thinly laminated, occasionally of oversnow deposition; 6. dusty-sandy cover: 6a. dusty sands with iron compounds; 6b. largely dusty sands with well pronounced aeolian abrasion of the fraction of 0.5-1.0 mm; 7. present-day soil horizon; I - synthetic profile compiled from various sites; A - basement of the Middle and Upper Plenivistulian deposits, they may be both older Vistulian and glaciofluvial Wartian deposits; B - signs of soil weathering - Denekamp; C - deposits by wash processes in the presence of permafrost, cryoturbations synchronous with the deposit - the period from Denekamp until Leszno Phase; D - gravelly-stony pavements and main generation of epigenetic fissures: Leszno and Poznań phases (20 000-18 000 years BP); E - signs of congelifluction slope processes - ice sheet recession to the Pomeranian Phase; F - deposition of sands differentiated in respect to grain size distribution, facies, origin, in places oversnow deposition - ice sheet recession to the Gardno Phase; G - ultimate ice sheet withdrawal and disappearance of permafrost; II - profile of the Rudunki site; places where samples were collected marked

Rys. 10. Procesy i następstwo osadów młodszej części środkowego (od denekampu) i górnego plenivistulianu (na podstawie danych z suchych dolin denudacyjnych i zagłębień bezodpływowych środkowej Polski)

Objaśnienia litologiczne: 1. piaszczysto-żwirowe osady podłoża kompleksu środkowo- i górnoplenivistuliańskiego; 2. seria piaszczysto-mułkowa środkowego i górnego plenivistulianu: 2a. glebowe poziomy wietrzeniowe - tundrowe, bagienne; 2b. strefa zaburzeń syngenetycznych, inwolucji i drobnych szczelin kontrakcji termicznej; 2c. piasek i mułki równoległe, spokojnie warstwowane; 2d. mułki zwarte o niewidocznej laminacji; 2e. silnie zaburzone krioturbacyjnie piaski i mulki - bezpośrednio pod płaszczem żwirowo-kamienistym; 3a. poziom żwirowo-kamienisty; 3b. epigenetyczna szczelina kontrakcji termicznej z głównej, górnoplenivistuliańskiej generacji struktur poligonalnych; 4. gliniaste i żwirowe łoby kongeliflukcyjne; 5. piaski różnoziarniste o drobnej laminacji, miejscami z depozycji naśnieżnej; 6. pokrywa pylasto-piaszczysta: 6a. piasek pylasty, silnie zorsztynizowany; 6b. piasek w znacznym stopniu pylasty z silnie eolizowanymi ziarnami frakcji 0,5-1,0 mm; 7. poziom humusowy współczesnej gleby; I - profil syntetyczny zestawiony na podstawie różnych stanowisk; litery z boku: A - podłoże utworów środkowo- i górnoplenivistuliańskich, mogą to być zarówno starsze osady vistulianu, jak i glacioluwial Warty; B - ślady wietrzenia glebowego z denekampu; C - osady splukiwania na podłożu zmarzliny, krioturbacje synchroniczne z osadem - okres od denekampu do fazy leszczyńskiej; D - płaszcz żwirowo-kamienisty i główna generacja epigenetycznych struktur szczelinowych - fazy leszczyńska i poznańska (20 000-18 000 lat BP); E - ślady kongeliflukcyjnych procesów stokowych - wycofanie lądolodu na linię fazy pomorskiej; F - depozycja różnoziarnistych i zróżnicowanych facjalnie i genetycznie piasków, miejscami depozycja naśnieżna - wycofanie lądolodu na linię fazy gardzieńskiej; G - całkowite wycofanie lądolodu z terenu Polski i zanik zmarzliny; II - profil rzeczywisty ze stanowiska Rudunki, zaznaczone miejsca poboru próbek do datowania



Photo by the author

Pl. 12. R u d n k i. Pseudomorph left by epigenetic ice, cutting Middle and Upper Plenivistulian sandy-silty series. At the top, the fissure is filled with congelifluction material. Vistulian series rests on glaciotectonically deformed Wartian deposits

Fot. 12. R u d n k i. Pseudomorfoza po epigenetycznym lodzie szczelinowym rozcinająca środkowo- i górnoplenivistuliańską serię piaszczysto-mułkową. W górnej części szczelinę wypełniła glina kongeliflukcyjna. Cała seria vistuliańska spoczywa na zaburzonych glacitektonicznie osadach warty

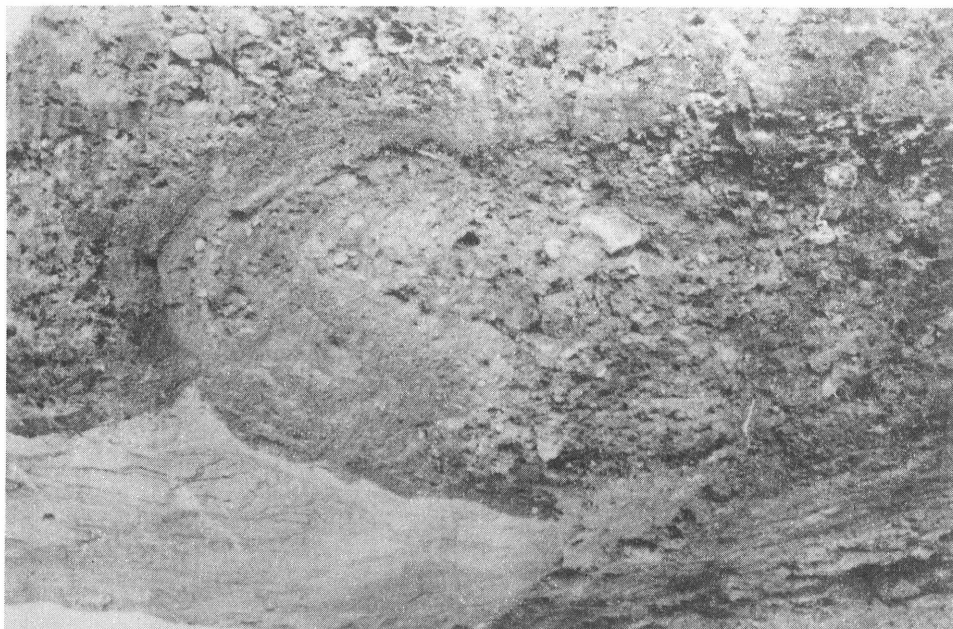


Photo by the author

Pl. 13. S m a r d z e w. Lobe of material from gravelly-stony pavement, displaced by congelifluction

Fot. 13. S m a r d z e w. Lob przemieszczonego kongeliflukcyjnie materiału z płaszcza żwirowo-kamienistego

4. The further rise of July temperatures of a few degrees and the ice sheet withdrawal to the Gardno Phase resulted in intensive activity of surface waters over still frozen, so that impermeable, ground, and in deposition of various facies of thinly laminated sands, including these of oversnow sedimentation (KLATKO-WA, 1984, 1996).

5. The ultimate disappearance of permafrost during the ice sheet recession from the Gardno Phase, about 13 000 years BP.

The above presented reconstruction of events is in general agreement with the opinions of other authors. If the rate of permafrost aggradation is sometimes considered slow, the process of degradation is assumed to proceed fast, particularly after the Gardno Phase (KOZARSKI, 1986, 1991; GOŹDZIK, 1992, 1994). Indeed, it was possible that the degradation rate was retarded during cooler periods (GOŹDZIK, 1992) or a permafrost aggraded within aeolian deposits in the Older Dryas time (MANIKOWSKA, 1992), but they were phenomena of short duration and were not able to disturb the general tendency. From about 13 000 years BP onward, all possible symptoms of permafrost one should associate exclusively with seasonal freezing of ground.

Translated by Danuta Szafrńska

References

- BEHRE, K., LADE, U., 1986 – Eine Folge von Eem und 4 Weichsel-Interstadialen in Oerel/Niedersachsen und ihr Vegetationsablauf. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 36; p. 11–36.
- BRODZIKOWSKI, K., CEGŁA, J., 1981 – Kink folding in unconsolidated Quaternary sediments. *Ann. Soc. Geol. Poloniae*, 51; p. 63–82.
- BRODZIKOWSKI, K., VAN LOON, A. J., 1985 – Inventory of deformational structures as a tool for unravelling the Quaternary geology of glaciated areas. *Boreas*, 14; p. 175–188.
- DOSTOVALOV, B. N., 1960 – Zakonomernosti razvitiya tetragonalnykh sistem ledyanykh zhyl v dispersnykh porodakh. In: *Periglacialnye yavleniya na territorii SSSR*. Moskva; p. 37–65.
- DYLIK, J., 1961a, – The Łódź region. Guide-book of Excursion C. VI th INQUA Congress, Warsaw 1961; p. 1–83.
- DYLIK, J., 1961b – Analyse sédimentologique des formations de versant remplissant les dépressions fermées aux environs de Łódź. *Biul. Peryglacjalny*, 10; p. 57–74.
- DYLIK, J., 1963 – Traces of thermokarst in the Pleistocene sediments of Poland. *Bull. Soc. Sci. Lettr. de Łódź*, 14; p. 1–16.
- DYLIK, J., 1964 – Sur le changements climatiques pendant la dernière période froide. *Report of the VI th INQUA congress, Warsaw 1961*, vol. IV, Łódź; p. 55–66.
- DYLIK, J., 1965 – L'étude de la dynamique d'évolution des dépressions fermées à Józefów aux environs de Łódź. *Rev. Géomorph. Dyn.*, 10–12; p. 158–171.
- DYLIK, J., 1976a – The main elements of Upper Pleistocene paleogeography in Central Poland. *Biul. Peryglacjalny*, 16; p. 85–115.
- DYLIK, J., 1976b – Główne elementy paleogeografii młodszego plejstocenu Polski środkowej. in: J. DYLIK, R. GALON (eds.): *Czwartorzęd Polski*. Warszawa, PWN; p. 311–352.
- FRENCH, H. M., GOŹDZIK, J. S., 1988 – Pleistocene epigenetic and syngenetic frost fissures, Bełchatów, Poland. *Canadian Journ. Earth Sci.*, 25; p. 2017–2027.
- GOŹDZIK, J., 1967 – Fauchage des fentes en coin dû aux mouvements de masses sur des pentes douces. *Biul. Peryglacjalny*, 16; p. 133–146.
- GOŹDZIK, J., 1970 – Geneza szczelin zmarzlinowych w regionie łódzkim w świetle analizy ich wypełnień (résumé: Genèse des fentes de gel dans la région de Łódź à la lumière de l'analyse de leurs remplissages). *Acta Geogr. Lodziensia*, 24; p. 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; p. 5–117.
- GOŹDZIK, J., 1978 – Detailed analysis of fossil contractional frost-fissures, an instruction. *Biul. Peryglacjalny*, 27; p. 172–175.
- GOŹDZIK, J., 1986 – Structures des fentes à remplissage primaire sableux du Vistulien en Pologne et leur importance paleogéographique. *Biul. Peryglacjalny*, 31; p. 71–105.
- GOŹDZIK, J., 1992 – Ewolucja wiecznej zmarzliny i jej wpływ na warunki depozycji i kształtowania się niektórych osadów w okresie 20 000–8000 lat w Polsce. *Przegl. Geol.*, 10; p. 601–603.
- GOŹDZIK, J., 1994 – Ewolucja mnogoletniej mierzloty na terenie polski w wistulianie. In: A. A. VELICHKO, L. STARKEL (eds), *Paleogeograficheskaya osnova sovremennykh landshaftov* (Paleogeographical basis of the modern landscape). Moskva; p. 77–81.
- JAHN, A., 1975 – Problems of the periglacial zone. Warszawa, PWN; 223 pp.
- JANCZYK-KOPIKOWA, Z., 1991 – Palynostratigraphy of the Pleistocene in Poland and the problem of the age of deposits from Besiekierz (Central Poland). *Ann. UMCS, B.*, 46; p. 11–128.
- JAROSZEWSKI, W., 1980 – Tektonika uskoków i fałdów. Wyd. Geol., Warszawa; 360 pp.
- JAŚTRZĘBSKA-MAMEŁKA, M., 1979 – Eemian and Early Vistulian organic sediments at Zgierz-Rudunki near Łódź. *Bull. Soc. Sci. Lettr. de Łódź*, 29; p. 1–6.

- JASTRZĘBSKA-MAMEŁKA, M., 1985 – Interglacjał eemski i wczesny vistulian w Zgierz-Rudunkach na Wyżynie Łódzkiej (summary: The Eemian Interglacial and the Early Vistulian at Zgierz-Rudunki in the Łódź Plateau). *Acta Geogr. Lodziensia*, 53; 75 pp.
- JERSAK, J., 1973 – Litologia i stratygrafia lessu wyżyn Południowej Polski (summary: Lithology and stratigraphy of the loess on the Southern Polish Uplands). *Acta Geogr. Lodziensia*, 32; 139 pp.
- KLAJNERT, Z., 1965 – Budowa geologiczna i geneza zagłębień bezodpływowych w Józefowie (summary: Geology and origin of closed depressions at Józefów in the Łódź region). *Przegl. Geogr.*, 37; p. 143–162.
- KLATKOWA, H., 1961 – Smardzew. In: The Łódź Region. Guide-book of excursion C. INQUA VI th Congress, Warsaw 1961; p. 48–52.
- KLATKOWA, H., 1965 – Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi (résumé: Vallons en berceau et vallées seches aux environs de Łódź. *Acta Geogr. Lodziensia*, 19; 142 PP.
- KLATKOWA, H., 1967 – L'origine et les étapes d'évolution des vallées seches et des vallons en berceau. Exemples des environs de Łódź. Les congrès et colloques de l'Université de Liège, vol. 40, „L'évolution des versants”, Univ. de Liège; p. 167–174.
- KLATKOWA, H., 1972 – Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego (résumé: Paléogéographie du Plateau de Łódź et de terrain avoisinant pendant la glaciation de Warta). *Acta Geogr. Lodziensia*, 28; 220 pp.
- KLATKOWA, H., 1981 – Dépôts des vallées périglaciaires en Pologne Centrale. *Recherches géogr. Strasbourg, n-o special*, 16–17; p. 179–186.
- KLATKOWA, H., 1984 – Osady depozycji naśnieżnej późnego vistulianu (summary: Over-snow deposition of the Late Vistulian sediments). *Acta Geogr. Lodziensia*, 50; p. 51–72.
- KLATKOWA, H., 1989a – Postwarciańskie kształtowanie górnych odcinków dolin. Przykłady z Wyżyny Łódzkiej (résumé: Formation des secteurs amont des vallées pendant la période de la post-Warta. Exemples du Plateau de Łódź). *Acta Geogr. Lodziensia*, 59; p. 61–74.
- KLATKOWA, H., 1989b – The incorporation of closed depressions into the open erosional system as one of the models of head valley stretch fashioning in the Vistulian. *Quaestiones Geogr., Spec. Issue*, 2; p. 83–91.
- KLATKOWA, H., 1990a – Synsedimentary frost cracks of the Warta cold sub-Stage and their paleogeographical significance. *Quaternary Studies in Poland*, 9; p. 33–50.
- KLATKOWA, H., 1990b – Występowanie eemskich osadów organicznych i uwagi o paleomorfologii środkowej Polski u schyłku warty i podczas eemu (summary: The occurrence of the Eemian organic deposits and remarks on the paleomorphology of Central Poland at the Warthian decline and during Eemian period). *Acta Geogr. Lodziensia*, 61; p. 7–17.
- KLATKOWA, H., 1993 – Niektóre cechy glacicenicznych osadów warty w środkowej Polsce (summary: Some features of the Warta glacial deposits in Middle Poland). *Acta Geogr. Lodziensia*, 65; p. 99–140.
- KLATKOWA, H., 1994 – Evaluation du rôle de l'agent périglaciaire en Pologne Centrale. *Biul. Peryglacjalny*, 33; p. 79–106.
- KLATKOWA, H., 1996 – Remarks on the palaeogeography of Middle Poland during the Neopleistocene time in the light of investigations of deposits of closed depressions. *Quaternary Studies in Poland*,
- KLATKOWA, H., (in press) – Zagłębienia bezodpływowe w Polsce środkowej i przydatność analizy ich wypełnień do interpretacji paleogeograficznych (summary: Closed depressions in Central Poland and a significance of their fillings to the palaeogeographical interpretation). *Acta Geogr. Univ. Lodziensis, Folia Geogr. Phisica*, 1; p. x–x.
- KLATKOWA, H., JASTRZĘBSKA-MAMEŁKA, M., 1990 – Stanowisko eemskich osadów organicznych w Ślądkowicach koło Łodzi (summary: A site of the Eemian organic deposits at Ślądkowice near Łódź). *Acta Geogr. Lodziensia*, 62; p. 51–57.

- KLATKOWA, H., ZAŁOBA, M., 1991 – Kształtowanie budowy geologicznej i rzeźby południowego obrzeżenia Basenu Uniejowskiego (abstr.: The formation of the geological structure and relief of the southern margin of the Uniejów Basin), *In*: W. Stankowski (ed), *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek*. Inst. Badań Czwartorzędu Uniw. A. Mickiewicza, Poznań; p. 33–44.
- KLATKOWA, H., ZAŁOBA, M., FORYSIAK, J., 1996 – Nowy profil osadów plejstocenijskich i holocenijskich w środkowej Polsce. III Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”, Wigry 2–4 września 1996; p. 17.
- KOZARSKI, S., 1981 – Stratygrafia i chronologia Vistulianu Niziny Wielkopolskiej (summary: Vistulian stratigraphy and chronology of the Great Poland Lowland) PAN, Oddz. w Poznaniu, ser. geogr., t. VI; 44 pp.
- KOZARSKI, S., 1986 – Early Vistulian permafrost occurrence in North West Poland. *Biul. Peryglacjalny*, 31; p. 163–170.
- KOZARSKI, S., 1991 – Paleogeografia Polski w vistulianie. *In*: L. STARKEL (ed.), *Geografia Polski, środowisko przyrodnicze*. Warszawa, PWN; p. 80–105.
- KOZARSKI, S., NOWACZYK, B., TOBOLSKI, K., 1980 – Wstępne wyniki badań osadów stanowiska interstadiału Brörup w Starym Kurowie koło Drezdenka. *Przegl. Geol.*, 4; p. 38.
- KRZYSZKOWSKI, D., 1990 – Middle and Late Weichselian stratigraphy and palaeo-environments in Central Poland. *Boreas*, 19; p. 333–350.
- KRZYSZKOWSKI, D., BALWIERZ, Z., PYSZYŃSKI, W., 1993 – Aspects of Weichselian Middle Pleniglacial stratigraphy and vegetation in Central Poland. *Geol. en Mijnbouw*, 72; p. 131–142.
- MAMAKOWA, K., 1986 – Lower boundary of the Vistulian and the Early Vistulian pollen stratigraphy in continuous Eemian–Early Vistulian pollen sequences in Poland. *Quaternary Studies in Poland*, 7; p. 51–63.
- MAMAKOWA, K., 1989 – Late Middle Polish Glaciation, Eemian and Early Vistulian vegetation at Imbramowice near Wrocław and the pollen stratigraphy of this part of the Pleistocene in Poland. *Acta Paleobotanica*, 29; p. 11–176.
- MANIKOWSKA, B., 1992 – Procesy eoliczne w okresie 20 000–8000 lat BP na obszarach piasków pokrywowych i wydym w Polsce. *Przegl. Geol.*, 10; p. 595–596.
- MARUSZCZAK, H., 1986 – Loesses in Poland, their stratigraphy and palaeogeographical interpretation. *Ann. UMCS*, B, 41; 15–54.
- MOJSKI, J., E., 1993 – Europa w plejstocenie, ewolucja środowiska przyrodniczego. P.A.E., Warszawa; 333 pp.
- ROMANOVSKIJ, N. N., 1973 – Regularities in formation of frost-fissure and development of frost-fissure polygons. *Biul. Peryglacjalny*, 23; p. 237–277.
- ROMANOVSKIJ, N. N., 1977 – Formirovanie poligonalno-zhylnykh struktur. (Formation of polygonal vein structures). Moskwa; 215 pp.
- ROMANOVSKIJ, N. N., 1993 – Osnovy kriogeneza litosfery. (Cryogenic principles of the lithosphere). Moskwa; 215 pp.
- ROMANOVSKIJ, N. N., SAPOSHNIKOVA, E., A., 1971 – Izuchenie zonalnogo kharaktera morozobojnogo rastreskivania. *Mezlotnye issledovaniya*, 11; p. 87–107.
- ROTNICKI, K., TOBOLSKI, K., 1965 – Pseudomorfozy wieloboków z lodem szczelinowym i stanowisko tundry w peryglacjalnym basenie sedymentacyjnym ostatniego zlodowacenia w Kępnie (summary: Pseudomorphoses on the fissure ice polygons and the locality of tundra in the periglacial sedimentary basin of the period of last glaciation at Kępno – South Great Poland). *Badania Fizjogr. nad Polską Zachodnią*, 15; p. 93–146.
- ROTNICKI, K., TOBOLSKI, K., 1969 – Stanowisko Interstadiału Paudorf w Kępnie – SE Wielkopolska (summary: Paudorf Interstadial in Kępno – SE Great Poland). *Badania Fizjogr. nad Polską Zachodnią*, 23; p. 119–127

- STARKEŁ, L., 1972 – Karpaty Zewnętrzne. *In*: M. KLIMASZEWSKI (ed.), Geomorfologia Polski, t. I, Polska południowa, góry i wyżyny. PWN, Warszawa; p. 52–115.
- ŚRODOŃ, A., 1972 – Roślinność Polski w czwartorzędzie. *In*: W. SZAFER, K. ZARZYCKI (eds), Szata roślinna Polski, t.I, PWN, Warszawa.
- WASHBURN, A. L., 1973 – Periglacial processes and environments. Arnold; 320 pp.
- WASHBURN, A. L., 1979 – Geocryology. A survey of periglacial processes and environments. Arnold; 506 pp.
- ZAGWIJN, W. H., STAALDUINEN VAN, C. J., 1975 – Toenlichting bij de geologische overzicht-kaarten van Nedeland. Rijks Geol. Dienst. Haarlem.

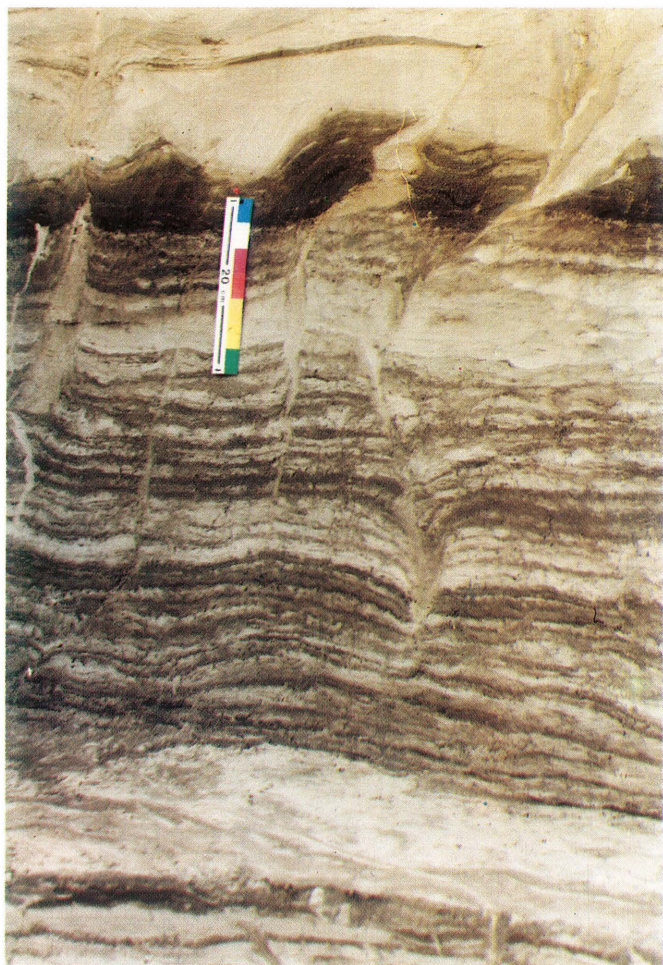


Photo by the author

Pl. 4. K o ż m i n. Traces of elementary ice veins adjacent to the bottom of pseudomorph

Fot. 4. K o ż m i n. Ślady po elementarnych żyłkach lodowych w sąsiedztwie dolnej części pseudomorfozy

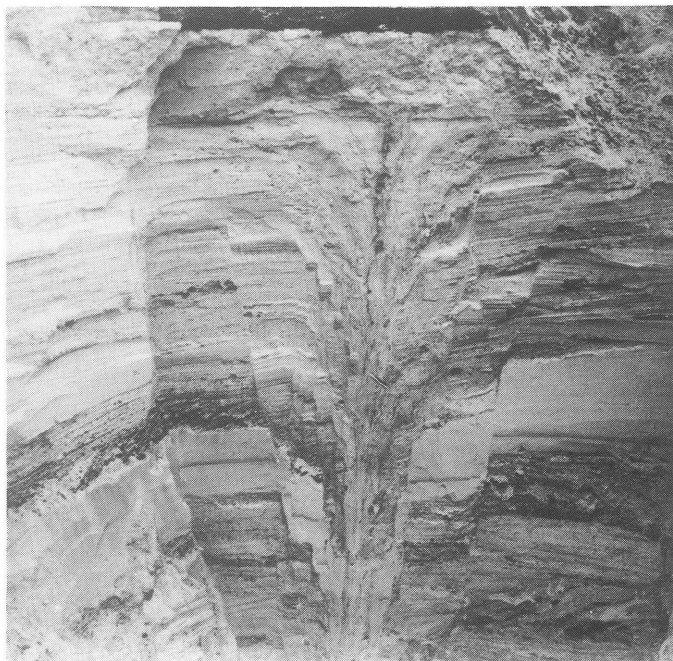


Photo by the author

Pl. 5. W o d z i n. System of faults adjacent to pseudomorph as a trace left by vein ice thawing

Fot. 5. W o d z i n. System uskoków towarzyszących pseudomorfozie jako ślad wytopiania lodu szczelinowego

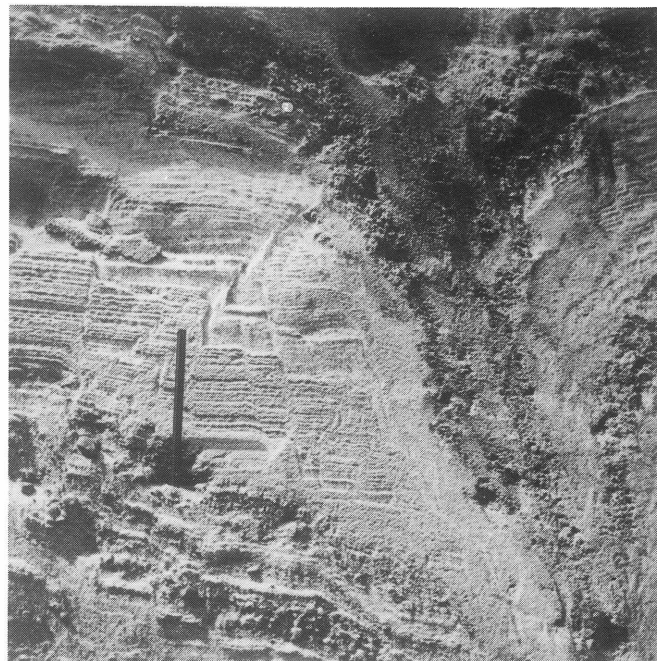


Photo by the author

Pl. 6. W o d z i n. Small reversed faults and clefts in polygonal block, adjacent to fissure

Fot. 6. W o d z i n. Drobne uskoki odwrócone i fałdki załamowe w bloku poligonalnym, w bezpośrednim sąsiedztwie szczeliny

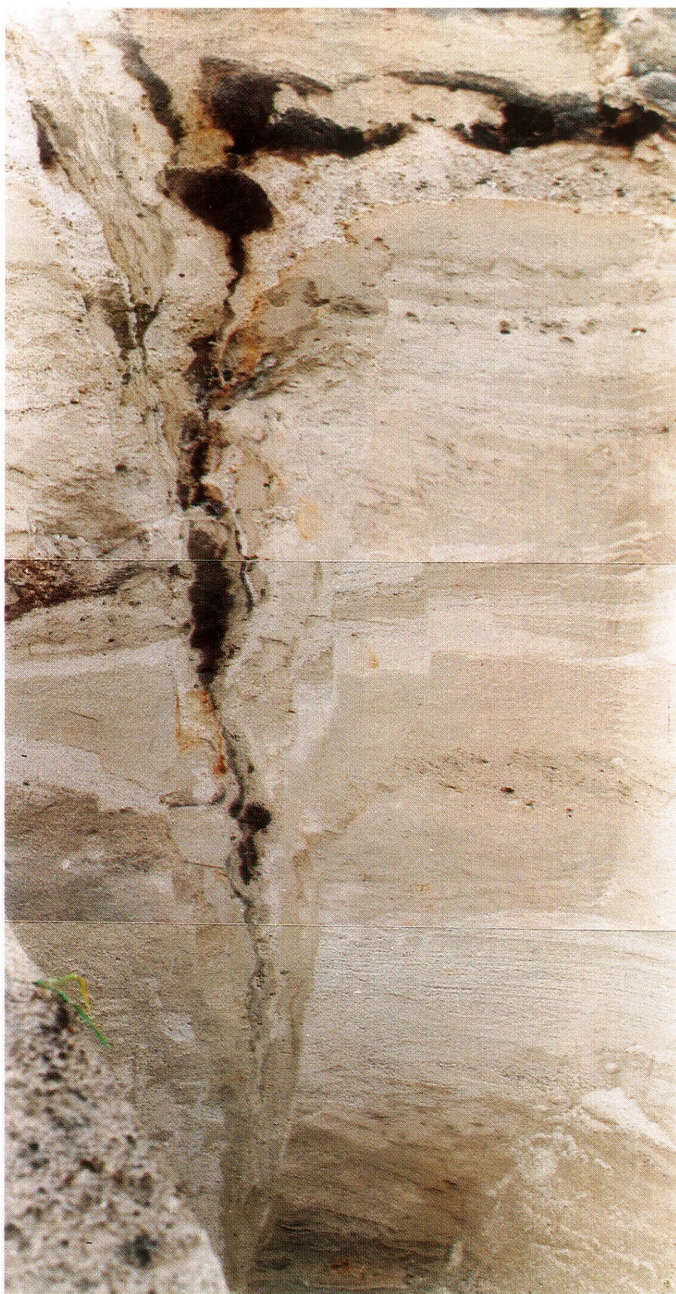


Photo by the author

Pl. 10. K o ż m i n. Pseudomorph left by syngenetic ice. At the top, parts of organic horizon, inside the structure, visible

Fot. 10. K o ż m i n. Pseudomorfoza po syngenetycznym lodzie szczelinowym. W górnej części, we wnętrzu szczeliny widoczne fragmenty rozciętego poziomu organicznego

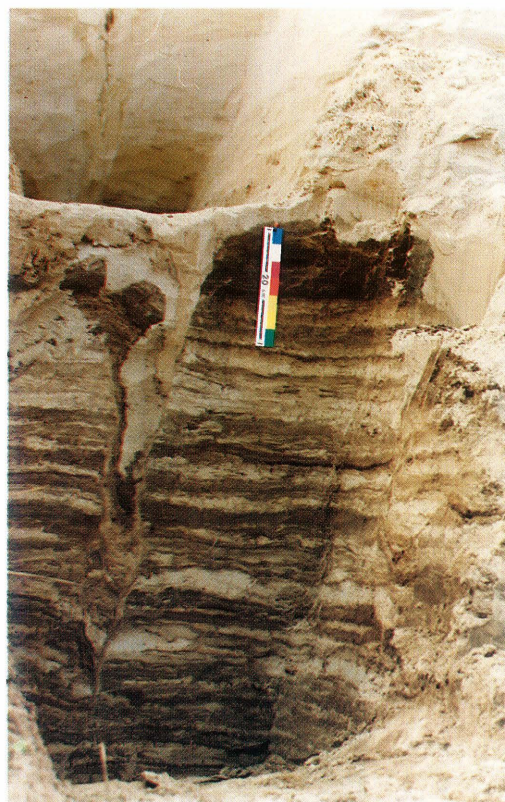


Photo by the author

Pl. 8. K o ż m i n. Initiation of syngenetic structure with secondary infilling in laminated mineral organic deposit

Fot. 8. K o ż m i n. Początek syngenetycznej struktury z wtórnym wypełnieniem w laminowanym osadzie mineralno-organicznym

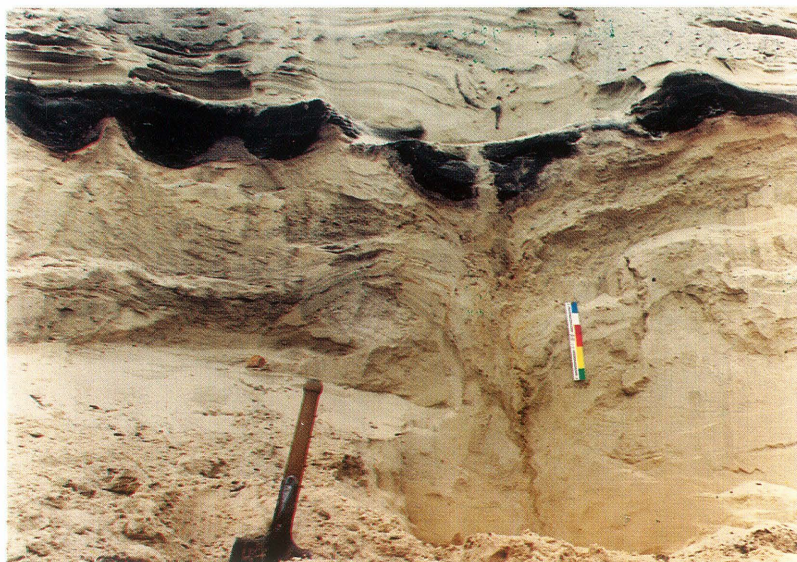


Photo by the author

Pl. 9. K o ż m i n. Fissure cutting organic series radiocarbon-dated at $24\,200 \pm 300$ years BP

Fot. 9. K o ż m i n. Szczelina przecinająca serię organiczną wydatowaną radiowęglowo na $24\,200 \pm 300$ lat BP

HALINA KLATKOWA

Łódź

PRZEJAWY OBECNOŚCI WIELOLETNIEJ ZMARZLINY W ŚRODKOWEJ POLSCE W CIĄGU OSTATNICH 150 TYS. LAT

WPROWADZENIE

W ostatnich latach znacznie zwiększyła się liczba publikacji dotyczących występowania plejstocénskiej wieloletniej zmarzliny na obszarach współczesnego klimatu umiarkowanego. Oczywiście jest, że jako rekonstrukcje paleogeograficzne posługują się one argumentami pośrednimi, wśród których przytaczane są zarówno warunki konieczne dla zaistnienia zjawiska, jak i takie, które czynią to zjawisko prawdopodobnym. Podstawę do uznania obecności zmarzliny w przeszłości geologicznej stanowią najczęściej struktury i osady charakterystyczne dla zimnych stref klimatycznych. Dokładne rozpoznanie osadów i struktur, a zwłaszcza szczegółowa analiza i stwierdzenie cech właściwych dla środowiska zmarzlinowego, możliwe jest przede wszystkim poprzez badanie odsłonień i odkrywek, często wykonywanych specjalnie pod kątem planowanych prac. Wynika z tego znacznie większa ilość informacji uzyskanych z przypowierzchniowych warstw osadów, aniżeli z głębszych serii, a co się z tym wiąże, nieporównywalnie więcej danych odnoszących się do najmłodszego, vistuliańskiego wieku zimnego, niż do starszych okresów plejstocenu.

W podlegającej analizie części Środkowej Polski, dzisiejsza powierzchnia terenu jest zbudowana niemal wyłącznie z trzech wiekowo różnych kompleksów osadowych: warciańskich (i być może miejscami odrzańskich), vistuliańskich i holocénskich. Nieliczne i bardzo ograniczone przestrzennie wychodnie skał przedczwartorzędowych mają zupełnie marginesowe znaczenie. Jeszcze mniejszy, bo praktycznie zerowy jest udział interglacialnych osadów eemskich w powierzchniowej budowie geologicznej; występują one wyłącznie w postaci kopalnej, pogrzebane pod młodszymi utworami. Relacje przestrzenne między poszczególnymi grupami wiekowymi osadów czwartorzędowych pokazano, na wybranych przykładach z Środkowej Polski, we wcześniejszej pracy (KLATKOWA, 1994). Wynika z niej znaczny udział osadów z przedostatniego zlodowacenia nie przykrytych utworami młodszymi. Istnieje więc teoretyczna możliwość odczytywania śladów obecności zmarzliny nie tylko w vistulianie, ale także w saalianie. W praktyce problem polega na tym, że wszystkie epigenetyczne, a więc postsedymentacyjne przejawy trwałego, wieloletniego przemarznięcia (np.

struktury szczelinowe lub iniekcyjne), jeżeli nawet są rozwinięte wyłącznie w osadach przedvistuliańskich, np. w morenowej glinie warciańskiej, nie gwarantują przez sam ten fakt przedvistuliańskiej genezy. Wiadomo jedynie, że są niestarsze od osadu, w którym się wytworzyły. Jedynym bezspornym dowodem rozwoju i obecności zmarzliny starszej jest istnienie struktur syngenetycznych, czyli inaczej synchronicznych z odkładaniem osadu. Oczywiście muszą to być struktury wymagające do swego rozwoju wyłącznie wieloletniego, a nie sezonowego przemarznięcia gruntu. Najlepszym reprezentantem są tu ślady (pseudomorfozy) poligonalnych sieci szczelin z wtórnym wypełnieniem mineralnym tj. pierwotnie wypełnione lodem żyłowym.

STADIAŁ WARTY

Przed kilkoma latami autorce udało się znaleźć, prześledzić i udokumentować w Środkowej Polsce, w okolicach Łodzi, trzy obszary występowania pseudomorfoz po lodzie szczelinowym rozwijającym się synchronicznie z narastaniem osadu, przy czym – co jest istotne – osad ten był wieku warciańskiego, a składały się nań glaci-fluwialne piaski miejscami przewarstwiane drobnym żwirem, akumulowane w fazie recesyjnej tego stadiału (KLATKOWA, 1990). Cechą, która już na pierwszy rzut oka wzbudziła zainteresowanie, była ponadprzeciętna głębokość zasięgu pseudomorfoz, wyrażająca się kilku- nawet kilkunastometrową długością struktur obserwowanych w przekrojach pionowych. Szczegółowe prace terenowe pozwoliły zrekonstruować fragmenty układów poligonalnych (rys. 1). Jednak podstawową właściwością wymagającą jednoznacznego określenia był charakter struktur, a ściślej rodzaj ich pierwotnego wypełnienia. Należało doprowadzić do stwierdzenia, czy tym wypełnieniem był wieloletni lód żyłowy, a więc bezwzględny wskaźnik synchronicznej z nim obecności zmarzliny, czy też drobne, sezonowe żyły lodowe, lub tylko szczeliny zastępowane po każdorazowym wytajaniu lodu materiałem mineralnym z bloku poligonalnego. Od tego stwierdzenia zależała ranga wniosków paleogeograficznych, dokładniej – paleozmarzlinowych.

Z literatury i obserwacji terenowych znany jest szereg cech dokumentujących synchroniczne z narastaniem osadu formowanie się lodu szczelinowego. Były one wielokrotnie opisywane z współczesnych obszarów zmarzlinowych Kanady i Syberii. Najpełniejsze ich zestawienie przedstawił N. N. ROMANOVSKIJ (1977, 1993). Rzadziej spotykana jest charakterystyka śladów takiego syngenetycznego lodu, zawartych w pseudomorfozach. Autorka starała się zestawić i omówić ważniejsze z tych cech w jednej ze swoich wcześniejszych prac (KLATKOWA, 1990).

Analizowane pseudomorfozy struktur szczelinowych z trzech płątów glaci-fluwialnych wieku późnowarciańskiego z podłódzkiej części Środkowej Polski noszą wyraźne znamiona syngenezy i wtórnego wypełnienia mineralnego. Przypatrzam najważniejsze z nich.

1. Niespotykana wśród struktur epigenetycznych jest długość od ponad 6 do kilkunastu metrów, przy czym nie we wszystkich przypadkach udało się dotrzeć do ich dolnego końca, czyli poziomu, od którego rozpoczął się rozwój lodu szczelinowego (fot. 1). Wszystkie rozwinięte są w piaskach na ogół średnioziarnistych, niekiedy grubych i przewarstwianych drobnym żwirem, a więc w osadach o dużej przepuszczalności i związanej z tym małej potencjalnej zawartości lodu pod panowaniem mroźnego klimatu. W takich warunkach najczęściej spotykanym w terenie zasięgiem struktur epigenetycznych jest głębokość 2–3 m (KLATKOWA, 1965; GOŹDZIK, 1970; ROMANOWSKI, 1973, 1977; JAHN, 1975), a największe znane rozmiary to 5–6 metrów. Założenia teoretyczne przyjmują, że pionowy zasięg spękań jest uwarunkowany grubością strefy występowania maksymalnych gradientów termicznych. Określona na tej podstawie głębokość przenikania szczelin w osadach piaszczystych i żwirowych nie przekracza 4 m (ROMANOWSKI, 1973; ROMANOVSKI, SHAPOSHNIKOVA, 1971). Rozmiary pionowe rozpatrywanych struktur szczelinowych znacznie przekraczają wielkości właściwe dla struktur epigenetycznych, wynikające zarówno z bezpośrednich obserwacji terenowych, jak i teoretycznych obliczeń. Należy więc je uznać za formy narastające sukcesywnie wraz ze wzrostem miąższości osadu, czyli z nim synchroniczne.

2. Pionowy przekrój struktur pokazuje ich małą szerokość, zwłaszcza w stosunku do długości, a także nieregularny zarys bocznego kontaktu z blokiem poligonalnym. Charakterystyczna jest też naprzemianległość odcinków rozszerzonych i zwężonych, a nawet zanik pseudomorfozy w pewnych fragmentach (fot. 2, 3), uznawana za jedną z najważniejszych oznak syngenezy. Wynika ona ze stopniowego, ale nie zawsze równomiernego, pionowego rozwoju lodu szczelinowego i jest wyznacznikiem relacji między tempem akumulacji i przyrostem lodu szczelinowego (DOSTOVALOV, 1960). Znikome tempo akumulacji sprzyja rozwojowi lodu szczelinowego wszcz, a tempo znaczne powoduje jego szybki wzrost wertykalny kosztem horyzontalnego, aż do zaniku w pewnych fragmentach ciągłości żyły lodowej.

3. Ślady po drobnych elementarnych żyłkach lodowych, głównie w sąsiedztwie dolnej części pseudomorfozy (fot. 4, rys. 2) są uznawane za cechy syngenezy (DANILOVA, 1966; ROMANOVSKI, 1977).

4. Jednolity materiał pseudomorfozy i bloku poligonalnego wskazuje na pierwotne wypełnienie szczeliny lodem. Materiał ten napływał do szczeliny z boków podczas wytapiania znajdującego się tam wcześniejszej lodu i jest jedynie nieznacznie przemieszczony grawitacyjnie w dół szczeliny (fot. 2, 3).

5. Deformacje kolapsyjne w bloku poligonalnym, w sąsiedztwie pseudomorfozy powodują utworzenie szerokich stref uskokowych, co pokazano na przykładzie ze stanowiska Wodzin (fot. 5, rys. 3). Jest to powszechnie uznawane za świadectwo pierwotnie lodowego wypełnienia szczeliny (ROMANOV-

SKIJ, 1973; WASHBURN, 1973, 1979; JAHN, 1975; GOŹDZIK, 1978). Na ogół, ale nie zawsze, przyjmuje się, że szerokość strefy uskoków jest proporcjonalna do szerokości dawnej żyły lodowej.

6. Struktury kontrakcyjne w bloku poligonalnym. W badanych stanowiskach spotykano w przyległej do szczeliny części bloku poligonalnego, deformacje typu kontrakcyjnego. Były nimi drobne struktury kolankowe i małe uskoki odwrócone, rozwinięte w utworach piaszczystych i drobnożwirowych (fot. 6). Wprawdzie jest to typ struktur znany głównie ze skał litych, przede wszystkim metamorficznych, rzadziej osadowych (JAROSZEWSKI, 1980), ale własne obserwacje terenowe, a także doniesienia innych autorów (BRODZIKOWSKI, CEGŁA, 1981; BRODZIKOWSKI, VAN LOON, 1985) świadczą o częstym występowaniu fałdów kolankowych także w nieskonsolidowanych osadach czwartorzędowych, najczęściej w strefach zaburzeń glaciektonicznych. W opisywanych tutaj przypadkach fałdki kolankowe świadczą o wzroście objętości lodu szczelinowego w płaszczyźnie poziomej, czyli prościej – o rozszerzaniu wypełnionej lodem szczeliny i o kontrakcyjnym nacisku na poziomo lub prawie poziomo ułożone warstwy w bloku poligonalnym.

7. Przykrycie pseudomorfozy przez glinę ablacyjną obserwowano w dwóch stanowiskach. W tych przypadkach zasadnicza szczelina wygasła w glacyfluwalnych piaskach, a w powlekających je osadach ablacyjnych, pochodzących z wytapiania resztek martwego lodu zaznaczało się jedynie cienkie pęknięcie – ślad sezonowej szczelinki w warstwie czynnej.

Opisane i zinterpretowane fakty świadczą niewątpliwie o obecności wieloletniej zmarzliny, szybko agradującej i nadążającej za akumulacją materiału glacyfluwalnego, związanego z wczesną fazą zaniku łądolodu warciańskiego, kiedy osadzane były tzw. górne piaski glacyfluwalne, których pozycja stratygraficzna jest nad gliną tego łądolodu. W późniejszej i końcowej fazie deglacjacji zaczęły zaznaczać się już oznaki degradacji zmarzliny; można je odczytać poprzez analizę osadów i elementów osadów kopalnej rzeźby z tego czasu. Uwalniające się od resztek lodu lodowcowego gliniaste powierzchnie morenowe nie zawsze były płaskimi równinami. Falistość tych powierzchni mogła wynikać z nierównomierności akumulacji. Równie prawdopodobnymi przyczynami mogły być procesy postępującej degradacji zmarzliny, która, jak to doskonale wiadomo ze współczesnych obszarów zmarzlinowych, nie przebiegała równomiernie, a w sposób wyraźnie zróżnicowany, który może zależeć m. in. od układu i gęstości sieci poligonalnych, ale i od innych lokalnych warunków. Jednym ze skutków bywa powstawanie małych zagłębień bezodpływowych (KLATKOWA, 1989 b), które w późniejszych etapach swego rozwoju zamieniają się w płytkie jeziora, zarastające podczas interglacjału eemskiego i wypełniane osadem mineralnym w następnym okresie chłodu. Takie kopalne zbiorniki dostarczają nieraz bardzo cennych danych do rekonstrukcji paleogeograficznych (KLATKOWA, JASTRZĘBSKA-MAMEŁKA, 1990; KLATKOWA, 1990 a, b, 1996 a, b). Ich dna powle-

czone są z reguły cienką kilkudziesięciocentymetrową warstwą osadu mułowego, pochodzącego z lokalnego rozmycia gliny, w której zostały wytworzone. Niekiedy jest on tuż po osadzeniu lub podczas trwania tego procesu przemieszczany wzdłuż stoku, co powoduje powstawanie w nim krioturbacyjnych deformacji (fot. 7). Osad ten dawno wyodrębniony, nazwany był serią z deglacjacji lądolodu warty. Poprzedza on interglacjalną depozycję mineralno-organiczną i organiczną i wskazuje na wzrost roli wód z tajania i ożywienie procesów na stokach. Wody mogły pochodzić z roztopiania resztek lodu lodowcowego, ale także z postępującej degradacji zmarzliny, która, obok wytopisk, mogła być jedną z przyczyn powstawania izolowanych zagłębień (KLATKOWA, 1989 b). Dane paleobotaniczne z takich stanowisk, jeśli obejmują schyłek saalianu, dokumentują panowanie tundry bezleśnej i stepotundry z obficie występującymi *Gramineae*, *Chenopodiaceae* i *Artemisia*, a także światłożądnymi krzewami: *Juniperus* i *Hippophaë* (JASTRZĘBSKA-MAMEŁKA, 1985; JANCZYK-KOPIKOWA, 1991).

Przytoczone fakty, zarówno geologiczne, jak i paleobotaniczne dobrze ilustrują warunki charakterystyczne dla późnego glacialu z szybko postępującą degradacją zmarzliny. Są one porównywalne z odpowiednimi warunkami w schyłku vistulianu, o wiele lepiej poznanymi i udokumentowanymi.

Stwierdzone w terenie i omówione wyżej fakty dają podstawy do wypowiedzenia uwag na temat obecności zmarzliny w drugiej części stadiału warty, w Środkowej Polsce. Dokumentacja oparta na analizie pseudomorfoz po wieloletnim, syngenetycznym lodzie szczelinowym w osadach wód lodowcowych tego stadiału nie powinna budzić wątpliwości. Wynika z niej jednoznacznie, że na przedpolu lądolodu, w strefie jego cofania i rozpadu miało miejsce narastanie wieloletniej zmarzliny nadążające za akumulacją osadów. Z faktu tego można wyprowadzić wnioski, zarówno co do tempa wkraczania zmarzliny na świeżo powstałe powierzchnie, stosunkowo szybkiego, jak i tempa akumulacji w warunkach proglacjalnych, nie tak szybkiego, jak to się często sądzi na podstawie obserwowanego współcześnie tempa depozycji w obszarach polarnych (KLATKOWA, 1990a). Relacje między tymi dwiema wielkościami (akumulacji i depozycji) nie muszą i z reguły nie są wprost proporcjonalne, a rozbieżności między nimi w różnych środowiskach sedymentacyjnych mogą być rzędu 10^3 – 10^4 .

Tworzenie się zmarzliny w świeżo osadzonych płatach piasków i drobnych żwirów było niewątpliwie ułatwione dzięki obecności zmarzliny wcześniej rozwiniętej w glinach morenowych i innych nieco starszych glacialnych utworach, w otoczeniu tych płatów i w ich podłożu. Było to więc coś w rodzaju zaoblizniania się nowych przerw i powstających nieciągłości. Określenie czasu, w którym te zdarzenia miały miejsce może być dokonane jedynie pośrednio i w przybliżeniu. Jeśli uznać za wiarygodne, liczne dla Środkowej Polski, daty termoluminescencyjne, to warciańska glina morenowa jest tutaj wieku 170–190 ka BP (KLATKOWA, 1993). Leżące na niej górne piaski glaciifluwalne sąoczy-

wiecie młodsze. Jak duża jest ta różnica wieku – trudno określić, jak również trudno powiedzieć, jak długo trwało osadzanie glacyfluwiału. Nie będzie dużym błędem uznanie, że około 150 ka BP w Środkowej Polsce powszechnie występowała wieloletnia zmarzlina i miała najprawdopodobniej charakter ciągły (rys. 4). Stan taki utrzymywał się jeszcze przez około 20 tysięcy lat. Następnie zaczęło się stopniowe zanikanie zmarzliny, czego wskazówką może być ożywienie rozmywania stoków form wklęsłych i tworzenie na ich dnach osadu mineralno-organicznego, wyraźnie wskazującego na powstawanie w warunkach zwiększonej wilgotności przy trwającym wprawdzie jeszcze chłodzie, ale już umożliwiającym gromadzenie się materii organicznej (przewarstwienia mineralno-organiczne w dnach zagłębień bezodpływowych). Na podstawie danych z Niżu Polskiego i Wschodnioeuropejskiego ewolucja klimatu w kierunku jego ocieplenia jest szacowana na około 60 tys. lat, od około 200 do 140 ka BP (MOJSKI, 1993). Później, też bardzo szybko, nastąpiło ocieplenie interglacjalne, a wraz z nim całkowity zanik zmarzliny.

SCHYLEK EEMU I WCZESNY VISTULIAN

W schyłku eemu następowało stopniowe pogarszanie klimatu. Wyrażało się ono obniżeniem średniej rocznej temperatury powietrza i średniej lipca. Równocześnie postępował wzrost wilgotności i zakwaszania gleb. Zmiany te ograniczały wegetację roślin o wyższych wymaganiach termicznych. Zaczęło się wypieranie lasów liściastych, a rozprzestrzenianie świerka (*Picea*), sosny (*Pinus*) i jodły (*Abies*). Zmniejszającej się zwartości lasu towarzyszył rozwój torfowisk (ŚRODOŃ, 1972). Poziom, w którym postępująca w diagramach pyłkowych zmiana relacji AP do NAP na korzyść NAP osiągnęła stosunek 60:40 uznano za granicę między eemem a vistulianem (MAMAKOWA, 1986). W chronologii bezwzględnej granica ta przypada około 115 ± 5 ka BP i określa początki tundry w Europie Środkowej.

Przejście od eemu do vistulianu manifestowało się w różnych środowiskach w różny sposób. Z tego powodu MOJSKI (1993) nie wyklucza, że w czasie, kiedy szata roślinna miała jeszcze wyraźne cechy interglacjalne, mogło rozwijać się środowisko peryglacjalne. W dolinach rzecznych zwłaszcza karpaccich i sudeckich, żywa erozja i pogłębianie koryt były zastępowane wzmożoną agradacją i odkładaniem osadów mineralnych. W zagłębieniach bezodpływowych na ten czas przypada zmiana osadu organicznego – torfu, na mineralno-organiczny – muł (KLATKOWA, 1996a, b).

Pierwszy stadią wczesnego vistulianu, w podlódzkim obszarze Środkowej Polski nie pozostawił bezpośrednich dowodów istnienia zmarzliny. Badania paleobotaniczne serii botanicznych z pobliskich zagłębień bezodpływowych także nie dostarczają jednoznacznych argumentów. Wprawdzie wraz z przejściem od

eemu do vistulianu wyraźnie zmienia się typ osadu z brunatnego torfu z okrucami drewna na muły organiczne, gwałtownie wzrasta udział NAP do około 60%, wycofują się stopniowo drzewa liściaste, a następnie świerk (*Picea*) i sosna (*Pinus*), a szata roślinna przybiera charakter tundry krzewiastej ze znacznym udziałem jałowca (*Juniperus*) i brzozy karłowatej (*Betula nana*) (JASTRZĘBSKA-MAMEŁKA, 1985). Wszystko to jednak, mimo że wskazuje na nagłe pogorszenie się klimatu, nie decyduje w sposób absolutny o szybkim narastaniu wieloletniej zmarzliny, chociaż procesu takiego nie wyklucza, więcej, czyni go bardzo prawdopodobnym. W tej sytuacji należy sięgnąć po dane pochodzące spoza ścisłego terenu Środkowej Polski, a także po argumenty pośrednie. Oto kilka z nich.

1. Badacze pracujący w obszarach lessowych środkowopolskich wyżyn odnotowali od dawna występowanie struktur kontrakcji termicznej zarówno na płatach lessowych lubelskich (MARUSZCZAK, 1986), jak małopolskich i sandomierskich (JERSAK, 1973). Autorzy ci różnią się wprawdzie w ocenie wagi tych struktur dla określenia typu zmarzliny (rozbudowana sezonowa czy wieloletnia), lecz samo ich istnienie i związek czasowy z pierwszym stadiem vistulianu (VS1) nie jest podważany.

2. Nagłe pogorszenie klimatu wyraża się m. in. średnią najcieplejszego miesiąca między 5° a 7°C, co jest porównywalne z warunkami podczas drugiego (VS2) i trzeciego (VS3) vistuliańskiego stadiału, przy czym takie warunki podczas VS1 były znacznie bardziej długotrwałe, co wydaje się zwiększać szanse przechodzenia dobrze i systematycznie rozwijającego się przemarzania sezonowego w zmarzlinę wieloletnią.

3. Na rzecz narastania i trwania zmarzliny w pierwszym stadium vistulianu przemawia też porównanie z opisanym wyżej, a także we wcześniejszej pracy (KLATKOWA, 1990a) tempem tworzenia się zmarzliny w akumulowanych piaskach sandrowych. Wydaje się że w czasie trwającego prawie 30 tys. lat stadiału VS1 warunki dla agradacji zmarzliny były nie gorsze, a raczej lepsze niż w stosunkowo szybko odkładanych osadach wód roztopowych.

4. Z wczesnovistuliańską inwazją chłodu łączyła się wzmożona akumulacja rzeczna, której ślady w postaci licznych stożków napływowych zaznaczają się w profilach podłużnych dolin rzecznych, w strefie przejścia od gór do pogórza Karpat. Ich przykrycie stanowią interstadialne osady brąpu oraz pokrywy soliflukcyjne, świadczące o ożywionych procesach peryglacialnych i wietrzeniowych (STARKEL, 1972; KOZARSKI, 1991).

5. Podtapianie niektórych torfowisk na przełomie eemu i wczesnego vistulianu bywa wiązane z możliwością pojawienia się zmarzliny (MOJSKI, 1993).

Przytoczone fakty i argumenty upoważniają do wprowadzania na syntetyczny schemat (rys. 4) oznaczeń prawdopodobnego rozwoju zmarzliny, zrazu być może wyspowej, później nieciągłej, już w pierwszym vistuliańskim stadium (VS1).

Trwający około 10 tys. lat interstadiał amersfort wraz z brørupem lub brørup *sensu lato* (MAMAKOWA, 1986, 1989) przyniósł poprawę warunków klimatycznych. Średnia temperatura najcieplejszego miesiąca podniosła się w stosunku do pierwszego stadiału o około 7–8°C, co spowodowało zmianę szaty roślinnej z tundry na las borealny – brzoza w początkowym, wilgotniejszym stadium amersfortu, a sosnowy z brzozą, modrzewiem i świerkiem w bardziej kontynentalnych warunkach brørupu *sensu stricto*. Dla tego okresu jedyną wskazówką może być charakter szaty roślinnej, ponieważ nie są znane żadne bezpośrednie świadectwa dotyczące zmarzliny na opisywanym terenie. Jest możliwe, że rozwijająca się w pierwszym stadiale (VS1) nieciągła jeszcze zmarzlina uległa przejściowo ograniczeniu, utrzymując się w postaci wysp w miejscach sprzyjających jej przetrwaniu.

Sytuacja zmieniła się w drugim vistuliańskim stadiale (VS2), po amersforcie i brørupie. Z tym stadiem związane było przez DYLIKA (1963, 1967a, b) powstanie starszego kriolakolitu (pingo) w Józefowie koło Łodzi. Również temu okresowi przypisano epigenetyczne szczeliny kontrakcji termicznej z wtórnym wypełnieniem mineralnym, rozwinięte w piaskach fluwialnych w Starym Kurowie na Nizinie Wielkopolskiej (KOZARSKI *et al.*, 1980; KOZARSKI, 1986). Wprawdzie obraz szaty roślinnej dający podstawę do porównań i określenia wieku, zrekonstruowano palinologicznie tylko dla dolnego poziomu organicznego, identyfikując go z brørupem, to jednak fakt, że leżąca bezpośrednio na nim seria fluwialna jest do spągu przecięta szczeliną o pierwotnym, lodowym wypełnieniu może podtrzymywać wniosek o istnieniu w tym czasie i w tym miejscu zmarzliny. Teoretycznie istnieje jeszcze warunek, że kompleks organiczno (brørup) -mineralno (stadiał VS2) -organiczny (odderade) nie kryje w sobie luki sedymentacyjnej, co w tego typu osadach jest prawdopodobne. Ponieważ jednak autorzy prowadzący wnikliwe badania nie dopuścili takiej możliwości, należy uznać istnienie zmarzliny w tym czasie. Oczywiście, nawet udowodnione w jakimś miejscu utrzymywanie się trwałego, wieloletniego przemarznięcia gruntu nie przesądza o jego typie: ciągłym, nieciągłym lub wyspowym.

W konkluzji tych rozważań uprawniona wydaje się opinia, że dość znaczne ocieplenie interstadialne amersfort + brørup, które nastąpiło po w pełni ustabilizowanej trwałości zmarzliny podczas pierwszego stadiału (VS1) stworzyło tendencje do pewnej jej degradacji i przestrzennego ograniczania do miejsc i warunków najkorzystniejszych, które to tendencje mogły się utrzymywać jeszcze w początku drugiego stadiału (VS2). Do miejsc i warunków korzystnych należy zaliczyć zarówno równinę aluwialną Starego Kurowa, jak i wcześniejsze, predysponowane glacialnie, zagłębienie (KLAJNERT, 1965), w którym rozwinęło się we wczesnym vistulianie józefowskie pingo (DYLIK, 1963, 1967a, b).

Z tych powodów na syntetycznym rysunku zaznaczono w brørupie i na początku drugiego stadiału (VS2) zmarzlinę wyspową i nieciągłą. Jednak równocześnie w drugim stadiale odżyły tendencje do utrwalania zmarzliny, na co

wskazują paleobotaniczne rekonstrukcje, oparte w Środkowej Polsce przede wszystkim na stanowiskach Zgierz-Rudunki (JASTRZĘBSKA-MAMEŁKA, 1979, 1985) i Krzepczów (KLATKOWA, 1972, 1996 a, b; JASTRZĘBSKA-MAMEŁKA, 1985). W poziomie ZR11-13 z Rudunek, odpowiadającym – zgodnie z obecnym przyporządkowaniem stratygraficznym – stadiowi VS2, czyli po brąrupie *sensu lato*, widoczne jest wyraźne ograniczenie lesistości obszaru wraz z wzrastającą ekspansją roślin zielnych. Zwiększył się skład gatunkowy *Compositae* i *Caryophyllaceae*, rozwinęły się *Chenopodiaceae* i *Helianthemum*, pojawiła się *Armeria*. Podtopienie, a następnie zalanie torfowiska było bezpośrednią konsekwencją podniesienia poziomu wód gruntowych, a to zaś prawdopodobnym skutkiem aggradacji zmarzliny. Osad wypełniający zbiornik w Rudunkach był coraz uboższy w materiał organiczny. Znikały paprocie, rosła rola skrzypów, pojawiała się *Selaginella selaginoides* uznawana za gatunek wskaźnikowy dla wilgotnych warunków subarktycznych. W tym czasie panowała w Środkowej Polsce bezleśna tundra z jałowcem (*Juniperus*), brzozą karłowatą (*Betula nana*) i wierzbą krzewiastą (*Salix*), bardzo dobrze odzwierciedlającą warunki, w których rozwija się wieloletnia zmarzlina. Dlatego uznano VS2 za okres sprzyjający narastaniu zmarzliny, co zaznaczono na rysunku 4.

Dla najbliższych okolic Łodzi, jako jedynych w środkowej Polsce, istnieje dokładny obraz szaty roślinnej z interstadiału odderade, odtworzony na podstawie badań w Zgierzu-Rudunkach. Stanowisko położone w odległości zaledwie 10 km od centrum Łodzi, odkryte w 1970 r. (KLATKOWA, 1972), a szczegółowo udokumentowane paleobotaniczne przez JASTRZĘBSKĄ-MAMEŁKĘ (1979, 1985) obejmuje znaczną część neoplejstocenu, poczynając od schyłku saalianu przez cały eem, aż do trzeciego stadiału vistulianu (VS3). W tym przedziale vistulianu mieszczą się interstadiały brąrup wraz z amersfoortem i odderade.

Początek interstadiału odderade jest wyznaczony nagłym spadkiem NAP z 60–70% do około 27%. Zmniejsza się udział *Juniperus* i *Salix*, a także *Betula nana*. *Pinus silvestris* sięga 50%, a *Betula alba* około 20%. W zbiorniku wodnym obserwuje się zmniejszenie udziału *Pediastrum* i *Batrachium*, zwiększenie ilości *Typha/Sparganium*, pojawienie się pojedynczych ziaren pyłku *Nuphar* i *Potamogeton* oraz licznych owoców *Potamogeton obtusifolius* i *P. natans*. Roślinność wodna sygnalizuje złagodzenie klimatu. Osad stopniowo wzbogaca się w substancję organiczną. „Interstadiał charakteryzuje się występowaniem brzozy wraz z sosną zwyczajną, które wkroczyły na badany teren pod wpływem cieplejszego lecz wciąż jeszcze stosunkowo wilgotnego klimatu, tworząc mało zwarte lasy sosnowo-brzozowe o charakterze parkowym z licznymi krzewami i bogatą roślinnością zielną. Ocieplenie w tym interstadiale było zapewne dość krótkotrwałe, ponieważ nie zdążyły wytworzyć się zwarte lasy borealne z udziałem roślinności o wyższych wymaganiach termicznych” (JASTRZĘBSKA-MAMEŁKA, 1985).

W schyłku interstadiału torf przechodzi stopniowo w mułek organiczny o coraz uboższym udziale humusu, a zawarty w nim materiał roślinny wskazuje na panowanie wilgotnej tundry bezleśnej.

Bardzo cenny kopalny materiał roślinny pobierany był niestety tylko z rdzeni wiertniczych. Nie pozwalało to oczywiście na obserwacje żadnych cech struktury osadów, w tym ewentualnych przejawów zmarzliny. Z dotychczas znanych stanowisk jedynie Stare Kurowo (KOZARSKI, 1981) mogłoby nadawać się do porównań, gdyby nie fakt, że poziom organiczny, od którego rozwinęły się kliny epigenetyczne nie został paleobotanicznie udokumentowany. Pewne nadzieje można wiązać z odkrytym w ubiegłym roku i obecnie opracowywanym stanowiskiem w Koźminie (KLATKOWA *et al.*, 1996), gdzie kilka poziomów organicznych, obserwowanych w odkrywcę i występujących w superpozycji, podzielonych seriami aluwiiów zawiera liczne struktury peryglacialne dokumentujące lub wskazujące na istnienie wieloletniej zmarzliny (rys. 5). Niestety badania, zarówno geochronometryczne, jak i paleobotaniczne, mogące określić wiek osadów i – pośrednio – struktur są dopiero w toku. Tak więc wnioski co do trwania zmarzliny trzeba oprzeć na charakterze szaty roślinnej i krótkotrwałości ocieplenia, na co wskazano na przykładzie Rudunek.

PLENIVISTULIAN

W stadiale VS4, który nastąpił po odderade i znalazł jeszcze wyraz w profilu Rudunek, wzrasta znacznie dopływ materiału mineralnego do zbiornika, aż do przejścia mułku organicznego w mułek mineralny o bardzo ubogiej zawartości humusu. Materiał roślinny wskazuje na panowanie wilgotnej tundry bezleśnej. Jest to ostatni i, jak dotychczas najwyżej wkraczający w vistulian, udokumentowany etap rozwoju szaty roślinnej w Środkowej Polsce. Scharakteryzowane przez rodzaj roślinności warunki klimatyczne nie były w stanie wpływać na degradację zmarzliny, a przeciwnie – sprzyjały jej narastaniu i utrwalaniu, zwłaszcza w trzecim stadiale (VS3), co zostało zaakcentowane na rys. 4.

Przedział czasu, jaki nastąpił po interstadiale odderade, zwłaszcza poczynając od drugiej części VS4, aż do około 40 tys. lat BP zasługuje na uwagę, szczególnie w świetle informacji wynikających z zestawienia 10 profili osadów wypełniających zagłębienia bezodpływowe, różnej genezy w Środkowej Polsce (KLATKOWA, 1996, w druku). Dokładne rozpoznanie osadów z tych profili wydaje się wskazywać na istnienie w nich luki sedymentacyjnej w przedziale czasu od około pięćdziesięciu tysięcy do około czterdziestu tysięcy lat BP. W żadnym z badanych stanowisk z sytuacji wyraźnie bezodpływowych nie udało się przyporządkować temu okresowi określonych osadów. W śródkowopolskich basenach zamkniętych hiatus ten przypada na czas, z którego w zachodniej Europie rozpoznano trzy interstadiały: oerel, glinde i moershoofd

(BEHRE, LADE, 1986; ZAGWIJN, STAALDUINEN, 1975). Co więcej i z innych regionów Polski brak nie budzącej wątpliwości dokumentacji istnienia ociepleń rangi interstadialnej. Wprawdzie KOZARSKI (1981, 1991) umieścił na swych krzywych wahnięcia termiczne, które mogłyby wiekowo korespondować z tymi interstadiałami, ale dla oerel i glinde nie znalazł żadnych odpowiedników wśród polskich stanowisk, a dla trzeciego – moershoofdu widział ewentualnie stanowisko Konin-Maliniec, ale sam propozycję tę opatrzył znakiem zapytania. Także KRZYSZKOWSKI (1990, KRZYSZKOWSKI *et al.*, 1993) w najbliższej okolicy Łodzi odkrywca kopalni Bełchatów nie znalazł śladów interstadiałów oerel i glinde. Jedynie dla moershoofdu widzi możliwy ekwiwalent w organicznej serii z doliny Świętojanki, dla której wykonano diagram pyłkowy (Z. BALWIERZ) i uzyskano datę 43 700 BP. Jednak i tu autorzy (KRZYSZKOWSKI *et al.*, 1993) ze słuszną ostrożnością nie wykluczają wpływu redepozycji osadu na uzyskane wyniki.

Dolny i częściowo środkowy plenivistulian rozpoznany jest w Środkowej Polsce głównie dzięki wierceniom, co przekreśla możliwości obserwacji struktur świadczących o stanie zmarzliny. Jedynie odkrywka bełchatowska daje takie możliwości. Na nich oparł GOŹDZIK (1994) swój pogląd na temat charakteru wieloletniej zmarzliny w omawianym czasie, stwierdzając w jego najchłodniejszej części istnienie zmarzliny ciągłej, zwłaszcza w północnej Polsce, przechodzącej ku południowi w wyspowa. W stosunkowo krótkim interwale chłodniejszym między hengelo i denekampem zakłada on występowanie zmarzliny nieciągłej, a w samym denekampie – ślady częściowej degradacji lodu żyłowego. Mimo niewątpliwie bogatej dokumentacji, autor nie był w stanie, jak sam podkreśla, szczegółowo rozpozniomować obserwowanych struktur w okresie między odderade i hengelo. A przecież w tym czasie powinienby zaznaczyć się wpływ cieplejszych wahní (oerel, glinde, moershoofd).

Na obszarach lessowych Wyżyny Lubelskiej MARUSZCZAK (1986) stwierdza istnienie struktur kontrakcji termicznej z wtórnym wypełnieniem datowanych przez niego na dolny plenivistulian i interplenivistulian, jednak występowanie tych drugich wiąże się tylko ze stokami o zimnej ekspozycji. Natomiast JERSAK w lessach południowo-zachodniej Polski obecności podobnych struktur w analogicznych przedziałach czasu w ogóle nie stwierdza.

Mimo pewnych braków dokumentacji i rozbieżności opinii, autorka uznała okres dolnego i starszej części środkowego plenivistulianu czasem trwania wieloletniej zmarzliny. Dalszego potwierdzenia takiej opinii można się spodziewać, po, będącym w trakcie, dokumentowaniu stanowiska Koźmin (Środkowa Polska, na S od maksymalnego zasięgu lądolodu vistuliańskiego), gdzie niewątpliwie syngenetyczne struktury poligonalne z wtórnym wypełnieniem mineralnym, zachynają się w laminowanym utworze organiczno-mineralnym (fot. 8). Wiek tego osadu uzyskany dla stropu, według wstępnych wyników wynosi ponad 29 000 lat BP (Łódź 662), a również wstępne wyniki analizy palinologicznej sugerują

początki tworzenia się osadu na przełomie eem/vistulian, a zwłaszcza w początkowym, jeszcze niezbyt chłodnym, okresie vistulianu (informacja G. MIOTK-SZPIGANOWICZ). Struktury rozwijają się w sposób ciągły i konsekwentny w osadach rozległej równiny aluwialnej, przecinają osad organiczny określony na $24\,200 \pm 300$ BP (Lod 659) i zanikają w piaskach fluwialnych około 2 m powyżej warstwy organicznej (rys. 5, 6, 7, fot. 9, 10). Na pełniejsze i pewniejsze wnioski z tego bardzo obiecującego stanowiska trzeba niestety poczekać do zakończenia badań geochronometrycznych i paleobotanicznych (KLATKOWA *et al.* 1996).

W świetle danych z literatury, począwszy od interstadiałów hengelo-denekamp, datuje się wyraźne ożywienie procesów zachodzących na podłożu zmarzliny. Trzy mogą być tego prawdopodobne przyczyny: 1. rzeczywisty, coraz większy wpływ strukturo- i osadotwórczy środowiska peryglacialnego w Środkowej Polsce, 2. większa dostępność do obserwacji bezpośrednich kompleksu osadowego z tego czasu, w odkrywkach i osłonięciach, 3. możliwość określania metodą radiowęglową wieku serii organicznych, towarzyszących strukturom, bądź biorących w nich udział. Wydaje się, że wszystkie te przyczyny składają się na spotęgowane efekty publikacyjne, podkreślające duże ożywienie i wydajność procesów peryglacialnych warunkowanych obecnością zmarzliny.

Skokowy wzrost informacji dotyczących struktur peryglacialnych, a pośrednio stanu zmarzliny zaczyna się od hengelo, a zwłaszcza denekampu i towarzyszących mu stadiałów. Na szczególne podkreślenie zasługuje tu imponujące szczegółowo udokumentowane stanowisko interstadialnej serii organicznej denekampu w Kępnie, której towarzyszy rozbudowana strefa deformacji peryglacialnych, zarówno szczelinowych, jak i krioturbacyjnych (ROTNIKI, TOBOLSKI, 1965, 1969). Do dziś stanowi ono znakomitą ilustrację środowiska zmarzlinowego około 31 000–32 000 lat BP w Środkowej Polsce.

Z denekampem związane są ożywione procesy spłukiwania, powstawanie szczelin mrozowych, a nieco później inwolucje (KLATKOWA, 1965, 1967; ROTNIKI, TOBOLSKI, 1965, 1969; GOŹDZIK, 1973; FRENCH, GOŹDZIK, 1988; KRZYSZKOWSKI, 1990; KRZYSZKOWSKI *et al.*, 1993). Zachodzące na podłożu zmarzliny spłukiwanie, zwłaszcza wzdłuż małych dolinek denudacyjnych, wytworzyło wyodrębniającą się formację, tzw. serię piaszczysto-mułkową, której narastanie zahamowały dopiero ekstremalnie mroźne i suche warunki górnego pleniglacjału (KLATKOWA, 1981). W obrębie tej serii powstawały synchronicznie struktury szczelinowe i inwolucje, szczególnie w jej stropowej części (rys. 8). Dokumentujące ten fakt dane zebrane przez autorkę z kilku podlódzkich stanowisk (KLATKOWA, 1965, 1996) znajdują potwierdzenie w obserwacjach innych badaczy (GOŹDZIK, 1973). Utrwalanie się w tym czasie wieloletniej zmarzliny jest powszechnie uznawane, a maximum surowych warunków polarnej pustyni wyraża się w obecności płaszcza żwirowo-kamienistego, którego tworzenie się przypada na górny plenivistulian (DYLIK, 1961a, b, 1964, 1967a, b; KLATKOWA, 1961, 1965, 1967, 1981; GOŹDZIK, 1967, 1973) i odpowiada

fazom leszczyńskiej i poznańskiej ostatniego piętra zimnego. Płaszcz żwirowo-kamienisty stanowi nagromadzenie okruchów gruboklastycznych tkwiących w silnie zorsztynizowanym matriksie piaszczysto-mułkowym. Większe okruchy niekiedy wykazują duży stopień eolizacji, a udział eolizowanych klastów sięga nawet do 50%. Układ dłuższych osi okruchów jest z reguły chaotyczny (rys. 9), z wyjątkiem sytuacji, w których płaszcz bierze udział we wtórnych przemieszczeniach kongeliflukcyjnych (KLATKOWA, 1965, 1967). Niejednorodny charakter genetyczny tego płaszcza nie przeczy jego stałej stratygraficznej pozycji, a przez to roli poziomu przewodniego dla plenivistulianu Środkowej Polski (fot. 11). Znaczenie stratygraficzne płaszcza jest tym większe, że od niego odchodzi większość epigenetycznych, poligonalnych struktur szczelinowych z wtórnym wypełnieniem. Wszystkie geologiczne świadectwa zmarzlinowego środowiska, jak również pojedyncze stanowiska ubogiej flory tundrowej, ograniczone do uprzywilejowanych, ustronnych miejsc o złagodzonej mikroklimacie, każą określić temperaturę na 2–3°C najcieplejszego miesiąca, średnią roczną temperaturę na –6° nawet do –8°C (GOŹDZIK, 1994), przy równoczesnej znacznej suchości klimatu.

Dość powszechnie przyjęta jest opinia, że także po maximum chłodu, między mniej więcej 20 000 a 15 000 lat BP czyli w czasie recesji lądolodu z fazy leszczyńskiej do zasięgu fazy pomorskiej (KOZARSKI, 1986) warunki zmarzlinowe nie uległy większym zmianom, a średnie roczne temperatury obniżyły się tylko nieznacznie i wahały wokół –5°C (GOŹDZIK, 1994). Jednak zapis zdarzeń w osadach i strukturach górnego plenivistulianu w Środkowej Polsce wskazuje na znaczną żywość i zmienność procesów peryglacjalnych. Odnosząc te zdarzenia do wieku głównych linii przebiegu czoła lądolodu vistulianu (KOZARSKI, 1986), autorka widzi następującą kolejność zdarzeń (rys. 10).

1. Powstawanie płaszcza żwirowo-kamienistego oraz sieci dużych epigenetycznych struktur szczelinowych przy obecności ciągłej, wieloletniej zmarzliny, podczas fazy leszczyńskiej i poznańskiej, czyli w czasie 20 000–18 000 lat BP (KLATKOWA, 1996).

2. W miejscach szczególnie sprzyjających kontynuacji akumulacji mineralno-organicznej, np. w zagłębieniach bezodpływowych Ustkowa i Śładkowic (KLATKOWA, 1989a, 1996; KLATKOWA, JASTRZĘBSKA-MAMEŁKA, 1990; KLATKOWA, ZAŁOBA, 1991).

3. Podczas wycofywania się lądolodu na linię moren pomorskich – wzrost temperatury średniej rocznej, a w konsekwencji początek degradacji zmarzliny i lodów żyłowych, czego przejawem są kongeliflukcyjne spływy błotne (wypełnienie górnych części szczelin epigenetycznych stokową gliną soliflukcyjną – fot. 12) oraz osuwanie płaszczy żwirowo-kamienistych na stromych stokach (lob osuwiskowy materiału żwirowo-kamienistego – fot. 13, rys. 10).

4. W wyniku dalszego wzrostu temperatury średniej lipca o kilka stopni w porze letniej i wycofywania się lądolodu do fazy gardzieńskiej ożywiona po-

wierzchniowa działalność wód, jeszcze na podłożu zmarzliny, a więc przy ograniczonej infiltracji prowadząca do odkładania zróżnicowanych facjalnie piasków o drobnej laminacji, w tym także osadów depozycji naśnieżnej (KLATKOWA, 1984, 1996).

5. podczas wycofywania lądolodu z fazy gardzieńskiej całkowity zanik zmarzliny około 13 000 BP.

Zrekonstruowany przebieg zdarzeń nie odbiega w znaczniejszym stopniu od poglądów innych autorów. O ile tempo narastania zmarzliny oceniane bywa jako dość powolne to proces jej zaniku w późnym glacie vistulianu uznawany jest za szybko przebiegający, zwłaszcza w fazie gardzieńskiej (KOZARSKI, 1986, 1991; GOŹDZIK, 1992, 1994). Dostrzegana jest wprawdzie możliwość hamowania tempa degradacji w chłodniejszych okresach (GOŹDZIK, 1992), a nawet przejawy agradacji zmarzliny wieloletniej w osady eoliczne w starszym dryasie (MANIKOWSKA, 1992), są to jednak zjawiska krótkotrwałe, bez wpływu na zasadniczy kierunek zmian. Od około 13 000 lat BP, w Środkowej Polsce wszelkie ewentualne ślady związku osadów lub struktur ze zmarzliną należy odnosić wyłącznie do przemarznięcia sezonowego.