

P O L S K A A K A D E M I A N A U K
I N S T Y T U T G E O G R A F I I

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII
Zakład Geografii Rolnictwa
W-wa 64, ul. Krak. Przedmieście 26

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY

K W A R T A L N I K

Tom XXXIII, zeszyt 3

To the VI-th International INQUA Congress in Poland

P A Ń S T W O W E
W Y D A W N I C T W O N A U K O W E
W A R S Z A W A 1 9 6 1

P O L S K A A K A D E M I A N A U K
I N S T Y T U T G E O G R A F I I

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY

ПОЛЬСКИЙ ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОБЗОР
POLISH GEOGRAPHICAL REVIEW
REVUE POLONAISE DE GEOGRAPHIE

K W A R T A L N I K
Tom XXXIII, zeszyt 3

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII
Zakład Geografii Rolnictwa
W-006 64, ul. Krak. Przedmieście 20

To the VI-th International INQUA Congress in Poland

PAŃSTWOWE
WYDAWNICTWO NAUKOWE
WARSZAWA 1961

KOMITET REDAKCYJNY

Redaktor naczelny Stanisław Leszczycki, *redaktorzy działów*: Jerzy Kondracki, Jerzy Kostrowicki, *członkowie komitetu*: Rajmund Galon, Mieczysław Klimaszewski, *sekretarz redakcji* Antoni Kukliński

RADA REDAKCYJNA

Józef Barbag, Julian Czyżewski, Jan Dylík, Kazimierz Dzięwoński, Adam Malicki, Bolesław Olszewicz, Józef Wąsowicz, Maria Kiełczewska-Zaleska, August Zierhoffer

Adres Redakcji: Instytut Geografii PAN
Warszawa, Krakowskie Przedmieście 30.

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE
WARSZAWA, UL. MIODOWA 10

Nakład 2205 + 145 egz.	Oddano do składania 25.V.1961 r.
Ark. wyd. 24,75 druk. 15 + 12 wklejek	Podpisano do druku 8.VIII.1961 r.
Papier ilustr. 70 g, 70×100 V kl.	Druk ukończono w sierpniu 1961 r.
Cena zł 25.--	Zam. nr E-277 z dn. 26.V.1961 r.

Druk WZKart. Warszawa. S-37.

RAJMUND GALON, LUDMIŁA ROSZKÓWNA

Extents of the Scandinavian Glaciations and of their Recession Stages on the Territory of Poland in the Light of an Analysis of the Marginal Forms of Inland Ice

(with map)

A similar subject was dealt with in one of R. Galon's papers at the V INQUA Congress in 1957 in Madrid; it was accompanied by the presentation of a map, executed by L. Roszkówna, showing the extent of the glaciations in Poland¹. Since then a large amount of research has been done contributing further details to the reconstruction of the process of glaciations or postulating the necessity of revision of certain opinions on this problem. The data on the range of end moraines, or, generally, of the inland ice margin on the territory of Poland, supplied by nearly all research centres have made it possible to draw a more accurate cartographic picture of the extent of the glaciations and their stages in Poland (see map).

This paper besides giving a brief survey of the current views on the number and range of the glaciations and their stages in Poland also contains a discussion of these problems on the base of morphological facts, particularly end moraines. This is not a new method and it has long been used by workers studying this problem in Poland, as B. H a l i c k i, M. K l i m a s z e w s k i, J. K o n d r a c k i, B. K r y g o w s k i, E. R u h l e, not to mention older writers, especially Ludomir S a w i c k i (1922), but in recent years much new observation material has been obtained permitting a closer study, particularly of the problem of recession of inland ice.

As a matter of course the morphological method is confined to the younger glaciations. A determination of the extent of the Cracow Glaciation, the vastest one, reaching up to the Carpathians Mts. and possibly of older glaciations, is possible only on the base of geologic-stratigraphical, floristic and petrographical criteria. It should also be stressed that the morphological criterion used for a closer characterization of the younger glaciations applies to the deglaciation period only, and so it does not give a possibility of a precise determination of the successive stages of ice-sheet growth.

The problem of transgression of particular lobes of a retreating glacier also requires geological research methods besides morphological ones.

¹ The intended publication of "Travaux du V^e Congrès INQUA" has not been accomplished. A summary of the paper has appeared in "Resumés des Communications du V^e Congrès de l'INQUA".

Although we are informed from a number of regional studies on the thrust or accumulative character of end moraines, which no doubt throws some light on the behaviour (active or passive) of the ice-sheet margin, but says nothing about the range of oscillation or the time of deglaciation. An answer to this problem can be provided only by geological profiles. Unfortunately, they are very few, and therefore the problem of halt stages of ice-sheet, their number and extent has not yet reached a satisfactory solution, either for the Middle-Polish or for the Baltic Glaciation.

The extent of ice-sheet in the particular glacial periods was primarily a climatic phenomenon. However, the formation of the outline of the frontal line of ice-sheet was also affected by a number of local agents, in the first place by the configuration of the terrain invaded by the glacier. Recently B. H a l i c k i and T. O l c z a k (1953) have pointed to an interesting correlation between the extent of the Pleistocene ice-sheets and the gravimetric conditions of a given area. It appears that the regions of positive gravimetric anomalies constitute a kind of barrier to the extension of inland ice. Such role was played during the last glaciation by the gravimetric high of Mazury and by the high of the fossil Kuyavia-Pomeranian Ridge. The areas of lower gravitation, on the other hand, were characterized by a greater mobility of the ice-sheet.

According to the opinion which lately has become generally accepted in Poland, there were four glaciations, each falling in turn into a number of more or less independent stages. This view is founded mainly on the work of W. S z a f e r (1953) and his disciples based on floristic criteria².

According to W. S z a f e r's division of Pleistocene, the glaciation that extended farthest in Poland reaching to the edge of the Carpathians was the Mindel Glaciation termed by him Cracovian. The next in succession was the Middle-Polish Glaciation (Varsovian I — Riss), and the youngest was the Baltic Glaciation (Varsovian II — Wurm). As concerns the oldest glaciation (Günz), it is believed that it did not reach as far as the Cracow (Mindel) Glaciation.

The Oldest (Günz) Glaciation

The paleoclimatic conditions existing on the terrain of Poland before the Cracow (Mindel) Glaciation have been illuminated by the series of fossil flora at Mizerna near Czorsztyn studied by W. S z a f e r (1953).

A nearly 30-metre layer of clays, sands and gravels contains a flora from the boundary zone between the Tertiary and Quaternary. According to Szafer it represents (except the Pliocene flora) the Günz Glaciation and the Tegelen Interglacial and the beginning of Cracovian (Mindel) Glaciation.

This is the only heretofore existing in this country full paleobotanical-climatic documentation of glaciation older than the Cracow (Mindel) one. There are also strong suggestions on the part of many workers who for years have been trying to prove the existence of this oldest glaciation on

² It is not the task of the present paper to argue other divisions of the Pleistocene of Poland or to take a standpoint from an opinion on towards A. J. M o s k v i t i n's (Inst. Geolog. Biul. 150) subject.

the base of geological and paleobotanical evidence. However, except Mizerna no uncontroversial criteria have been found.

The latest work on the Lublin Upland of W. P o ź a r y s k i (1956) and A. J a h n (1956, 1956a) lend support to this theory. In the gap of the Middle Vistula Valley near Puławy W. Pożaryski found the oldest boulder clay (1.3 m) separated from the overlying one (Cracovian) by a layer of fluvial sands and gravels (2—7,2 m), which he considered to be interglacial.

A. Jahn on the Lublin Upland found under the morainic clay of the Cracow Glaciation a series of sands and gravels with north material. The author explains its enormous thickness (40—60 m) by an anaglacial accumulation phase associated with the Cracow Glaciation. Further down lie fluvial deposits corresponding to the interglacial series of W. Pożaryski, and occasionally occur remnants of the oldest moraine in the form of residual moraine pavement. Still lower, on the cretaceous surface lie loess silts and slope deposits with a characteristic soliflual structure. This phenomenon is associated by A. Jahn with the periglacial zone of the oldest glaciation.

Both profiles, though very interesting, lack a climatic argument expressed by a series of organogeneous deposits for recognizing this undoubted interval as interglacial, and not interstadial. The existing data do not provide any grounds for a determination of the extent of the glaciation in question.

The Cracow (Cracovian, Mindel) Glaciation

The area of the Cracow Glaciation is devoid of all glacial forms. It is just this lack of the elements of glacial relief that constitutes a specific criterion for this area. Preglacial and erosive relief is prevalent here. Only small-thickness glacial deposits have been preserved. They are much wasted, weathered and differentiated facially (M. K l i m a s z e w s k i, 1952, E. R ü h l e, 1957). Glacial deposits lie in patches in depressions on watersheds, but they are absent along the valleys. Underneath the glacial deposits lie fluvial or fluvio-glacial sediments representing the foreland of the advancing ice-sheet (Cracovian-Mindel).

Stratigraphic investigations have shown that this glaciation was bipartite. For the determination of its extent mainly petrographic criteria have been applied by studying the distribution of Scandinavian erratic boulders. In the Carpathians they occur up to the height of 420 m (M. K l i m a s z e w s k i, 1952), and in the Sudety even up to 580—590 m (A. J a h n, 1960). The extension of the Cracow Glaciation was affected in a decisive manner by the relief of the foreland. The inland-ice penetrated inside the mountain ranges through river valleys and basins, and became thrust stopped before a mountain barrier.

While on the Carpathian section the limit of this glaciation coincides with the range of erratic boulders, in the Sudety the problem is more complicated, for they were reached also by the Middle-Polish (Varsovian I — Riss) Glaciation, and it has not been possible yet to establish which glaciation is associated with the farthest reach of the Scandinavian glaciation in the Sudety Mts. Most probably the limit is not synchronous and its particular sections represent the extents of various different glaciations (A. J a h n, 1960).

The Middle-Polish (Varsavian I — Riss) Glaciation

The relief associated with the Middle-Polish Glaciation occupies in Poland a much vaster area than the relief of the youngest Baltic Glaciation, not to mention the older glaciation. It stretches from the Sudety Mts., to the NE as a 30-km wide belt narrowing in its central part to 150 km.

While the course of the limit of maximum extension of the Cracow Glaciation is determined not so much by climatic agents as by the mountain ranges of the Carpathians and Sudety Mts., the extent of the Middle-Polish glaciation is to a high degree defined by climate. Here, too, of course, the relief of the foreland modified the advancement of the ice-sheet, the Polish Central Uplands, however, do not constitute a compact and continuous barrier, which accounts for the formation of lobes reaching far to the south and of recesses going deep to the north. The ice-sheet advanced farthest south through the Silesian Lowland invading the Moravian Gate³ and through the valley zone of the Middle Vistula between, the Świętokrzyskie (Saint Cross) Mts. and the Lublin Upland.

The extent of the Middle-Polish Glaciation is determined not only by geological criteria, but mainly by morphological ones. The surviving glacial forms are considerably wasted, but still distinct enough to determine their origin. The forms occurring here are end moraines, eskers, kames, outwashes, ice-marginal streamways. Lakes and lacustrine forms are absent of course. The end moraines have a character of severely denudated ridges, and many workers are of the opinion that they should be called remnants of end moraines rather than end moraines (M. Klimaszewski, 1952, A. Jahn, 1956, 1956a). Nevertheless, they constitute one of the more important morphological premisses for the reconstruction of the extent of inland-ice and of its recession phases.

The most controversial section of the limit of this glaciation is still the Sudety section. Within these mountains often occur two layers of morainic clay separated by fluvio-glacial deposits. However, unequivocal interglacial deposits are lacking. As, however, in the foothill area of the Sudety Mts. two glaciations have been found with certainty (Cracow-Mindel and Middle-Polish-Riss) on the evidence of interglacial deposits (near Racibórz — A. Śröder, 1957 and near Bardo — F. Zeuner after A. Jahn, 1960), many workers think that the two horizons of the Sudety morainic clay may correspond to these two glaciations. In this case the upper morainic clay in the Sudety would belong to the Middle-Polish (Varsavian I — Riss) Glaciation. This conception is supported by morphological premisses. Recent researches, especially those conducted by the Wrocław geographers (A. Jahn, L. Baraniecki, B. Dumanowski, St. Szczepankiewicz, W. Walczak), have demonstrated that certain traces of glacial forms, as eskers, end moraines and edges of kame terraces, have been preserved in the Sudety. These facts induce the Polish explorers to recognize that the Quaternary deposits in the Sudety Mountains originated mainly in the Middle-Polish Glaciation. It follows that even the widest extent of the lowland glaciation in

³ The limit of the Middle-Polish (Riss) Glaciation in this section has been established on the base of the works of Czech explorers as reported by L. Stárek l.

the Sudety would coincide, after A. Jahn, with the extent of the Middle-Polish (Riss) glaciation which would be in line with the views of some of the German workers ⁴.

The limit of the Middle-Polish Glaciation in the section of the Southern Highlands has been traced mainly on the base of morphological premises. On the Silesian Upland it is marked, according to C. K a r a ś and L. S t a r k e l (1958), by the end moraines near Mikołów. They are conspicuous ridges with denudated surface and thrust-moraine structure. In their foreland have been found traces of outwash run-offs directed SE. Further on, according to S. G i l e w s k a, the limit recedes to the north reaching Częstochowa (K. K l i m e k, St. Z. R ó ż y c k i) ⁵.

So the limit of the Middle-Polish Glaciation on the Silesian Upland has been shifted northwards as compared with the previous opinions presented by M. K l i m a s z e w s k i (1952).

The opinions on the reach of this glaciation are most divergent as concerns the area of the Nida Basin. According to St. Z. R ó ż y c k i, the glacier did not transgress the Upper Pilica and did not reach the Nida Basin. W. K a r a s z e w s k i, on the contrary, claims that the ice-sheet used the depression in the terrain and got to the Upper Nida, an evidence of which are the remnants of end moraines, found by him ^{5a}. A similar viewpoint is represented by E. R ü h l e and M. S o k o ł o w s k a (1957).

The limit of this glaciation in the region of the Świętokrzyskie Mts. evolved under a strong influence of the relief of the foreland. It can be stated generally that the ice-sheet was stopped by those old mountains, but there are differences of opinions among the explorers as concerns its exact reach. Up to recent times the admitted limit of the glaciation ran at some distance from the mountains (M. K l i m a s z e w s k i, 1952, St. Z. R ó ż y c k i). Lately, however, W. K a r a s z e w s k i (1961) claims that the ice-sheet penetrated through depressions inside the mountain massif leaving various marginal forms as traces of its stay. Its margin was disintegrated into a number of very small lobes.

Leaving aside the Świętokrzyskie Mts. the ice-sheet slid far south down the depression of the Middle Vistula. East of it the limit of the glaciation recedes rapidly and runs eastwards along the northern edge of the Lublin Upland (A. J a h n, 1956, 1956a).

Within the Middle-Polish (Riss) Glaciation we can distinguish stadial halts of a transgressive character and a number of recession phases associated in most cases as has been found recently — with a slight oscillation of the ice-sheet front manifest in the thrust structure of the end moraines.

Since long ago the Warta Stage has been distinguished; in some sections it is marked by a continuous range of well developed end moraines (the Hills of Dalkowo, Trzebnica and Ostrzeszów, the so-called Góry Kocie). The age of this Stage will be discussed in the next chapter. Now we are going to deal with the morphological foundation of the distinctness of the Warta Stage from the older areas of the Middle-Polish Glaciation.

The Hills of Trzebnica and Ostrzeszów stretching north of Wrocław

⁴ On the map included this limit has been traced according to the data of the Geographical Institute of Wrocław University as given by A. P i a s e c k i.

⁵ Oral intimation 1961.

^{5a} On the map the limit „a” is given according to St. Z. R ó ż y c k i and the limit „b” according to W. K a r a s z e w s k i.

are generally considered to be end moraines superimposed on Tertiary tectonic structures and together with them strongly thrust by inland ice action. This accounts for the exceptionally large size of these hills. Their semi-circular shape corresponds to the southwards transgressing glacial lobes. A continuation of the Trzebnica-Ostrzeszów moraines is constituted by the distinct and fairly compact end moraine ridges of the Warta dobe, and in the region of Łódź by the wide bow of moraines bordering the northern bank of the Pilica. K. B a l i Ń s k a - W u t t k e (1960) and St. Z. R ó ż y c k i reconstructs here a number of recession halts of the ice front. They are characterized by great frequency (the spaces between halts average 4 km) and by direction parallel to the original outline of the ice-sheet margin (see map).

East of the Vistula the morphological limit of the Warta Stage is more difficult to establish on account of the lack of distinct and continuous moraine belts. Its general direction is eastward with a slight northward deflection (B. Z a b o r s k i, 1927, S. L e n c e w i c z and J. K o n d r a c k i, 1959).

This short survey shows that the intensity of transgression of the Warta Stage ice-sheet during the gradually decreases towards the E. Anyway the marginal zone of the Warta Stage constitutes a very distinct morphological boundary within the Middle-Polish Glaciation, for it divides two glacial landscapes differing widely in their degree of waste and of transformation. In this point the opinions of all explorers are convergent. The relief of the area lying south of it is decidedly poorer in glacial forms, and the latter are by far more wasted than the forms within the Warta Stage.

A large number of end moraines in the area of the Middle-Polish Glaciation have been entirely worn away. An evidence of this is the small number and great dispersion of the remaining moraines (cf. map). They do not form continuous belts, which are so characteristic of the areas of the latest glaciation. Therefore, it is very difficult to establish the recession phases of the ice front here. The end moraine hills have entirely lost their original rich relief and become strongly degraded, gentle-sloped hummocks. Their origin is indicated solely by their internal structure, which is often thrust. In this highly degraded landscape there is a danger of taking denudative-erosive remnants for end moraines, especially if they are made up of boulder clay or fluvio-glacial material.

It is also difficult to speak of a ground moraine on account of its very advanced transformation both of relief and geological structure. Moreover, it does not form a continuous cover. Evidently, the denudated surface of the ancient ground moraine is entirely deprived of any lacustrine forms.

Another characteristic feature of the Middle-Polish (Riss) Glaciation area is a nearly complete lack of outwashes. This fact is accounted for not only by a later destruction of the forms and of their internal structure, which often makes the former outwashes quite unrecognizable, but also by the existence of many channels fit for outflow. So on the Silesian Lowland the function of ice-marginal streamway was performed by the sub-Sudetic furrow, and besides that, as the ice-sheet was retreating, the ice-marginal streamways of the Opawa, Cyna and Kłodzko Nysa (H. L i n d n e r, W. W a l c z a k) and the Wrocław-Magdeburg one were form-

ing. Further east a number of small ice-marginal streamways run along the northern edge of the South Highlands.

The glacial relief in the Warta Stage area has persisted in a much better condition. It has survived on the plateaus, whereas in the Warsaw Basin, in close vicinity of the big ice-marginal streamways of Warsaw—Berlin and of the Bug and Narew, which meet here, dominates a denudative and erosive relief, devoid of glacial forms (the Plains of Mazowsze). In the morainic plateau areas many end moraine belts have persisted, made up of mostly sand-gravel material and often thrust-structured. A nearly entire lack of closed depressions within the end moraines indicates that the forms are somewhat wasted and denudated.

The monotonous relief of the flat morainic plateau is accounted for by later processes, which have transformed its original, certainly more variegated, relief. St. L e n c e w i c z (1922, 1927) was the first to notice the "covering sands" lying over the surface of these plateaus. Nowadays it is a well-known fact that these sands constitute a significant trait of periglacial morphogeny (J. D y l i k, 1953).

Another characteristic of the Warta Stage area besides its lack of lakes is the absence of distinct lacustrine forms. Their traces, however, have persisted in the form of hardly distinguishable depressions in the surface, which do not occur at all in the older area of the Middle-Polish Glaciation. They are filled up with peat and soliflual sands and show that the area earlier was strewn with lakes. There occur also here and there small closed depressions of the "pool" type, whose appearance indicates fairly young age. B. H a l i c k i (1952) as well as A. K a l n i e t (1955) consider them to be a phenomenon of thermic karst, i. e. young periglacial forms, which arose after the melting out of ground ice lenses.

From among fluvio-glacial deposits there occur, though not frequently, small outwash fields and numerous eskers known from the works of St. L e n c e w i c z (1927), B. Z a b o r s k i (1927) and others.

A characteristic distinguishing the relief of the Warta Stage from the older one is the still continuing transformation of the hydrographic network, an evidence of which are recent captures, today forming river diversions and bifurcations.

Was the Warta Stage the only one more important stage within the Middle-Polish (Riss) Glaciation, or were there more of them? The research works done by B. H a l i c k i (1950) and St. P i e t k i e w i c z indicate the existence in the north-east of Poland of an area with glacial relief even younger than that of the Warta Stage, but older than the relief on the Baltic Glaciation. This is the area of the so-called North-Polish Glaciation of B. H a l i c k i (cf. next chapter). It is characterized by a great richness of end-moraine forms, no occurred in the Warta Stage area, their much lower degree of waste and a large number of closed depressions. The above facts ground for distinguishing another stage within the Middle-Polish Glaciation: the North-Polish Stage.

Problem of the Age of the Warta Stage

As we know, the Warta Stage was formerly considered to be the limit of the Last Glaciation (especially in the area of Germany). Even now this view has some supporters among the Soviet explorers (S. Y a k o v l e v,

1956, A. M a z a r o v i t c h, 1951) claims that the end moraines of the Warta and Flaming Stage should be regarded as analogues of the Kalinin-Orsha-Minsk moraines, which undoubtedly constitute the maximum stage of extent of the Last Glaciation. It has been also claimed that the Warta Stage constitutes a separate glaciation (e. g. V. M i l t h e r s, 1950)^{5b}.

From the morphological point of view it is presently beyond all doubt that the Warta Stage is a young, perhaps somewhat more distinct, stage of the Riss Glaciation. Besides, also in the light of recent floristic-stratigraphical researches the Warta Stage is separated from the remaining deposits of the Riss Glaciation by only a complex of interstadial deposits. It should be recalled that on the slopes of the Trzebnica Hills with end moraines of the Warta Stage occurs loess, which is older than the Last Glaciation.

The distinctness of the Warta Stage relief from the marginal forms of the Last Glaciation is evidenced in the first place by morphological facts:

1. The marginal forms have changed their original accumulative relief, characteristic of young glacial deposits and containing in the first place many closed depressions and discontinuous slopes, into a denudative-fluvial relief with gentle-sloped forms.

2. Lakes as well as distinct subglacial lake channels are lacking, but, according to the above-mentioned investigations of A. K a l n i e t (1955), there exist here many lake basins filled by soliflual sands with fossil peat.

3. The marginal forms of the Warta Stage pass through the region of Łódź, where, according to J. Dylik (1953, 1956) and his disciples, occurs a typical periglacial relief deriving from the Last Glaciation. The hills occurring in the periglacial zone have to a large extent the character of remnants imitating end moraines.

One of the last stages of the Middle-Polish (Riss) Glaciation is the so-called North-Polish Glaciation distinguished by B. H a l i c k i (1950) in his schema of 6 glaciations. Its deposits have persisted only in the north-east of Poland and are mostly covered by deposits of the Last Glaciation, but they themselves rest on deposits of the Warta Stage. To the so-called North-Polish Glaciation H a l i c k i classifies part of the end moraines considered by others as belonging to the Warta Stage, as the moraines of Czerwony Bór and the end moraines near Ciechanów and Mława. The oscillatory character of the moraines of Mława is stressed by Z. M i c h a l s k a (1961), who bases herself on stratigraphic and morphological facts. However, the farthest reach of the oscillation of Mława, as follows from stratigraphic data, does not coincide with the maximum marginal accumulation. The latter took place at a later time and resulted in the formation of the moraines of Mława.

Last (Varsavian II, Baltic, Würm) Glaciation and its Stages

The Last Glaciation area becomes considerably narrower towards the east, so that west of the Vistula it stretches to 300 km in width, while in Mazury it is only 50—70 km wide. The maximum extent of the Last Glaciation and the successive stages of recession or transgression in the

^{5b} Cf. R. G a l o n (1956).

course of deglaciation fixed themselves in the form distinct belts of marginal forms. P. Woldstedt (1929) distinguished at first three main stages of this glaciation, which he called the Brandenburg Stage (maximum extent of the Last Glaciation), the Frankfurt (originally Poznań) Stage and the Pomeranian Stage. Later (1931) he distinguished moreover in the backland of the Poznań (Frankfurt) Stage the phase of Chodzież („Kolmarer Staffel“) and lately (1950) he reached the conclusion that the end moraines stretching through Jastrowie, Tuchola, Wąbrzeźno, Iława, Szczytno and Elk represent a preliminary (transgressive) phase of the Pomeranian Stage.

K. Richter (1953), basing himself on the shifting of the main stream of the Scandinavian ice-sheet on climatic reasons as well as on the different climatic types of the ice-sheet, distinguishes Würm I, Würm II, and Würm III.

He assumes a larger number of stages, but, to a certain extent in line with Woldstedt, besides F1 corresponding to the Frankfurt (Poznań) Stage and being at the same time the maximum of Würm I, he distinguishes the F2 Stage, which would correspond to the phase of Chodzież.

The maximum of Würm II falls, according to Richter, on the “Jastrow Stadium” (with Woldstedt preliminary transgression phase of the Pomeranian Stage). Würm III coincides according to Richter with “Nordrügen Stadium”.

In the light of close field researches carried on for many years by the research centres in Poznań, Toruń and Warsaw, and covering most of the area of the Last Glaciation in Poland, we can draw the following outline of the process of deglaciation from the moment when the ice-sheet reached its maximum extent.

1. The maximum extent of the Last Glaciation, which, after the latest investigations of E. Rutkowski (1961), followed the Aurignac interstadial, is defined by the southern limit of the range of channel lakes (Tietze, P. Woldstedt), or rather lacustrine channels (St. Majdanaowski, 1949). This is at the same time the Leszno (Brandenburg) Stage⁶.

Between the Odra and the Vistula the limit of the Last Glaciation is marked by distinct end moraine hills with typical forms of marginal accumulation of inland-ice, comparatively little transformed by later erosive and denudative processes. The limit of the glaciation forms a number of indentations in consequence of the lobate outline of the ice margin. As suggested by E. Rutkowski⁷, during the maximum extent of the Baltic Glaciation an ice tongue pushed forth to the south (between Konin and Turek), thus shifting the limit of this glaciation more south. It should be noticed, however, that the acceptance of so far advanced an oscillation would not be in line with the general character of the limit of the glaciation.

Near the Vistula Valley⁸ the marginal forms become indistinct, assuming, according to J. Łyczewska (1960), a partly fluvioglacial or kame-like character. East of the Vistula Valley the limit of the Last Gla-

⁶ Indicated L. (Br.) on the map.

⁷ Oral intimation.

⁸ The limit in this section has been drawn by J. Mojski, E. Rutkowski, S. Skompski, W. Sławinski — 1961.

ciation continues less distinct. The marginal forms have been worn away here by later meltwaters, an evidence of which is a vast outwash extending out of the ice front cave near Dąbrówno. According to J. Kondraci (1952), these forms appear only in the area of the Great Mazurian Outwash showing here and there through the outwash cover. The limit of the Last Glaciation has been drawn here basing also on the channel lakes occurring on the outwash.

2. The Poznań (Frankfurt) Stage is separated from the preceding one by a number of minor recession phases and of its own local oscillatory moraines forming small lobes. The marginal zone of the Poznań Stage is more compact than the corresponding zone of the Leszno Stage, and the end moraines, characteristically shaped and having many closed depressions, are generally higher. East of Poznań the main zone of the marginal forms of the Poznań Stage nears the zone of marginal forms of the Leszno Stage, running parallel to it B. Krygowski). Only in the vicinity of the Vistula Valley, where the marginal deposits are of a partly fluvioglacial character, does the difference between the deposits of both stages become effaced. However, the marginal forms of the Poznań Stage in the Vistula Valley zone have not been found to transgress the Leszno Stage.

East of the Vistula Valley marginal forms of the Poznań Stage are lacking. They appear only near Górzno and Dąbrówno and in the area of the Great Mazurian Outwash, which arose during the next stage and penetrated through these forms. The Poznań Stage has an oscillatory character, which is evidenced by numerous glacio-tectonic structures occurring in the end moraines. Its transgressive character, on the other hand, is indicated by the numerous lobes, especially the Vistula Lobe. The Poznań Stage outwashes penetrate through the end-moraine zone of the Leszno Stage and cut into the outwashes of this stage (S. Konieczny).

In Mazury, where the Last Glaciation area is very narrow, the space between the marginal deposits of the Poznań Stage and of the next one, i. e. the Pomeranian Stage, amounts to only 20 km, while along the Vistula and west of it the space reaches 180 km. In this vast interstadial zone occur a large number of small end moraines in the form of distinct belts and many groups of dead ice forms (e. g. the environs of Międzyrzecz, Więcbork or Wąbrzeźno). According to S. Kozarski (1961)⁹, between the main marginal zone of the Poznań Stage and the ice-marginal streamway of the Noteć there are six minor marginal zones with thrust structure ranging roughly east-west. The above facts do not support P. Wolstedt's (1931) interesting theory on the lobate course of the Chodzież Phase ("Kolmarer Staffel") as an initial form of the later Vistula Lobe in the Pomeranian Stage.

The end moraine belts are grouped mainly along the Noteć ice-marginal streamway on both its sides as powerful thrust moraines of a peculiar character (J. Szuprzyński, 1958, S. Kozarski, 1959); the moraine hills stretching along the southern edge of the Noteć ice-marginal streamway have a continuation east of the Vistula Valley in the end moraines of the Dobrzyń Plateau, which up till now have been wrongly classified to the Poznań Stage. This is the Noteć—Dobrzyń Substage or Phase, or, briefly, the Kuyavian Phase.

⁹ Paper on press.

Between the Noteć ice-marginal streamway and the main end moraines of the Pomeranian Stage about 26 minor marginal zones have been found, spaced on the average ca 3.5 km, and also group of dead ice forms (the environs of Więcbork and south of Wąbrzeźno). The marginal forms are arranged more densely as a broad zone of a substage or larger phase character, which we will call, following St. Pietkiewicz, the Krajna Phase. This marginal zone starts in the west near transgressive lobe of the Pomeranian Stage moraines and goes in a generally eastern direction through Złotów, Więcbork, Wąbrzeźno, Iława, Szczytno and Elk. In the environs of Chojnice there is an until recently unknown interlobal indentation, which has its analogue east of the Vistula Valley in the interlobal indentation of the end moraines near the moraine massif of the Dylewo Hills.

The authors have already had the opportunity (R. Galon, 1956, L. Roszkówna, 1956) of criticizing the claim of P. Woldstedt (1950) that the Krajna Phase should be an initial phase of the Pomeranian Stage and of demonstrating the distinctness of the phase in question from that stage¹⁰.

It is all the more necessary to stress this fact as the P. Woldstedt's attractive conception has found its way to the works of other authors (F. Kaiser, 1960). These remarks refer as well to K. Richter's (1953) division of the Last Glaciation, according to which on the "Jastrower Stadium" (i. e. the Krajna Phase) falls the maximum period of Würm II.

3. The Pomeranian Stage is characterized by the development of the greatest absolute heights (Wieżyca 331 m), by the intense relief, which is the result of the existence of numerous subglacial valleys, and by a great compactness of the morainic forms within the main marginal zone. The inland-ice, after interstadial retreat to the Baltic area, advanced, causing erosion, on to the area of older end moraines, forming many lobes (Odra Lobe, Bytów Lobe, Vistula Lobe, Łyna Lobe, Mazurian Lobe). In the interlobal areas formed enormous outwash fields, larger than any other before, reaching far south through many moraine belts of the former stage, especially of the Krajna Phase. The inland-ice front during the Pomeranian Stage was very mobile. The particular glacial tongues advanced irregularly, destroying and cutting the end moraines formed by the neighbouring lobes. In general, thrust moraines are prevailing.

Thus the Pomeranian Stage presents itself as a system of continuons moraine belts marking longer halts of the inland-ice associated with numerous oscillations and a slow retreat of the inland-ice front forming numerous lobes.

In the course of this retreat arose further end-moraine belts, arranged at wider spaces in the backland of the zone of densely lying end moraines, and nearer to the present-day sea coast. Some of them indicate longer halt phases of the ice front (cf. K. Richter, 1953). The marginal forms of those longer halts are separated from one another by valleys of meltwaters, which flowed off either towards the present-day mouth area of the Odra, or to that of the Vistula. In both these mouth areas, as

¹⁰ Earlier on (1938) R. Galon pointed to the different morphological character of the forms of the Pomeranian Stage with reference to the frequency of closed depressions.

being vast terminal basins, the oscillations of glacial lobes were particularly intense, and the deglaciation proceeded in a complicated, not yet fully explained, way. It has been found that the Odra Lobe disappeared earlier than any of the neighbouring eastern lobes, particularly the Vistula Lobe (H. Liedtke, 1957, R. Galon, 1961)¹¹.

The youngest end moraines in the Polish Lowland together with the terminal basins were formed by comparatively small glacial lobes in the coastal zone, and most of them lie now on the sea bottom. These moraines correspond already to the South-Swedish moraines, and, according to the well-known division of G. de Geer, they fall on the beginning of the Gotiglacial. There are correlations with corresponding moraine belts in the German Democratic Republic (H. Kliewe, Th. Hurtig, J. F. Gellert, H. Reinhard) and Soviet Republic of Lithuania (W. K. Gudelis, W. A. Čepulite and other).

The above three stages of the Last Glaciation should have correlatives in stratigraphically distinct layers of morainic clay separated from one another by fluvio-glacial deposits. Morainic clays corresponding to the Leszno and Poznań Stages have been found in many places, whereas a third morainic clay, as a correlative of the Pomeranian Stage, occurs only locally. It should be assumed that the reason for the difficulty in finding a distinct morainic clay corresponding to the Pomeranian Stage is its transgressional erosion-producing character.

University of Nicholas Copernicus, Toruń

REFERENCES

- Atlas Geologiczny Polski — Instytut Geologiczny, Warszawa 1957.
- Augustowski B., 1956 — *Spostrzeżenia ze strefy kontaktowej zlodowacenia bałtyckiego i środkowo-polskiego w okolicy Wschowy* (Observations on the Contact Zone of the Baltic and Central Polish Glaciation in the Vicinity of Wschowa). „Badania Fizjogr. n. Pol.” NW, t. III, Poznań.
- Balińska-Wuttke K., 1960 — *Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką* (Geomorphologie de la région entre Skierniewice et Rawa Mazowiecka). „Prace Inst. Geograf. PAN” nr 23, Warszawa.
- Baraniecki L., 1952 — *Plejstocenijskie zmiany hydrograficzne w dorzeczu Bystrzycy Dusznickiej* (Pleistocenian Hydrographic Changes in the Basin of the Bystrzyca Dusznicka). „Czasop. Geograf.”, t. 21/22, Wrocław.
- Domosławska-Baraniecka M. D. i Mojski J. E. 1960. — *Z problematyki geologii czwartorzędu Mazowsza i Kujaw* (Quaternary Geology of Mazowsze and Kujawy). „Przeł. Geolog.”, nr 4, Warszawa.
- Dylik J., 1953 — *O peryglacjalnym charakterze rzeźby środkowej Polski* (Du caractèrè périglaciaire de la Pologne Centrale). „Soc. Scient. Lodz.”, Łódź.
- Dylik J., 1956 — *Coup d'oeil sur la Pologne périglaciaire*. „Biul. Perygl.”, nr 4, Łódź.
- Dumanowski B., 1952 — *Morfologia doliny Bobru* (Morphology of the Bóbr Valley in the Region of Jelenia Góra). „Czas. Geogr.”, t. 21/22, Wrocław.
- Galon R., 1938 — *Versuch einer Klassifikation der Endmoränen im polnischen*

¹¹ Paper on press.

- und deutschen Flachland (*Comptes Rendus du Congr. Intern. de Géographie*), Amsterdam.
- G a l o n R., 1952 — O fazach postoję lodolodu na obszarze Pomorza (*The Process of Recession of the Ice Sheet in Pomerania*). Towarzystwo Naukowe w Toruniu (Księga Pamiątkowa), Toruń.
- G a l o n R., 1952 — *Formy polodowcowe okolic Więcborka (The Moraine Landscape in the Neighbourhood of Więcbork)*. „Stud. Soc. Scient. Tor.”, Sectio C/vol. I, no. 5, Toruń.
- G a l o n R., 1956 — *The Problem of the Last Glaciation in Poland*. „Przegl. Geogr.”, vol. XXVIII, Suppl. Warszawa.
- G i l e w s k a S. i S t u c h l i k L., 1958 — *The Pre-Warta Interstadial at Brzozowica near Będzin*. „Bull. de l'Acad. Pol. des Sc.”, Vol. VI, no. 1.
- G o ł ą b J., 1951 — *Geologia Wzgórz Ostrzeszowskich*. Ks. Pam. ku czci prof. K. Bohdanowicza PIG, t. VII, Warszawa.
- H a l i c k i B., 1950 — *Z zagadnień stratygrafii plejstocenu na Niziu Europejskim (Some Problems Concerning the Stratigraphy of the Pleistocene of the European Lowland)*. „Acta Geol.”, vol. I, Warszawa.
- H a l i c k i B., 1952 — *Rola lodu gruntowego w kształtowaniu plejstocenijskich form peryglacialnych*. „Acta Geol. Pol.”, vol. II, Warszawa.
- H a l i c k i B. i O l c z a k T., 1953 — *Zlodowacenie czwartorzędowe i anomalie grawimetryczne na Niziu Europejskim*. „Acta Geol. Pol.”, vol. 3, Warszawa.
- J a h n A., 1952 — *W sprawie wyglądown lodowcowych w Sudetach (On the Matter of the Glaciers Appearance in the Sudets Mts.)*. „Czas. Geogr.”, t. 21/22, Wrocław.
- J a h n A., 1953 — *Morfologiczna problematyka Sudetów Zachodnich (Morphological Problems of Western Sudeten)*. „Przegl. Geogr.”, t. 25, Warszawa.
- J a h n A., 1954 — *Karkonosze — rys morfologiczny (The Karkonosze Mts. — a Morphologic Study)*. „Czas. Geogr.”, t. 23/24, Wrocław.
- J a h n A., 1956 — *Srodkowa i wschodnia część Wyżyny Lubelskiej, Regionalna Geologia Polski*, t. II, Czwartorzęd, Kraków.
- J a h n A., 1956a — *Wyżyna Lubelska, rzeźba i czwartorzęd*. „Prace Geograf. Inst. Geogr. PAN”, t. 7, Warszawa.
- J a h n A., 1960 — *Czwartorzęd Sudetów. Regionalna geologia Polski*, t. III, Kraków.
- Y a k o v l e v S., 1956 — *Osnovy geologii chetvertichnikh otlozhenii ruskoj ravniny*, Moskwa.
- K a i s e r K., 1960 — *Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. Ein Beitrag zur Rekonstruktion des Klimas der Glaziale des quartären Eiszeitalters*. „Eiszeit und Gegenwart” 11, Ohringen.
- K a l n i e t A., 1955 — *Międzylodowcowe jeziora kopalne w południowej części Niziu Polskiego*. „Acta Geol. Pol.”, vol. V, Warszawa.
- K a r a ś C. i S t a r k e l L., 1958 — *Zasięg zlodowacenia srodkowo-polskiego w południowej części Wyżyny Śląskiej (Extent of the Middle Polish Glaciation in the Southern Part of the Silesian Upland)*. „Przegl. Geogr.”, t. 30, Warszawa.
- K l i m a s z e w s k i M., 1952 — *Zagadnienie plejstocenu południowej Polski (The problems of the Pleistocene in Southern Poland)*. „Biul. P.I.G.”, 65, Warszawa.
- K o n d r a c k i J., 1952 — *Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego (Remarks About Morphological Evolution of the Mazurian Lake District)*. „Biul. Państw. Inst. Geolog.”, 65, Warszawa.
- K o z a r s k i S., 1959 — *O genezie chodzieskiej moreny czołowej (On the Origin of the Chodzież End Moraine)*. „Bad. Fizjograf. nad Polską Zach.”, t. V, Poznań.

- K r y g o w s k i B., 1948 — *Morfologia dorzecza Odry (Morphology of the Basin of Odra River)*. Monografia Odry. Inst. Zachodni, Poznań.
- L e n c e w i c z S., 1922 — *Węzeł wodny Kaluszyński: morfologia i hydrografia*. „Kosmos”, t. 46, Lwów.
- L e n c e w i c z S., 1927 — *Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla (Glaciation et morphologie du Bassin de la Vistule moyenne)*. „Prace P.I.G.”, t. 2, Warszawa.
- L e n c e w i c z S. i K o n d r a c k i J., 1959 — *Geografia fiz. Polski*, Warszawa.
- L i e d t k e H., 1957 — *Die glazialen und spätglazialen Abflussverhältnisse im Bereich des Thorn-Eberswalder Urstromtales zwischen dem Oderbruch und der Havel*. „Geographische Berichte”. Berlin.
- L i n d n e r M., 1939 — *Die Gnadenfelder saaleeiszeitliche Endstaffel und die Bewegungen des Saale-Eises in Oberschlesien*. „J-ber. Geol. Ver. Oberschlesiens”.
- Ł y c z e w s k a J., 1960 — *Uwagi na temat czwartorzędu Kujaw wschodnich (Remarks on the Quaternary of Eastern Kujawy)*. „Biul. Inst. Geol.”, 150, Warszawa.
- M a j d a n o w s k i St., 1949 — *The Southern Limit of the Baltic Glaciation in the European Plain in the Light of the Extent of Lake-Channels*. „Bull. de la Société des Amis des Sciences de Poznań”, Poznań.
- M a z a r o w i t c h A. N., 1951 — *Zonalność chetwiertnichnik otłożenii Evropy*. „Biul. Kom. po izucheniyu chetwiertchnogo perioda”, Moskwa.
- M i c h a l s k a Z., 1961 — *Stratygrafia plejstocenu i paleomorfologia NE Mazowsza (rękopis)*.
- M i l t h e r s V., 1950 — *Die Gliederung und Verbreitung der skandinavischen Vereisung in Nordwesteuropa*. „Geol. Förenings i Stockholm Förhandlinger”, Bd. 72, H. 3, Stockholm.
- M o j s k i J. E., 1960 — *Schylek plejstocenu w zachodniej części Kotliny Płockiej (Decline of Pleistocene in Western Part of Plock Depression)*. „Kw. Geol.”, t. IV, Warszawa.
- N i e w i a r o w s k i W., 1959 — *Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysocku Chelmińskiej (Glacial Forms and Types of Deglaciation in the Moraine Plateau of Chelmo)*. „Stud. Soc. Scient. Tor.”, C, vol. IV, nr 1, Toruń.
- O k o ł o w i c z W., 1956 — *Morfogeneza wschodniej części Pojezierza Pomorskiego (The Morphogenes of the Eastern Part of the Pomerania Lake District)*. „Biul. Inst. Geol.”, 100, Warszawa.
- P o ź a r y s k i W., 1953 — *Plejstocen w przełomie Wisły przez Wyżyny Południowe (The Pleistocene in the Vistula Gap Across the Southern Upland)*. „Prace Inst. Geol.”, t. IX, Warszawa.
- P o ź a r y s k i W., 1956 — *Zachodni brzeg Wyżyny Lubelskiej. Regionalna Geologia Polski*, t. II, Czwartorzęd, Kraków.
- R i c h t e r K., 1953 — *Klimatische Verschiedenartigkeit glazialer Vorstossphasen in Norddeutschland*. Actes du IV Congrès International du Quaternaire, Roma-Pisa.
- R o s z k ó w n a L., 1955 — *Moreny czołowe zachodniego Pojezierza Mazurskiego (End — Moraines of the Western Mazurian Lake Country)*. „Stud. Soc. Scient. Tor.”. Sectio C, vol. II, Toruń.
- R o s z k ó w n a L., 1956 — *Zagadnienie zasięgu stadium pomorskiego nad dolną Wisłą (The Question of the Limit of the Pomeranian Stage on the Lower Vistula)*. „Stud. Soc. Scient. Tor.”, Sectio C, vol. III, Toruń.
- R ü h l e E., 1955 — *Stratygrafia czwartorzędu Polski w świetle publikacji w latach 1945—1953 (Stratigraphy of the Quaternary in Poland on the Basis of*

- Scientific Publications in the Years 1945—1953*. „Biul. Inst. Geol.”, 70, Warszawa.
- R ü h l e E., S o k o ł o w s k a M., 1957 — *Mapa utworów czwartorzędowych Polski w skali 1 : 1 000 000 (Map of Quaternary Deposits in Poland of the Scale of 1 : 1 000 000)*. Atlas Geologiczny Polski, INQVA 1957.
- S a w i c k i L., 1922 — *Wiadomość o środkowopolskiej morenie czołowej (Über die mittelpolnische Endmoräne)*. „Rozpr. PAU”, A, 21, 2 t. Acad. Sci. Lett. Bull. Intern. A., 1921, Kraków.
- S r o d o Ń A., 1957 — *Flora interglacjalna z Gościęcina koło Koźła (Interglacial Flora from Gośc. near Koźle (Sudeten Foreland))*. „Biul. Inst. Geol.”, 118, Warszawa.
- S z a f e r W., 1953 — *Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej (Pleistocene Stratigraphy of Poland from the Floristical Point of View)*. „Annales de la Société Géologique de Pologne”, vol. XXII, Kraków.
- S z c z e p a n k i e w i c z St., 1952 — *Rola utworów plejstocenijskich w rzeźbie Równiny Świdnickiej (The Pleistocene and the Relief of the Świdnica Plain)*. „Czas. Geogr.”, t. 21/22, Wrocław.
- S z c z e p a n k i e w i c z St., 1952 — *Kaptań Rybnicki — przykład młodych zmian hydrograficznych w Sudetach (The Rybnica capture as Example of Recent Hydrographical Changes in the Sudetes Mountains)*. „Czas. Geogr.”, t. 21/22, Wrocław.
- S z c z e p a n k i e w i c z St., 1954 — *Morfologia Sudetów Wałbrzyskich*. „Prace Wroc. Tow. Nauk”, Ser. B, Wrocław.
- S z c z e p a n k i e w i c z St., 1954 — *Rozwój doliny górnego Bobru na krawędzi lądolodu w Sudetach (The Developpement of the Valley of Upper Bóbr (Bober) in the Sudetes at the Edge of the Ice Sheet)*. „Czas. Geogr.”, t. 23/24, Wrocław.
- S z u p r y c z y Ń s k i J., 1958 — *Relief and Geological Structure of Dębowa Góra*. „Bull. de l'Academie Pol. des Sci.”, Warszawa.
- W a l c z a k W., 1952 — *Stratygrafia plejstocenu w dolinie Scinawki Kłodzkiej*. „Biul. Państ. Inst. Geol.”, 67, Warszawa.
- W a l c z a k W., 1954 — *Pradolina Nysy i plejstocenijskie zmiany hydrograficzne na przedpolu Sudetów Wschodnich (The Outwash Valley of the Nysa River and the Pleistocene hydrographic changes in the Foreland of the Eastern Sudety)*. „Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN”, nr 2, Warszawa.
- W a l c z a k W., 1957 — *Geneza form polodowcowych na przełęczach Sudetów Kłodzkich (The Passes of the Kłodzkie Sudetes During the Glacial Period)*. „Czas. Geogr.”, Wrocław.
- W a l c z a k W., 1957 — *W sprawie transgresji lądolodu w Kotlinie Kłodzkiej (On the Transgression of Inland Ice into the Kłodzko Basin (Lower Silesia))*. „Czas. Geogr.”, Wrocław.
- W o l d s t e d t P., 1931 — *Über Randlagen der letzten Vereisung in Ostdeutschland und Polen und über die Herausbildung des Netze-Warthe-Urstromtales*. „Jahrb. d. Geol. Landesanstalt”, Bd. 52, Berlin.
- W o l d s t e d t P., 1950 — *Norddeutschland u. angrenzende Gebiete im Eiszeitalter*. Stuttgart.
- Z a b o r s k i B., 1927 — *Ozy między Grójcem i Odrzywółem (Oesar entre Grójec et Odrzywół)*. „Przeł. Geogr.”, t. 6, Warszawa.
- Z a b o r s k i B., 1927 — *Studia nad morfologią dyluwium Podlasia (Etude sur la morphologie glaciaire de la Podlachie et des régions limitrophes)*. „Przeł. Geogr.”, t. 7, Warszawa.

RAJMUND GALON, LUDMIŁA ROSZKÓWNA

ZASIĘGI ZŁODOWACEŃ SKANDYNAWSKICH I ICH STADIÓW RECESYJNYCH
NA TERYTORIUM POLSKI W ŚWIETLE ANALIZY FORM MARGINALNYCH
ŁĄDOŁODU

Niniejsze uwagi towarzyszą mapie zasięgów zlodowaceń na terenie Polski, opartej na dotychczasowej literaturze i na materiałach badawczych, udostępnionych przez licznych autorów¹. Przy wyznaczeniu granicy zlodowaceń starszych posługiwano się metodą stratygraficzno-florystyczną, młodsze natomiast zlodowacenia i ich stadia określano terytorialnie na podstawie form terenowych, w szczególności osadów marginalnych. Autorzy przyjęli w zasadzie nomenklaturę i podział plejstocenu W. S z a f e r a .

Paleobotaniczny profil z Mizernej, opracowany przez W. Szafera (1953) jest jak dotychczas jedynym dowodem istnienia na terytorium Polski najstarszego zlodowacenia (G ü n z).

Ostatnie badania A. J a h n a, W. P o ż a r y s k i e g o i innych podtrzymują ten pogląd.

Zlodowacenie krakowskie (Mindel) sięgało po Karpaty i Sudety. Rejestrują je płyty silnie zwietrzałej gliny morenowej lub tylko głązy narzutowe. Wielokrotnie stwierdzono dwudzielność tego zlodowacenia. Nie zachowały się z tego okresu żadne formy rzeźby glacialnej. Ustalenie zasięgu zlodowacenia krakowskiego napotyka na szczególne trudności na odcinku sudeckim, ponieważ w kotliny śródgórskie wcisnął się również łądolód zlodowacenia środkowopolskiego (Riss). A. J a h n (1960) zwraca uwagę, że granica zasięgu utworów czwartorzędowych może się tu wiązać z różnymi zlodowaczeniami, chociaż wyniki badań geografów ośrodka wrocławskiego (A. J a h n, L. B a r a n i e c k i, B. D u m a n o w s k i, St. S z c z e p a n k i e w i c z, W. W a l c z a k) skłaniają raczej do wiązania tych utworów ze zlodowaceniem środkowopolskim.

Zlodowacenie środkowopolskie (Riss) dotarło, jak wiadomo, do wyżyn południowopolskich, a Niziną Śląską wkroczyło nawet do Bramy Morawskiej. Najbardziej rozbieżne poglądy na jego zasięg dotyczą obszaru Niecki Nidziańskiej. Według St. Z. R ó ż y c k i e g o łądolód zatrzymał się bardziej na północy (na mapie granica „a”), według W. K a r a s z e w s k i e g o sięgnął obniżeniem znacznie dalej na południe (na mapie granica „b”).

W badaniach zlodowacenia środkowopolskiego możemy już posłużyć się metodą morfologiczną, zachowało się tu bowiem wiele form rzeźby glacialnej. Wprawdzie moreny czołowe mają charakter silnie zdenudowanych wałów i pagórów i wielu badaczy chętniej nazywa je ostańcami denudacyjnymi niż morenami czołowymi, niemniej stanowią one jedną z ważniejszych przesłanek morfologicznych przy rekonstrukcji zasięgu zlodowacenia i jego faz recesyjnych.

W obrębie zlodowacenia środkowopolskiego wyróżnia się jedno wyraźne stadium — Warty.

Na zachodzie jego zasięg wyznaczają imponująco spiętrzone moreny czołowe Wzgórz Trzebnickich i Ostrzeszowskich. Ku E formy marginalne stają się coraz drobniejsze i bardziej rozproszone.

Wydaje się, że w czasie tego stadium napięcie transgresyjne łądolodu słabło stopniowo ku E.

Stadium Warty stanowi wyraźną granicę morfologiczną między uboższą i bar-

¹ Wszystkim autorom, którzy udostępnili wyniki swych ostatnich badań, składam wyrazy podziękowania — L. Roszkówna.

dzień zniszczoną rzeźbą glacialną obszarów południowych a rzeźbą o wiele bogatszą i lepiej zachowaną — obszarów północnych.

Dotychczasowe badania B. H a l i c k i e g o i St. P i e t k i e w i c z a wskazują na obecność w NE części Polski obszaru o rzeźbie glacialnej jeszcze młodziej od stadium Warty, a starszej od rzeźby zlodowacenia bałtyckiego. Jest to tzw. zlodowacenie północnopolskie B. H a l i c k i e g o.

Wydaje się, że dopóki nie będzie zupełnie pewnych dowodów na istnienie tego zlodowacenia, dopóty obszar ten należy traktować jako efekt jeszcze jednego stadium w obrębie zlodowacenia środkowopolskiego.

Stadium Warty dzięki wyraźnym formom marginalnym było dawniej uważane za granicę ostatniego zlodowacenia. Jeszcze obecnie spotykamy się z tym poglądem. Równocześnie inni (M i l t h e r s) widzą w stadium Warty osobne zlodowacenie. Nie ulega dziś wątpliwości, szczególnie w świetle kryteriów morfologicznych, iż stadium Warty jest jednym z ostatnich stadiów przedostatniego zlodowacenia.

Ostatnie zlodowacenie (bałtyckie, Würm), reprezentujące najlepiej zachowane formy polodowcowe, zbiega się przede wszystkim jak wiadomo — z granicą zasięgu jezior rynnowych lub rynien jeziornych. Maksymalne stadium zasięgu ostatniego zlodowacenia (*stadium leszczyńskie*, czyli *brandenburskie*) ma nadto wyraźne formy marginalne. Jednakże w okolicy dolnej Wisły, a zwłaszcza na wschód od doliny Wisły, gdzie rozpościerają się młodsze rozległe sandry, granica zlodowacenia jest często zniszczona, mniej wyraźna. Stadium poznańskie (frankfurckie) przebiega w zasadzie równolegle do stadium leszczyńskiego.

W okolicy doliny Wisły oraz na terenie Ziemi Dobrzyńskiej jego granica jest również raczej wyraźna. Na zapleczu głównej moreny czołowej stadium poznańskiego przebiegają liczne drobniejsze ciągi morenowe. Skupiają się co najmniej dwukrotnie jako faza (substadium) kujawska i faza (substadium) krajeńska. Stadium pomorskie ma charakter transgresyjny, o wyraźnym wykształceniu lokalnym z rozległymi polami sandrowymi o rozmiarach dotychczas nieznanymi. Na zapleczu głównej strefy moren czołowych stadium poznańskiego, złożonej z licznych, gęsto skupionych ciągów morenowych przebiega kilka drobniejszych stref morenowych. Najmłodsze z nich tworzą wyraźne półkola morenowe w strefie nadmorskiej, znajdując swój dalszy ciąg na dnie Bałtyku.

Zakład Geomorfologii
Uniwersytetu Mikołaja Kopernika
w Toruniu

РАЙМУНД ГАЛЁН, ЛЮДМИЛА РОШКУВНА

РАСПРОСТРАНЕНИЕ СКАНДИНАВСКИХ ОЛЕДЕНЕНИЙ И ИХ
РЕГРЕССИВНЫХ СТАДИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ПОЛЬШИ
В СВЕТЕ АНАЛИЗА МАРГИНАЛЬНЫХ ФОРМ ЛЕДНИКА

Настоящие замечания сопутствуют карте распространения оледенений на территории Польши, составленной на основе имеющихся литературных источников и исследовательских материалов, предоставленных нам многими авторами. При обозначении границ распространения более древних оледенений был использован стратиграфически-флористический метод. Территориальное же распространение более молодых оледенений и их стадий определено на основе местных форм, особенно — маргинальных отложений. В основном авторы пользуются номенклатурой и делением плейстоценового периода, предложенным В. Шафером.

Палеоботанический профиль из Мизерной, разработанный В. Шафером, является до сих пор единственным доводом существования на территории Польши самого древнего оледенения (Gunz).

Последние исследования А. Яна, В. Пожарьского и других подтверждают это мнение. Краковское оледенение (Mindel) достигало Карпат и Судет. Отмечают его пласты сильно выветрившейся моренной глины, или же только валуны. Многократно отмечалось двухфазность этого оледенения. От этого периода не сохранились никакие формы ледникового рельефа. Определение пространственного простираания Краковского оледенения в пределах Судет является особенно трудным вследствие того, что в межгорные котловины вторгся также ледник средне-польского оледенения (Riss). А. Ян (1960) обращает внимание, что граница распространения четвертичных образований может быть здесь связанной с разными оледенениями, хотя результаты исследований географов вроцлавского центра (А. Ян, Л. Баренецки, Б. Думановски, С. Щепанкевич, В. Вольчак) показывают на связь этих образований со средне-польским оледенением.

Средне-польское оледенение (Riss) дошло, как известно, до южно-польских возвышенностей, а через Силезскую низменность вошло даже в пределы Моравских Ворот. Наиболее разноречивые взгляды имеются относительно его распространения на территории Нидзьянской котловины. По Ф. Ружицкому, ледник задержался более к северу (на карте граница "а"), по В. Карашевскому захватил он также более южные места (на карте граница "в").

В изучении средне-польского оледенения уже можем пользоваться морфологическим методом, ибо здесь сохранились многие формы ледникового рельефа. Хотя конечные морены имеют вид сильно денудированных валов и холмов и многие исследователи чаще называют их денудационными останцами, чем конечной мореной, тем не менее они являются одной из важнейших морфологических предпосылок в деле реконструкции границ распространения оледенений и их регрессивных стадий.

В пределах средне-польского оледенения выступает одна отчетливая стадия — Вартская; на западе ее распространение обозначают колоссальные нагромождения конечных морен Тшебницкой и Остшешовской возвышенности. По направлению к югу маргинальные формы делаются более мелкими и более разбросанными.

Можно предполагать, что во время этой стадии трансгрессивное напряжение ледника постепенно ослабевало по направлению к востоку.

Вартская стадия представляет собой отчетливую морфологическую границу между более бедным и более разрушенным ледниковым рельефом южных пространств, с одной стороны, и более богатым и лучше сохранившимся рельефом северных областей — с другой.

Проведенные Б. Галицким и С. Петкевичем исследования указывают на наличие в северо-восточной части Польши пространств с ледиковым рельефом более молодым, чем стадия Варты, и более старшим нежели рельеф балтийского оледенения. Это так называемое северо-польское оледенение Б. Галицкого.

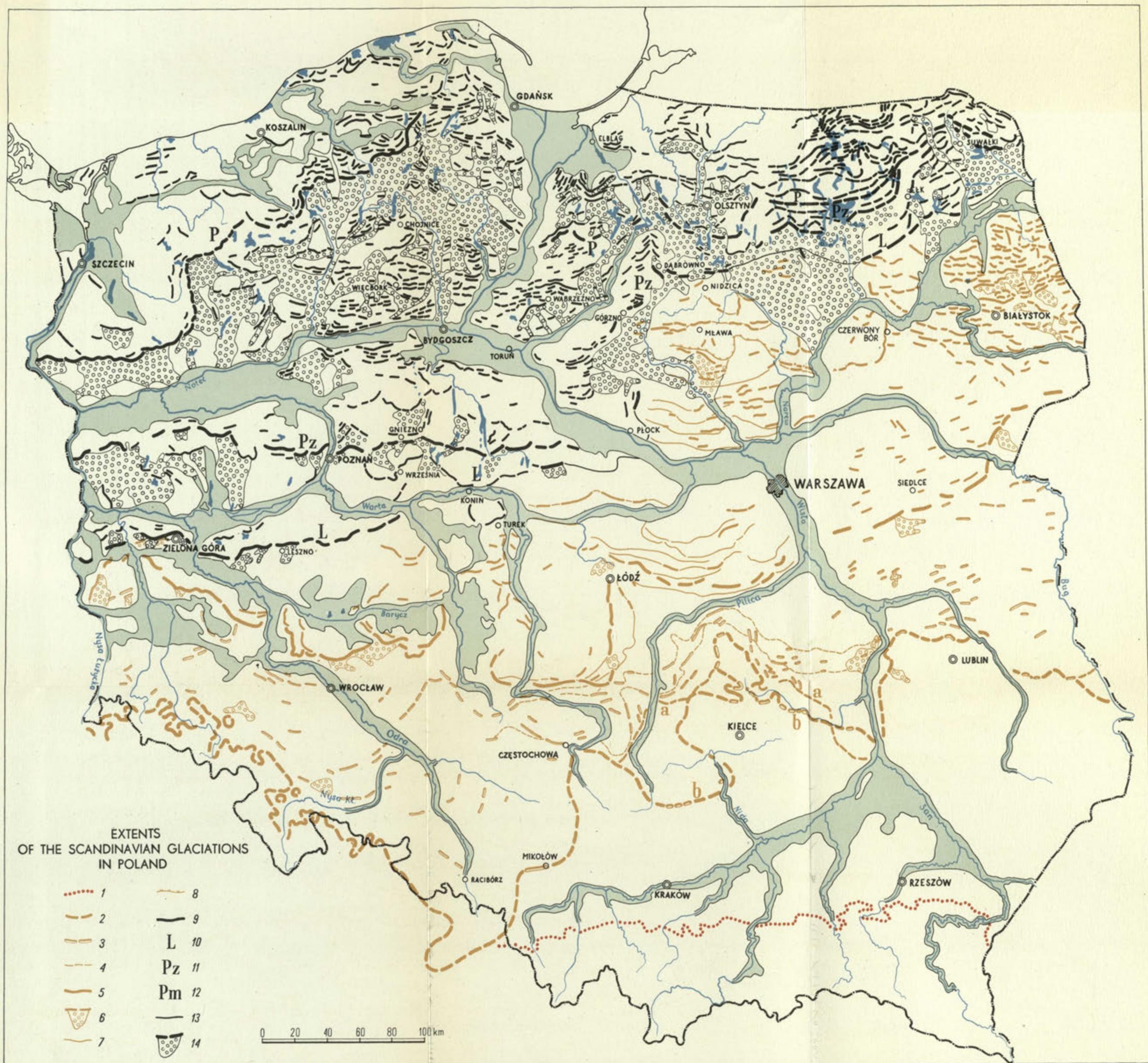
По-видимому, пока не будет абсолютно достоверных доказательств существования этого оледенения, необходимо рассматривать эту территорию как результат еще одной стадии средне-польского оледенения.

Вартская стадия, благодаря отчетливо выраженным маргинальным формам, считалась раньше границей последнего оледенения. Еще в настоящее время можно встретиться с такими взглядами. В то же время другие (Мильтерс) видят в стадии Варты особое оледенение. Сегодня не подлежит сомнению — особенно в свете морфологических критериев — что Вартская стадия является одной из последних стадий предпоследнего оледенения.

Последнее оледенение (балтийское, Wütm), представляющее наиболее сохранившиеся послеледниковые формы, совпадает — как известно — прежде всего, с границей распространения ложбинных озер или же озерных ложбин. Максимальная стадия распространения последнего оледенения (лещинская или бранденбургская стадия) обладает помимо этого отчетливыми маргинальными формами. Однако в окрестностях нижнего течения Вислы и, особенно, к востоку от ее долины, где распространены более молодые обширные зондровые площади, граница оледенения является часто разрушенной и менее отчетливой. Познаньская стадия (франкфуртская) проходит в основном параллельно лещинской стадии.

В окрестностях долины Вислы, а также в пределах Добжинской Земли его границу можно считать довольно отчетливой. В тылу главной конечной морены познаньской стадии проходят многочисленные, но более мелкие фестоны моренных образований. Концентрируются они по крайней мере двухкратно в виде куявской фазы (субстадии) и краенской (субстадии). Поморская стадия имеет трансгрессивный характер, она хорошо прослеживается и обладает обширными зандровыми полями, размеры которых пока неизвестны. На тылах главной зоны конечных морен познаньской стадии, состоящей из многочисленных и густо сконцентрированных моренных полос, проходит несколько более мелких зон моренных образований.

Самые молодые из них образуют отчетливые моренные полукруги, которые имеют свое продолжение на дне Балтийского моря.
пер. Б. Рыжловского



1 - CRACOW GLACIATION (MINDEL), 4 - Successive positions of the Ice Front, 7 - Successive positions of the Ice Front, 10 - LESZNO (BRANDENBURG) STAGE, 13 - Supposed boundary of the Glaciation
 2 - MIDDLE POLISH GLACIATION (RISS), 5 - WARTA STAGE, 8 - MŁAWA OSCILLATION, 11 - POZNAŃ (FRANKFURT) STAGE, 14 - Recession phases (end moraines) and outwashes
 3 - Recession phases marked by end moraines, 6 - Recession phases (end moraines) and outwashes, 9 - BALTIC GLACIATION (WÜRME), 12 - POMERANIAN STAGE

Map 1. Compiled by L. Roszkówna on the base of publications and oral information: Atlas Geologiczny Polski (1957), T. Bartowski, M. Bogacki, Z. Churska, Z. Churski, M. Domosiławska-Baraniecka, R. Galon, S. Gilewska, A. Jahn, W. Karaszewski, A. Karczewski, C. Karaś, K. Klimek, M. Klimaszewski, J. Kondracki, S. Kozarski, B. Krygowski, M. Liberacki, J. Lyczewska, Z. Michałska, J. E. Mojski, W. Mrózek, T. Murawski, W. Niewiarowski, J. Nowak, W. Okołowicz, H. Piasecki, St. Pietkiewicz, W. Pożaryski, B. Rosa, L. Roszkówna, F. Różycki, E. Rutkowski, S. Skompski, W. Sławiński, L. Starkel, J. Szupryczyński

ZOFIA BOROWKO-DŁUŻAKOWA

Historia flory Puszczy Kampinoskiej w późnym glacieale i holocenie *

*The History of the Flora of the Kampinos Forest
During the Late Glacial and Holocene Periods*

Z a r y s t r e ś c i. Autorka szczegółowo omawia wyniki analizy pyłkowej kilku profilów organogenicznych z terenu Puszczy Kampinoskiej. Uzyskane wyniki dały podstawę do stwierdzenia, iż profile z Nartu, Ciechowęża i Długiego Bagna zaczęły się tworzyć w Allerödzie, natomiast profil z Górek notuje pierwsze zbiorowiska roślinne charakterystyczne dla młodszego dryasu. W związku z tym autorka przeprowadza porównanie z innymi diagramami Polski analogicznego wieku.

Metodyka badań

Materiał do analizy pyłkowej był macerowany różnie, zależnie od rodzaju osadów i frekwencji sporomorf. Najczęściej przy maceracji osadów organogenicznych stosowano zmodyfikowaną nieco metodę acetolizy według G. E r d t m a n a (12), poprzedzoną użyciem 15% wody utlenionej. Osady mineralnego pochodzenia macerowano metodą flotacji z zastosowaniem jodku kadmowego i jodku potasowego.

Próbki do analizy były brane zazwyczaj co 10 cm. Z każdego poziomu liczyłam w miarę możliwości 200 ziarn pyłku drzew (AP), procent udziału roślinności krzewiastej (*Corylus*, *Hippophae Ligustrum*, *Rhamnus*) oraz rośliny zielne (NAP) obliczałam w stosunku do 100% pyłku drzew (AP). Wyniki analizy pyłkowej ilustrują załączone tabele procentowe i diagra-

* Dzięki staraniom i osobistej pomocy doc. dr J. K o b e n d z i n y zostały wykonane wiercenia torfowe w licznych punktach Puszczy Kampinoskiej. Analizie pyłkowej poddane były profile z kilku stanowisk: Nartu, Górek oraz Ciechowęża i Długiego Bagna. Dwa pierwsze profile pochodzą z torfowisk niskich, pozostałe natomiast to torfowiska wysokie. Stosunki fitosocjologiczne wspomnianych stanowisk opisał R. K o b e n d z a (24). Celem mojej pracy było określenie zmian sukcesji roślinnej z oznaczeniem wieku powstania torfowisk, co w konsekwencji pozwoliłoby na datowanie sąsiadujących wydm. Badania były subwencjonowane przez Instytut Geografii PAN. Za inicjatywę opracowania tych profilów i powierzenie mi materiału serdecznie dziękuję doc. dr J. K o b e n d z i n i e. Poczuję się też do miłego obowiązku wyrażenia wdzięczności prof. drowi J. U r b a Ń s k i e m u za oznaczenie ślimaków, mgr J. K a r p i ń s k i e j za wykonanie analizy mikroskopowej torfu oraz Zakładowi Botaniki Leśnej SGGW za wypożyczenie mikroskopy (Z. B.-D.).

Tabela 1

ZESTAWIENIE PROCENTOWE ANALIZY MIKROSKOPOWEJ TORFU Z PROFILU CIECHOWAŻ I

Nr próbki	Głębokość w m	Nazwa torfu	Drzewa				Rośliny zielne									Mchy	
			Alnus	Betula	Pinus	Salix	Carex sp.	Carex rostrata	Ericaceae	Eriophorum vaginatum	Eriophorum angustifolia	Gramineae	Menyanthes	Phragmites	Scheuchzeria	Bryales	Sphagnum
																Politrichum Acrocladium	sec. Acutifolia Cuspidata
w %																	
1	0,00—0,10	torf sfagnowy	—	—	15	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	+	80
2	0,10—0,15	„	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	++	90
3	0,15—0,20	torf sosnowo-sfagnowy	—	—	30	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	+	65
4	0,20—0,30	torf sfagnowo-wielniankowy	—	—	15	—	—	—	—	55	—	—	—	—	5	—	25
5	0,30—0,35	„	—	+	20	—	—	—	—	30	—	—	—	—	+	+	45
6	0,35—0,45	„	—	10	15	—	—	—	—	—	45	—	—	+	—	—	30
7	0,45—0,50	torf trzcinowo-drzewny	25	25	15	—	—	—	—	—	+	—	—	20	+	—	10
8	0,50—0,60	torf drzewno-trzciniowy	—	25	+	—	—	+	—	—	+	—	—	50	—	—	15
9	0,60—0,65	„	—	25	10	—	—	+	—	—	+	—	—	50	—	—	10
10	0,65—0,70	torf mszysto-drzewny	15	—	40	—	—	—	—	—	+	—	+	+	+	+	25

	0,70—0,75		—	40	15	—	—	+	—	—	15	—	—	+	+	—	25
12	0,80—0,85	torf bagnico- wo-sfagnowy	—	—	+	—	+	—	—	—	15	—	—	—	25	—	50
13	0,90—0,95	torf sfagnowo- welniankowy	+	—	15	—	—	—	—	—	45	—	—	—	—	+	30
14	1,00—1,10	torf mszysto- trzciniowy	+	+	+	+	—	—	—	—	—	+	+	40	—	10	15
15	1,10—1,15	"	+	+	+	+	—	—	—	—	—	+	+	55	—	+	15
16	1,15—1,20	torf drzewno- trzciniowy	10	—	—	10	—	+	—	—	—	—	+	65	—	+	+
17	1,20—1,25	torf trzcino- wo-drzewny	50	—	—	—	—	+	—	—	+	—	+	35	—	+	—
18	1,25—1,30	torf trzciniowy	+	+	10	+	—	—	—	—	—	—	+	75	—	+	+
19	1,30—1,35	"	+	+	10	+	—	—	—	—	—	—	+	60	—	+	+
20	1,35—1,45	"	5	—	+	5	—	+	—	—	—	—	+	70	—	—	+
21	1,45—1,50	torf drzewno- trzciniowy	10	10	—	—	—	—	—	—	—	—	+	60	—	+	+
22	1,50—1,55	torf trzciniowy	15	+	—	+	+	—	—	—	+	—	—	70	—	—	+
23	1,55—1,60	"	+	+	—	+	+	—	—	—	+	—	10	80	—	—	+
24	1,60—1,65	"	15	—	+	—	—	+	—	—	—	—	+	85	—	10	+
25	1,65—1,70	"	+	—	+	—	—	+	—	—	—	—	+	85	—	—	—
26	1,70—1,75	"	+	—	+	—	—	+	—	—	—	—	—	80	—	10	+

Analizę wykonała mgr J. K a r p i n s k a, asystent Zakładu Torfoznawstwa SGGW.

my sporowo-pyłkowe. Na diagram pyłkowy z Nartu złożyły się 3 wiercenia — jest to zatem profil syntetyczny z uchwyconą partią spagową.

W profilach Nartu i Górek pyłek z rodzin: traw (*Gramineae*) i turzycowatych (*Cyperaceae*) jest objęty wspólną krzywą, natomiast w profilach z Ciechowęża i Długiego Bagna potraktowany jest oddzielnie. Wiąże się to głównie z tym, iż dwa ostatnie torfowiska odznaczały się znacznie bogatszym udziałem pyłku roślin zielnych (NAP). Chodziło więc o bardziej precyzyjne określenie występujących form, mających być może znaczenie wskaźnikowe.

Wobec braku dotychczas obowiązującego i ogólnie przyjętego podziału na fazy klimatyczno-stratygraficzne postglacjalu dla terenów Polski panuje duża różnorodność w podziale stref klimatycznych. Autorzy stosują podziały St. Grossa (20), F. Firsba (15), a także T. Nilssona (32). Podział ostatni ustalony dla południowej Szwecji, później dostosowany był przez tegoż autora (33) dla obszaru Danii i północno-zachodnich Niemiec oraz Holandii. Często wśród prac o charakterze stratygraficznym przyjmuje się podział Blytt-Sernandera.

W związku z powyższym okresy klimatyczne dla holocenu zbadanych profili wydzieliłam opierając się na uzupełnionym schemacie Blytt-Sernandera i zsynchronizowałam go z piętrami klimatycznymi T. Nilssona. Jedynie w diagramie z Ciechowęża pominęłam wydzielenie stref klimatycznych dla holocenu, ponieważ jest to profil w pewnym sensie skrócony przez stosunkowo duże odstępstwa pobieranych prób do analizy. Najwięcej uwagi wymagał spąg profilu i pod tym kątem widzenia postępowały badania, co w zupełności przyniosło oczekiwany rezultat.

Przy określaniu sporomorf poza materiałem porównawczym posługiwałam się pracami następujących autorów: K. Bertscha (1), J. Dąbkowskiej (10), G. Erdtmanna (12, 13), H. Godwina (18), F. Jonasa (21), V. Kneblowej (23). Do oznaczenia pestek rodzaju *Potamogeton* korzystałam z klucza J. Mądalskiego (30).

Położenie i opis zbadanych profili

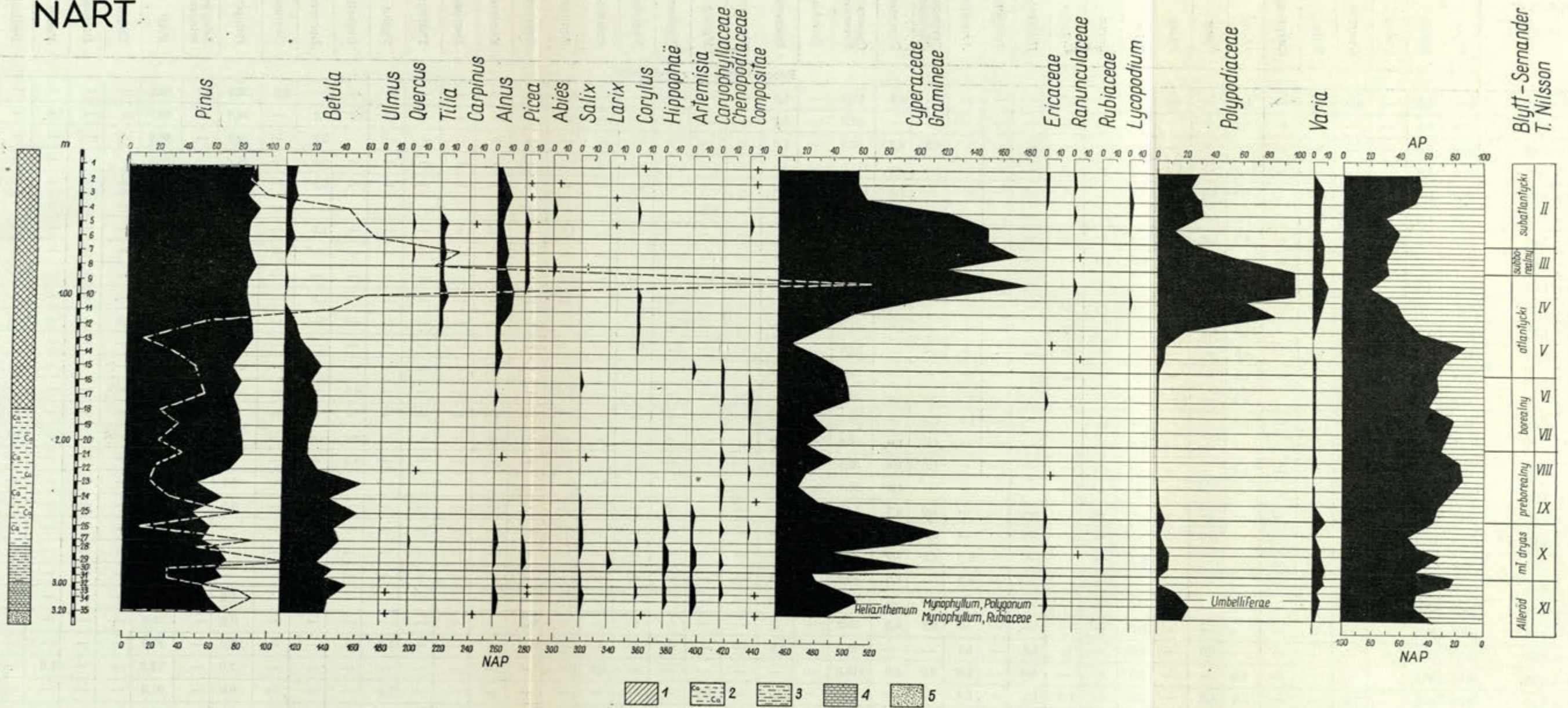
Wiercenia wykonano świdrem torfowym w latach 1954—1958 kolejno w południowym pasie bagien w okolicy Nartu, następnie w północnym pasie bagien w miejscowości Górki i szereg wierceń we wschodniej części Puszczy Kampinoskiej w kompleksie zagłębień torfowych pod Pocięchą.

Układ warstw zbadanych torfowisk przedstawia się następująco:

Nart

- 0,00—1,00 m Wierzchnica.
- 0,10—0,20 Torf brunatny, trzcinowo-turzycowy, dobrze rozłożony.
- 0,20—0,25 Torf jasnobrunatny, dobrze rozłożony, zamulony turzycowo-trzcinowy.
- 0,25—0,35 Torf trzcinowo-turzycowy, dobrze rozłożony, zamulony.
- 0,35—0,40 Torf trzcinowy, brunatny o średnim stopniu rozkładu.
- 0,40—0,45 Torf prawie czarny, doskonale rozłożony.
- 0,45—0,50 Torf bardzo ciemny o rozkładzie średnim do dużego.
- 0,50—1,85 Torf trzcinowy dobrze rozłożony.
- 1,85—1,90 Torf ciemny, silnie zapiaszczony.

NART



Ryc. 1. Procentowy diagram pyłkowy osadów późnolacjalnych i holocenijskich z Nartu (Pyłek krzewów i roślin zielnych (NAP) wyłączona z podstawowej sumy pyłkudzrew (AP) = 100‰): 1 — torf, 2 — gytia bagienna, 3 — gytia zapiaszczona, 4 — mułek piaszczysty, 5 — piasek

Pollen percentage diagram of late Glacial and Holocene deposits from Nart. (Shrub and herb pollen (NAP) is excluded from the basic total of tree pollen (AP) % = 100): 1 — peat, 2 — bog gyttja, 3 — gyttja with sand admixture, 4 — silt with sand admixture, 5 — sand

- 1,90—2,25 Gytia jasna, wapienna z wkładkami trzciny.
 2,25—2,50 Gytia jasna.
 2,50—2,68 Gytia mułkowata, wapnista z wkładkami trzciny. Na poziomie 2,50 m znaleziono 5 pestek. *Potamogeton* sp. i 1 orzeszek *Carex* sp.
 2,68—2,75 Gytia wapienna piaszczysta. W warstwie 2,70 m — 2 pestki *Potamogeton* sp.
 2,75—2,95 Gytia piaszczysta — 4 pestki *Potamogeton* sp.
 2,95—3,00 Gytia piaszczysta z wkładkami trzciny — 1 pestka — *Potamogeton* sp.
 3,00—3,25 Mułek piaszczysty, 1 pestka, *Potamogeton* sp., poniżej piasek.

Górki

- 0,00—0,20 m Torf ciemnobrunatny, dobrze rozłożony — drzewny.
 0,20—0,60 Torf ciemnonbrunatny o średnim stopniu rozłożenia — drzewny.
 0,60—1,05 Torf ciemnobrunatny dobrze rozłożony.
 1,05—1,25 Torf czarny, mazisty ze szczątkami drewna.
 1,25—1,45 Torf ciemny, dobrze rozłożony, z korzonkami turzyc.
 1,45—2,00 Torf trzciniowy, silnie piaszczysty ze skorupkami ślimaków, na poziomie 1,50 — łuska ryby *Scardinius erythrophthalmus* L.
 2,00—2,45 Torf ciemnonbrunatny średnio rozłożony, zapiaszczony ze skorupkami mięczaków.
 2,45—4,10 Gytia mułkowata, ciemna z przewarstwieniami wiwianitu, silnie wapienna.
 4,10—4,20 Piasek różnoziarnisty z przewagą średniego.

W związku z bogatszym występowaniem sporomorf w profilu z torfowiska wysokiego w Ciechowężu I pod Pociechą — profil ten został dodatkowo poddany szczegółowej analizie mikroskopowej torfu. Wyniki oznaczeń zawiera tabela 1.

Z załączonych opisów charakteru osadu wynika, iż profile z Nartu i Górek są torfowiskami typu niskiego, pochodzenia jeziornego z osadami gytii w spągu. Torfowisko z Pociechy zgodnie z podziałem S. K u l c z y ń s k i e g o (27) oraz według klucza S. N. T i u r e m n o w a (56) do oznaczania torfu, stosowanego w torfoznawstwie, kształtowało się w znacznej przewadze (1,75—0,45 m) jako torfowisko niskie z roślinnością bagienną, głównie trzciną (*Phragmites communis* Trin). W miarę pogarszania się warunków hydrologicznych przeszło ono stadium torfowiska przejściowego: mszysto-trzciniowego poprzez drzewno-trzciniowe i dopiero w końcowej fazie (od głębokości 0,40 m do stropu) przestawiło się wyłącznie na gospodarke wodną torfowiska typu oligotroficznego.

Współczesną osobliwością florystyczną torfowiska wysokiego pod Pociechą (profile z Ciechowęża) jest najbardziej na południe Polski wysunięte stanowisko *chamedafne* [*Chamaedaphne calyculata*, (L), Mch = *Lyonia calyculata* (L), Rehb.], opisane przez R. K o b e n d z ę (24). Występuje ona w rzadkim sosnowym borze w towarzystwie *Ledum palustre*, *Vaccinium uliginosum*, *Oxycoccus quadripetalus*, *Sphagnum cuspidatum*, *S. cymbifolium* S. — *squarosum* — w miejscach wilgotnych. Bardzo licznie, zwłaszcza na kępach, występuje *Eriophorum vaginatum* (R. K o b e n d z a, 24).

Fazy rozwoju lasów i czas powstania torfowisk

Późny glacjał

1. Alleröd (XI piętro T. Nilssona)

Jak wiadomo pierwsze stwierdzenie gwałtownego ocieplenia w późnym glacjałie opisane zostało w Danii przez N. Hartz'a w roku 1902 (cytuję za P. Woldstedtem, 60).

W Polsce już w roku 1930 S. Kulczyński (26) na Polesiu, w roku 1932 J. Dąbkowska (7) nad Łanią, w roku 1934 A. Paszewski na Pomorzu (41) a w roku 1935 W. Szafier i B. Jaroń (43) pod Jasłem sygnalizowali ślady Allerodu w spągu torfowisk. Według A. Środonia (54) dysponujemy obecnie 30 stanowiskami z terenu Polski i obszarów przyległych, w których okres ten został stwierdzony.

H. Gross (20) ustalił po raz pierwszy ocieplenie wieku Alleröd w b. Prusach Wschodnich w małym torfowisku w rej. Oziersk [b. Menturren pow. Darkiejmy]. Była to warstwa o zabarwieniu brunatnym z przewarstwieniami torfu. Wahnienie Allerod zwykle zaznacza się stratygraficznie w osadach zmianą sedymentu z mineralnego na bardziej organogeniczny. Od tej zasady odstępuje szereg znanych profilów. Wspomnę tylko niektóre: Stęszew I, Jezioro Budzyńskie (W. Ołtuszewski 38), Żuchowo (J. Ossasz, 40), Siwe Bagno (K. Kępczyński, 22) Puszcza Białowieska (M. Dąbrowski, 11), Łąck, Nart (autorka, 3).

Zgodnie z opisem F. Firlasa (15) wynikałoby, że w okresie tym granica lasów w Górach Europy środkowej przebiegała około 500 m niżej niż obecnie. Przypuszczalnie w Jutlandii istniały w tym czasie tundry. Granica brzozy biegła przez południowo-zachodnią Norwegię i południowo-zachodnią Szwecję. Granica polarna lasów sosnowych leżała na północ od Hamburga i biegła ku Bornholmowi. Zróżnicowanie strefowe dotyczy oczywiście również diagramów Polski. Ogólnie biorąc dominującymi zbiorowiskami roślinnymi na południu były lasy iglaste, a na północy Polski lasy brzozowo-sosnowe (W. Szafier, 44, 46, 47, A. Środonia, 50, 51, 54). W Karpatach górna granica lasu była także o około 500 m niższa od współczesnego zasięgu (W. Szafier, 46).

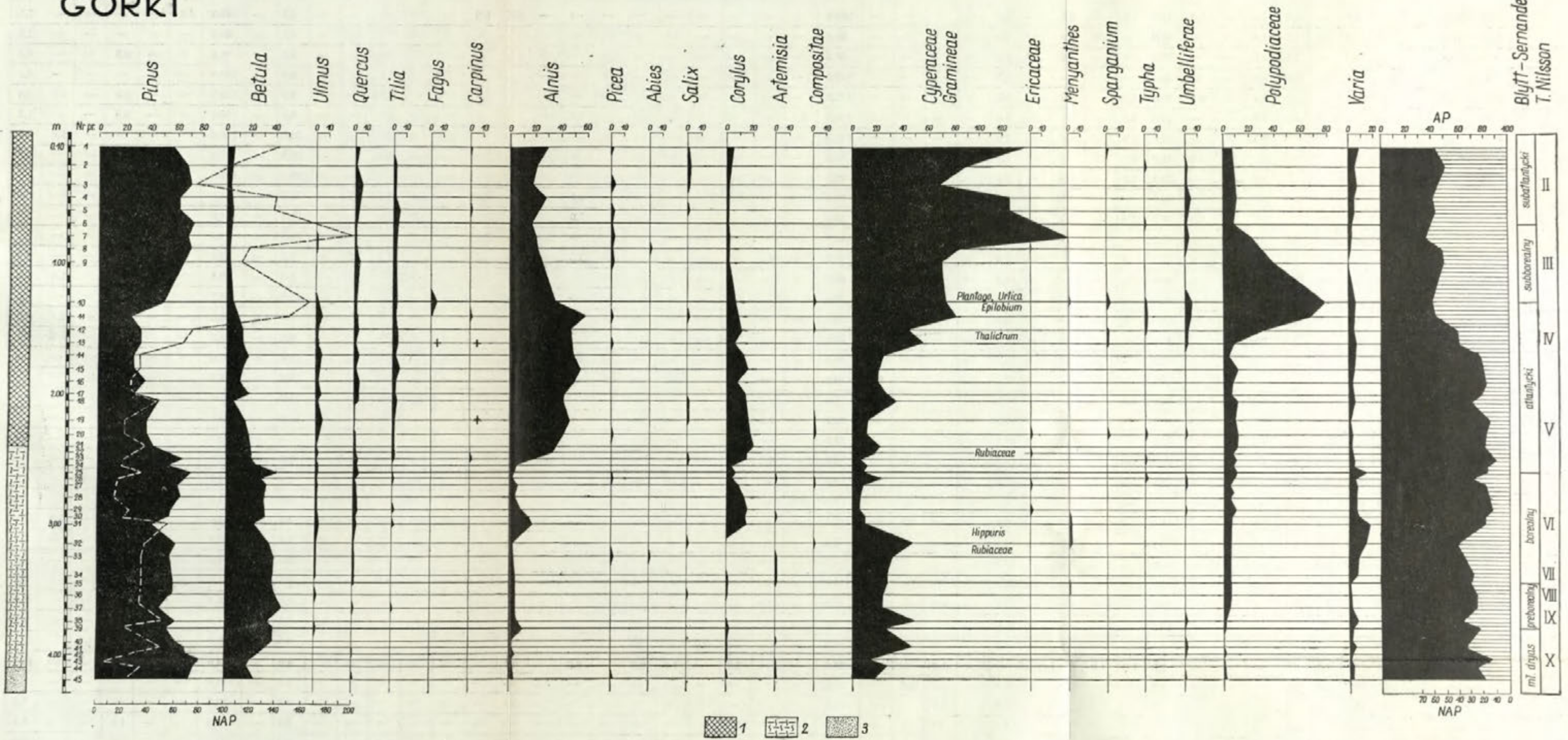
Olbrzymi wpływ na rozmieszczenie rodzajów miały także warunki edaficzne. Brzoza mogła doskonale rosnąć na terenach podmokłych, a sosna na glebach bardziej piaszczystych.

Z roślin ciepłolubnych zaczęły pojawiać się składniki lasu mieszanego: olcha (*Alnus*), dąb (*Quercus*), wiaź (*Ulmus*), lipa (*Tilia*), grab (*Carpinus*), buk (*Fagus*). Zwłaszcza obecność tych dwóch ostatnich rodzajów jest szczególnie znamienna z uwagi na to, że w postglacjałie pojawiają się one dopiero po optimum klimatycznym. Do tego typu roślin należy też świerk (*Picea*), który ogranicza swoje występowanie do interstadiału Allerod, po czym ślady jego pojawiają się dopiero w okresie borealnym, lub najczęściej w towarzystwie buka (*Fagus*), i graba (*Carpinus*) w schyłkowej części holocenu.

Ocieplenie klimatyczne rzędu Allerod daje się obserwować w dwu stanowiskach Puszczy Kampinoskiej: w Narcie i torfowiskach pod Pocięchą.

GÓRKI

Blytt-Sernander
 T. Nilsson



Ryc. 2. Procentowy diagram pyłkowy osadów późnolacjalnych i holocenijskich z Górek (Pyłek krzewów i roślin zielnych (NAP) wyłączone z podstawowej sumy pyłku drzew (AP) = 100%) 1 — torf, 2 — gytja, 3 — piasek

Pollen percentage diagram of late Glacial and Holocene deposits from Górkki. (Shrub and herb pollen (NAP) is excluded from the basic total of tree pollen (AP) = 100%) 1 — peat, 2 — gyttja, 3 — sand

Znacznie większą różnorodnością odkrytych sporomorf charakteryzuje się diagram z Ciechowieża I. Dla porównania zanalizowałam poziomy spagowie kilku innych wierzeń: Ciechowieża II, III oraz Długiego Bagna I i II. W każdym z nich zachodzą te same zależności zespołu sporomorf.

We wszystkich wyżej wspomnianych profilach decydujące znaczenie ma sosna (*Pinus*) z brzozą (*Betula*) i olchą (*Alnus*), a na tym tle występują drzewa ciepłolubne takie jak wiąz, (*Ulmus*), lipa (*Tilia*), dąb (*Quercus*) oraz charakterystyczne dla tego okresu: świerk (*Picea*), grab (*Carpinus*), buk (*Fagus*), a nawet w próbcie z głębokości 1,70—1,75 m pięknie zachowane ziarno pyłku jodły (*Abies*). Krzewy są reprezentowane przez leszczynę (*Corylus*), rokitnik (*Hippophaë rhamnoides* L.). Krzywa pyłku nie-drzew (NAP) w Ciechowieżu jest bardzo wysoka, dochodzi do 220% na szczyt jej przypada pyłek z rodziny traw (*Gramineae*) i turzycowatych (*Cyperaceae*) w ilości ponad 160%.

Liczny udział szczątków *Phragmites communis* i *Carex* sp., wykazany w analizie mikroskopowej torfu znajduje potwierdzenie w krzywych *Gramineae* i *Cyperaceae*, których wychylenia są zgodne ze składem procentowym wyżej wymienionych mikroszczątków. Przy wysokiej wierzchołkowej krzywej *Gramineae* udział *Phragmites* nie stanowi pełnego jej wymiaru, lecz w dużym stopniu obniża jej wartość na rzecz czynnika ekologicznego. Alleröd zaznacza się w profilach także obecnością pyłku roślin zielnych z rodzin: *Caryophyllaceae*, *Chenopodiaceae*, *Compositae* z ciągle powtarzającym się rodzajem *Artemisia*, *Ericaceae*. Wyróżniono rodzaje *Gentiana*, *Helianthemum*, *Polygonum*, *Scabiosa*, *Saxifraga*, *Thalictrum* Z roślin wodnych *Myriophyllum*, zarodniki *Selaginella selaginoides*.

Diagramy totalne z okresu Alleröd stwierdzające stosunek procentowy roślinności drzewiastej (AP) do zielnej (NAP) wykazują małe wahania w Narcie, ale w Ciechowieżu widoczna jest zdecydowana przewaga pyłku roślin zielnych.

Ciechoważ, jak wykazano wyżej, jako torfowisko z torfem trzcinowym należy traktować z pewną poprawką dla roślinności trawiastej, budujące torfowisko.

Przy uwzględnieniu tego warunku zmniejszy się znaczenie pyłku *Gramineae*, *Cyperaceae*. W konsekwencji tego możliwe jest wprowadzenie uogólnienia, iż w całej Puszczy Kampinoskiej, w okresie Allerödu charakter roślinności był typu raczej leśnego z płatami roślinności światłozadnej: tundrowo-stepowej.

2. M ł o d s z y d r y a s (X piętro T. Nilssona)

Ostatni stadiał glacjału bałtyckiego wiąże się z postojem łądolodu skandynawskiego na linii moren środkowoszwedzkich. Ta ostatnia, zimna oscylacja klimatyczna wywarła duży stosunkowo wpływ na roślinność Europy środkowej, a więc także i Polski. Parkowy las Allerödu ustąpił na rzecz bezleśnej tundry. Kontynentalny klimat w połączeniu z dużymi obszarami bezleśnymi sprzyjał również wędrówkom roślinności stepowej. Najlepiej świadczą o tym relikty stepo-tundry, które zachowały się dotychczas we współczesnej florz (W. S z a f e r, 45, 46). W warunkach regionalnych zmiany florystyczne od Allerödu do młodszego dryasu mo-

gły nie być tak znaczne, w każdym razie obserwuje się zahamowanie rozwoju flory termofilnej.

We wszystkich profilach Puszczy Kampinoskiej w młodszym dryasie z drzew najważniejsza jest sosna (*Pinus*), brzoza (*Betula*) z dużą domieszką wierzb (*Salix*). W Ciechowężu wciąż jeszcze utrzymuje się olcha (*Alnus*), co z pewnością uzależnione jest od warunków siedliskowych tego torfowiska. Nie pojawiają się już również ziarna pyłku buka (*Fagus*), graba (*Carpinus*) ani leszczyny (*Corylus*).

Wyraźną redukcję form ciepłolubnych daje się obserwować w diagramie Nartu. Brak ich także w spągu profilu Górek. Z roślin zielnych dla wszystkich diagramów bardzo typowe jest występowanie sporomorf: traw (*Gramineae*), turzyc (*Cyperaceae*) i bylic (*Artemisia*). F. F i r b a s (15) uważa płyty suchoroślowych piołunów (niektóre gatunki rodzaju *Artemisia*) za najpewniejszą cechę diagnostyczną stepo-tundry. Jeśli do tego dodać obecność wielkiego heliofita, jakim jest rokitnik (*Hippophae*), a który występuje nieprzerwanie we wszystkich profilach torfowisk puszczy, oraz obecność krzewu przęśli (*Ephedra*), znanego z wielu stanowisk subglacialnych, istnieje dostateczne kryterium do uznania panujących w tym okresie Puszczy Kampinoskiej zbiorowisk roślinnych za stepo-tundrę. Niemniejsze znaczenie ma odkrycie sporomorf rodzaju *Armeria*, *Gentiana*, *Helianthemum*, a z roślin wodnych liczny udział *Myriophyllum* cf. *verticillatum*.

W małych objętościowo próbkach przeznaczonych do analizy pyłkowej z profilu Nart (głębokości 2,50—3,00 m) znaleziono kilka okazów pestek rodzaju *Potamogeton*. Z tego oznaczono 4 gatunki:

1. *Potamogeton praelongus* Wulf. — 6 pestek, których długość waha się w granicach od 3,4—3,9 mm.
2. *P. perfoliatus* L. — 1 pestka = 3,0 mm.
3. *P. alpinus* Balb — 2 pestka = 2,2 i 2,6 mm.
4. *P. cf. densus* L. — 1 pestka = 2,7 mm.

Z wyplukanych pestek rdestnicy (*Potamogeton*) wszystkie są gatunkami wód chłodnych. Przy rozpatrywaniu szczegółowym diagramu nasuwa się wniosek, iż konfiguracja terenu, warunki hydrologiczne, edaficzne, ekspozycyjne, podobnie jak obecnie, decydowały o wytworzeniu się specyficznych zbiorowisk roślinnych.

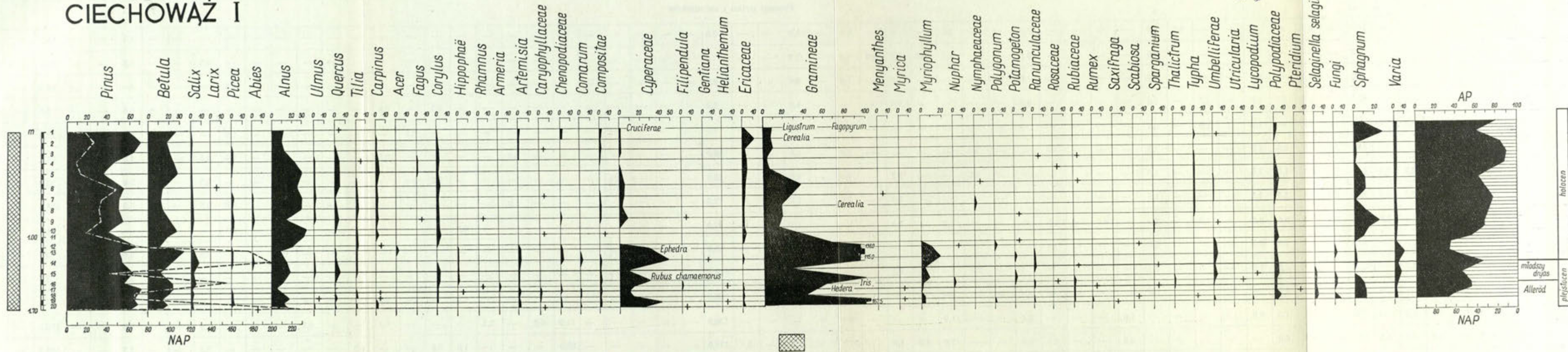
Błędem byłoby uznanie całego obszaru za stepo-tundrę. Przeczą temu na przykład w Ciechowężu utrzymujące się jeszcze w tym okresie drzewa bardziej wymagające pod względem temperatury i wilgotności (*Alnus*, *Ulmus*, *Quercus*, *Tilia*), które tworzyły być może niewielkie, lecz niewątpliwie leśne skupienia zbiorowisk roślinnych.

Holocen

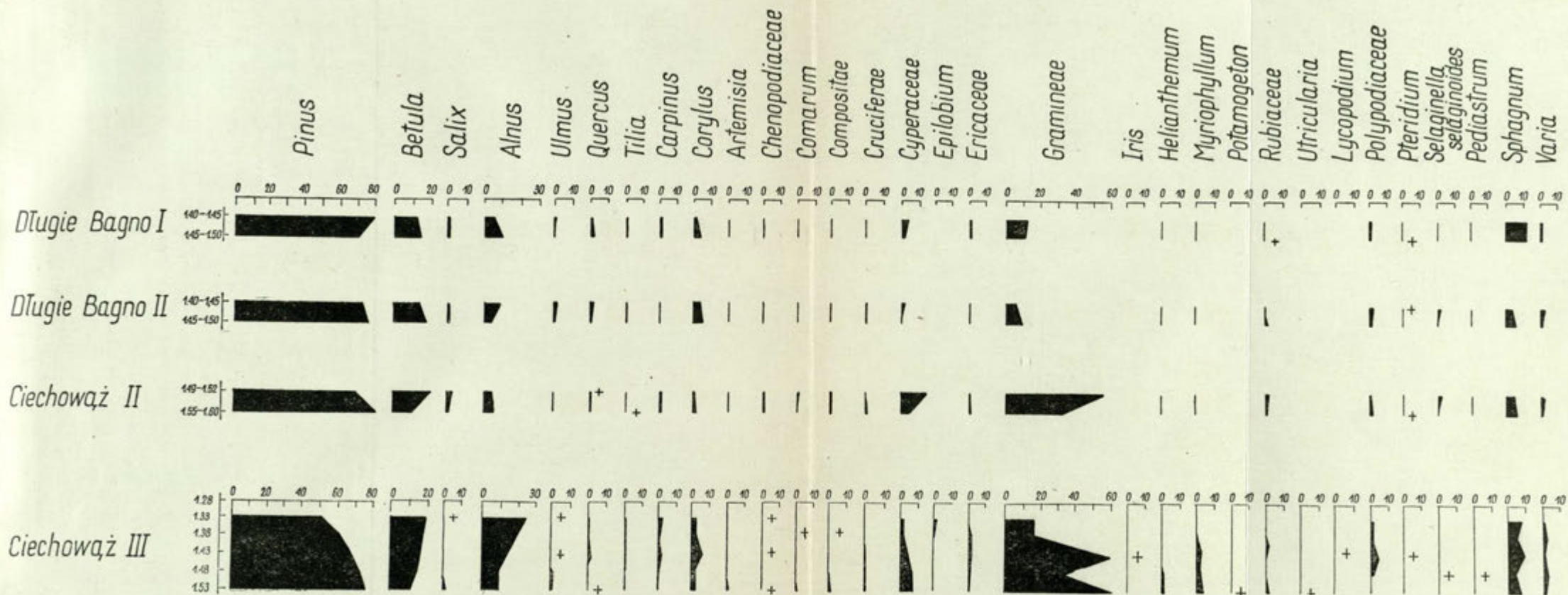
Po ustąpieniu lądolodu z moren fenoskandyjskich rozpoczęło się konsekwentne ocieplenie klimatu, sprzyjające ekspansji lasu na opuszczone przez lodowiec obszary. Okres preborealny (IX, VIII — T. Nilssona) zaznacza się redukcją elementów flory subarktycznej. Zanika pyłek *Arte-*

CIECHOWAŻ I

POLSKA AKADEMIA NAUK
 INSTYTUT GEOGRAFII
 Zakład Geografii Rolnictwa
 W-wo 64, ul. Krak. Przemysłowa 31



Ryc. 3. Procentowy diagram pyłkowy osadów późnoglacialnych i holocenijskich z Ciechoważy I. (Pyłek krzewów i roślin zielnych (NAP) wyłączono z podstawowej sumy pyłku drzew (AP) = 100%); 1 — torf
 Pollen percentage diagram of late Glacial and Holocene deposits from Ciechoważ I. (Shrub and herb pollen (NAP) is excluded from the basic total of tree pollen (AP) = 100%); 1 — peat



Ryc. 4. Procentowe diagramy spągu profili torfowych z Ciechowąża i Długiego Bagna

Percentage diagrams of the bottom of the moor profiles from Ciechowąż and Długie Bagno

misia, *Hippophae*, pojawia i rozprzestrzenia się *Alnus*, *Corylus*. W Narcie gwałtownie wzrasta udział brzozy, osiągającej swoje charakterystyczne maksimum postglacjalne.

W następnym okresie borealnym (VII, VI, piętro T. Nilssona) pojawia się sporadycznie pyłek *Tilia*, *Ulmus*, a w diagramie Górki widoczna jest pierwsza kulminacja *Corylus*. Z drzew dominuje *Pinus*.

Ocieplanie się klimatu, które rozpoczęło się już w poprzednim okresie, stale wzrastało i teraz osiągnęło swe postglacjalne optimum termiczne. Jest to okres atlantycki (V, IV, piętro T. Nilssona). Następuje maksymalny rozwój dąbrów mieszanych. Okres ten najlepiej zaznaczył się w diagramach Górek, Ciechowęża I, gdzie występuje wysoki udział pyłku: *Alnus* łącznie z *Corylus* i komponentami *Quercetum mixtum*. Z tego okresu pochodzą oznaczone przez J. Urbaniśkiego skorupki ślimaków: *Gyraulus (g) albus Müll.*, *Gyraulus (Armiger) crista L. forma cristatus*, *Gyraulus rossmaessleri A. Schm. Limnaea sp. Radix sp. (laevis Ald?) Acroloxus lacustris L.* Wszystkie znalezione formy zamieszkują wody o bujnej roślinności.

Okresy subborealny i subatlantycki (III, II piętro T. Nilssona) nie dają zbyt wyraźnego spektrum pyłkowego. Pojawienie się w kilku procentach pyłku *Carpinus* i *Fagus* sygnalizuje sąsiedztwo panujących w tym czasie lasów grabowo-bukowych (W. Ołtuszewski, 36, W. Ołtuszewski, Z. Borówkó, 37, F. Orwat, 39).

Porównanie późnego glacialu i holocenu w profilach Puszczy Kampinoskiej z profilami terenów sąsiednich

Późny glacial

J. Dąbkowska (9) i J. Oszast (40) opracowały palynologicznie kilka torfowisk z pobliskiego obszaru Ziemi Dobrzyńskiej i Żuchowa koło Lipna, w których spągu zachowały się osady datowane na Allerod. Istotną różnicę między diagramami Puszczy Kampinoskiej, a diagramami Ziemi Dobrzyńskiej w Allerödzie stanowią udziały procentowe głównych komponentów lasu. We wszystkich profilach puszczy panuje bezkonkurencyjnie sosna, natomiast we wzorcowym profilu Żuchowa (J. Oszast, 40) I fazę Allerod reprezentuje brzoza dochodząc w swej kulminacji do 87%. Łąck koło Gostynina (autorka, 3) wykazuje w warstwach Allerodu maksymalnie tylko 30% brzozy. Zarówno spektrum pyłkowe spągu osadów Puszczy Kampinoskiej, jak Łącka inklinują bardziej do diagramów Polski wschodniej i Polesia (J. Dąbkowska, 9, M. Dąbrowski, 11, S. Kulczyński, 26, St. Tołpa, 56, W. Tymrakiewicz, 57), które charakteryzują się dominowaniem sosny nad brzozą. Żuchowo jest bliższe obszarom Polski zachodniej (W. Ołtuszewski, 38, K. Kępczyński, 22).

Osady spągowe Nartu i Ciechowęża odzwierciedlają schyłkową część Allerodu w odróżnieniu od Żuchowa, w którym zachowało się pełne wahnięcie klimatyczne. A. J. Moskwin (31), poddaje w wątpliwość słuszność zaliczenia 2-metrowej warstwy spągu profilu w Żuchowie do Allerodu i sugeruje, iż są to zniszczone od góry, nie osiągnięte do spągu osady ostatniego według nomenklatury A. J. Moskwin — interglacjalu

mołogo — szeksnińskiego. Z tego rodzaju poglądem nie można się zgodzić, chociażby z uwagi na coraz częściej występujący Allerod w profilach późnoglacialnych Polski. Dobra znajomość flor interstadiału Allerod w Polsce wyklucza tak zasadnicze omyłki interpretacji, a zwłaszcza w przypadku tak typowego i konsekwentnego w przebiegu krzywych diagramu, jakim jest diagram z Żuchowa. Mocnym argumentem palynologicznym jest m. in. występowanie w spagu profilu Żuchowa pyłku buka. W. S z a f e r (47) i A. Ś r o d o ń (52) omawiali zagadnienie pyłku buka — (*Fagus*) w młodszym interglacjale. Brak tego drzewa w owym okresie na terenie północnej Europy jest cechą charakterystyczną o znaczeniu diagnostycznym.

Odpowiednikiem interglacjału mołogo-szeksnińskiego jest u nas coraz dokładniej znany interstadiał oryniacki. Tylko w profilu karpackim z Brzezin A. Ś r o d o ń (2) notuje ślad buka, i to w początkowym stadium oryniaku, w zupełnie spągowych próbkach, czyli w nieistniejącej według A. J. Moskwitina części profilu w Żuchowie. Obecność śladów sporomorf drzew termofilnych w spagu profilu z Brzezin A. Ś r o d o ń przypisuje małej ówczasnie zwartości lasu i dalekiemu transportowi pyłku.

Jeśli chodzi o występowanie pyłku *Fagus* w osadach interstadialnego ocieplenia Allerod, jest ono bardzo powszechne i nie budzące zastrzeżeń.

Do diagramów z terenów północno-wschodnich zbliża też profile Puszczy Kampinoskiej występowanie w nich świerka (*Picea*), który wchodzi w skład diagramów Puszczy Białowieskiej i Pomorza Wschodniego. Notuje się brak świerka w diagramach Wielkopolski. Na południu Polski (W. S z a f e r, B. J a r o ń, 43, W. K o p e r o w a, 25) prócz sosny rozprzestrzenił się w tym czasie modrzew (*Larix*), świerk (*Picea*), jodła (*Abies*). Pojawiły się drzewa bardziej wymarżające: *Alnus*, *Ulmus*, *Quercus*, *Fagus*, a nawet odkryto pyłek *Carpinus* (W. K o p e r o w a).

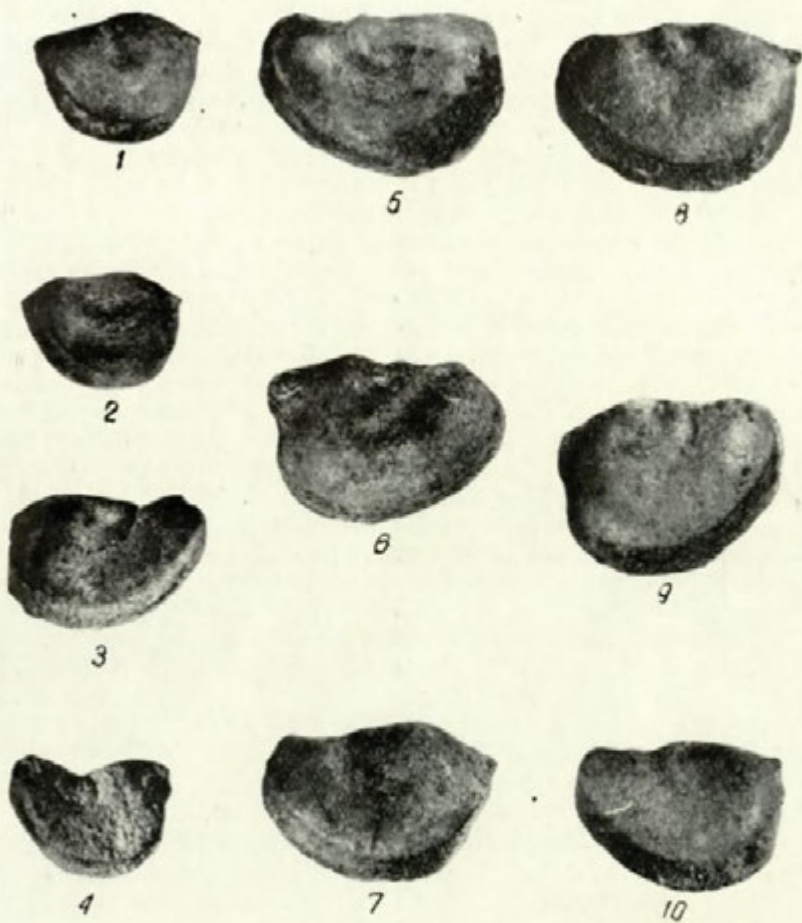
Młodszy dryas w porównaniu z Allerödem znalazł odbicie w znacznie większej ilości profilów sporowo-pyłkowych (J. D ą b k o w s k a, 7, 8, M. J. D ą b r o w s k i, 11, K. K ę p c z y ń s k i, 22, W. K o p e r o w a, 25, St. K u l c z y ń s k i, 26, K. L u b l i n e r - M i a n o w s k a, 29, W. O ł t u s z e w s k i, 34, 35, 36, 38, J. O s z a s t, 40, W. S z a f e r, B. J a r o ń, 43, A. Ś r o d o ń, 49, 50, 51, St. T o ł p a, 57, W. T y m r a k i e w i c z, 58 i inni).

Na terenach północnej i środkowej Polski rozwijają się głównie brzozy, sosny i wierzby i to prawdopodobnie w większości formy krzewiaste.

W diagramach Puszczy Kampinoskiej, podobnie jak w diagramach Wielkopolski i terenów wschodnich dominuje sosna.

W Karpatach Zachodnich nie widać w diagramach uderzających różnic w składzie gatunkowym roślin dzielących Allerod od młodszego dryasu. Uboższe występowanie pyłku drzew termofilnych i kilkakrotnie wyższy udział pyłku *Gramineae*, *Cyperaceae* oraz innych roślin zielnych dowodzi jeszcze większego przerzedzenia lasu parkowego modrzewiowo-sosnowo-brzozowego.

Spośród roślin wskaźnikowych w diagramach pyłkowych Puszczy Kampinoskiej w okresie późnego glacjału na uwagę zasługuje pyłek rokitnika (*Hippophae rhamnoides* L). Rokitnik, krzew o doskonale wykształconym systemie korzeniowym obecnie najchętniej zajmuje tereny o glebie lekkiej, piaszczystej z zawartością soli wapnia. Jest rośliną wybitnie światłolubną. (H. G a m s, 17, Z. Z a l e w s k a, 61). W Polsce najlepiej



Fot. 1. Nart — głębokość 2,50—3,25 m

Nart — depth 2.50—3.25 m

1, 2 — *Potamogeton alpinus* Balb (dł. 2,6 i 2,2 mm), 3 — *P perfoliatus* L
 (dł. 3,0 mm), 4 — *P cf. densus* L. (dł. 2,7 mm), 5—10 — *P praelongus* Wulf
 (dł. 3,4 do 3,9 mm)

rozwijają się na całej długości wybrzeża morskiego, wzdłuż Wisły i jej dopływów (Z. Z a l e w s k a, 61).

Pyłek rokitnika był wykrywany w osadach późnoglacialnych południowej Szwecji (cytuję za W. S z a f e r e m, 44), a także w osadach Europy środkowej (F. F i r b a s, 15) głównie w st. dryasie i Allerödzie.

Interesująco przedstawia się masowe występowanie pyłku rokitnika w ilości ponad 70%, w profilach Wielkopolskiego Parku Narodowego w Osowej Górze (W. O ł t u s z e w s k i, 38). Dotychczasowe badania palynologiczne w Polsce nie potwierdziły tak wysokiego udziału rokitnika. Zachodzi tam jakaś wyjątkowa sytuacja, przypuszczalnie wynika wskutek lokalnych warunków ekologicznych, co jak sądzi Z. C z u b i ń s k i, (6), przyczynowo może wiązać się ze zjawiskiem stepowienia Wielkopolski.

Rokitnik Wielkopolskiego Parku Narodowego skupia się głównie w Allerödzie. W. Oltuszewski dla porównania zbadał spąg 2 profilów pochodzących z terenów płaskich równinnych Wielkopolski, gdzie odkrył pyłek *Hippophaë* w nikłym procencie. Zestawienie tych faktów nasuwa przypuszczenie, iż liczny udział *Hippophaë* należy wiązać z konfiguracją terenu Osowej Góry, gdzie rokitnik rósł w optymalnych dla życia warunkach na zboczach bardziej eksponowanych.

Występowanie rokitnika w osadach późnoglacialnych rzędu kilku procent notują poza tym J. O s z a s t (40), Z. B o r ó w k o - D ł u ż a k o w a (3), M. J. D a b r o w s k i (11), W. K o p e r o w a (25).

A. Ś r o d o ń (53) stwierdził obecność pyłku tego rodzaju w 4 spągowych próbkach z osadów w Gościęcinie w ilości do 12,7% (maximum abs.). W związku z tym między innymi skłania się do uznania tego odcinka diagramu za wyraz interstadialnego wzniesienia klimatu odpowiadającego schyłkowi zlodowacenia krakowskiego. Z tego samego okresu i z analogicznej pozycji stratygraficznej pochodzą oznaczenia rokitnika w profilu z Syrnika (M. S o b o l e w s k a, 42).

Interstadiał oryniacki również wniósł nowe stanowiska rokitnika (A. Ś r o d o ń, 2, Z. B o r ó w k o - D ł u ż a k o w a *Konin* — rękopis). We wszystkich wymienionych profilach pyłek *Hippophaë* zjawia się w okresach chłodnych, subglacialnych. Towarzyszące mu heliofity takie jak: *Helianthemum*, *Saxifraga*, *Gentiana*, *Artemisia*, *Selaginella selaginoides* dowodzą istnienia otwartych, bezleśnych terenów.

Holocen

Po ostatecznym ustąpieniu lądolodu klimat Europy środkowej i północnej konsekwentnie się ocieplał. Początkowo rozprzestrzeniały się gatunki roślin, którym udało się przetrwać surowe warunki klimatyczne. Roślinność krzewiasta była z czasem wypierana przez drzewiastą. Początkowo były to lasy typu parkowego, o małej zwartości. W miarę łagodnienia klimatu napływały drzewa bardziej wymagające, dając początek dąbrowom, a wreszcie imigrację zakończyły grab i buk.

Okres preborealny charakteryzował się klimatem jeszcze chłodnym i stosunkowo suchym. Z tego okresu datują się pierwsze zawiązki lasów holocenijskich. Dominującymi drzewami są sosna i brzoza. Różnice kulminacji sosny lub brzozy dotyczą ich geograficznego rozmieszczenia. Środ-

kowa i północna Polska były raczej opanowane przez lasy brzożowe. Natomiast na południu Polski głównym komponentem była sosna wypierająca modrzew i limbę. W Karpatach Wschodnich wkrótce rozwinął się świerk. W Karpatach Zachodnich i Sudetach sośnie towarzyszyły modrzew, limba, brzoza karpacka.

Okres borealny charakteryzuje pierwsze znaczne ocieplenie i zwilgotnienie klimatu. W związku z tym zaczęły pojawiać się drzewa o wyższych wymaganiach klimatycznych: olcha, sporadycznie wiąz, dąb, lipa. W tym czasie leszczyna na Pomorzu osiągnęła swoje pierwsze postglacjalne optimum rozwoju, osiągając ponad 100% udziału (H. G r o s s, 19). W Polsce środkowej udział leszczyny jest już także wydatny, lecz nie optymalny.

W Karpatach sosna ustępuje na rzecz świerka, z drzew imigrujących na uwagę zasługuje jodła na południowym zachodzie Karpat oraz grab z bukiem w Karpatach Wschodnich.

Okres atlantycki zaznacza się największym ociepleniem klimatu. Jest to polodowcowe optimum termiczne. Następuje tu maksymalny rozwój lasów mieszanych z wiązem, dębem, lipą i olchą. Domieszkę stanowią klon, jesion, grab. Świerk zwiększa swój zasięg, rozprzestrzeniając się dwoma szlakami migracyjnymi: z południa i północnego wschodu.

W Polsce środkowej i we Wschodnich Karpatach daje się obserwować kulminację rozwoju leszczyny. W tejże części Karpat bujnie rozwija się grab.

Okres subborealny sygnalizuje cechy kontynentalizacji klimatu, co w rozwoju lasów wyraża się ubożeniem dąbrów i leszczyny. W Polsce środkowej pojawiają się buk i grab.

Dopiero okres subatlantycki, jakkolwiek chłodniejszy od poprzedniego, to jednak bardziej wilgotny, sprzyja rozwojowi buka i graba, które zwłaszcza na Pomorzu osiągają wysokie wartości. Na Niżu wzrasta udział sosny, a w dalszym ciągu są dość wysokie udziały olchy.

Postępująca kontynentalizacja klimatu wpłynęła hamująco na rozwój drzew bardziej wymagających pod względem wilgoci. Okres historyczny wyraża się wybitnym i powszechnym panowaniem sosny, będącej wynikiem zmian klimatycznych i gospodarki człowieka.

LITERATURA

- (1) B e r t s c h K., 1942 — *Lehrbuch der Pollenanalyse. Handbuch der Vorgesellschaftsvorsch.* 3, Stuttgart.
- (2) B i r k e n m a j e r K., Ś r o d o Ń A., 1960 — *Interstadiał oryniacki w Karpatach.* „Biul. Inst. Geol.”, 150.
- (3) B o r ó w k o - D ł u ż a k o w a Z., 1961 — *Badania palynologiczne torfowisk na tarasach Wisły między Gąbinem, Gostyninem a Włocławkiem.* „Biul. Inst. Geol.”, 169. Z badań czwartorzędu t. X. Warszawa.
- (4) B r e m M., 1950 — *Flora Kopalna z Jędrzejówki koło Bilgoraja.* „Starunia” 29. Kraków.
- (5) C z u b i Ń s k i Z., 1950 — *Badania fizjograficzne nad Polską Zachodnią.* Pozn. Tow. Przyj. Nauk, nr 2, z. 4, Poznań.
- (6) C z u b i Ń s k i Z., 1960 — *Rola elementów kserotermicznych w szacie roślinnej Wielkopolski.* „Zesz. Probl. Post. Nauk Rolnicz.”, 7.

- (7) Dąb k o w s k a I., 1932 — *Zatorfienie dolinne Łani*. „Acta Soc. Bot. Pol.”, vol. IX. Warszawa.
- (8) Dąb k o w s k a I., 1934 — *Torfowiska jeziorne i dolinne źródeł Szczary*. Warszawskie Tow. Nauk. Posiedzenia nr 36, Wydział 4, Warszawa.
- (9) Dąb k o w s k a I., 1935 — *O torfowiskach Ziemi Dobrzyńskiej*. Spraw. Kom. Fizjogr. PAU”, t. LX, VIII, Kraków.
- (10) Dąb k o w s k a I., 1935 — *O pyłkach kilku krzewów i wyróżnianiu ich przy analizie pyłkowej*. „Spraw. Kom. Fizjogr. PAU”, Kraków.
- (11) Dąb r o w s k i M. I., 1959 — *Późnoglacialna i holocenińska historia lasów Puszczy Białowieskiej*. Cz. I. *Białowieski Park Narodowy*. „Act. Soc. Bot. Pol.”, vol. XX, VIII, nr 2.
- (12) E r d t m a n G., 1943 — *An Introduction to Pollen Analysis*. Waltham, N. York.
- (13) E r d t m a n G., 1952 — *Pollen Morphology and Plant Taxonomy. Angiosperms*. Stockholm—Uppsala.
- (14) F i r b a s F., 1935 — *Die Vegetationsentwicklung des mitteleuropäischen Spätglazials*. Biblioth. Bot. H. 112. Stuttgart.
- (15) F i r b a s F., 1949 — *Waldgeschichte Mitteleuropas*, 1. Jena.
- (16) F i r b a s F., 1952 — *Waldgeschichte Mitteleuropas*, 2. Jena.
- (17) G a m s H., 1943 — *Der Sanddorn (Hippophae Rhamnoides L.) im Alpengebiet*. Beih. — z. Bot. Ctbl., Bd. LXII, H. 1.
- (18) G o d w i n H., 1956 — *The History of the British Flora*. Cambridge University.
- (19) G r o s s H., 1935 — *Der Döhlauer Wald in Ostpreussen*. Beih. z. Bot. Ctbl.
- (20) G r o s s H., 1937 — *Nachweis der Allerödschwankung in süd und ostbaltischen Gebiet*. Beih. z. Bot. Ctbl. 62, Allenstein.
- (21) J o n a s Fr., 1952 — *Atlas zur Bestimmung rezenter und fossiler Pollen und Sporen*. Feddes Repert. Beih. Berlin.
- (22) K ę p c z y ń s k i K., 1958 — *Roślinność i historia torfowiska Siwe Bagno w Borach Tucholskich*. „Zesz. Nauk. UMK”, 2, Biologia, Toruń.
- (23) K n e b l o w a V. 1958 — *Die glaziale Flora in den pleistozänen Sedimenten bei Brusperk im Ostrauer Gebiet*. Anthropozoikum 7. Praha.
- (24) K o b e n d z a R., 1930 — *Stosunki fitosocjologiczne Puszczy Kampinoskiej*. „Planta Polonica”, vol. II. Warszawa.
- (25) K o p e r o w a W. 1958 — *Późny glacjał z płn. podnóża Tatr w świetle analizy pyłkowej*. „Monogr. Bot.”, vol. VII.
- (26) K u l c z y ń s k i S., 1930 — *Stratygrafia torfowisk Polesia*. „Prace Biura Mel. Polesia”, I, Brześć n/Bugiem.
- (27) K u l c z y ń s k i S., 1940 — *Torfowiska Polesia*. 1, 2. Kraków.
- (28) L e n c e w i c z S., 1922 — *Wydmę śródlądowe Polski*. „Przegl. Geogr.”, II, Warszawa.
- (29) L u b l i n e r - M i a n o w s k a K., 1934 — *Analizy pyłkowe torfowisk pasa bezświerkowego*. „Rozpr. Spr. IBZ”, Ser. A.
- (30) M ą d a l s k i J., 1942 — *Cechy morfologiczne pestek europejskich gatunków Potamogeton (Tourn L.) i klucz do oznaczania szczątków dyluwialnych*. Wrocł. Tow. Nauk. Prace Ser. B, nr 24.
- (31) M o s k w i t i n A. J., 1960 — *Dyskusja o plejstocenie Polski na podstawie prac W. Szafera oraz poglądów W. P. Griczuka, P. Woldstedta i innych autorów*. „Biul. Inst. Geol.”, Z badań czwart., t. 9, Warszawa.
- (32) N i l s s o n T., 1935 — *Die pollen analytische Zonengliederung der spät- und postglazialen Bildungen Schonens*. Geol. Foer. Stockholm.

- (33) Nilsson T., 1948 — *On the Application of the Scanian postglacial Zone System to Danish Pollen Diagrams*. Koebenhavn.
- (34) Ołtuszewski W., 1937 — *Historia lasów Pojezierza Suwalsko-Augustowskiego w świetle analizy pyłkowej*. Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Ser. B8. Poznań.
- (35) Ołtuszewski W., 1948 — *Polodowcowa historia lasów południowo-zachodniej Wielkopolski*. Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Ser. B, 10, z. 7, Poznań.
- (36) Ołtuszewski W., 1948 — *Badania pyłkowe nad torfowiskami Dolnej Łeby*. „Bad. Fizj. nad Polską zach.”, nr 1, Poznań.
- (37) Ołtuszewski W., Borówko Z., 1954 — *Analiza pyłkowa torfowiska Bielawskie Błoto*. „Ochr. Przyr.”, 22, Kraków.
- (38) Ołtuszewski W., 1957 — *Pierwotna szata leśna Wielkopolskiego Parku Narodowego w Osowej Górze pod Poznaniem w świetle analizy pyłkowej*. Pozn. Tow. Przyj. Nauk., t. III, z. 1, Poznań.
- (39) Orwat F., 1958 — *Wyniki analizy pyłkowej dwu torfowisk na Wyspie Wolinie*. „Bad. Fizjogr. nad Polską zach.”, cz. 4.
- (40) Oszaśt J., 1957 — *Historia klimatu i flory Ziemi Dobrzyńskiej w późnym glacie i holocenie*. „Biul. Inst. Geol.”.
- (41) Paszewski A., 1934 — *Uwagi o historii lasów na Pomorzu w świetle analizy pyłkowej*. Act. Soc. Bot. Pol. Vol. XI. „Biul. Inst. Geol.”, 118, Z badań czwart., t. 8, Warszawa.
- (42) Sobolewska M., 1956 — *Roślinność plejstoceńska z Syrnika nad Wieprzem*. „Biul. Inst. Geol.”, 100, Z badań czwart., t. 7, Warszawa.
- (43) Szaffer W., Jaroń B., 1935 — *Plejstoceńskie jezioro pod Jasłem*. „Starunia”, 8, Kraków.
- (44) Szaffer W., 1946 — *Zarys historii rozwoju flory Holarktydy*. „Roczn. PIG”, t. XVI, Warszawa.
- (45) Szaffer W., 1949 — *Zarys ogólnej geografii roślin*. Czytelnik, Warszawa.
- (46) Szaffer W., 1952 — *Schyłek plejstocenu w Polsce*. „Biul. Inst. Geol.”, 65, Z badań czwart., t. 1, Warszawa.
- (47) Szaffer W., 1953 — *Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej*. „Roczn. P. T. G.”, 22, z. 1, Kraków.
- (48) Szaffer W., 1955 — *Rzut oka na postęp badań flor czwartorzędowych w Polsce*. „Biul. Inst. Geol.”, 70, Z badań czwart., t. 6, Warszawa.
- (49) Środzeń A., 1948 — *Przyczynki do historii rozwoju lasu w Karpatach Wschodnich*. „Starunia” nr 25, PAU, Kraków.
- (50) Środzeń A., 1952 — *Ostatni glacjał i postglacjał w Karpatach*. „Biul. Inst. Geol.”, 67, Z badań czwart., t. 3, Warszawa.
- (51) Środzeń A., 1952 — *Późnoglacialna flora z Dziadowych Kątów koło Grywałdu* (jak wyżej).
- (52) Środzeń A., 1956 — *W sprawie interglacjału w Szlągu pod Poznaniem*. „Biul. Inst. Geol.”, 100, Z badań czwart., t. 7, Warszawa.
- (53) Środzeń A., 1957 — *Flora interglacialna z Gościęcina*. „Biul. Inst. Geol.”, 118, Z badań czwart., t. 8, Warszawa.
- (54) Środzeń A., 1959 — *Zarys historycznego rozwoju szaty roślinnej Polski w późnym glacie i postglacie*. Szata roślin. Polski, t. 1, Warszawa.
- (55) Thomasschewski M., 1930 — *Pollenanalytische Untersuchung der Moore Stangewalde und Saskoshin im Gebiet der Freien Stadt Danzig*. „Extr. du Bull. de l'Academ. Polon. des Scienc. et des Lettres, Ser. B. Scienc. Natur.”, 1, Kraków.
- (56) Tiuremnow S. N., 1957 — *Złoża torfu i ich rozpoznanie*. Wyd. Geol. Warszawa.

- (57) T o l p a St., 1935 — Zatorfienie jeziorne na południowej krawędzi Polesia. „Act. Soc. Bot. Pol.”, vol. XII, Warszawa.
- (58) T y m r a k i e w i c z W., 1935 — Stratygrafia torfowisk krasowych południowego Polesia i północnego Wołynia. „Kosmos”, t. IX, z. 3, Lwów.
- (59) W i t k o w s k a J., 1938 — Analiza pyłków torfowisk Pojezierza Brodnickiego. Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, 3 za 3 i 4 kw. Poznań.
- (60) W o l d s t e d t P., 1950 — Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Stuttgart.
- (61) Z a l e w s k a Z., 1956 — Rokitnik zwyczajny (*Hippophae rhamnoides* L.) Flora Polski.

СОФЬЯ БОРУВКО-ДЛУЖАКОВА

ИСТОРИЯ ФЛОРЫ КАМПИНОСКОЙ ПУЩИ В ПОЗДНЕМ ГЛАЦИАЛЕ И ГОЛОЦЕНЕ

Палинологическим методом исследовано несколько профилей, образовавшихся из торфа, гитии, пылеватых отложений и песчаной пыли. Торфяники в Натре и Горках — это низкие торфяники озерного происхождения, на что указывают отложения гитии в нижних слоях. Зато торфяник под Поцехой (профили из Цеховенжа и Длинного Болота) — в настоящее время верховой — формировался преимущественно как низкий торфяник (1,75—0,45 м) с болотной растительностью, главным компонентом которого был камыш (*Phragmites communis* Trin). Затем после стадии переходного торфяника: мшисто-камышевого, дерево-камышевого лишь в сводчатой части (0,40—0,0 м) преобразовалось исключительно на водное хозяйство олиготрофического типа. Современной особенностью флоры верхового торфяника под Поцехой является наиболее выдвинутое на юг Польши место описанное Р. Кобендза (24).

Образчики в зависимости от характера отложения вымачивались:

1. методом флотации, употребляя иодистый калий и иодистый кадмий.

2. 15% перекисью водорода при температуре 50°C в течение 1 часа.

Затем все образчики подвергались вымачиванию методом ацетализа по Г. Эрдтману (12).

Профиль верхового торфяника в Цеховенжи был характерен наличием более разнообразных спороморфов, в связи с чем были подвергнуты дополнительному анализу микроскопические остатки торфа.

На основании результатов анализа пыльцы доказано, что начало образования торфяника в Горках относится к Младшим Дриасам, а профили Нарта, Цеховенжа и Длинного Болота начали образовываться в периоде потепления порядка.

В нижних слоях вышеупомянутых профилей решающее значение имеют: сосна (*Pinus*) с березой (*Betula*), ольхой (*Alnus*), а на этом фоне выступают термофильные деревья, как: вяз (*Ulmus*), липа (*Tilia*), дуб (*Quercus*), а также характерные для того периода: ель (*Picea*) граб (*Carpinus*), бук (*Fagus*) и даже в следах пыльцы — ель (*Abies*). Кусты представляют орешник (*Corylus*), облепиха (*Hippophae rhamnoides* L. Травянистые растения отличаются высокопроцентной кривой = 220%, из этого числа приходится на пыльцу *Gramineae* и *Cyperaceae* — 160%. Кроме того сравнительно многочисленно выступают торфоморфы семейств: *Caryophyllaceae*, *Chenopodiaceae*, *Compositae*, *Ericaceae*.

Выделены также виды *Gentiana*, *Helianthemum*, *Polygonum*, *Scabiosa*, *Saxifraga*, *Thalictrum*, среди водных растений — *Myriophyllum*, а также спора *Selaginoides*.

Микроскопический анализ растительных остатков торфа в Цеховенже обнаружил многочисленное участие остатков *Phragmites communis*, в связи с этим процентная доля пыльцы трав (*Gramineae*) принималась с определенной поправкой в пользу травяной растительности, формирующей торфяник. Учитывая такое условие, уменьшается в диаграмме значение пыльцы *Gramineae*, *Cyperaceae*. В результате этого возможно заключить, что во всей Кампиносской Пуще в период *Allerodu* характер растительности был скорее лесного типа с пластами светлюбивой растительности: тундрово-степной.

Младшие дриасы проявились во всех профилях Кампиносской Пущи. Важнейшими из деревьев являлись: сосна (*Pinus*) с березой (*Betula*), а вместо ольхи (*Alnus*) появляются вербы (*Salix*). И только в Цеховенже еще удерживается ольха (*Alnus*), что наверное зависит от условий местоположения этого торфяника. Не появляются спороморфы: *Carpinus*, *Fagus*,

Corylus. Отчетливое сокращение видов светолюбивых растений можно наблюдать в диаграмме для Нарти. Нет их также в нижних слоях профиля в Горках. Травянистые растения во всех диаграммах представлены спороморфами: *Gramineae*, *Cyperaceae* и *Artemisia*. Пыльца (*Hippophae rhamnoides* L.) встречается непрерывно во всех профилях Пущи; отмечается также присутствие куста *Ephedra distachya* L., Из гелиофитов найдены спороморфы: *Armeria*, *Gentiana*, *Helianthemum*. Со времени Младшего Дриаса происходят обозначенные косточки *Potamogeton* с видами: *P. perfoliatus* L., *alpinus* L., *P. cf. densus* L.

Голоцен: пребореальный период (IX—VIII ярус Т. Нильссона) отличается сокращением элементов субарктической флоры. Исчезает пыльца *Artemisia*, *Hippophae*. Появляется *Alnus*, *Corylus*. В Нартовском профиле резко возрастает удельный вес березы (*Betula*) достигая свой характерный постгляциальный максимум. В следующий бореальный период (УП—UI ярус Т. Нильссона) спорадически появляется пыльца *Tilia*, *Ulmus*, а в диаграмме Горки можно наблюдать первую кульминацию *Corylus*. Из древесной растительности доминирует *Pinus*. Термический оптимум атлантического периода (V—IV ярус Т. Нильссона) дает максимальное развитие смешанных дубрав, что лучше всего наблюдается в диаграммах Горки, Цеховенж. Суббореальный и субатлантический периоды не дают слишком отчетливого пыльцевого спектра. Появление в нескольких процентах пыльцы *Carpinus* и *Fagus* сигнализирует соседство господствующих в эти времена грабово-буковых лесов.

Сопоставление пыльцевых диаграмм Кампиносской Пущи с диаграммами других территорий дает возможность выявить сходство рассмотренных диаграмм с диаграммами Восточной Польши и Полесья (J. Dąbkowska, 9; M. Dąbrowski, 11; S. Kulczyński, 26; St. Tołpa, 56; W. Turmakiewicz, 57).

Пер. А. Петровского.

ZOFIA BOROWKO-DŁUŻAKOWA

THE HISTORY OF THE FLORA OF THE KAMPINOS FOREST DURING THE LATE GLACIAL AND HOLOCENE PERIODS

By means of the palynological method, several profiles, composed of peat, gyttja, silt, and silt with sand admixture, were investigated. The moors at Nart and Gorki are low and of lake origin, as evidenced by gyttja sediments in the bottom. The moor at Pocięcha, on the other hand (the profiles coming from Ciechowąż and Długie Bagno), which at present is high, was, at the time of its formation, mainly (1.75—0.45 m) low, with marsh vegetation composed chiefly of reed (*Phragmites communis* Trin.). Later, after an intermediate stage of a moss-and-reed type, and through a tree-and-reed one only in the top portion (0.40—0.0 m), the moor changed over to a wholly aquatic kind of economy of the oligotrophic type. A contemporary curiosity of the flora of the high peat-bog at Pocięcha is its being the southernmost habitat in Poland of the *Chamaedaphne calyculata* L Munch. = *Lyonia calyculata* L Rchb., described by R. Kobenz (24).

The samples were subjected to maceration, according to the character of the sediment, —

- (1) by flotation, with the use of potassium iodite (KJ) and cadmium iodite CdJ₄).
- (2) by means of 15 per cent exogenous water (H₂O₂) in a temperature of 50°C, for the duration of an hour.

All the samples were next subjected to maceration by the acetolysis method of G. Erdtman (12).

The profile from the high moor of Ciechowąż was marked by a presence of a greater variety of sporomorphs, and in that connection it was subjected additionally to an analysis of the microscopic fossils in the peat.

The evidence supplied by pollen-analysis results situates the origin of the Górki peat-bog in the Younger Dryas, while that of the Nart, Ciechowąż, and Długie Bagno profiles belonged to the period of warming of the Allerod Age.

In the bottom of the above-mentioned profiles, the following are of a decisive significance: the pine (*Pinus*), together with the birch (*Betula*) and alder (*Alnus*), while amongst those there also occur some thermophilic trees such as the elm (*Ulmus*), lime (*Tilia*), oak (*Quercus*), as well as the trees so characteristic of the period, the spruce (*Picea*), hornbeam (*Corpinus*), beech (*Fagus*), and some traces of pollen of fir (*Abies*). Shrubs are represented by the hazel (*Corylus*) and wicker (*Hippophaë rhamnoides* L.). Herbs are characterized by a high percentage curve = 220%, 160% of that being taken up by *Gramineae* and *Cyperaceae* pollen. Apart from those, there is a considerably numerous occurrence of sporomorphs of the following families: *Caryophyllaceae*, *Compositae*, *Ericaceae*.

It has also been possible to identify the genera, *Gentiana*, *Helianthemum*, *Polypogonum*, *Scabiosa*, *Saxifraga*, *Thalictrum*, and, of aquatic plants, the *Myriophyllum* and spores of *Selaginella selaginoides*.

Microscope analysis of plant fossils contained in Ciechowąż peat revealed a large proportion of fossils of *Phragmites communis*; in consequence, it was decided to treat the percentage of *Gramineae* pollen as subject to some amendment in favour of grassy vegetation constituting the moor. Assuming that to be the prevailing condition, the significance of *Gramineae* and *Cyperaceae* in the diagram is automatically lessened. Consequently, it becomes justifiable to prefer a generalization stating the vegetation in the whole of the Kampinos Forest area at the Allerod period to have been of a sylvan character, with patches of heliophytic vegetation of tundra and steppe type.

The Younger Dryas has left its imprint upon the profiles of the Kampinos Forest. Of trees, the most important are, the pine (*Pinus*), along with the birch (*Betula*), whereas the alder (*Alnus*) is replaced by the willow (*Salix*). Ciechowąż remains the only place where the alder (*Alnus*) still persists, the fact being in all probability accounted for by local conditions in which the bog is situated. There is an absence of sporomorphs such as *Carpinus*, *Fagus* and *Corylus*. There is a notable reduction of thermophilic forms to be observed in the Nart diagram, and they are also absent in the bottom profile from Górki.

As to herbal vegetation this is represented in all diagrams by the sporomorphs, *Gramineae*, *Cyperaceae*, and *Artemisia*. Wicker *Hippophaë rhamnoides*) pollen is constantly present in all profiles of the Forest, and there is a similar presence of the shrub *Ephedra distachya* L., familiar from many subglacial sites. From amongst heliophytes, the sporomorphs, *Armeria*, *Gentiana*, *Helianthemum*, have been discovered. From the younger Dryas period come the marked endocarp of *Potamogeton* with the genera, *P. perfoliatus*, L., *P. alpinus* L., *P. cf. densus* L.

Holocene: The preboreal period (pollen zones IX—VIII, according to T. Nilsson) is marked by a reduction in the elements of subarctic flora. *Artemisia* and *Hippophaë* pollen gradually disappears. *Alnus* and *Corylus* come on the scene. In the Nart profile there is a rapid increase in the population of the birch (*Betula*), reaching its characteristic maximum of the postglacial period. In the following boreal period (pollen zones VII—VI, according to T. Nilsson) there is a sporadic occurrence of the pollen of *Tilia*, *Ulmus*, while in the Górki diagram there is evidence of the first culmination of *Corylus*. Among trees, *Pinus predominates*. The thermic optimum of the Atlantic period (pollen zones V—IV acc. to T. Nilsson) shows maximum development of mixed oak groves, best marked in the diagrams of Górki and Ciechowąż. The sub-boreal and sub-atlantic periods (pollen zones III,

II, acc. to T. Nilsson) give no clear pollen spectrum. The occurrence of a few per cent of *Carpinus* and *Fagus* pollen indicates the neighbourhood of hornbeam and beech forests prevailing at the time.

A comparison of the pollen diagrams from the Kampinos Forest with those of neighbouring areas shows a similarity of the Forest diagrams in question with diagrams of Eastern Poland and of Polesie (J. Dąbkowska, 9, M. Dąbrowski, 11, S. Kulczyński, 26, St. Tołpa, 56, W. Tymrakiewicz, 57).

Translated by *Malwina Galon*

JADWIGA KOBENDZINA

Próba datowania wydym Puszczy Kampinoskiej

Attempt to Date Dunes in the Kampinos Primeval Forest

Z a r y s t r e ś c i. Datowanie wydym Puszczy Kampinoskiej oparto na badaniach palynologicznych Z. Borówko-Dłużakowej. Osady organogeniczne zaczynają się pod koniec Allerödu i torfy nie wykazują przewarstwienia piasku, przeto procesy wydymotwórcze rozwijać się mogły tylko do końca starszego dryasu. Układ wydym wskazuje na dwa cykle: starszy i młodszy. Jeżeli młodszy skończył się w starszym dryasie, to starszy odnieść należy do najstarszego dryasu.

Dotychczasowe próby datowania wydym położonych w pradolinie Wisły opierały się głównie na wieku tarasów (S. Lenczewicz, 17 i 18, W. Mrózek, 24, L. Pilarczyk, 26 i in.), co pozwalało najwyżej na powiązanie okresów wydymotwórczych z fazami rozwoju Bałtyku. Ścisłejsze określenie wieku wydym, zsynchronizowanie okresów wydymotwórczych z odpowiednimi okresami geologicznymi można osiągnąć drogą: 1) badań stanowisk prehistorycznych w piaskach wydymowych; 2) badań palynologicznych osadów pochodzenia organicznego, związanych swym pochodzeniem z wydymami; 3) określenia metodą C₁₄ wieku węgla drzewnego odnalezionego w piaskach wydymowych.

Pierwszą próbę datowania wydym na podstawie prehistorii przeprowadził S. Kruskowski (15). Wiek wydym związał on z końcem plejstocenu. Dolny piasek wydymowy, zawierający szczątki przemysłu tarde-nuaskiego, azylskiego, świderskiego, madleńskiego i ich mieszanców (paleolit) uznał za utwór peryglacialny. Koniec okresu wydymotwórczego widział w ancylusie (= okres borealny). Z końcem litoryny (= okres atlantycki) nastąpiła według tego autora przerwa w procesach eolicznych, powstawała próchnica, w której występują ślady człowieka neolitycznego.

Następnie L. Sawicki (30—34) w oparciu o analogiczne przesłanki precyzował bliżej wiek wydym leżących w pradolinie Wisły powyżej Warszawy: „Powstawanie wysokiego tarasu akumulacyjnego i wydym z nim związanych oraz przemysł świderski I odniesiono do interstadiału między nasunięciem kujawsko-mazurskim a następnym — pomorskim” (zlodowacenia bałtyckiego). Datę tę oparł autor na stanowisku wydymowym w Świdrach Wielkich, gdzie występują szczątki kultury świderskiej I = epipaleolit. Natomiast na północ od Warszawy na: „dolnym nowodworskim tarasie akumulacyjnym” widział wydmy młodsze odpowiadające wiekowo dryasowi młodszemu, w nich stwierdził bowiem ślady istnienia przemysłu świderskiego III = okres madleński VI (34).

W. S z a f e r (37) na podstawie posiadanych w roku 1952 wyników badań palynologicznych nad torfowiskami Polski twierdził, że w pasie pradolin brak osadów młodszego dryasu, wobec czego torfowiska pradolin trzeba odnieść do holocenu. „Brak torfowisk postglacjalnych w pasie pradolin dowodzi, że w młodszym dryasie (tak jak w okresie Alleröd) powierzchnia ta zalana była wodą płynącą, przynajmniej sezonowo, która tworzyła potężną zaporę biologiczną dla migracji drzew i innych roślin u schyłku plejstocenu”.

K. K ę p c z y ń s k i (12) badając metodą analizy pyłkowej torfowisko, wypełniające zagłębienie typu wytopiskowego wśród drobnych form wydmowych w Borach Tucholskich, określił jego początek na Alleröd. Na tej podstawie R. G a l o n (7) wiek wydm Borów Tucholskich odniósł do późnego glaciału.

M. C h m i e l e w s k a i W. C h m i e l e w s k i (2) poddali dokładnym badaniom archeologicznym i palynologicznym wydmy i związane z nimi torfowiska w Witowie w okolicach Łęczycy. Uzyskali także wyniki badań metodą C₁₄ kawałków węgla drzewnego znalezionej w piasku wydmowym, a datowanego na 8855 lat przed n.e.

Na podstawie otrzymanych danych chronologię wydmy w Witowie ustalono w sposób następujący: torf podścielający wydmy = Bolling, starszy piasek wydmy (według pracy A. D y l i k o w e j, 4) = starszy dryas. Potem następuje przerwa w sedymentacji (odbarwienie i węgiel drzewny), w warstwie tej ślady kultury Witów = Alleröd, następnie piasek poziomo warstwowany = młodszy dryas i w nim ślady człowieka paleolitycznego (kultura środkowoświderska = Ahrenburg), wreszcie górny piasek wydmy (bezstrukturalny) ze śladami kultury tardenuaskiej. Wiek torfowiska sąsiadującego z wydmy w Witowie datowano na okres atlantycki i subborealny. W ten sposób okres wydmotwórczy w Witowie miał trwać z pewnymi przerwami od starszego dryasu do końca okresu borealnego.

Ostatnio (wrzesień 1960) K. M a m a k o w a na Zjeździe Polskiego Towarzystwa Botanicznego w Toruniu referowała wyniki badań palynologicznych, przeprowadzonych nad torfami pobranymi z szeregu torfowisk w Kotlinie Sandomierskiej. Torfowiska te, podobnie jak w Puszczy Kampinoskiej, sąsiadują z wydmami. Początek rozwoju części tych torfowisk ustaliła autorka na Alleröd, innych — na młodszym dryasie.

Materiały zebrane w Puszczy Kampinoskiej

Klasyczne wydmy Puszczy Kampinoskiej leżą w rozległej kotlinie, wchodzącej w skład pradoliny Wisły, częściowo wkraczają także na denudacyjny taras błoński. Ułożone są dwoma pasami o kierunku prawie równoleżnikowym. Pojedyncze parabole wydmowe wyłaniają się również z torfów i bagien pasów bagiennych, oddzielających ciągi wydmowe od siebie i od krawędzi tarasu błońskiego, ograniczającego pradolinę od południa¹.

Wśród wydm Puszczy Kampinoskiej dominującą formą jest parabola lub łuk, zwrócone czołem ku wschodowi. W północnej części północnego ciągu wydmowego zwracają uwagę wały wydmowe, biegnące równolegle

¹ Patrz mapka w pracy J. i R. K o b e n z i n a (13).

do osi Wisły, styczne do ramion parabol wydmowych. Są one słabo urozmaicone zarysami drobnych form parabolicznych (J. i R. K o b e n d z a, 13).

Wydmę pasów równoleżnikowych wyrastają z piaszczystego podłoża i są z nim bezpośrednio związane. Cokół południowego pasa wydmowego stanowią piaski warstwowe stosunkowo drobnoziarniste, czasami wręcz pylaste (Nadleśnictwo Granica 93,4% ziarn poniżej 0,25 mm), kiedy indziej piaski gruboziarniste, nawet żwiry (pod południowym ramieniem wydmę w Dziekanowie Leśnym, stwierdzone przy wykopie pod budowę oczyszczalni ścieków).

Północny pas wydmowy oparty również na podstawie piasków warstwowanych w swej części środkowej na południe od Wilkowa ma pewne cechy utworu morenowego (J. i R. K o b e n d z a, 13). W piaskach warstwowanych występują liczne żwiry, o ziarnach około 5 cm średnicy, często wapienne, otoczaki z ilów warwowych oraz głązy krystaliczne do 15 cm średnicy. Ten skład materiału przemawia za istnieniem wyspy materiału morenowego.

Wały wydmowe i niektóre wydmę paraboliczne sąsiadujące z Powiślem spoczywają często, choć nie zawsze, na poziomo warstwowanych piaskach, w których występuje warstwa mułków lub glin barwy żółtawej do brązowej od 10 do 40 cm grubości. Ogólna grubość tych osadów wód stojących osiąga 1,00—1,50 m. Pod nimi występują przekątnie warstwowane ostre piaski rzeczne. Taki układ warstw stwierdzono w Palmirach, Wilkowie Nowym, Przęsławicach i Kamionie. W spągowej partii piasków poziomo warstwowanych w Palmirach na granicy pomiędzy poszczególnymi warstwami zdarzają się pojedyncze drobne głązki do 4 cm średnicy, wykazujące ślady erozji wietrznej, nawet typowe graniaki.

Wzdłuż Wisły i Bzury pasami występują stare mady, budujące tzw. taras nadzalewowy, wydmowy II (S. L e n c e w i c z, 17 i 18), J. K a c z o r o w s k a 10). Stare mady, bardzo charakterystyczne dla okolic Warszawy, występują również w dolinie Bugu i Narwi. Podchodzą one do wałów i parabol wydmowych, sąsiadujących z rzekami, wpływają nawet pojedyncze wydmę, lecz zanikają w miarę oddalania się od rzeki.

Dwa pasy bagiennie Puszczy Kampinoskiej wyraźnie różnią się od siebie. Północny jest szeroki na 3,0—3,5 km, ma charakter doliny rzecznej, otwartej szeroko zarówno ku Wiśle, jak na zachód ku Bzurze. Powierzchnię jego urozmaicają liczne mielizny, zwane tu grondami, zrzadka pojedyncze wydmę. Natomiast południowy pas bagienny dzieli się na trzy kotliny, oddzielone od siebie wydmami parabolicznymi. Jest to na zachodzie Olszowieckie Bagno, przegrodzone wydmami na Narcie na dwie części: zachodnią, otwartą ku dolinie Bzury i wschodnią, osłoniętą przez wydmę na Narcie od zachodu, a całkowicie zamkniętą od wschodu przez wydmę paraboliczne, wkraczające na powierzchnię tarasu błońskiego około Grabiny. Dalej na wschód leży Bagno Zaborowskie, zamknięte częściowo od strony wschodniej przez wydmę około Zaborowa Leśnego, Mariewa i Truskawia. Trzecią, wschodnią kotlinę, tzw. Ciechowąż ograniczają od wschodu wydmę Dziekanowa Leśnego i Łuża.

W. D z i a k i S. L i w s k i przeprowadzili w latach 1959/60 z ramienia Katedry Torfoznawstwa SGGW szczegółowe badania wszystkich torfowisk Puszczy Kampinoskiej w celu poznania zasobów i wartości torfów występujących na tym terenie (5). Za udostępnienie mi tych ma-

teriałów składam obu autorom oraz kierownikowi Katedry prof. A. M a k s i m o w o w i serdeczne podziękowanie. Mapa w skali 1:25 000 oparta o 902 sondowania i 104 wiercenia, wykonana przez wyżej wymienionych autorów, pozwoliła na przeanalizowanie ukształtowania powierzchni den obu pasów bagiennych Puszczy Kampinoskiej. Ukształtowanie to po zdjęciu warstwy torfów i gytii okazało się dość urozmaicone. Dla południowych i południowo-wschodnich kotlin charakterystyczne są niecki — misy o zarysie owalnym, średnicy około 1,5 km, głębokie na około 2 m, przy czym miejsca głębsze występują przeważnie po zachodniej stronie misy.



Ryc. 1. Misy eoliczne wypełnione torfem na zachód od wydmy pod Mariewem w południowej kotlinie tzw. „Bagnie Zaborowskim”

Linie ciągłe oznaczają poziomice co ok. 2 m. Linie przerywane — izobaty co 1/2 m

Trough-like depressions resulting from deflation filled with peat-west of a dune near Mariewo in the southern basin the so-called “Zaborów Swamp”
(Bagno Zaborowskie)

Full lines—contour lines at ca 2-metre interval broken lines—isobathes of depressions at ca 0,5-metre interval

Niecki te oddzielają od siebie typowe formy wydymowe (ryc. 1). Nieco inaczej wygląda dno Olszowieckiego Bagna. Wschodnia jego część za osłoną wydmy Nartu ma dno dość wyrównane z maksymalnym zagłębieniem około 3 m głębokości na północ od wydmy. Zachodnia część kotliny, otwarta ku zachodowi i Bzurze, ma dno urozmaicone przez wydłużoną dolinkę typu erozyjnego do 2 m głębokości.

W środkowym pasie bagiennym niecki są zjawiskiem stosunkowo rzadkim, zgrupowane są w południowo-wschodniej części tego pasa bagiennego, licznie natomiast występują długie, wąskie formy erozyjne do 6 m głębokości o przebiegu urozmaiconym zakolami (ryc. 2). Biegają one środkiem doliny, towarzyszą również południowej granicy północnego pasa wydymowego.

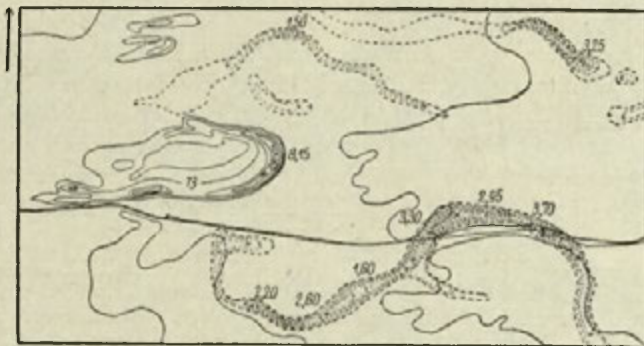
W starej misie deflacyjnej między wydmyami północnego ciągu wydymowego badania torfowe wykazały również osady pochodzenia organo-

genicznego do głębokości 1,80 m. Podobną miąższość miało torfowisko międzywydmowe, tzw. Długie Bagno pod Pocięchą, gdzie około roku 1928 nawet eksploatowano torf dla celów użytkowych.

Też badania nad złożami torfu wykazały w północnej części północnego pasa wydowego pomiędzy równoleżnikowymi wałami wydowymi istnienie odosobnionych, małych (około 250 m średnicy) torfowisk do 6,20 m głębokości.

Profile torfowe z pasów bagiennych mają dość jednolity charakter. Najgłębsze miejsca wypełnia gytia wapienna, bądź ilasta, w której stropie występuje torf trzciniowy, niekiedy turzycowy, na który czasami zachodzi torf drzewny (leśny). W płytszych miejscach panuje zdecydowanie torf drzewny, charakterystyczny dla olszniaków (*Alnetum*), rzadziej torf turzycowy. Wszystkie torfy są często mniej lub więcej zamulone, rzadziej zapiaszczone, ale w żadnym profilu nie wykazują przewarstwień piaszczystych.

Oba pasy bagienne porasta obecnie roślinność lasu olszowego (*Alnetum*) lub łąki turzycowe (*Magnocaricetum*) (R. K o b e n d z a, 14). Tylko na Ciechowężu, na północo-wschód od wsi Pocięcha na pograniczu wydm i bagien rozwinęło się torfowisko typu wysokiego z licznymi torfowcami (*Sphagnum*), wełnianką (*Eriophorum vaginatum*), żurawiną



Ryc. 2. Meandrujące dolinki erozyjne wypełnione torfem na środkowym pasie bagiennym Puszczy Kampinoskiej
Linie ciągłe oznaczają poziomice co ok. 2 m. Linie przerywane — izobaty dolinek co 1/2 m

Small meandering erosional valleys filled with peat occurring in the central peaty tract of the Kampinos Forests
Full lines—contour lines at ca 2 metre interval broken lines— isobates of valleys at 0,5-metre interval

(*Oxycoccus quadripetalus*), bagnem (*Ledum palustre*), modrzewnicą zwyczajną (*Andromeda polifolia*) i reliktem okresu znacznie chłodniejszego — chamedafne (*Chamedaphne calyculata*). Całość porasta las sosnowy z domieszka brzozy.

W zagłębieniach międzywydmowych, starych misach deflacyjnych pasów wydowych, o ile są zabagnione, panuje roślinność torfowiskowa różnych typów od *Magnocaricetum* poprzez torfowiska przejściowe — po torfowiska wysokie. Do tego ostatniego typu należy Długie Bagno pod

Pociechą, które w trzydziestych latach naszego stulecia po przekopaniu kanałów odwadniających zatraciło swój typowy charakter.

Poza wyżej omówionymi torfowiskami wśród wydm Puszczy Kampinoskiej występują wąskie dolinki typu erozyjnego, które rozcinają w paru miejscach południowy pas wydmowy, a mianowicie: 1) Między wsią Sadowe a Janówkiem we wschodniej części Puszczy wije się wśród wydm i borów sosnowych wąska smuga łąk, wzdłuż której przekopano kanał odwadniający Ciechowąż; 2) W środkowej części Puszczy pod Roztoką istnieje dolinka o charakterze przełomu, przecinająca w poprzek południowy pas wydmowy (ryc. 3). Przed przekopaniem obecnego kanału płynęła tędy struga, odprowadzająca wody kanału Zaborowskiego do Łasicy;



Ryc. 3. Dolinka typu przełomowego przecinająca południowy ciąg wydmowy pod Roztoką. Kanał odwadnia kotlinę południową (Bagno Zaborowskie), które od południa ogranicza zamaskowana wydmami skarpa tarasu błońskiego. Dalej na zachód wydma barykaduje całkowicie kotlinę

Small valley (gap) breaching the southern tract of dunes near Roztoka. The southern basin (Bagno Zaborowskie) bordered by a break of the Błonie terraces's slope, which is masked by dunes in the south, is being drained by a channel. Further westward the basin is completely blocked by a dune

3) Podobna dolinka pod Siannem, w zachodniej części terenu, przecina głębokimi zakolami południowy pas wydmowy i prowadzi wody Kanału Olszowieckiego pomiędzy wydmami aż po Tułowice — do Łasicy. Dolinki te wykazują wyraźną zależność od układu form wydmowych.

Jeżeli chodzi o stosunek wydym do torfowisk, to liczne wykopy i wiercenia wskazują, że torfowiska nie wchodzą pod wydmy; niektóre natomiast wydmy powstały z piasków wyniesionych przez wiatr z terenów dziś zatorfionych, wydmy są więc starsze od torfów.

W nielicznych przypadkach, na przykład pod Sowią Wolą, piaski wydymowe, które ruszyły w ostatnim stuleciu, przenoszone przez wiatr w kierunku wschodnim, zasypywały brzeżne partie torfowisk, ale są to zjawiska młode, związane z najmłodszą, antropogeniczną fazą procesów eolicznych.

Wydmy Puszczy Kampinoskiej pokrywa zwarcie jedna warstwa gleby. Kopalne warstwy gleby zdarzają się jedynie na wydmach położonych w sąsiedztwie osad ludzkich, gdzie wielokrotnie wycinano las, wypasano bydło, powodowano odnowienie procesów eolicznych. Pod glebą, czasem w samej glebie występują liczne ślady człowieka przedhistorycznego w postaci szczątków ceramiki, narzędzi krzemienych i ozdób, najpospolitsze na wydmach sąsiadujących z rzekami i bagnami. Niestety, na terenie Puszczy Kampinoskiej badania archeologiczne prowadzone były w bardzo skromnym zakresie. Jedyne prace wykopaliskowe pod kierunkiem Z. P o d k o w i ń s k i e j (28) w Siannie, na wydmie południowego pasa wydymowego, odkryły cmentarzysko grobów podkloszowych z epoki żelaza (= okres subatlantycki). Ta sama autorka opisała dobrze zachowane grodzisko wczesnohistoryczne, tzw. «Zamczysko», na wydmie południowego ciągu wydymowego na północo-wschód od Kampinosu (27).

T. W ę g r z y n o w i c z (38) drogą badań powierzchniowych stwierdziła ślady człowieka neolitycznego (= okres atlantycki) na wydmie pod Dziekanowem Polskim, jak również młodsze jeszcze kultury: grobów klozcowych (epoka żelaza), trzciniecką i łużycką (epoka brązu), a także ślady człowieka wczesnohistorycznego i średniowiecznego na całym obszarze nadwiślańskich starych mad (taras II S. L e n c e w i c z, 18 i J. K a c z o r o w s k a, 10) od Młocin do Kazunia.

Szczałki ceramiki i narzędzia krzemienne człowieka przedhistorycznego zebrane na powierzchni wydym rozwiewanych w różnych punktach Puszczy Kampinoskiej przejrzał i określił dr Janusz K o z ł o w s k i, za co składam mu serdeczne podziękowanie. Większość materiału odnosi się do neolitu (= okres atlantycki), ściślej: kultury pucharów lejowych, ceramiki grzebykowej i sznurowej (Kamion, Zamość, Białe Góry, Przęsławice). Krzemienie, z których wyrabiano narzędzia są przeważnie pochodzenia północnego, jednak parę okazów wskazuje niewątpliwie na powiązanie z Górami Świętokrzyskimi. Zebrane na «Białych Górach» materiały należą częściowo także do kultury trzcinieckiej (wczesny brąz — okres subborealny). Ślady wpływów rzymskich (I i II wiek n. e.) wykazuje ceramika zebrana na wydmie Nart. Wśród całego tego liczego materiału znalazło się kilka zbrojników i drapaczy oraz wiórów półsurowca, które zaliczyć można do przemysłu tardenuaskiego młodszego (mezolit = okres borealny).

W ramach prac nad wydymami Puszczy Kampinoskiej, prowadzonych przez Instytut Geografii PAN, w roku 1954 rozpoczęto badania palynologiczne torfów i gytii z różnych punktów tego terenu. Pierwszym analizom poddane były próby pobrane świadrem torfowym na Olszewickim Bagnie około wsi Nart, na północ od Kampinosu, w sąsiedztwie dużej wydmy parabolicznej. Badania palynologiczne przeprowadziła mgr Z. B o r ó w-

k o - D ł u ż a k o w a, która uznała, że rezultaty jednego profilu i to dość ubogiego w pyłki, o ile chodzi o skład florystyczny, nie są wystarczające dla scharakteryzowania historii rozwoju flory tego terenu. W następnym roku pobrano i przebadano profile z jednego z głębszych torfowisk na środkowym pasie bagiennym w pobliżu wsi Górki nad Łasicą, wskazanym uprzejmie przez mgr A. T o m a s z e w s k i e g o. Ciekawie zarysowujące się profile pyłkowe skłoniły do dalszych badań, tym razem torfów pobranych na torfowiskach wysokich: na Ciechowieżu i na Długim Bagnie. Zestawienie i omówienie wyników analiz wszystkich przebadanych profili daje praca Z. B o r ó w k o - D ł u ż a k o w e j (1) zamieszczona w niniejszym zeszycie „Przeglądu Geograficznego”. Autorka stwierdza, że w kotlinach południowych: na Olszowieckim Bagnie i na Ciechowieżu gytie i torfy trzcinowe zaczęły się osadzać w końcu Allerödu, na środkowym zaś pasie bagiennym w Górkach znacznie później, bo dopiero w dryasie młodszym. Do Allerödu odnieść należy również początek powstawania torfowiska wysokiego w misie deflacyjnej Długiego Bagna. Natomiast analizy pyłkowe, którym poddano próbki mad i mułków podścielających wydmy wałowe nie wykazały żadnych śladów życia roślinnego.

Wnioski

Na tle powyższych faktów można wyciągnąć szereg wniosków odnośnie do wieku klasycznych form wydymowych Puszczy Kampinoskiej, jako też morfogenezy tego odcinka pradoliny Wisły.

Wydmy są starsze od torfowisk, a więc musiały powstać przed Allerödem, przy czym procesy wydymotwórcze musiały być całkowicie zakończone przed początkiem powstawania gytii i torfów, torfy bowiem nie wykazują przewarstwień piaszczystych.

Równoleżnikowe wały wydymowe, styczne do parabol, są niewątpliwie młodsze od wydym parabolicznych. Jeżeli procesy wydymotwórcze zostały zakończone całkowicie przed Allerödem, to ostatni okres wydymotwórczy, w którym powstawały wydmy na terenie Puszczy Kampinoskiej, odnieść należy do okresu poprzedzającego, tj. do starszego dryasu, osady zaś madowe czy mułowe podścielające wały wydymowe należą do interstadiału Bölling. Wobec powyższego wydmy starsze: łuki i parabole, powstawać musiały znacznie wcześniej, a więc w okresie najstarszego dryasu.

W osadach mułowo-madowych brak pyłków roślinnych, więc albo w wodach okresu Bölling w pradolinie Wisły nie było warunków do rozwoju świata organicznego, albo nie udało się dotychczas odnaleźć odpowiedniego osadu.

W świetle badań palynologicznych całość procesów wydymotwórczych na terenie Puszczy Kampinoskiej mieści się w obrębie schyłku plejstocenu. Okresami najsilniejszej działalności eolicznej były zimne wahnięcia klimatyczne, związane z kontynentalnymi fazami stadiałów ostatniego zlodowacenia, które charakteryzowały niskie opady zimowe i stosunkowo wysokie temperatury lata. Towarzyszyło im obniżenie poziomu wody w morzach i w uchodzących do nich rzekach, co w konsekwencji dawało obniżenie poziomu wód gruntowych.

Ciepłe wahnięcia klimatu okresów Bölling i Alleröd pociągały za sobą

podniesienie temperatur, zwiększenie opadów, podniesienie poziomu wód na Wiśle, częściowe zalewy terenu, osadzanie się mułków i mad, zahamowanie procesów eolicznych.

Historię rozwoju badanego odcinka pradoliny Wisły można byłoby odtworzyć sobie w sposób następujący:

Geneza samej pradoliny Wisły związana jest, według Z. S u j k o w s k i e g o i S. Z. R ó z y c k i e g o (36), ze zlodowaceniem środkowopolskim. W ciągu zlodowacenia bałtyckiego na odcinku podwarszawskim pradoliny zachodziły wielokrotnie procesy akumulacyjne i erozyjne. Jedną z ostatnich dużych akumulacji piasków nastąpiła w czasie recesji lodowca stadiału pomorskiego. Materiał akumulacyjny narastał około jądra morenowego na południe od Wilkowa Nowego i formował wydłużoną mieliznę — cokół północnego pasa wydmowego. Cokół południowy powstawał w oparciu o urozmaiconą linię południowego brzegu pradoliny. W kontynentalnych warunkach klimatycznych, po znacznym obniżeniu się poziomu wody w Wiśle i wód gruntowych w najstarszym dryasie, nastąpił okres silnej działalności wydymotwórczej. Wydmy formowały się nawet na piaszczystych dnach dolin opuszczonych przez wody. Niecki zarysowujące się na dnie pasów bagiennych wiążą się z działalnością eoliczną tego okresu wydymotwórczego. Są to po prostu niecki deflacyjne. Na wschód od nich leżą większe lub mniejsze formy wydymowe, najczęściej parabole, zwrócone czolami na wschód. Na dnie niecek można nawet zauważyć płycizny stanowiące przedłużenie ramion parabol wydmy. Główna działalność eoliczna rozwijała się jednak na piaszczystych mieliznach, na których musiała już istnieć roślinność typu psammofilnego, która wiązała akumulowane piaski.

W okresie interstadiału Bölling nastąpiło zahamowanie procesów wydymotwórczych, przynajmniej w obniżeniach dolinnych; osadziły się piaski rzeczne a następnie warstwowane poziomo piaski i muły. Modelowanie wydym opartych o cokoły wobec niewątpliwie słabej pokrywy roślinnej mogło przebiegać dalej. Starszy dryas dał ponownie kontynentalizację klimatu, obniżenie poziomu wód gruntowych i odnowienie procesów wydymotwórczych. Na madach, mułkach i warstwowanych piaskach Böllingu powstają wały wydymowe styczne do parabol. Jednocześnie mogło przebiegać dalsze modelowanie wydym parabolicznych.

Nowy ciepły interstadiał Allerödu przerwał procesy wydymotwórcze. Rozpoczęło się opanowywanie wydym przez roślinność. Nawet w misie deflacyjnej wśród wydym pod Pocięchą na tzw. Długim Bagnie rozwijać się zaczęło torfowisko. Równocześnie rozpoczęło się osadzanie utworów organogenicznych w kotlinach południowych — na Ciechowężu i na części Olszowieckiego Bagna osłoniętego przez wydmy na Narcie. Roślinność Allerödu w Puszczy Kampinoskiej cechuje ogromny udział pyłków roślin zielnych (220⁰/o), głównie traw i turzyc. Wśród gatunków drzewiastych są nawet składniki lasu mieszanego jak: olsza, dąb, wiąz, lipa. Znalazły się także pyłki grabu i buka, które w holocenie zjawiają się dopiero po optimum klimatycznym. Podobnie świerk występujący w lasach okresu Alleröd, w następnych okresach klimatycznych zanika, zjawia się dopiero w okresie borealnym. Wśród krzewów licznie reprezentowana jest leszczyna, ale na specjalną uwagę zasługuje rokitnik, który dziś występuje pospolicie na naszym wybrzeżu morskim (wyspa Wolin) w miejscach dobrze nasłonecznionych i na glebach bogatych w wapień. Występowanie

rokitnika w Puszczy Kampinoskiej w Allerodzie świadczy o bogatym w sole wapienne podłożu i luźnej pokrywie roślinnej na wydmach.

Dolinki erozyjne wymyte na dnie północnego pasa bagiennego świadczą, że przepływ wód wiślanych istniał tutaj już po uformowaniu się obu ciągów wydmy. Z kotlin południowych tylko najbardziej zachodnia ma formy typu erozyjnego, choć wyrażone słabiej niż poprzednie. Genezę ich można wyjaśnić działalnością wód wlewających się do kotliny od strony Bzury w czasie tzw. cofki powodziowej. Okres powstania dolinek erozyjnych wiązać należy również z okresem Alleröd. Przepływające wody nie pozwoliły na osadzanie się utworów organogenicznych na dnie rynien przepływowych i dlatego badania palynologiczne stwierdziły na środkowym pasie bagiennym w Górkach osady rozpoczynające się od dryasu młodszego.

Z tym samym okresem geologicznym należy wiązać dolinki erozyjne rozcinające południowy pas wydmy, a zaznaczające się tak wyraźnie w dzisiejszej morfologii. Są one śladem przepływu wód powodziowych i cofki wód wiślanych do doliny Bzury z okresu, gdy już uformowały się wydmy paraboliczne i zamknięte zostały kotliny południowe a poziom wód wiślanych podnosił się wysoko i w okresie powodzi zalewał tereny nizinne Puszczy Kampinoskiej. Powodzie te wywoływały z jednej strony zjawiska erozyjne na dnie rozległych dolin, z drugiej, wdzierając się między wydmy, dawały przełomy i erodowały dolinki uzależnione w swym przebiegu od form wydmy. Jednocześnie sąsiednie wydmy nie wskazują na gwałtowne przedarcie się wód przez istniejące duże formy, raczej na harmonijne dostosowanie się dolinek do istniejących, luźniej w tym miejscu ułożonych wydemek.

Zagadkowe jest pochodzenie paru niewielkich a głębokich torfowisk sąsiadujących z wydmy wałowymi na północnym obrzeżu północnego ciągu wydmy Puszczy Kampinoskiej. Nasuwa się przypuszczenie że te „dziury” są pochodzenia wytopiskowego. Jak inaczej wyjaśnić zagłębienie 6,20 m głębokości, a 250 m średnicy na powierzchni? Powstały one już po uformowaniu się wałów wydmy, tj. po starszym drysie, bo w czasie trwania działalności eolicznej byłyby przynajmniej częściowo zasypane. Dotychczas nie były one badane pod względem palynologicznym.

Stare mady nadwiślańskie związane są niewątpliwie z okresem cieplejszym i bogatszym w opady, ale czy także z Allerodem? Na datowanie ich brak w tej chwili danych. Wody powodziowe, szczególnie wiosenne, niosły zawsze masy namulów, które, podobnie jak dzisiaj, odkładały się głównie wzdłuż łóżyska rzeki jako mady, czasem piaski. Bujna roślinność panująca w dolinach już w Allerodzie mogła hamować pęd tych wód i ułatwiać odkładanie się namulów, tym silniejsze im bliżej rzeki.

O periodyczności zalewów pasów bagiennych Puszczy Kampinoskiej świadczą osady torfów trzcinowych, które wypełniają zagłębienia terenu na dnie pasów bagiennych oraz „dziury” sąsiadujące z Powiślem. Torfy tego typu według S. K u l c z y ń s k i e g o (16) mogły powstawać tylko w specyficznych warunkach hydrologicznych, periodycznej zmienności panowania wód zastojujących i zalewów wodami powodziowymi.

Wydmy pokrywa jedna warstwa gleby, która powstawała od chwili pełnego utrwalenia wydmy i opanowania ich przez roślinność. Stała obecność pyłków roślin drzewiastych w warstwach torfu od ich spągu aż do

stropu pozwala sądzić, że na wydmach Puszczy Kampinoskiej pokrywa roślinna trwa nieprzerwanie od Allerodu. W sprzyjających warunkach klimatycznych tego okresu na wydmy poczęła wkraczać roślinność drzewiasta. Analizy pyłkowe torfowisk Puszczy Kampinoskiej stwierdzają dalszy cykl rozwoju roślinności, analogiczny do innych okolic Polski. W chłodnym okresie młodszego dryasu ginie buk, grab, leszczyna, jednak utrzymuje się miejscami olsza, pojedynczy dąb i lipa. Wśród krzewów trwa nadal rokitnik, a obok niego zjawia się prześl (*Ephedra*), rodzaj dziś w Polsce nieznany, związany z terenami stepowymi i pustynnymi. W Europie niektóre gatunki występują obecnie po strefę polarną, inne w stepach ZSRR, na wybrzeżach śródziemnomorskich. Wzrasta także w tym okresie udział bylin: traw, turzyc i bylic, a między nimi specjalnie piołunów.

Holocen rozpoczyna okres preborealny, już po całkowitym ustąpieniu lądolodu ze Skandynawii. Klimat staje się coraz cieplejszy, z czym związane było zagęszczenie lasów. W lasach Puszczy Kampinoskiej wzrósł szybko udział brzozy, olszy i leszczyny. Jednocześnie ginie rokitnik, zanikają bylice. W dalszym rozwoju procesów klimatycznych — w okresie borealnym zjawia się w Puszczy Kampinoskiej ponownie lipa i wiąz jako składnik lasu. Jednak optymalne warunki dla powstawania gleby powstały niewątpliwie dopiero w okresie atlantyckim, kiedy w lasach porastających wydmy obok sosen wzrósł ogromnie udział drzew liściastych: dębów, grabów, lip i wiązów. Okres ten charakteryzuje w ogóle nadzwyczaj bujny rozwój roślinności, wśród której, prawdopodobnie w obniżeniach terenu, żyły liczne mięczaki, które oznaczył prof. J. U r b a Ń s k i (1). Późniejsze okresy: subborealny i subatlantycki charakteryzuje zmniejszenie się ilości gatunków drzew liściastych, poza tym brak wyraźnych zmian w składzie florystycznym. Przyczyną tego zjawiska są prawdopodobnie specyficzne warunki środowiska geograficznego pradoliny.

Człowiek osiedlał się na wydmach od dawna, ale niewątpliwie dopiero po opanowaniu ich przez roślinność, choć niekoniecznie leśną. Sądząc po śladach jego działalności i życia, odkrywanych wciąż na wydmach, zamieszkiwał on najchętniej wydmy sąsiadujące z dolinami rzek lub kotlinami, wypełnionymi ongiś wodą a obecnie — bagnami, gdzie łatwo mógł bytować rybak i myśliwy. Z dotychczas opublikowanych prac z dziedziny prehistorii dla terenów Puszczy Kampinoskiej (26, 27 i 39) wynika, że na pewno mieszkał tam i działał człowiek począwszy od neolitu, tj. okresu atlantyckiego. Parę sztuk narzędzi wyodrębnionych w przypadkowo zebranych materiale prehistorycznym można datować na okres kultury tardenuaskiej młodziej (mezolit), odpowiadającej końcowi okresu borealnego. Wszystkie ślady życia ludzkiego odnoszą się więc do holocenu, co, oczywiście, nie przesądza, że szczegółowe badania nie odnajdą śladów kultur starszych. W świetle wyników badań palynologicznych warunki nadające się do bytowania dla człowieka na wydmach kampinoskich istniały począwszy od Allerodu, czyli od paleolitu młodszego.

Zestawienie z wynikami innych prac

Wyniki analiz palynologicznych z terenu Puszczy Kampinoskiej wykazują zupełną zgodność z rezultatami analogicznych prac z terenów wydymowych Borów Tucholskich (12), jak również Kotliny Sandomierskiej (22).

Jeśli chodzi o początek okresu wydymotwórczego, to pewna rozbieżność rysuje się w datowaniu wydym Puszczy Kampinoskiej i wydmy w Witowie. M. i W. Chmielewscy (2) początek okresu wydymotwórczego odnoszą do starszego dryasu, czyli wydmy w Puszczy Kampinoskiej byłyby starsze, bo powstawały począwszy od najstarszego dryasu. Różnica zarysowuje się również w datowaniu zakończenia procesów wydymotwórczych. Według M. i W. Chmielewskich w Witowie trwały one aż po okres borealny. Równocześnie na tejże wydymie miał mieszkać i pracować człowiek począwszy od młodszego dryasu.

Niewątpliwie nie wszystkie wydmy w Polsce muszą być jednego wieku, budzi się jednak pytanie, czy człowiek, który gospodarował na wydymie nie przyczyniał się, podobnie jak dzisiaj, do odnawiania, podtrzymywania procesów eolicznych.

Inne badania archeologiczne prowadzone w Polsce na terenach wydymowych wykazują na ogół dość dużą zgodność z wynikami badań paleontologicznych na terenie Puszczy Kampinoskiej. Człowiek zamieszkiwał wydmy już w paleolicie, a więc wydmy związane są z końcem glacjału (15). L. Sawicki (31—34) okres powstawania wydym okolic ujścia Świdra odnosi do interstadiału między stadiem kujawsko-mazurskim i pomorskim, czyli byłyby one znacznie starsze od kampinoskich. Wydmy tarasu nowodworskiego, odpowiadającego warunkom kampinoskim datuje na dryas dolny, a więc bardzo blisko wyliczeń opartych na podstawie analiz pyłkowych.

Interesująca jest zbieżność wyników badań nad wiekiem wydym Puszczy Kampinoskiej z pracami prowadzonymi na terenie Holandii i północnych Niemiec (T. van der Hammen, 8 oraz A. Dückner i G. C. Maarleveld, 3). Piaski eoliczne typu pokryw występują tam stosunkowo cienką warstwą na równinach morenowych, a w dolinach rzecznych osiągają miąższość powyżej 10 m. Piaski te są warstwowane poziomo. Wyróżniono ich dwie serie: starszą i młodszą, przedzielone poziomem ilastym. Na podstawie analiz pyłkowych i znalezisk archeologicznych starsze piaski pokrywowe związane z najstarszym dryasem, osad ilasty z Bollingiem. Nowa seria piasków pokrywowych osadza się w starszym dryasie i kończy się w Allerödzie, do którego odnosi się zbielicowany poziom i występujące w nim cząsteczki węgla drzewnego. Wiek ten potwierdzają badania wieku węgla drzewnego metodą C₁₄ i dane archeologiczne (H. Schwabedissen, 35). W młodszych piaskach pokrywowych A. Dückner i Maarleveld (3) stwierdzają występowanie drobnych głazików z obróbką eoliczną. Jak dotychczas uderza wielka zgodność wyników badań w Puszczy Kampinoskiej z powyższą pracą. Nawet drobne, gładzone przez wiatr głaziki występują w Palmirach. Różnica zarysowuje się dopiero w dalszym przebiegu procesów. W Holandii po Allerödzie stwierdzono występowanie jeszcze młodszej fazy piasków eolicznych, którą autorzy (3) wiążą z młodszym dryasem. Piasków tych w Puszczy Kampinoskiej brak.

*

Datowanie początku okresu wydymotwórczego na późny glacjał nie jest nowością. W ten sposób stawiało sprawę wielu geologów i geomorfologów zarówno polskich, jak i obcych na podstawie badań geologicznych, paleo-

morfologicznych i paleoklimatycznych, że wymienię: J. Lewińskiego i in. (19), R. Galona (6 i 7), S. Majdanowskiego (20), H. Maruszczaka (23), E. Ruhlego (29), L. Pernarowskiego (25), z obcych: L. Kadara (11), P. Woldstedta (40) i in. W tej chwili trudno jest mówić o wieku wydm w Polsce w ogóle, wymaga to dalszych szczegółowych badań zarówno geologicznych, geomorfologicznych, jak palynologicznych i archeologicznych, jednak interesującym wynikiem przeprowadzonych na terenie Puszczy Kampinoskiej badań jest stwierdzenie, że w pradolinie mamy do czynienia z wydmami i torfowiskami powstałymi u schyłku plejstocenu, co nasuwa myśl o niezbyt odległym od siebie początkiem wszystkich wydm w Polsce.

Powyższe badania rzucają także światło na morfogenezę odcinka pradoliny Wisły poniżej Warszawy. We wcześniejszych pracach (S. Lenczewicz, 17 i 18, J. Kaczorowska, 10, J. i R. Kobendza, 13) teren Puszczy Kampinoskiej ujmowany był jako taras wydmy (II), tymczasem okazuje się, że jest to wtór poligenetyczny. Składają się nań: cokoły wydmy związane z fazą końcową stadiału pomorskiego; wydmy, powstałe na tych cokołach i wśród rozległych nizin w okresie najstarszego dryasu, następnie młodsze wały wydmy powstałe w starszym dryasie; torfowiska, wyściełające zagłębienia terenu, datujące się w kotlinach południowych na Alleröd i w środkowym pasie bagiennym — na młodszy dryas.

Jedynie dla ścisłego datowania starszych mad towarzyszących dolinie Wisły i Bzury brak dziś jeszcze dostatecznych materiałów.

LITERATURA

- (1) Borówkó-Dłużakowa Z., 1961 — *Historia flory Puszczy Kampinoskiej w świetle badań palynologicznych w późnym glacie i holocenie*. „Przegl. Geogr.”, t. 33, z. 3.
- (2) Chmielewska M., Chmielewski W., 1960 — *Stratigraphie et chronologie de la dune de Witów, distr. Łęczyca*. „Biul. Perygl.”, nr 8, s. 133—141.
- (3) Duckner A., Maarleveld G. C., 1958 — *Hoch- und Spatglaziale aeolische Sande in Nordwestdeutschland und in den Niederlanden*. Geolog. Jahrb., 73, s. 215—234.
- (4) Dylikowa A., 1958 — *Próba wyjaśnienia faz rozwoju wydm w okolicach Łodzi*. „Acta Geogr. Univ. Lodziensis”, t. 8, s. 233—260. *Studia z geografii dynamicznej*.
- (5) Dziak W., Liwski S., 1960 — *Dokumentacja geologiczna złóż torfu Puszczy Kampinoskiej*. Katedra Torfoznawstwa SGGW. Maszynopis.
- (6) Galon R., 1958 — *Z problematyki wydm śródlądowych w Polsce*. *Wydmy śródlądowe Polski*. PWN, cz. I, s. 13—30.
- (7) Galon R., 1959 — *New Investigations of Inlanddunes in Poland*. „Przegląd Geogr.”, t. 31, Suppl., s. 93—100.
- (8) Hammen T. van der, 1951 — *Late Glacial Flora and Peri-Glacial Phenomena in the Netherlands*. Leidse Geol. Med. 17, s. 71—183, Leiden.
- (9) Jahn A., 1951 — *Less, jego pochodzenie i związek z klimatem epoki lodowej*. „Acta Geologica Pol.”, 1950/51, 1, s. 257—302.
- (10) Kaczorowska J., 1926 — *Studium geograficzne Puszczy Kampinoskiej*. „Przegl. Geogr.”, t. 6, s. 45—89.

- (11) K a d a r L., 1938 — *Die periglazialen Binnendünen des noorddeutschen u. polnischen Flachlandes*. C. R. du Congres Intern. de Geogr. Amsterdam, t. 1, Leiden.
- (12) K ę p c z y ń s k i K., 1958 — *Roślinność i historia torfowiska Siwe Bagno w Borach Tucholskich*. „Zeszyty Nauk. UMK”, Mat.-Przyr. nr 2, Toruń, s. 87—115.
- (13) K o b e n d z a J. i R., 1958 — *Rozwiewanie wydmy Puszczy Kampinoskiej. Wydmy śródlądowe Polski*. PWN, cz. I, s. 95—168.
- (14) K o b e n d z a R., 1930 — *Stosunki fitosocjologiczne Puszczy Kampinoskiej*. „Planta Polonica”, 2, Tow. Nauk. Warsz.
- (15) K r u k o w s k i S., 1922 — *O wieku wydym Niżu Polskiego z punktu widzenia ich prehistorii i zastoisk cofającego się L₄*. „Posiedzenia PIG”, nr 3, s. 24—27.
- (16) K u l c z y ń s k i S., 1940 — *Torfowiska Polesia*. PAU, t. 2, Kraków.
- (17) L e n c e w i c z S., 1921 — *Wydmy śródlądowe Polski*. „Przegl. Geogr.”, t. 2, s. 12—59.
- (18) L e n c e w i c z S., 1927 — *Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla*. „Prace PIG”, t. 2, z. 2, s. 67—220.
- (19) L e w i ń s k i J., L u n i e w s k i A., M a ł k o w s k i S., S a m s o n o w i c z J., 1927 — *Przewodnik geologiczny po Warszawie i okolicy z mapą geologiczną*. Oddz. Warsz. Kom. Fizj. PAU.
- (20) M a j d a n o w s k i S., 1958 — *Zagadnienia klimatyczne okresów wydmy w świetle glacialnych i postglacialnych zmian ogólnej cyrkulacji atmosferycznej w Europie środkowej*. *Wydmy śródlądowe Polski*. PWN, cz. I, s. 33—50.
- (21) M a ł k o w s k i S., 1917 — *O wydmach piaszczystych okolic Warszawy*. *Prace Tow. Nauk. Warsz.*, t. 23, s. 1—14.
- (22) M a m a k o w a K., 1960 — *Późnoglacialna i holeceńska historia flory i klimatu Kotliny Sandomierskiej*. Referat wygł. na Zjeździe Polskiego Tow. Bot. dn. 21.IX.1960.
- (23) M a r u s z c z a k H., 1958 — *Wydmy Wyżyny Lubelskiej i obszarów sąsiednich*. *Wydmy śródlądowe Polski*. PWN, cz. II, s. 61—79.
- (24) M r ó z e k W., 1958 — *Wydmy Kotliny Toruńsko-Bydgoskiej*. *Wydmy śródlądowe Polski*. PWN, cz. II, s. 7—59.
- (25) P e r n a r o w s k i L., 1958 — *Z badań nad wydymami Dolnego Śląska*. *Wydmy śródlądowe Polski*. PWN, cz. I, s. 171—198.
- (26) P i l a r c z y k L., 1958 — *Wydmy Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego*. *Wydmy śródlądowe Polski*. PWN, cz. I, s. 87—93.
- (27) P o d k o w i ń s k a Z., 1925 — *Grodzisko w Nadleśnictwie Granica w Puszczy Kampinoskiej*. „Wiadom. Archeolog”, 1924/25, t. 9, s. 125—126.
- (28) P o d k o w i ń s k a Z., 1925 — *Cmentarzysko grobów podkloszowych w Sianie w pow. sochaczewskim gm. Łazy*. „Wiadom. Archeol.”, 1924/25, t. 9, s. 246—261.
- (29) R ü h l e E., 1937 — *Studium powiatu kowelskiego*. „Rocznik Wołyński” 1936/37, 5/6, s. 171—394.
- (30) S a w i c k i L., 1923 — *Wydmy jako środowisko występowania zabytków kulturowych*. „Wiad. Archeolog.”, t. 8, s. 139—151.
- (31) S a w i c k i L., 1923 — *Uwagi o środowisku wydmy „Górki” w Swidrach Wielkich*. „Wiad. Archeolog.”, t. 8.
- (32) S a w i c k i L., 1930 — *Wiek przemysłu świderskiego w świetle geomorfologii podwarszawskiego odcinka pradoliny Wisły*. Księga pam. ku czci prof. Wł. Demetrykiewicza. Poznań.
- (33) S a w i c k i L., 1935 — *Przemysł świderski stanowiska wydmy „Swidry Wielkie I*. „Przegl. Archeolog.”, t. 5.

- (34) S a w i c k i L., 1958 — *Zagadnienie wieku wydym. Wydmy śródlądowe Polski*. PWN, cz. I, s. 53—71.
- (35) S c h w a b e d i s s e n H., 1954 — *Die Federmessen-Gruppen des nordwest-europäischen Flachlandes (Zur Ausbreitung des Spät-Magdalenien)*. K. Wachholz Verl. Neumünster.
- (36) S u j k o w s k i Z., R ó ż y c k i S. Z., 1937 — *Geologia Warszawy*. W monografii *Wodociąg i kanalizacja m. st. Warszawy 1886—1936*, s. 1—32.
- (37) S z a f e r W., 1952 — *Schylek plejstocenu w Polsce*. „Biul. PIG”, nr 65, *Z badań czwartorzędu w Polsce*, t. 1.
- (38) W ę g r z y n o w i c z T., 1956 — *Z badań powierzchniowych północno-wschodniej granicy Puszczy Kampinoskiej*. „Wiad. Archeolog.”, t. 23, 4, s. 353—356.
- (39) W o l d s t e d t P., 1956 — *Norddeutschland u. angrenzende Gebiete im Eiszeitalter*. Stuttgart.

ЯДВИГА КОБЕНДЗИНА

ПОПЫТКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ДЮН КАМПИНОСКОЙ ПУЩИ

Дюны Кампиноской Пуши расположены в прадолине Вислы ниже Варшавы. Попытка определения возраста основывается на результатах палинологических исследований образчиков торфа, взятых в обширной болотной зоне, отделяющей дюнные зоны (Горки), и в южных котловинах, отделяющих дюны от денудационной террасы, именуемой блоньской (Нарт и Цеховенж), и в междюнной впадине около села Поцеха (Длинное Болото). Палинологические исследования проведенные З. Борувко-Длужаковой (1) показали, что торфяники в южных котловинах, закрытых параболическими дюнами и на Длинном Болоте образовались в конце Allerödu. Зато низкие торфяники в центральной болотной зоне автор относит также к младшему дриасу.

Одновременно карта мощности залежей торфа в районе Кампиноской Пуши, основывающаяся на исследованиях и сделанная В. Дзяком и С. Ливским (5), раскрыла морфологию дна торфяников. В южных котловинах и в юго-восточной части центральной болотной зоны вырисовываются дефляционные чаши глубиной около 2 м. диаметром около 250 м., расположенные на запад от дюн. В центральной болотной зоне вырисовываются на дне длинные, узкие ложбины эрозионного происхождения, зависящие в своем развитии от формы дюн.

Торфяные профили в количестве 104, исследованные В. Дзяком и С. Ливским, обнаруживают на дне впадин-чаш и эрозионных долинах отложения известковой гитии или илистой, которые в дальнейшем развитии переходят в камышевый торф или осоковый, который в некоторых случаях покрывает лесной торф. В более мелких местах господствует определенно лесной торф (*Alnetum*). Нигде не установлено песчаных прослоек, зато торф часто занесен илом, грязью, реже песком.

Дюны Кампиноской Пуши чаще всего имеют форму параболическую или дуговую, обращенную фронтом на восток, только вдоль теперешней долины Вислы тянутся дюнные валы, параллельно течению реки, касательные к параболам и дугам, и без сомнения, моложе их. Валы эти часто находятся на уровне настилающихся песков, пыли или глин.

Все дюны старше болот, так как торф не входит под дюны, затем на дне болот существуют дефляционные чаши, из которых ветер вынес песок на образование соседних дюн.

На основании вышеизложенных фактов сделаны следующие выводы: если торфы берут начало с конца Alleröd, то дюны более старые чем торф образовались ранее. Процесс образования дюн должен был окончиться в Alleröd, так как в торфе отсутствуют песочные прослойки. Таким образом приходим к выводу, что самые младшие дюны образовались перед Alleröd, следовательно в старших дриасах, а подстилающие их слоистые отложения: пески, пыль и глины должны были образоваться в межледниковый период Bölling. Параболы и дуги дюн, как существующие раньше, следует отнести к самым старшим дриасам. К этому самому периоду принадлежат также чаши выветривания на дне болотных котловин. Торф осаждался в них уже в конце Alleröd, так как ранее возникшие параболические дюны закрывали путь водам реки Вислы. Зато в центральной болотной зоне, широко открытой

к долине рек Вислы и Бзуры, протекающие воды Вислы воспрепятствовали отложению органогенных осадков. Поэтому пыльцевой анализ в Горках показал отложения торфа, начиная с младшего дриаса.

Начиная с Allerod дюны Кампиносской Пуши были покрыты растительностью, вначале главным образом травяной, а потом овладевшим ими лесом. Пыльцевой спектр показывает нормальное развитие растительности, типичной для послеледниковой центральной Польши. Сначала обеднение флоры в младшем дриасе, затем обогащение её по мере улучшения климатических условий вплоть до климатического оптимума в атлантическом периоде с флорой богатой сортами лиственных деревьев. Потом отмечается легкое ухудшение климатических условий суббореального и субатлантического периодов.

Пер. А. Петровского

JADWIGA KOBENDZINA

ATTEMPT TO DATE DUNES IN THE KAMPINOS PRIMEVAL FOREST

Dunes occur in the Kampinos Forests within the Vistula Urstromtal near Warsaw. The attempt to date these dunes is based upon data obtained by palynological analyses of peat. Samples of peat have been collected in the wide tract of peaty ground separating the tract of dunes near Górki, in the southern basins separating the dunes from the so-called Błonie terrace (at Nart and Ciechoważ) as well as in a depression appearing between dunes near Pociecha (Długie Bagno). The results of pollen analyses which have been carried out by Z. B o r ó w k o - D ł u ż a k o w a (1) show that peat bogs occurring near Pociecha and in the southern basins, which are surrounded by paraboliform dunes, came into existence during the Allerod period; peat occurring in the central tract of peaty ground dates from the Younger Dryas period.

Contemporaneously W. D z i a k and S. L i w s k i (5) carried out investigations which resulted in the construction of a map showing the thickness of peat layers and revealing the relief of the peat bog's floor. In the southern basins and in the south-eastern part of the central peaty tract there occur trough-like depressions resulting from deflation, some 2 m. deep and some 250 m. in diameter. These depressions lie westward of the dunes. On the fossil floor of the central peaty tract there occur long and narrow channels erosional in origin. Their trend depends upon dunes.

104 sections of peat which have been examined by W. D z i a k and by S. L i w s k i show that the fossil floor of the trough like-depressions and the small erosional valleys is covered by a limy or clayey sapropel in its farther development passing into reed peat or sedge peat which is locally covered by o forest peat. Forest peat (*Alnetum*) abounds in shallower places. Nowhere sandy intercalations have been established. Peat is often dirtied by silt and clay, less common by sand.

The great majority of dunes occurring in the Kampinos Forests is paraboliform or bow-shaped facing eastward. Only along the present Vistula valley there occur dune ridges parallel to the Vistula. They touch the paraboliform and bow-shaped dunes. The dune ridges are undoubtedly younger than these dunes and often rest on horizontally bedded sand and silt or clay.

All of the said dunes are older than the peat bogs because peat does not appear below the dunes and on the floor of peat bogs there exist fossil trough-like depressions resulting from deflation, from which the wind derived sand to form the neighbouring dunes.

Following conclusions may be drawn from the arguments presented: Peat accumulation began during the close of the Allerod period. The pre-existing dunes have, therefore, been formed in older times. The formation of dunes finished during the Allerod period because the peat has no intercalations of sand within it. The conclusion is as follows: The youngest dune ridges came into existence before the Allerod period. i.e. the Older Dryas period. The stratified sand, silt and clay underlying them must, therefore, be assigned to the Bolling interstadial period. The pre-existing paraboliform and bow-shaped dunes as well as the trough-like depressions resulting from deflation on the fossil floor of peaty basins must be assigned to the very earliest Dryas period.

Peat accumulated within them as soon as the close of the Allerod period because the pre-existing paraboliform dunes blocked the way of the Vistula waters. Organogenic deposits did not accumulate in the central peaty tract widely opened into the valleys of the Vistula and Bzura drained by the Vistula. Pollen analyses at Gorki note, therefore, peat which accumulated only from the beginning of the Younger Dryas period.

Since the Allerod dunes occurring in the Kampinos Forests have been occupied by vegetation consisting first mainly of herbs succeeded by forests. The pollen spectrum points to a normal post-glacial sequence in Middle Poland viz: an impoverished vegetation during the Younger Dryas period succeeded by an enriched flora due to better climatic conditions lasting to the Climatic Optimum (i.e. the Atlantic Phase) rich in deciduous trees. This in turn was followed by a small worsening of climatic conditions during the sub-Boreal and sub-Atlantic times.

Translated by *Sylwia Gilewska*

MARIA TYCZYŃSKA

O stratygrafii utworów czwartorzędowych na obszarze Wielkiego Krakowa

A Contribution to the Recognition of Quaternary Deposits in the Area of Greater Cracow

Z a r y s t r e ś c i. Autorka na podstawie szczegółowych badań dała nowy pogląd na stratygrafię utworów czwartorzędowych wypełniających dolinę Wisły koło Krakowa. Określiła też udział Wisły i wód karpackich, wyżynnych i lodowcowych oraz procesów stokowych w budowaniu tych pokryw, jak też w formowaniu doliny Wisły na obszarze Krakowa.

Od roku 1955 autorka prowadzi badania zmierzające do poznania rozwoju geomorfologicznego obszaru Wielkiego Krakowa. Do tego konieczna jest dokładna znajomość zarówno form, jak i utworów je budujących. Na obszarze tym występuje szczególnie dużo form akumulacyjnych wieku czwartorzędowego, a ich budowa, jak wynika z dotychczasowych opracowań, jest mało znana. Powstała zatem potrzeba opracowania stratygrafii utworów czwartorzędowych, umożliwiająca prawidłowe datowanie tych form dla odtworzenia rozwoju rzeźby tego obszaru.

Stratygrafię utworów czwartorzędowych na obszarze Wielkiego Krakowa opracowano opierając się na: 1) dotychczasowej literaturze, 2) zdjęciu geomorfologicznym, wykonanym w latach 1955—1959, 3) materiałach wierceń geologicznych. W ostatnich latach, dzięki wzmoczonej gospodarce budowlanej miasta Krakowa, a szczególnie jego dzielnicy, Nowej Huty, wykonano liczne wiercenia na tym obszarze. Zebrano materiał dla 3000 punktów wiertniczych¹. Ponadto w trzech punktach (Przegorzały, Krys-pinów, Kosocice), ważnych dla rozwiązania opracowywanego zagadnienia, wykonano wiercenia z funduszków Komitetu Organizacyjnego VI Zjazdu INQUA i Katedry Geografii Fizycznej UJ.

Próbki geologiczne zebrane w terenie podczas zdjęcia geomorfologicznego i z wierceń poddano badaniom, stosując kryteria: 1) litologiczne, 2) petrograficzne, 3) morfoskopijne (wielkość, zaokrąglenie i spłaszczenie ziarn), 4) paleobotaniczne. Szczegółowe wyniki badań dotyczących stratygrafii utworów czwartorzędowych obszaru Wielkiego Krakowa zostaną przedstawione w oddzielnej publikacji. W niniejszej notatce ograniczono się do podania stratygrafii utworów czwartorzędowych, wypełniających

¹ Został mi on udostępniony przez: Państwowy Instytut Geologiczny w Warszawie, Centralny Urząd Geologii w Warszawie, «Geoprojekt» w Krakowie, «Geokrzem» w Krakowie oraz Akademię Górniczo-Hutniczą w Krakowie.

dolinę Wisły we wschodniej części tego obszaru, gdzie znajduje się większość tych utworów.

Publikacje dotyczące utworów czwartorzędowych w okolicy Krakowa na ogół mają charakter przyczynków, w których zostały opisane tylko niektóre pokrywy akumulacyjne i nie zawsze określono ich wiek. Pierwsze wzmianki o utworach czwartorzędowych omawianego terenu podał już w roku 1894 S. Z a r ę c z n y (17) w tekście objaśniającym „mapę geologiczną krakowskiego okręgu”. Wśród utworów czwartorzędowych autor wyróżnia „gliny lodnikowe”, głązy narzutowe, interglacjalne piaski, dyluwialne żwiry, less oraz aluwia (napływy rzeczne, rudy bagienne i darniowe, torfy). S. Z a r ę c z n y podał ogólną charakterystykę petrograficzną tych utworów oraz ich rozmieszczenie, a także określił ich miąższość (16) na marginesie prac poszukiwawczych za wodą dla miasta Krakowa. Autor określił miąższość i charakterystykę litologiczną osadów rzecznych, wypełniających dolinę Wisły między Bielanami a Zwierzyńcem, oraz stwierdził występowanie czwartorzędowych żwirów fliszowych w obniżeniu cholerzyńskim i w dolinie Rudawy koło Mydlnik. Podał też ogólne wiadomości dotyczące historii rozwoju doliny Wisły w okresie czwartorzędowym. Jego zdaniem pierwotne wody Wisły płynęły obniżeniem cholerzyńskim i doliną Rudawy od Mydlnik w kierunku wschodnim, gdzie zajmowały dużą powierzchnię. Natomiast odcinek doliny Wisły między Bielanami a Zwierzyńcem został wycięty w okresie późniejszym.

W roku 1910 W. K u ź n i a r (8) opisał osady czwartorzędowe wypełniające dolinę Wisły w okolicy Ludwinowa. Stwierdził tu:

(a) morenę denną pierwszego lądolodu, zbudowaną ze żwirów, piasków i ilów;

(b) przemytą moreną denną drugiego lądolodu o składzie petrograficznym i litologicznym jak wyżej;

(c) pokrywę piaszczysto-gliniastą, zasypaną lessem. W jej obrębie stwierdzono występowanie około 0,5 m liczącą warstwę torfu, którego czas powstania wiązano z okresem interglacjalu eemskiego.

Nowsze badania wykazały, że morena denną pierwszego lądolodu (a) i przemytą morena denną drugiego lądolodu (b) są osadem wód fluwio-glacialnych z okresu zlodowacenia środkowopolskiego (11). Natomiast torf, zdaniem A. Ś r o d o n i a (12) jest wieku holocenijskiego, a znajdująca się pod nim w ilach roślinność pochodzi z fazy młodszego dryasu.

Ważne dla stratygrafii osadów czwartorzędowych na tym terenie są wyniki K. B e r e s a (1). Autor w miejscowości Zielonki (dolina Prądnika) stwierdził na ilach miocenijskich:

- (a) głązy granitowe;
- (b) piaski ze żwirami;
- (c) utwór gliniasty;
- (d) piasek z wkładkami gliniastymi;
- (e) glinę lessową;
- (f) less typowy.

Na podstawie bardzo szczegółowych badań petrograficznych i w nawiązaniu do literatury K. B e r e s uważa, że głązy granitowe są utworem residualnym lądolodu krakowskiego, a przykrywająca je seria osadów piaszczysto-żwirowo-gliniastych (od b do e) powstała w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. Natomiast less (f) został osadzony w okresie zlodowacenia bałtyckiego. W innej pracy K. B e r e s (2) omówił

utwory czwartorzędowe wypełniające dolinę Wisły pod Krakowem. Jej podczwartorzędowe dno, zdaniem autora, ścina skały różnego wieku (iły tortońskie, margle kredowe) w wysokości 195—190 m n.p.m. i jest prawie równe. To dno zostało zasypane osadami, wśród których autor wyróżnił trzy różnowiekowe serie.

Pierwsza, z okresu zlodowacenia krakowskiego uchowała się tylko w nielicznych fragmentach w wysokości 60—50 m nad dzisiejsze dno doliny. Druga, o miąższości 24—20 m, przeważnie jest zbudowana ze żwirów piaskowcowych z nieznaczną domieszką żwirów kwarcowych, wapiennych i krzemieni oraz granitów północnych. W północnej części miasta, nad Robotną, pokrywa ta zbudowana jest głównie ze żwirów wapiennych i występuje w wysokości 12—9 m nad poziom Wisły, a jej wiek autor wiąże z okresem zlodowacenia środkowopolskiego. Trzecia seria leży bezpośrednio na łożach mioceńskich. Jest to warstwa żwirowo-piaszczysta o miąższości 6—4 m, o składzie litologicznym żwirów pokrywy wyższej. Jest ona przykryta osadami holocenijskimi (piaszczyste gliny napływowe, piaski ilaste, namuł rzeczny czy też jeziorny, torfy miejscami o miąższości 3—2 m). Te utwory wraz z podścielającymi je żwirami, zdaniem autora, włożone są w rozciętą pokrywę starszą (drugą), a czas tego rozcięcia należy wiązać z późnym glacjałem lub wczesnym holocenem. Ważnym przyczynkiem do stratygrafii omawianych utworów są wyniki badań M. K l i m a s z e w s k i e g o (7) nad stożkiem Prądnika. Autor wiąże jego powstanie z okresem zlodowacenia środkowopolskiego.

W świetle badań L. Sawickiego (11) w dolinie Wisły występują fragmenty następujących pokryw czwartorzędowych. Pierwsza, z okresu zlodowacenia krakowskiego, zbudowana z utworów żwirowo-piaszczystych jest przykryta gliną zwałową. Leży ona bezpośrednio na plioceńskich osadach piaszczysto-żwirowych, których strop znajduje się w wysokości około 208—207 m n.p.m. (Prądnik Biały, Zakrzów). Druga pokrywa, piaszczysto-żwirowa i lessowa, sięga do wysokości 222 m n.p.m. Jej powstanie autor wiąże z okresem interglacjału „poprzedzającego zlodowacenie środkowopolskie”. Trzecia jest zbudowana z lessu osadzonego podczas drugiej fazy zlodowacenia środkowopolskiego. Czwartą pokrywę L. S a w i c k i wiąże z okresem holocenijskiego optimum klimatycznego. Jest to poziom „bagiennieo-torfowy” przykryty gliną lessową. Ten sam autor (10) bardzo szczegółowo opracował też osady lessowe na Zwierzyńcu. Na fragmencie preglacialnego dna doliny Wisły (215 m n.p.m.) stwierdził występowanie dwóch pokładów lessu, przedzielonych glebą kopalną. Less dolny (do wysokości 222 m n.p.m.) autor wiąże z okresem pierwszej fazy zlodowacenia środkowopolskiego, a less górny (232 m n.p.m.) z jego drugą fazą. Natomiast powstanie gleby kopalnej umieszcza w interstadiale oryńskiackim.

Stratygrafia utworów czwartorzędowych w dolinie Wisły we wschodniej części obszaru Wielkiego Krakowa

Dolina Wisły na terenie Krakowa ma kierunek równoleżnikowy i rozciąga dwie jednostki fizjograficzne: 1) Wyżynę Krakowską i 2) Kotlinę Sandomierską. W odcinku zachodnim (od Bielan do Zwierzyńca), gdzie Wisła przedziera się między skałkami wapieni jurajskich, dolina jest wąska (1—2 km), a jej zbocza wycięte w wapieniach są strome, miejscami nawet pionowe. Natomiast we wschodniej części terenu, zbudowanego

głównie z ilów tortońskich, dolina ta ma całkowicie inny charakter. Od Zwierzyńca rozszerza się stopniowo w kierunku Pleszowa do około 8 km, a jej zbocza nachylone są pod kątem od 15—30°. W tym odcinku doliny, jak już wspomniano, występuje stosunkowo dużo utworów czwartorzędowych. Ich wzajemny stosunek oraz stosunek do podczwartorzędowej doliny Wisły przedstawia profil morfologiczno-geologiczny (ryc. 1).

Podczwartorzędowa dolina Wisły na omawianym odcinku jest wycięta w ilach tortońskich i składa się z różnowiekowych elementów. Jej pierwotna forma włożona w Kotlinę Sandomierską, miała szerokie (około 9 km) dno ograniczone lekko wklęsłymi zboczami i miała kształt niecki. To dno u podnóża zboczy znajdowało się w wysokości około 220 m n.p.m., a obniżało się w kierunku osi doliny co najmniej do 215 m n.p.m. Wysokości jego w osi doliny nie można określić, gdyż zostało ono rozcięte i zniszczone. Na omawianym odcinku uchował się tylko wąski jego fragment w Prokocimiu (ryc. 1).

Do najstarszych utworów wypełniających dolinę Wisły należą piaski podmorenowe (B) zachowane na prawym, wyżej wspomnianym zboczu doliny podczwartorzędowej. Piaski te zostały odsłonięte koło Prokocimia, w świeżo powstałej piaskowni. W jednej z jej ścian widać następującą serię osadów:

(Prokocim 239,17 m n.p.m.)	piasek	— 0,3 m
	glina zwałowa	— 1,2 m
	piasek	1,5 m

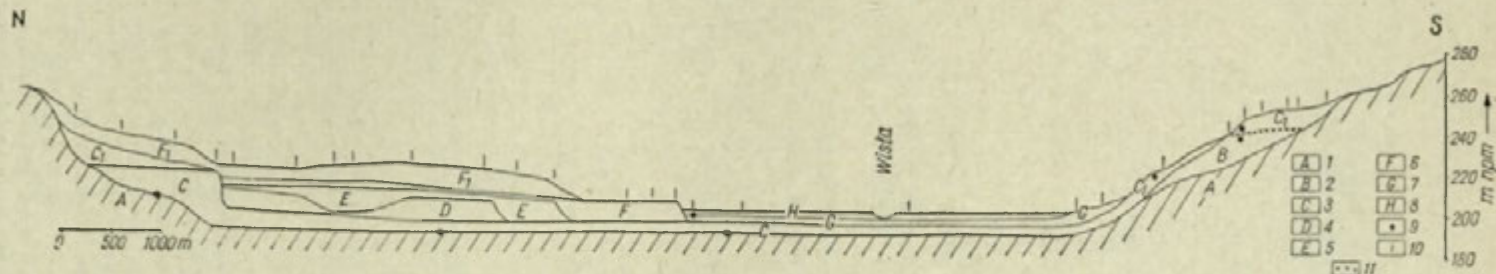
Piasek dolny (pod gliną zwałową) jest drobno i średnioziarnisty, koloru ciemnoszarego, niewyraźnie warstwowany z piaskiem silnie ilastym. Jak wykazała analiza granulometryczna², przeważają ziarna o średnicy poniżej 0,25 mm:

Wielkość frakcji w mm	Ilość w g
do 2,0	—
od 2,0 —1,0	0,36
„ 1,0 —0,5	4,26
„ 0,5 —0,25	30,43
„ 0,25 —0,125	46,12
„ 0,125—0,063	11,60
poniżej 0,063	7,23

Analiza frakcji ciężkiej tego piasku wykazała składniki zestawione w tabeli 1.

Miąższość omawianych piasków, jak wynika z wierceń geologicznych (ryc. 1, wierc. nr 22), wynosi około 17 m, a maleje w kierunku zbocza doliny, w miarę podnoszenia się podstawy skalnej wyciętej w ile mioceńskim. Piaski te leżą pod gliną zwałową o miąższości około 1,2 m. Jest to utwór ilasto-piaszczysty, koloru brunatnego, z dużą ilością chaotycznie ułożonych głazów skał północnych o średnicy 8 do 20 cm, z przewagą 10 do 20 cm. Strop odsłoniętej gliny znajduje się w wysokości około 239 m n.p.m., a jak wynika z licznych na tym terenie otworów wiertniczych, w tej samej lub zbliżonej wysokości występuje ona na odcinku o długości 600 m w kierunku południowego zbocza doliny.

² Analizę tę na zlecenie wykonał mgr E. D o h n a l w Instytucie Naftowym w Krakowie.



Ryc. 1. Utwory czwartorzędowe w dolinie Wisły koło Krakowa

1 — podłoże skalne (iły dolnotortonńskie, 2 — osady stokowe z okresu anaglacjalnej fazy zlodowacenia krakowskiego, 3 — osady fluwioglacjalne wieku zlodowacenia środkowopolskiego (stadium Odry), zazębiające się z osadami stokowymi (C_1), 4 — osady rzeczne z okresu zlodowacenia środkowopolskiego (stadium Warty), 5 — osady rzeczne wieku zlodowacenia bałtyckiego (Würm I), 6 — osady rzeczne zazębiające się z osadami stokowymi (F_1) wieku zlodowacenia bałtyckiego (Würm II), 7 — osady rzeczne z okresu zlodowacenia bałtyckiego (Würm III), 8 — osady rzeczne wieku holocenińskiego, 9 — miejsce pobrania materiału do analizy (petrograficznej, paleobotanicznej i in.), 10 — miejsce wierceń geologicznych, 11 — glina zwałowa lądolodu krakowskiego

Quaternary Deposits in the Vistula Valley near Cracow

1 — bedrock (Lower Tortonian clays), 2 — slope deposits (Cracovian glaciation-anaglacial phase), 3 — fluvio-glacial deposits (Middle-Polish glaciation-Oder Stage) which interdigitate with slope deposits (C_1), 4 — river sediments (Middle-Polish glaciation-Warta Stage), 5 — river deposits (Baltic glaciation-Wurm I), 6 — river deposits which interdigitate with slope deposits (F_1) belonging to the Baltic glaciation (Würm II), 7 — river deposits (Baltic glaciation-Wurm III), 8 — Holocene river deposits, 9 — place where samples have been taken for petrographic, palynological and other analyses, 10 — borings, 11 — boulder clay deposited by the Cracovian (Mindel) inland ice

Tabela 1

Rodzaj minerału	Miejsce pobrania materiału badanego
	Prokocim
	w procentach
Nieprzezroczyste	—
Granat	8,0
Turmalin	18,3
Cyrkon	33,4
Rutyl	25,7
Staurolit	15,3
Cyjanit	3,3
Epidot	3,7
Tytanit	0,3

Powstanie piasków podmorenowych (B) autorka wiąże z fazą anaglacjalną zlodowacenia krakowskiego, a to na podstawie następujących danych:

1. Są one przykryte gliną zwałową ładolodu krakowskiego, leżąca na złożu pierwotnym, o czym świadczą: jej poziome zaleganie oraz chaotyczne, nieukierunkowane ułożenie występujących w niej żwirów i głazów.

2. Analiza frakcji ciężkiej wykazała, że w tych piaskach występują niemal wyłącznie (92,7%) minerały charakterystyczne dla trzeciorzędowych piasków bogucickich najbliższych okolic (Rajsko, Bierzanów, Bogucice, patrz tabela 2).

Tabela 2

Rodzaj minerału	Miejsce pobrania próbki				
	Kosocice *	Rajsko *	Bierzanów *	Bogucice *	Prokocim
	w procentach				
Nieprzezroczyste	40,0	—	—	—	—
Granat	34,0	59,0	50,0	61,0	8,0
Turmalin	4,0	8,0	5,0	4,0	18,3
Cyrkon	9,0	23,0	28,0	18,0	33,4
Rutyl	8,0	8,0	9,0	10,0	25,7
Staurolit	3,0	6,0	6,0	6,0	15,3
Cyjanit	—	—	—	—	3,3
Epidot	śl.	—	1,0	śl.	3,7
Tytanit	1,0	—	—	—	0,3
Zoizyt	śl.	—	śl.	śl.	—
Topaz	—	—	śl.	—	—
Chloryt	—	—	śl.	—	—
Anataz	—	—	—	śl.	—
Chlorytoid	1,0	—	—	śl.	—

* Wyniki te udostępnił mi mgr J. Łoziński (Zakład Mineralogii i Petrografii UJ), za co mu serdecznie dziękuję.

Nie są to jednak piaski bogucickie leżące na złożu pierwotnym, gdyż: 1) mają one odmienną od nich strukturę, 2) brak w nich szczątków faunistycznych, tak licznie występujących w piaskach bogucickich, 3) skład ich frakcji ciężkiej, jakkolwiek podobny, to jednak nie jest typowy dla piasków bogucickich.

Autorka jest zdania, że omawiane piaski leżą na złożu wtórnym, a pochodzą z sąsiednich obszarów zbudowanych z piasków bogucickich (Rajsko, Kosocice). Fakt ten, jak też stosunek tych piasków do gliny zwałowej, świadczy, że zostały one złożone w dolinie Wisły po okresie miocenijskim i wycięciu doliny Wisły, a przed najściem na ten teren lądolodu krakowskiego.

Stosunkowo duża miąższość tej pokrywy (około 17 m) oraz jej zasięg w kierunku osi doliny są dowodem intensywnego dostarczania w tym czasie do doliny Wisły materiału zboczowego. Dostarczany był nawet najdrobniejszy materiał, a więc na jego drodze nie było takich przeszkód, jak roślinność okrywająca stoki. Podczas ich akumulacji musiał zatem panować klimat o warunkach sprzyjających takim procesom. Był to raczej klimat zimny, o czym można wnosić również na podstawie ciemnoszarego koloru tego utworu. Taki klimat, pomiędzy okresem miocenijskim a pobytem na tym terenie lądolodu krakowskiego, według W. S z a f e r a (13, 15) panował podczas krótszego okresu *Pre-Gunz*, w okresie zlodowacenia szczecińskiego i na początku okresu zlodowacenia krakowskiego. Biorąc pod uwagę ciągłość sedymentacji tych piasków oraz ich bezpośredni kontakt z gliną zwałową autorka uważa, że zostały one złożone w dolinie Wisły w okresie anaglacjalnym, poprzedzającym najście na ten teren lądolodu krakowskiego.

Stwierdzenie wczesnoczwartorzędowego wieku pokrywy podmorenowej pozwala na określenie czasu powstania pierwotnej doliny Wisły. Dolina ta, jak już wspomniano, została wycięta w łańcach tortońskich. Ponieważ na jednym z zachowanych fragmentów jej dna (w Prokocimiu) leżą w wysokości 220—215 m n.p.m. anaglacjalne piaski z okresu zlodowacenia krakowskiego, musiała ona powstać w okresie przedczwartorzędowym, prawdopodobnie pliocenijskim. Fragmenty jej przedczwartorzędowego dna z pliocenijskimi osadami stwierdził również Ludwik S a w i c k i (11) w Zakrzowie i Prądniku Białym.

W pokrywie osadów anaglacjalnych i glacialnych oraz w utworach podłoża skalnego (miocenijskiego) została wycięta szeroka, około 8 km rynna o głębokości 50—55 m. Jej dno rozpościera się w wysokości 190—195 m n.p.m. i jest ograniczone wyraźnymi i stromymi zboczami. W jego obrębie znajdują się podłużne garby zbudowane z ilów miocenijskich. Wysokość tych garbów nie przekracza 15 m, a ich kierunek jest zgodny z osią doliny. Ta rynna o nierównym dnie została zasypana f l u w i o g l a c j a l n y m i o s a d a m i p i a s z c z y s t o - ż w i r o w y m i (C). Wśród żwirów przeważa materiał piaskowcowy (fliszowy — karpacki), a domieszkę stanowi materiał kwarcowy, wapienny i północny. Pełny profil tych osadów został stwierdzony tylko po lewej stronie rynny, na odcinku Prądnik Czerwony — Bieńczyce. Natomiast spągowa część tych osadów o miąższości 5—8 m wyściela jednolitą warstwą całe szerokie, podczwartorzędowe dno doliny Wisły. Utwory te zostały stwierdzone w licznych wierceniach geologicznych, a w trzech punktach (Przegorzały,

ul. Łobzowska, Czyżyny) były obserwowane bezpośrednio w terenie podczas ich nawiercania.

Dotychczas przypuszczano, że podczwartorzędowe dno doliny Wisły wysłane jest osadami:

(a) z okresu zlodowacenia środkowopolskiego, budującymi terasę o wysokości względnej 20—25 m;

(b) z okresu zlodowacenia bałtyckiego, z których zbudowana jest spągowa część terasy rędzinnej o wysokości 4—6 m.

Analiza wierzeń geologicznych nasunęła przypuszczenie, że dolną część obu teras (a) i (b) budują te same utwory. Liczne profile morfologiczno-geologiczne wykonane wzdłuż i w poprzek całej doliny Wisły wykazały c i a g ł o ś ć warstwy żwirowo-piaszczystej o miąższości 5—8 m, a szczególne badania petrograficzne wykazały jednolitość jej składu. Badaniom poddany został materiał ze spągu tej pokrywy, z pobliza kontaktu z podłożem skalnym, pobrany w trzech poprzednio wymienionych punktach: Przegorzały, ul. Łobzowska, Czyżyny. Reprezentują one spąg terasy rędzinnej w zachodniej części doliny (Przegorzały) i w jej wschodniej części (Czyżyny) oraz spąg terasy wyższej, nadsypanej stożkiem Prądnika (ul. Łobzowska). Tabele 3 i 4 informują o składzie petrograficznym badanych utworów.

T a b e l a 3

Ogólna charakterystyka litologiczno-petrograficzna

Miejsce pobrania próbki		
Przegorzały	ul. Łobzowska	Czyżyny
Otoczaki z piaskiem. O t o c z a k i: p i a s k o w c o w e, koloru popielatozielonego, o średnicy 0,5—5 cm, słabo otoczone, z domieszką otoczek kwarcowych i wapiennych. P i a s e k: kwarcowy, gruboziarnisty, luźny, koloru popielatozielonego.	Otoczaki z piaskiem. O t o c z a k i: p i a s k o w c o w e, koloru jasnoszarego, o średnicy 0,5—5 cm, z domieszką otoczek kwarcowych i wapiennych. P i a s e k: gruboziarnisty, koloru jasnoszarego, luźny.	Otoczaki z piaskiem. O t o c z a k i: p i a s k o w c o w e, koloru popielatozielonego o średnicy 0,5—6 cm z domieszką nielicznych żwirów wapiennych. P i a s e k: gruboziarnisty, kwarcowy, koloru jasnoszarego, luźny.

Widzimy, że we wszystkich badanych punktach występuje jeden i ten sam rodzaj żwirów i piasków. Jest to prawie wyłącznie materiał karpaccki, przyniesiony przez wody Wisły, ale z domieszką materiału północnego (por. tab. 3 i 4).

Takie same utwory budują również spąg terasy rędzinnej Dłubni, Prądnika i Rudawy. Dopiero nakład ich zbudowany jest z utworów pochodzących z dorzeczy tych potoków.

Powyższe dane przemawiają bardzo wyraźnie za jednolitością warstwy wysięlającej całe podczwartorzędowe dno doliny Wisły, a zostały one złożone przez wody Wisły, mieszające się z wodami proglacialnymi lądolodu środkowopolskiego, wnikałego w dorzecze Przemszy. W pierwszej fazie

T a b e l a 4

Rodzaj minerału	Miejsce pobrania próbki *		
	Przegorzały	ul. Łobzowska	Czyżyny
	w procentach		
Nieprzezroczyste	51,0	56,0	47,6
Granat	21,0	18,0	17,1
Turmalin	1,0	4,0	4,3
Cyrkon	2,0	6,0	3,0
Rutyl	1,0	3,3	1,3
Staurolit	10,0	4,0	7,1
Cyjanit	3,0	1,6	4,3
Epidot	0,9	—	3,0
Tytanit	—	—	—
Zoizyt	—	—	—
Topaz	—	—	—
Chloryt	1,0	—	1,6
Anataz	—	—	—
Chlorytoid	—	—	—
Andaluzyt	3,0	1,0	1,6
Sylimanit	3,0	0,3	1,0
Amfibol	0,6	1,3	1,0
Piroksen	1,0	1,0	1,3
Monacyt	—	—	2,3
Glaukonit	—	3,0	—
Muskowit	1,0	—	1,6
Biotyt	1,0	0,3	1,0

* Analizy wykonała mgr M. Kryśowska w Zakładzie Mineralogii i Petrografii UJ.

akumulacji materiał północny dostarczany był w małej ilości i to tylko w postaci piasków (pirokseny i amfibole). We frakcji żwirowej materiał północny stwierdzony został dopiero w środkowej i stropowej części pokrywy.

Omawiane utwory zostały złożone w okresie zlodowacenia środkowopolskiego, a wnoszę o tym na podstawie następujących danych:

1. Są one włożone w rynnę wyciętą w pokrywie osadów anaglacjalnych i glacialnych z okresu zlodowacenia krakowskiego, a więc muszą być od niej młodsze. Ich odrębność w stosunku do osadów anaglacjalnych wykazały cechy: litologiczne, petrograficzne, morfoskopijne oraz analiza minerałów ciężkich. Skład minerałów ciężkich utworów, budujących te pokrywy, jest różny. W osadach anaglacjalnych występują niemal wyłącznie minerały piasków trzeciorzędowych, a całkowicie brak materiału skał północnych. W omawianych osadach natomiast poza minerałami piasków trzeciorzędowych (staurolit, rutyl, turmalin i in.) występuje szereg innych minerałów, których brak w osadach anaglacjalnych (por. tab. 5).

2. W rozcięciu pokrywy osadów fluwioglacjalnych (C) jest włożona pokrywa młodsza (D). Jej budowa jest różna, w różnych odcinkach doliny.

T a b e l a 5

Rodzaj minerału	Miejsce pobrania próbki										
	Koso- cice	Rajsko	Bierza- nów	Bogu- cice	Proko- cim	Przego- rzały	ul. Łob- zowska	Czyżyny	Krys- pinów	Przego- rzały I	Proko- cim I
	w procentach										
Nieprzezroczyście	40,0					51,0	56,0	47,6	41,0	50,0	
Granat	34,0	59,0	50,0	61,0	8,0	21,0	18,0	17,1	21,6	22,6	7,0
Turmalin	4,0	8,0	5,0	4,0	18,3	1,0	4,0	4,3	2,0	3,6	20,0
Cyrykon	9,0	23,0	28,0	18,0	33,4	2,0	6,0	3,0	2,3	2,0	23,7
Rutyl	8,0	8,0	9,0	10,0	25,7	1,0	3,3	1,3	1,0	—	9,7
Staurolit	3,0	6,0	6,0	6,0	15,3	10,0	4,0	7,1	13,0	7,0	6,0
Cyjanit	—	—	śl.	—	3,3	3,0	1,6	4,3	4,0	1,6	6,7
Epidot	śl.	—	1,0	śl.	3,7	0,9	—	3,0	2,3	2,0	16,4
Tytanit	1,0	—	—	—	0,3	—	—	—	—	—	0,7
Zoizyt	śl.	—	śl.	śl.	—	—	—	—	—	—	2,3
Topaz	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3
Chloryt	—	—	śl.	—	—	1,0	—	1,6	1,0	1,3	0,3
Anataz	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Chlorytoid	1,0	—	—	śl.	—	—	—	—	—	—	—
Andaluzyt	—	—	—	—	—	3,0	1,0	1,6	2,0	1,0	—
Sylimanit	—	—	—	—	—	3,0	0,3	1,0	1,6	2,3	0,3
Amfibol	—	—	—	—	—	0,6	1,3	1,0	2,6	2,6	13,3
Piroksen	—	—	—	—	—	1,0	1,0	1,3	4,0	2,3	0,3
Monacyt	—	—	—	—	—	—	—	2,3	0,3	—	—
Glaukonit	—	—	—	—	—	—	3,0	—	—	0,3	—
Muskowit	—	—	—	—	—	1,0	—	1,6	—	1,0	—
Biotyt	—	—	—	—	—	1,0	0,3	1,0	1,0	—	—

W odcinkach, gdzie Wisła nie ma dopływów, utwory budujące tę pokrywę sięgają do wysokości około 210 m n.p.m. i są to: piasek szarozółty o ziarnach przeważnie kwarcowych, których średnica zmniejsza się od grubych w spągu, poprzez średnie do bardzo drobnych, a nawet pylastych w górnej części pokrywy. Natomiast w odcinkach, gdzie do Wisły podczas akumulacji tej pokrywy uchodziły dopływy, utwory ją budujące sięgają do wysokości około 215 m n.p.m. i składają się przeważnie z materiału przyniesionego przez te potoki. Na przykład u wylotu doliny Dłubni (koło Mogiły), bezpośrednio na żwirach karpackich leży:

- ok. 5,0 m warstwa piasku gruboziarnistego, koloru szarobiałego,
- 1,0 m il piaszczysty, koloru siwego,
- 7,0 m warstwa żwirów, przeważnie wapiennych, bardzo słabo otoczonych z niedużą domieszką piasku gruboziarnistego oraz kawałków rogowca, krzemieni i skał północnych.

U wylotu doliny Prądnika (Rynek Główny), również bezpośrednio na starszych żwirach karpackich leży:

- 7,0 m piasku średnio i gruboziarnistego ze żwirami, głównie wapiennymi, a tylko nielicznymi żwirami piaskowcowymi, granitowymi i krzemieniami,
- 3,0 m piasku średnioziarnistego, luźnego, a miejscami ilastego.

Pokrywa ta u wylotu wspomnianych dolin rozpościera się w postaci stożków.

Czas powstania stożka Prądnika wiąże się z okresem zlodowacenia środkowopolskiego (4, 7), co nie budzi żadnych wątpliwości, ponieważ dowody określające jego wiek (7) są przekonujące. Poza tym stosunek tego stożka do młodszych osadów, datowanych m. in. na podstawie danych paleobotanicznych, również potwierdza jego wiek środkowopolski.

Z tego wynika, że w dolinie Wisły na omawianym odcinku znajdują się dwie pokrywy akumulacyjne z okresu zlodowacenia środkowopolskiego, a ich wzajemny stosunek świadczy, że są one wynikiem dwóch faz akumulacji, przedzielonych fazą erozji. Biorąc pod uwagę dwudzielność tego zlodowacenia (6) i wzajemny stosunek tych pokryw (C, D) można wnosić, że omawiana pokrywa (C) powstała podczas pierwszego stadium zlodowacenia środkowopolskiego (Drenthe), a włożona w nią pokrywa młodsza (D) — (stożek Prądnika) pochodzi z drugiego stadium tego zlodowacenia — stadium Warty. Natomiast rozcięcie i niszczenie pokrywy starszej (C) przypada na okres interstadialny tego zlodowacenia, ostatnio nazwany interstadialem będzinśkim (3). Z tego rozumowania wynika, że rozcięcie i niszczenie pokrywy z okresu zlodowacenia krakowskiego (B) przypada na końcową fazę tego zlodowacenia i interglacjał mazowiecki. W tym czasie została wycięta wspomniana wyżej rynna. Jej szerokość w omawianym odcinku doliny wynosi około 8 km, a w kierunku zachodnim stopniowo zwęża się i koło Zwierzyńca przechodzi w dwa wyraźne obniżenia. Jednym z nich jest odcinek dzisiejszej doliny Wisły między Bielanami a Zwierzyńcem, a drugim — odcinek doliny Rudawy do ujścia do Mydlnik, następnie poprzez obniżenie choleryńskie po rów Wisły. Już poprzednio autorka wykazała jednolitość spągowej części utworów wyścielających podczwartorzędowe dno doliny Wisły oraz Rudawy w odcinku ujściowym.

Nie ma zatem podstaw do przyjmowania młodszego wieku dla doliny Wisły na odcinku Bielany — Zwierzyniec (16), a w żadnym przypadku nie można wykluczyć drogi wód Wisły na odcinku obniżenie cholerzyńskie — dolina Rudawy do Mydlnik w kierunku wschodnim (11). Dna obu obniżeń, łączących się od Zwierzynca w jedno dno podczwartorzędowej rynny Wisły, stopniowo rozszerzającej się w kierunku wschodnim, wysłane są osadami tego samego wieku, a mianowicie z okresu zlodowacenia środkowopolskiego. W formowaniu i zasypywaniu tej rynny duży udział przypada wodom lodowcowym. Toteż bez zastrzeżeń można ją nazywać pradoliną.

T a b e l a 6

Miejsce pobrania próbki	Ogólna charakterystyka petrograficzna
Kryspinów	Otoczaki z piaskiem O t o c z a k i: p i a s k o w c o w e, koloru jasnoszarego o średnicy 0,5—5 cm z domieszką żwirów kwarcowych. P i a s k i: gruboziarniste, koloru jasnoszarego, luźne.

W pokrywie z okresu stadium Warty (D) wody Wisły i jej dopływów (Prądnik, Dłubnia) wycięły rynnę o głębokości około 15 m, która następnie została zasypiana osadami piaszczystymi (E) do wysokości około 210 m n.p.m.

Miejscami są to piaski z małą domieszką żwirów o średnicy 0,5 do 2 cm, koloru ciemnożółtego.

Skład frakcji ciężkiej omawianych piasków przedstawia tabela 8. Na podstawie minerałów ciężkich można przypuszczać, że pochodzą one z rozmycia pokryw starszych (por. tab. 5). Występują w nich bowiem podobne rodzaje minerałów ciężkich, ale o innym składzie procentowym. Zmniejsza się ilość minerałów ze skał trzeciorzędowych, a nawet niektórych brak, na korzyść mało odpornych minerałów, co może przemawiać za ich młodszym wiekiem.

W tej pokrywie piaszczystej (E) wody Wisły wycięły nową rynnę, która następnie została zasypiana osadami piaszczysto-lessowymi (E) przechodzącymi ku górze w less eoliczny (F₁), który przykrył również fragmenty pokryw starszych (C, D, E). Jego miąższość na omawianym terenie wynosi około 10 m. W tę pokrywę piaszczysto-lessową (F), lessową (F₁) rozciągniętą i częściowo zniszczoną, włożona jest około 3—5 m seria utworów piaszczystych i ilasto-piaszczystych (G). Na głębokości około 4—6 m w licznych wykopach i wierceniach stwierdzono występowanie torfu o różnej miąższości (0,5—2,0 m), a niekiedy pnie drzew. Na przykład na Rondzie

Tabela 7

Miejsce pobrania próbek: Kryspinów

Rodzaj minerału	Ilość w % *
Nieprzezroczyste	41,0
Granat	21,6
Turmalin	2,0
Cyrkon	2,3
Rutyl	1,0
Staurolit	13,0
Cyjanit	4,0
Epidot	2,3
Tytanit	—
Zoizyt	—
Topaz	—
Chloryt	1,0
Anataz	—
Chlorytoid	—
Andaluzyt	2,0
Sylimanit	1,6
Amfibol	2,6
Piroksen	4,0
Monacyt	0,3
Glaukonit	—
Muskowit	—
Biotyt	1,0

* Analizę wykonała mgr M. Kryśowska w Zakładzie Mineralogii i Petrografii UJ.

Tabela 8

Miejsce pobrania próbek: Przegorzały

Rodzaj minerału	Ilość w % *
Nieprzezroczyste	50,0
Granat	22,6
Turmalin	3,6
Cyrkon	2,0
Rutyl	—
Staurolit	7,0
Cyjanit	1,6
Epidot	2,0
Tytanit	—
Zoizyt	—
Topaz	—
Chloryt	1,3
Anataz	—
Chlorytoid	—
Andaluzyt	1,0
Sylimanit	2,3
Amfibol	2,6
Piroksen	2,3
Monacyt	—
Glaukonit	—
Muskowit	0,3
Biotyt	1,0

* Analizę wykonała mgr M. Kryśowska w Zakładzie Mineralogii i Petrografii UJ.

Tabela 9

Miejsce pobrania próbek: Prokocim

Rodzaj minerału	Ilość w % *
Nieprzezroczyste	—
Granat	7,0
Turmalin	20,0
Cyrkon	23,7
Rutyl	9,7
Staurolit	6,0
Cyjanit	6,7
Epidot	16,4
Tytanit	0,7
Zoizyt	2,3
Topaz	0,3
Chloryt	0,3
Anataz	—
Chlorytoid	—
Andaluzyt	—
Sylimanit	0,3
Amfibol	13,3
Piroksen	0,3
Monacyt	—
Glaukonit	—
Muskowit	—
Biotyt	—

* Analizę wykonał mgr E. Dohnal w Instytucie Naftowym w Krakowie.

(około 200 m n.p.m.) podczas robót budowlanych odsłonięto następujący profil geologiczny omawianej pokrywy:

Wiercenie nr 16

do 1,3 m nasyp

3,0 m piasek pylasty

3,8 m il piaszczysty

4,2 m torf jasnobrunatny

4,5 m gytia z soczewkami piasku

Badania paleobotaniczne, wykonane w Instytucie Paleobotaniki PAN w Krakowie przez mgr K. M a m a k o w a, wykazały, że gytia zawiera florę, która jej zdaniem pochodzi z okresu młodszego dryasu (m. in. duża ilość *Selapinelli Selapinoides*, *Artemissi sp.*, i *Filipendduli sp.*). Torf natomiast zawiera florę z okresu preborealnego.

Piaski te (G) po prawej stronie osi doliny zajął się z piaszczysto-ilestymi utworami okrywającymi prawe zbocze doliny. Piasek ten zawiera dużo składników ilastych, a wielkość jego ziarn jest następująca:

Wielkość 3 frakcji w mm	Ilość w g
od 2,0 —1,0	śl.
1,0 —0,5	3,22
0,5 —0,25	50,74
0,25 —0,125	36,55
0,125—0,063	4,58
poniżej —0,063	4,91

Analiza minerałów ciężkich tych piasków wykazała, że występują w nich minerały piasków trzeciorzędowych oraz skał północnych i to w stosunkowo dużej ilości (amfibole, pirokseny).

Ich struktura jak też stosunek do pokryw występujących w osi doliny wskazują, że jest to utwór zboczowy.

Na podstawie wzajemnego stosunku wyżej omówionych pokryw (E, F, F₁, G, H), jak też ich stosunku do pokryw z okresu zlodowacenia środkowopolskiego, można przypuszczać, że pokrywa piaszczysta (E) powstała w okresie najstarszego stadiału zlodowacenia bałtyckiego (Wurm I), pokrywa piaszczysto-lessowa (F) i lessowa (F₁) pochodzi z drugiego stadiału tego zlodowacenia (Wurm II) a czas powstania najmłodszej pokrywy (G) odpowiada trzeciemu stadiałowi zlodowacenia bałtyckiego (Wurm III) i okresowi holoceniowskiemu.

Wnioski

Na podstawie analizy wyżej omówionych utworów czwartorzędowych można wyciągnąć następujące wnioski dotyczące rozwoju doliny Wisły.

1. Rozwój doliny Wisły datuje się spośród okresu czwartorzędowego, ale jej główne rysy zostały ukształtowane dopiero po ustąpieniu lądolodu krakowskiego, a przed okresem zlodowacenia środkowopolskiego.

³ Analizę wykonał mgr E. D o h n a l w Instytucie Naftowym w Krakowie.

2. Dolina Wisły podczas okresu czwartorzędowego była parokrotnie zasypywana i odpreparowywana.

3. Udział w jej zasypywaniu brały wody: a) Wisły — niosące materiał karpacki, b) jej dopływów — dostarczające materiał z ich dorzeczy, c) powierzchniowe — przemieszczające utwory zboczowe oraz d) wody proglacialne — dostarczające materiał północny.

Udział tych wód był różny w poszczególnych fazach akumulacji. Podczas akumulacji, związanej z transgresją lądolodu krakowskiego, dolina Wisły zasypywana była głównie materiałem z boczowym. Natomiast podczas pierwszego stadiała zlodowacenia środkowopolskiego (Drenthe) dolina Wisły miała charakter pradoliny i była zasypywana materiałem karpackim, niesionym przez wody Wisły oraz materiałem północnym, dostarczanym przez proglacialne wody lodowca wnikającego w dorzecze Przemszy.

Podczas drugiego stadiała zlodowacenia środkowopolskiego — stadium Warty, w zasypywaniu doliny Wisły decydującą rolę odegrały potoki boczne (Prądnik, Dłubnia), które dostarczały wapienny materiał pochodzący z ich dorzeczy.

W okresie zlodowacenia bałtyckiego omawiana dolina zasypywana była głównie materiałem karpackim.

Pokrywa akumulacyjna wieku holeczeńskiego, wypełniająca dolinę Wisły, została usypana przez wody Wisły, niosące materiał karpacki oraz wody jej dopływów, niosące materiał z ich dorzeczy.

4. Utwory wieku czwartorzędowego w dolinie Wisły są źle zachowane. Im starsze utwory, tym gorszy jest ich stan zachowania. Z najstarszego okresu czwartorzędowego — zlodowacenia krakowskiego, zachowały się tylko nieliczne ślady tych utworów.

*Katedra Geografii Fizycznej
Uniwersytetu Jagiellońskiego*

LITERATURA

- (1) Beres K. *Profil dyluwialny w Zielonkach*. „Rocz. Pol. Tow. Geol.”, XIII, Kraków 1938.
- (2) Beres K. *Przyczynki do geologii Krakowa*. „Wiad. Geogr.”, XVI, z. 3—4, Kraków 1938.
- (3) Gilewska S., Stuchlik L. *Przedwarciański interstadial w Brzozowicy pod Będzinem*. „Acta Paleobotanica”, 1, Kraków 1958.
- (4) Jura A. *Stanowisko paleolityczne na Krowodrzy, przedmieściu Krakowa w żwirach dyluwialnych rzeki Robotnej (z opisem geologicznym M. Księżkiewicza)*. Pol. Akad. Umiej. „Sprawozd. Czyn. Posiedz.”, nr 42, Kraków 1937.
- (5) Klimaszewski M. *Podział morfologiczny południowej Polski*. „Czas. Geogr.”, 17, Wrocław 1946.
- (6) Klimaszewski M. *Zagadnienia plejstocenu południowej Polski*. „Biul. PIG”, 65, Warszawa 1952.

- (7) K l i m a s z e w s k i M. *Formy wymarzania plejstoceńskiego w okolicy Krakowa.* „Biul. PIG”, 66, Warszawa 1952.
- (8) K u ź n i a r W. *Przyczynki do znajomości geologicznej Wielkiego Księstwa Krakowskiego.* „Spraw. Kom. Fizj.”, 44, Kraków 1910.
- (9) S a w i c k i Ludomir. *Trzy bramy podkarpackie, szkic geograficzno-porównawczy.* „Kosmos”, XXXVI, 1911.
- (10) S a w i c k i Ludwik. *Warunki klimatyczne akumulacji lessu młodszego w świetle wyników badań stratygraficznych stanowiska paleolitycznego lessowego na Zwierzyńcu w Krakowie.* „Biul. PIG”, 66, Warszawa 1952.
- (11) S a w i c k i Ludwik. *Stanowisko paleolitu dolnego na Wawelu.* „Studia do Dziejów Wawelu”, I, Kraków 1955.
- (12) S r o d o ń A. *Ostatni glacjał i postglacjał w Karpatach.* „Biul. PIG”, 67, Warszawa 1952.
- (13) S z a f e r W. *Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej.* „Rocz. Pol. Tow. Geol.”, XXII, z. 1, Kraków 1953.
- (14) T u r n a u - M o r a w s k a M. *Petrografia skał osadowych.* Warszawa 1954.
- (15) T y c z y ń s k a M. *Klimat Polski w okresie trzeciorzędowym i czwartorzędowym.* „Czas. Geogr.”, XXVIII, z. 2, 1957.
- (16) Z a r ę c z n y S. *Atlas geologiczny Galicji.* Tekst do zeszytu trzeciego, Kraków 1894.
- (17) Z a r ę c z n y S. *Wody gruntowe bliższej okolicy Krakowa.* Spraw. z wyniku badań dokonanych przez Komisję wodociągową miejską w latach 1893—1896 (część geologiczna), Kraków 1897.

МАРИЯ ТЫЧИНЬСКА

К ВОПРОСУ ОБ ИЗУЧЕНИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ БОЛЬШОГО КРАКОВА

Территория города Кракова находится на рубеже трех физиографических единиц: Краковской Возвышенности, Сандомирской Котловины и Карпатского Погужа (низкогорье). Эти единицы связывает долина Вислы и поэтому исследования форм и четвертичных образований на территории Кракова дают сведения о прохождении и напряжении морфогенных процессов также и на соседних территориях. Долина Вислы использует в западной части города тектонический ров, а далее в восточном направлении впадину Сандомирской Котловины.

На основании детальных геоморфологических и геологических исследований (3.000 бурений), посредством седиментологических, петрографических и палеоботанических методов, в долине Вислы было обнаружено шесть чередующихся друг с другом аккумулятивных покровов различной структуры (рис. 1);

I — структура, состоящая из сточных песков (B), которые содержат почти исключительно тяжелые минералы третичных богутитских песков (ср. табл. 1, 2). Эти пески залегают на скальном цоколе (миоценовом), дне первоначальной долины Вислы, и прикрыты моренной глиной краковского материкового ледника.

II — структура из песков и щебня (C) с преобладанием карпатского материала (флиша) с примесью северного материала (ср. табл. 3, 4);

III. — структура почти целиком из материала возвышенностей (известняк). Это щебень и пески (D);

IV. — структура из карпатских песков и щебня.

V. — песчаная структура. На основании анализа тяжелых минералов вытекает, что образования эти возникли вследствие размыва более древнего покрова. В верхнем покрове обнаружены ископаемые остатки растений раннедриасового периода;

VI. — песчаная, пылеватая или глинистая структура. В нижнем их слое найдены остатки флоры голоценового периода (предбореального) (H).

Эти покровы, как вытекает из их структуры, а также их взаимоотношений (ср. рис. 1) происходят из разных фаз аккумуляции, разделенных фазами эрозии. Среди этих покровов только три имеют такую структуру, что можно определить их возраст. Это — а) самый древний (I) покров, который лежит на миоценовом цоколе и прикрыт моренной глиной краковского материкового льда, б) покров с раннедриасовой флорой (V) и в) покров с голоценовой флорой (VI). На основании отношения покровов (I, V, VI) к остальным покровам (II, III, IV) и взаимных отношений всех покровов, а также в связи с исследованиями проведенными до сих пор (7), считают, что отдельные покровы возникли в последующие фазы четвертичной аккумуляции, разделенные фазами эрозии:

Покров I (B) возник во время анагличальной фазы краковского оледенения (Mindel)

Покров II (C) возник во время первой стадии центральнопольского оледенения (Drenthe)

Покров III (D) возник во время второй стадии центральнопольского оледенения — стадии Варты,

Покров IV V, (E, F, G) возник во время балтийского следенения (Вирм I, Вирм II, Вирм III).

Покров VI (H) возник в период голоцена.

На основании анализа этих покровов можно сделать следующие заключения относительно развития долины Вислы:

1. Развитие долины Вислы относится к дочетвертичному периоду, но ее главные очертания сформировались только лишь после отступления краковского материкового льда, но до периода центральнопольского оледенения.

2. Долина Вислы во время четвертичного периода неоднократно засыпалась и отпрепарировалась.

3. Участие в ее засыпывании принимали воды: а) Вислы — несущие карпатский материал, б) ее притоков — доставляющих материал с их бассейнов, в) поверхностные — перемещающие материал со склонов, а также г) послеледниковые воды — доставляющие материал с севера. Участие этих вод в отдельных фазах аккумуляции было разное. Во время аккумуляции, связанной с трансгрессией краковского материкового льда, долина Вислы засыпалась главным образом материалом со склонов. Во время же первой стадии среднепольского оледенения (Drenthe) долина Вислы имела характер прадолины и засыпалась карпатским материалом, приносимым водами Вислы, а также северным материалом, доставляемым прогличальными водами ледника проникающего в бассейн Пшемши.

Во время второй стадии центральнопольского оледенения — стадий Варты в засыпывании долины Вислы решающую роль сыграли боковые притоки (Прондник, Длубня), которые доставляли известняковый материал из своих бассейнов.

Во время балтийского оледенения рассматриваемая долина засыпывалась главным образом материалом со склонов, а только по оси долины шел карпатский материал, несомый водами Вислы. Аккумулятивный покров голоценового периода, заполняющий долину Вислы, был уснан карпатским материалом несомым водами Вислы, а также материалом приносимым ее притоками со своих бассейнов.

4. Образования четвертичного периода в долине Вислы плохо сохранились. Чем древнее образования, тем хуже состояние их сохранности. Из наиболее древнего времени четвертичного периода — краковского оледенения, — сохранились только незначительные следы этих образований.

Пер. Б. Миховского

MARIA TYCZYŃSKA

A CONTRIBUTION TO THE RECOGNITION OF QUATERNARY DEPOSITS
IN THE AREA OF GREATER CRACOW

The area covered by Greater Cracow lies on the river Vistula on the boundaries of three physiographical units: the Plateau of Cracow, the Sandomirien Basin and the foothills of the Carpathians. These units are being connected by the Vistula and, therefore, investigations carried out on forms and Quaternary deposits in the area of Cracow inform of the course and extent of morphogenetic processes in the neighbouring areas, too. In the western part of the city the Vistula Valley follows a tectonic graben and farther to the east — the Sandomirien Basin of tectonic origin.

On the basis of detailed geomorphological and geological investigation (3000 borings) by using sedimentological, petrographical and paleobotanical methods I distinguished six covers of accumulation of variable composition within the Vistula Valley:

The I cover consists of slope sands containing chiefly heavy minerals derived from the Tertiary Bogucice sands. These sands rest on Miocene rocks — the floor of the proto — Vistula Valley. The sands are covered by a boulder clay dating from the Cracovian glaciation (Mindel).

The II cover is composed of sands and gravel (C) amongst which Carpathian (flysch) material predominates, it contains a few erratic material.

The III cover is predominantly formed of limy material derived from the plateau and consists of gravel and sands (D).

The IV cover is composed of sands and flysch gravel.

The V cover (G) consists of sands. An analysis of heavy minerals indicates that these deposits were derived from older covers of accumulation. In the top of this cover there occur fossil remnants of plants dating from the Younger Dryas period.

The VI cover is formed of sandy, silty and clayey deposits in the lowest part including remnants of Holocene (recent) plants (pre-Boreal period) (H).

Both the geological composition and also their relation to each other (please, compare Fig. 1) suggests that these covers date from different phases of accumulation separated by phases of erosion. Amongst these covers there occur only three covers containing deposits which make it possible to establish their age, viz. a) the oldest (I) cover which rests on the Miocene rock floor and is covered by a boulder clay belonging to the Cracovian glaciation (Mindel), b) the cover containing flora from the Younger Dryas period (V) and c) the cover including Holocene flora (VI). On the basis of the relationship between covers which have established ages (I, V, VI) and the other covers (II, III, IV), further the relation of all of these covers to each other as well as the connection with investigations carried out up to now, I am of the opinion that the individual covers came into existence during the following phases of Quaternary accumulation separated by phases of dissection:

The I cover (B) was deposited during the anaglacial phase of the Cracovian glaciation (Mindel).

The II cover (C) was formed during the first stage of the Middle-Polish glaciation (Drenthe).

The III cover (D) came into existence during the second stage of the Middle-Polish glaciation (Warta Stage).

The IV cover (E, F) was deposited during the Stage Würm I and Würm II.

The V cover (G) was formed during the Younger Dryas Stage

The VI cover (H) originated in recent time.

Conclusions concerning the development of the Vistula Valley as deduced from the analysis of these covers of accumulation are following:

1. The development of the Vistula Valley dates from the pre-Quaternary period, yet its main features came into existence in an interval between the retreat of the Cracovian inland ice and the beginning of the Middle-Polish glaciation (Riss).

2. The Vistula Valley was frequently filled up and exhumed during the Quaternary Era.

3. The valley has been filled up by waters of the a) Vistula bringing with it material from the Carpathians, b) its tributaries which brought with them material from their river basins, c) sheet flowing water displacing slope deposits and d) pre-glacial waters bringing with them erratic material. The part played by these waters was different in respective phases of accumulation.

During the phase of accumulation due to the transgression of the Cracovian inland ice slope material was predominantly deposited in the Vistula Valley.

During the first stage of the Middle-Polish glaciation (*Drenthe*), however, the Vistula Valley was an Urstromtal and it was filled up both by material brought by the Vistula from the Carpathians and also by erratic material brought by pre-glacial rivers draining from the inland ice which partly occupied the basin of the river Przemsza.

During the second stage of the Middle-Polish glaciation (Warta Stage) the Vistula Valley was predominantly filled up by limy material derived by tributaries (the Prądnik, Dłubnia) from their river basins.

During the Baltic glaciation (Wurm) the Vistula Valley was chiefly filled up by slope deposits, but flysch material carried by the Vistula river was transported only in the axis of the valley.

The Holocene cover of accumulation occurring within the Vistula Valley was deposited both by the Vistula bringing with it material from the Carpathians and also by its tributaries which brought down material from their river basins.

4. Quaternary sediments are not well preserved in the Vistula Valley. The older the sediments the worst their preservation. Only traces of these sediments survived from the oldest Quaternary period — the Cracovian glaciation.

Translated by *Sylwia Gilewska*

KAZIMIERZ KLIMEK

Morfologia przełomu Warty przez próg górnojurajski koło Częstochowy

*Morphology of the Warta Valley breaching the Upper Jurassic
Escarpment near Częstochowa*

Z a r y s t r e ś c i. Autor zajmuje się genezą przełomu Warty przez próg górnojurajski. Jest to przełom epigenetyczno-przelewowy, powstały w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. Plejstocenyjskie zmiany sieci rzecznej są zjawiskiem pospolitym w obszarach wyżynnych.

Wyżyna Śląsko-Krakowska w okolicy Częstochowy ma rzeźbę krawędziową. Pomiędzy progiem górnojurajskim o przebiegu WNW-ESE a progiem górnojurajskim o przebiegu NW-SE znajduje się rozległe obniżenie subsekwentne wysłane utworami czwartorzędowymi. Południowy odcinek tego obniżenia wykorzystuje Warta, która w okolicy Częstochowy skręca na wschód, przelamując się przez próg górnojurajski. Celem niniejszej pracy jest określenie genezy i wieku przełomowego odcinka doliny Warty pomiędzy Częstochową a Kłobukowicami.

W dotychczasowej literaturze geologicznej i geomorfologicznej brak jest opracowania, które zajmowałyby się szczegółowiej zagadnieniem wieku i genezy przełomowego odcinka doliny Warty. Jedynie prace K o r o n i e w i c z a (10) i P r e m i k a (16) poruszają marginesowo ten problem. Według Koroniewicza (10) przełomowy odcinek doliny Warty poniżej Częstochowy ma założenia przedczwartorzędowe. W okresie zlodowacenia środkowopolskiego miał on spełniać rolę pradoliny ciągnącej się równolegle do czoła lodowca stagnującego na północ od Częstochowy. Są to raczej rozważania teoretyczne, gdyż ich autor nie podaje żadnego materiału dowodowego na poparcie swej tezy. Podobne przypuszczenia wysuwa P r e m i k (16), nawiązując do koncepcji Koroniewicza.

Więcej światła na historię doliny Warty rzucają nowsze prace (14, 17), a szczególnie praca M o s s o c z e g o (14). Opierając się na bogatym materiale wiertniczym Mossoczy (14) stwierdza istnienie preglacjalnej rynny Warty. Rynna ta (o głębokości 30—40 m i szerokości do 1,5 km) przebiega osią obniżenia subsekwentnego, równolegle do progu górnojurajskiego. W swoim górnym odcinku jest ona równoległa do dzisiejszej doliny Warty. Na północny-zachód od Częstochowy przebiega pod dzisiejszą doliną Stradomki. W dnie rynny występują żwirry bez materiału północnego, uważane przez Mossoczego za utwór preglacjalny. Na nich leżą dwa poziomy gliny zwałowej przedzielone ilami zastoiskowymi. W stropie całej serii leży 30-metrowy kompleks drobnych piasków i muł-

ków, przykrytych młodszą gliną zwałową. Wymycie starszej gliny zwałowej w północno-zachodniej części rynny świadczy według Mossoczego o odpreparowaniu tego odcinka doliny po pierwszym (krakowskim) zlodowaczeniu i przepływie wód Warty na północny-zachód. Zatem jeszcze wtedy nie było przełomu.

K l i m a s z e w s k i (7) odtwarzając przedczwartorzędową rzeźbę Polski, na załączonej mapce znaczy dolinę Warty równoległe do progu górnojurajskiego.

R ó z y c k i (17) szczegółowo opisuje przebieg procesów zachodzących w preglacialnej rynnie Warty w okolicy Gnaszyna (na zachód od Częstochowy). Występujące w jej dnie żwiry z domieszką materiału północnego wiąże z wczesną fazą najstarszego (krakowskiego) zlodowaczenia. Następnie przyjmuje powstanie na zboczach tej rynny zsuwów (klimat peryglacialny), które doprowadziły do jej częściowego zasypania. Na tak przeobrażoną formę dolinną wkroczył lodowiec zlodowaczenia krakowskiego pozostawiając glinę zwałową. Erozja interglacialna (prawdopodobnie pra-Warty) pogłębiła dolinę o kilkanaście metrów. Z kolei osadzają się w niej mułki piaszczyste związane z nasuwaniem się lądolodu zlodowaczenia środkowopolskiego, który ponownie pozostawił glinę zwałową. Nowa faza erozji pogłębiła dolinę o kilkanaście metrów. Autor nie podaje jednak kierunku przepływu wód erodujących, nie wiadomo więc, czy jest to dzieło wód pra-Warty, czy też dzieło obecnego jej dopływu — Stradomki. Kolejne zasypanie doliny następuje w ostatnim glacialu, głównie dzięki procesom stokowym.

Przytoczone prace dostarczają niezbitych dowodów na to, że w okresie przedczwartorzędowym wody Warty płynęły w kierunku północno-zachodnim osią obniżenia subsekwentnego, ciągnącego się równoległe do progu górnojurajskiego. Przepływ ten istniał prawdopodobnie również po zlodowaczeniu krakowskim. Wskazywałoby na to wyerodowanie starszej gliny zwałowej w preglacialnej rynnie Warty.

Zarys rzeźby i budowy geologicznej

W okolicy Częstochowy przebiega wyraźna granica dwu większych jednostek morfologicznych: Wyżyny Śląskiej i Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Jednostki te oddzielone są progiem strukturalnym pojętym jako strefa o pewnej szerokości. W północnej części Wyżyna Śląska zbudowana jest z ilów rudonośnych doggeru. Przykrywający ją płaszcz utworów plejstocenijskich maskuje częściowo jej nierówną powierzchnię. W wielu jednak miejscach ily wychodzą na powierzchnię, tworząc niewielkie wzniesienia. W wyniku tego powstała falista powierzchnia w wysokości 250—275 m n.p.m. Na przedpolu progu górnojurajskiego występuje szereg gór świadków (270—300 m n.p.m.) z czapami wapieni malmu na szczycie. Oddalenie ich 4—5 km od progu, świadczy o dawnym jego zasięgu.

Wyżyna Krakowsko-Częstochowska zbudowana jest z wapieni malmu. W sąsiedztwie przełomu występują zarówno wapień skaliste (raurak), jak i wapień płytowe (oksford) zapadające ogólnie 3—5° na północny-wschód. Lokalnie upady dochodzą do 30°, np. w Mirowie. Wyżyna Krakowsko-Częstochowska dzieli się w swej północnej części (5) na Wyżynę

Częstochowską i Wyżynę Wieluńską. Granica tych jednostek przebiega nieco na południe od linii przełomu Warty. Wyżyna Wieluńska ma rzeźbę falistą, wysokości względne wynoszą 20—30 m. Spod grubej pokrywy utworów czwartorzędowych wychodzą na powierzchnię kopulaste wzniesienia wapienne. Miejscami formy akumulacji lodowcowej osiągają większe wysokości (Kawie Góry 297 m n.p.m.) niż wychodnie starszego podłoża (Kamyk 273 m n.p.m.).

Wyżyna Częstochowska (300—500 m n.p.m.) charakteryzuje się silnym rozczłonkowaniem i większymi deniwelacjami. Wysokości względne mieszczą się w granicach 100—150 m. Ponad rozległe stare doliny, zasłane często zwydmionymi piaskami, wznoszą się śmiałe formy ostańców skalnych jak np. Zielona Góra, Olsztyn.

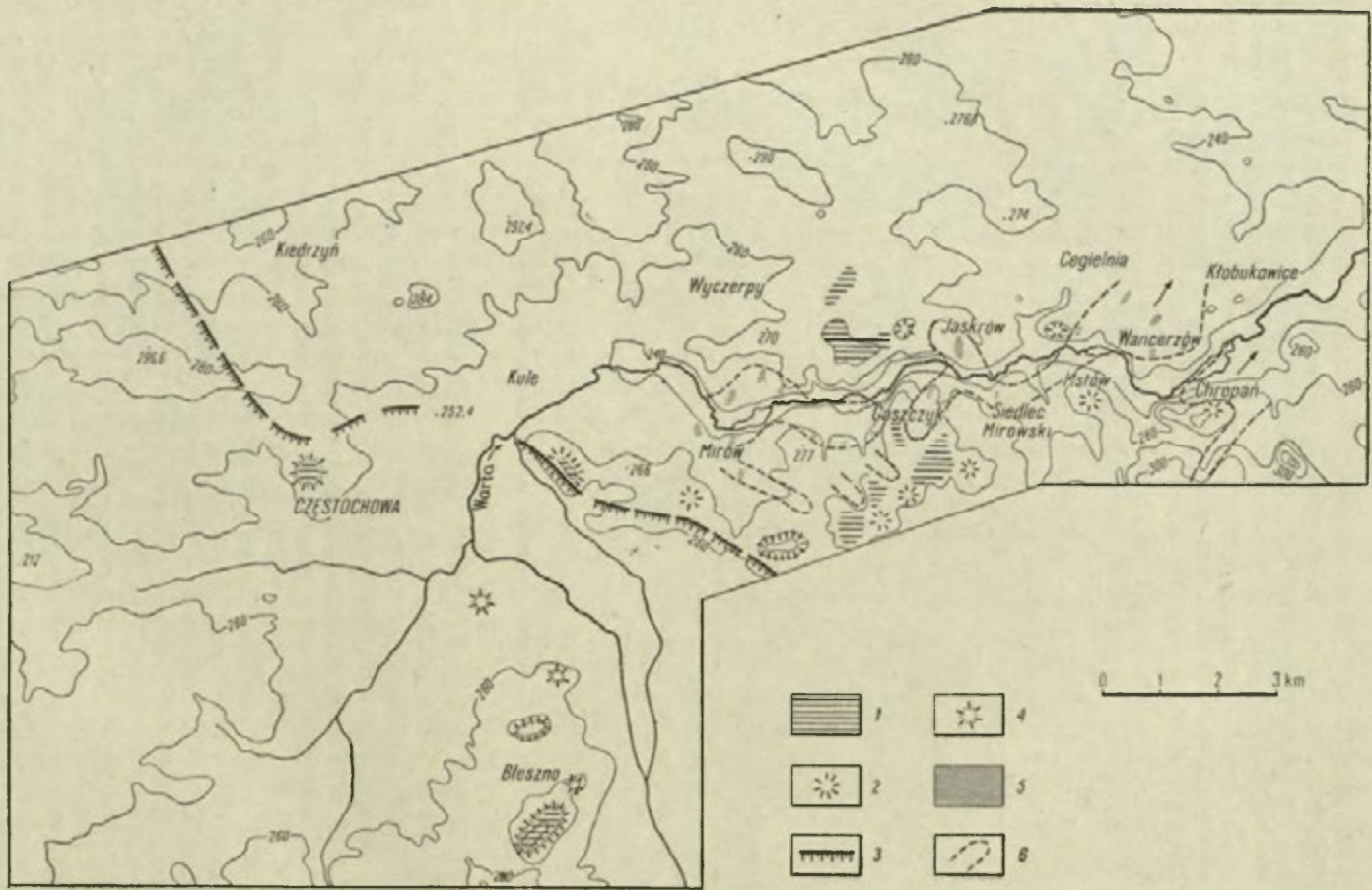
W stosunku do tych jednostek bieg Warty jest złożony. Na badanym odcinku od Poraja do Częstochowy Warta płynie równoległe do progu górnojurajskiego, doliną subsekwentną, wyerodowaną w mało odpornych ilach doggeru. Jej płaskie dno ma nieznaczny spadek z biegiem doliny. Po prawej (wschodniej) stronie występują niewyraźne fragmenty terasy piaszczystej 3—5 m, w dużym stopniu zwydmionej. Z lewej (zachodniej) strony doliny wznoszą się góry świadki, jak Wrzosowa 304 m n.p.m., Błeszno 299 m n.p.m., Raków 270 m n.p.m., Ostatni Grosz 265 m n.p.m. i Jasna Góra 290 m n.p.m. Koło Częstochowy Warta zmienia kierunek na wschodni, wchodząc w odcinek przełomowy. Dno doliny zwęża się do około 300 m, a miejscami nawet do 100 m. Po obu stronach doliny wznoszą się strome, często skaliste zbocza o wysokości 40—70 m. W odcinku tym zaznaczają się fragmenty terasy erozyjnej 14—30 m oraz dwie terasy akumulacyjne w wysokościach 13—20 m i 4—8 m. Dno doliny zajmuje terasa zalewowa w wysokości 0,5—2 m.

Formy i utwory przedczwartorzędowe

W obrębie przełomu Warty i w jego najbliższym sąsiedztwie występuje zespół form, które powstały w okresie przedczwartorzędowym i czwartorzędowym. Do form przedczwartorzędowych należą:

1. Fragmenty starej powierzchni zrównania.
2. Góry świadki na przedpolu progu górnojurajskiego.
3. Stare doliny wycięte w Wyżynie Częstochowskiej.

Fragmenty starej powierzchni zrównania występujące w wysokości 280—300 m n.p.m., zachowały się zarówno w obrębie Wyżyny Częstochowskiej, jak i na jej przedpolu, na górach świadkach, jako spłaszczenia szczytowe. Występują one: pomiędzy doliną Warty a szosą Jaskrów—Wyczerpy, w wysokości 280—282 m n.p.m. (fragment o wymiarach 1×2 km), na północ od Siedlca Mirowskiego w wysokości 286—290 m n.p.m. (3×1 km), na północ od Mstowa w wysokości 280 m n.p.m. (300×200 m), oraz na górach świadkach: Wrzosowej 300 m n.p.m. (1000×400 m), Złotej Górze 280 m n.p.m. (900×200 m), Jasnej Górze 290 m n.p.m. (300×200 m). Wysokość zachowanych fragmentów spłaszczeń wskazuje na niewielkie deniwelacje pierwotnej powierzchni Wyżyny. Powierzchnia ta jest silnie skrasowiała. W wielu kamieniołomach (Mstów, Błeszno, Złota Góra) występują szczeliny wypełnione jasnożół-



tymi glinami, przykrytymi przez polewę kalcytową. M o s s o c z y ¹ obserwował, że szczeliny te przecięte są przez inny system szczelin wypełnionych *terra rossa*, którym przypisuje wiek plioceński. R ó ż y c k i (18) stwierdza formy krasowe wypełnione piaskami albu. Jak widać, formy krasowe Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej są różnego wieku. Obok form przedkredowych istnieją trzeciorzędowe, a także czwartorzędowe.

Wiek powierzchni zrównania jest trudny do określenia. W okolicy Częstochowy zachowała się ona zarówno w obrębie wierzchowiny Wyżyny, jak i na górach świadkach. Wytworzona została zatem w okresie, gdy wapienie malmu sięgały znacznie dalej na zachód. Występowanie płaskiej powierzchni zrównania ze sterczącymi nad nią stromymi wzniesieniami wapiennymi, przemawiałoby za krasowym charakterem zrównania (8).

G ó r y ś w i a d k i występują na zachód od progu górnojurajskiego. Formy te świadczą o dawnym zasięgu progu (ryc. 1). Ich maksymalna odległość od progu wynosi 5—6 km. Wśród nich można wyróżnić dwa typy:

1. Góry świadki, które zostały całkowicie oddzielone od zwartej pokrywy malmu. Grupują się one w dalszej odległości od progu. W takim wypadku na cokole zbudowanym z ilów doggeru spoczywa czapa wapieni malmu (Wrzosowa, Błeszno, Ostatni Grosz, Jasna Góra).

2. Góry świadki, które zostały oddzielone od progu szerokimi obniżeniami wyciętymi w wapieniu. Te grupują się zazwyczaj w pobliżu zachowanej powierzchni zrównania. Stan zachowania gór świadków jest różny. Na większych (Jasna Góra, Żłota Góra, Wrzosowa) zachowały się fragmenty powierzchni zrównania. W formach mniejszych zbcza przecinają się.

S t a r e d o l i n y lub ich opuszczone fragmenty występują zarówno po wschodniej, jak i po zachodniej stronie Wyżyny. W obrębie przełomowego odcinka doliny Warty zachowały się fragmenty tych dolin w postaci teras erozyjnych o wysokości 14—30 m nad dno doliny Warty. Idąc w dół przełomu fragmenty tych teras spotykamy: w Mirowie po obu stronach doliny Warty w wysokości 14 m (252 m n.p.m.) po lewej stronie Warty poniżej mostu w Mirowie w wysokości 16 m (254 m n.p.m.), przy drodze z Mirowa do Gąszczyka kilka fragmentów w wysokości 17 m (254 m n.p.m.) oraz nieco dalej na E fragmenty w wysokości 30 m (265 m n.p.m.). Pomiędzy Jaskrowem a Gąszczykiem, w najwęższym odcinku przełomu, formy te nie występują. Pojawiają się one dopiero w Jaskrowie

Ryc. 1. Rozmieszczenie fragmentów rzeźby przedczwartorzędowej: 1 — Zachowane fragmenty powierzchni zrównania 280—300 m n.p.m., 2 — Wzniesienia sterczące ponad powierzchnię zrównania, 3 — Przebieg progu górno-jurajskiego, 4 — Góry świadki na przedpolu progu, 5 — Fragmenty teras erozyjnych nad Wartą, 6 — Przymierzalny przebieg dolin przedczwartorzędowych

Distribution of fragments of the pre-Quaternary relief: 1 — Fragments of a surface of planation preserved at a height of 280—300 m. above sea level, 2 — Elevations rising above the surface of planation, 3 — Course of the escarpment-closed extent of Malm limestones, 4 — Monadnocks in the forefield of the Upper Jurassic Escarpment, 5 — Fragments of erosional terraces in the Warta valley, 6 — Probable course of the pre-Quaternary valleys

¹ Wiadomość ustna podana przy omawianiu odkrywki w czasie XXXIII Zjazdu PTG.

w wysokości 20—21 m (256 m n.p.m.). Tutaj równiny teras przechodzą w dna stromych, niszowato zamkniętych lejów źródłowych. Kolejne fragmenty teras erozyjnych występują na południe od folwarku Siedlec Mirowski w wysokości 22 m (256 m n.p.m.), w Wancerzowie (256 m n.p.m.). W okolicy Chropania występują dobrze widoczne fragmenty półki skalnej w wysokości 24 m (256 m n.p.m.). W wielu miejscach widoczne jest przechodzenie terasy erozyjnej w dna dolin zawieszonych nad współczesną doliną Warty.

Opisywane fragmenty poziomu dolinnego są silnie skrasowiałe. W Mirowie, w niewielkim kamieniołomie założonym na terasie erozyjnej, odsłania się lej krasowy o szerokości 3 m i głębokości 5 m. W dolnej części leja widoczne są czerwonowiśniowe gliny typu *terra rossa*. W utwor ten wtłoczona jest glina brązowa, silnie wapnista, z drobnymi okruchami wapienia. Wypełnia ona prawie całą przestrzeń leja. W górnej części leja na glinę wkracza rumosz wapienny przemieszczony przez soliflukcję. Podobne następstwo utworów występuje w innym leju krasowym, położonym na terasie erozyjnej 16 m (254 m n.p.m.) poniżej mostu w Mirowie. W kamieniołomie koło Chropania położonym na wspomnianej półce erozyjnej (256 m n.p.m.), odsłania się wapień płytowy silnie uszczeliniony. W dolnych partiach szczelin występują czerwonowiśniowe gliny typu *terra rossa*.

Opisane fragmenty teras erozyjnych występujących nad Wartą oraz martwe doliny leżące w ich poziomie pozwalają zrekonstruować pewien system dolin (ryc. 1). Okazuje się, że okolice dzisiejszego przełomu Warty rozczłonkowane były przez dwa systemy dolin, których początek znajdował się w okolicy Jaskrowa-Gąszczyka. W kierunku północno-wschodnim biegła dolina konsekwentna, o małym spadku i szerokim dnem. Uchodziły do niej mniejsze doliny o lejach źródłowych mających stosunkowo duże nachylenie (6—8°). Na wschód od Mstowa oś tej doliny przebiegała nieco dalej na północ od osi dzisiejszej doliny Warty. Spadek jej dna wynosił 1—2°. W okolicy Chropania istniała inna dolina, łącząca się z obecnie martwą doliną z Zawady. Po stronie zachodniej Wyżyna rozcięta była innym systemem dolin uchodzących do pra-Warty. Główna z nich zaczynała się na wschód od Mirowa. Biegła ona w kierunku zachodnim, mniej więcej zgodnie z osią dzisiejszego odcinka przełomowego. Od strony południowej uchodziły do niej doliny o kierunku NW-SE. Dział wodny pomiędzy wschodnim a zachodnim systemem dolin stanowiła wąska strefa (1—2 km), w obrębie której zachowały się fragmenty powierzchni zrównania o wysokości 280—300 m n.p.m. Cofające się leje źródłowe przeciwnych dolin doprowadziły w wielu miejscach do zupełnego zniszczenia powierzchni zrównania i wytworzenia przełęczy w obniżonym w ten sposób dziale wodnym.

Doliny te rozczłonkują powierzchnię zrównania, są więc od niej młodsze. Początki ich formowania sięgają prawdopodobnie miocenu. Klimasewski (7) przyjmuje, że w okresie tym (miocen) zaczęły formować się progi denudacyjno-strukturalne. Zwiększały się również wysokości względne pomiędzy wierzchołwą Wyżyny a dnami obniżen subsekwentnych. Prawdopodobnie wtedy na istniejącym systemie szczelin, powstałych w okresie nasuwania się Karpat na wał metakarpacki (3), założyła się sieć dolin. Procesowi temu sprzyjało zwilgocenie klimatu w górnym miocenie. Opisane uprzednio formy krasowe, występujące

w dnie dolin przedczwartorzędowych są różnowiekowe. Jedne z nich, szczególnie w okolicy Chropania, mogą być starsze od sieci dolin. Inne (leje krasowe w Mirowie) powstały w istniejących już obniżeniach. Górna część tych form wypełniona jest utworami pliocenскими, wykształconymi jako gliny brunatne (17).

Przeprowadzona analiza form przedczwartorzędowych wykazuje, że przed nastaniem epoki lodowej Wyżyna Częstochowska stanowiła wyraźną wyniosłość wododzielną pomiędzy dorzeczem pra-Warty a dorzeczem pra-Pilicy. Od strony zachodniej rozcinał ją szereg dolin obsekwentnych uchodzących do pra-Warty, od wschodu zaś szereg dolin konsekwentnych uchodzących do pra-Pilicy. Dzisiejszy przełom Warty jest formą młodszą od tej rzeźby. Nawiązuje jednak do przebiegu przeciwległych dolin (obsekwentnej i konsekwentnej).

Formy i utwory czwartorzędowe

W obrębie przełomowego odcinka doliny Warty nie stwierdzono utworów, którym można by przypisać wiek staroplejstoceniński. Utwory te w postaci gliny zwałowej i piasków fluwioglacjalnych stwierdzono na zachód od Częstochowy w obrębie obniżenia subsekwentnego. Wypełniają one tutaj preglacjalną dolinę Warty (14, 17).

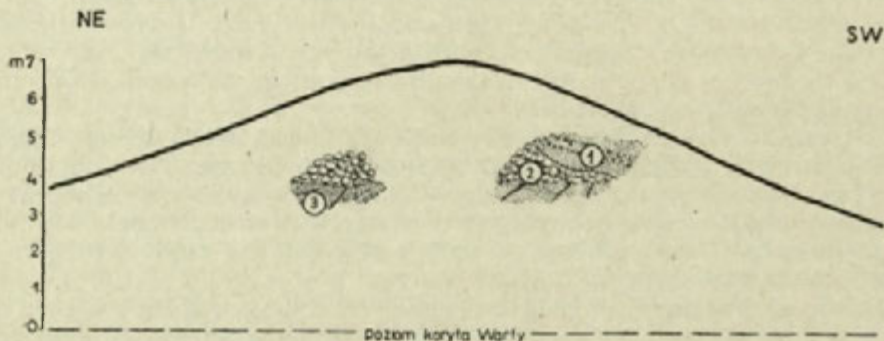
Natomiast we wschodniej części przełomu (Kłobukowice) dopiero utwory zlodowacenia środkowopolskiego włożone są w głęboką formę dolinną, rozcinając przedczwartorzędowe dno doliny konsekwentnej, uchodzącej kiedyś do doliny pra-Pilicy. Rozcięcie to nastąpiło prawdopodobnie u schyłku zlodowacenia krakowskiego na skutek przelania się części wód górnej Warty do dorzecza Pilicy.

Przebieg transgresji lądolodu w okresie z l o d o w a c e n i a ś r o d k o w o p o l s k i e g o uzależniony był w znacznej mierze od konfiguracji starszego podłoża. Lądolód posuwając się w kierunku południowym otoczył Wyżynę z trzech stron. Świadczą o tym ciągi moren wiązane z maksymalnym zasięgiem tego zlodowacenia (6, 17). W strefie najwyższych wzniesień wyżyny przekroczył on nieznacznie dolinę Warty. Po stronie wschodniej lodowiec wypełnił obniżenie Wiercicy—Pilicy, pozostawiając moreny czołowe, barykadujące niekiedy wyloty dolin (17). Na zachód od progu górnojurajskiego lob lodowy wysunął się daleko na południe, aż po okolice Mikołowa na Śląsku. Faza recesyjna tego zlodowacenia (Częstochowska) zaznaczyła się wyraźnym ciągiem moren czołowych, biegnących na północ od Częstochowy przez Szarlejkę, Grabówkę, Wyczerpy, Rudniki. Na przedpolu tych moren w okolicy Częstochowy występują silnie zniszczone równiny piasków fluwioglacjalnych oraz płyty moreny dennej.

Z piasków fluwioglacjalnych zbudowany jest płaski garb wododzielny (287—290 m n.p.m.) pomiędzy Wartą a Kocinką (na północ od Częstochowy). Doskonałe odsłonięcia tych piasków widoczne są w piaskowni Parikitka (289 m n.p.m.) oraz przy drodze z Kiedrzyńia do Częstochowy (275 m n.p.m.). W obu wypadkach są to piaski gruboziarniste (0,5—2 mm), źle wysortowane, z dużą domieszką drobnych (1—4 cm) żwirów skał północnych (granity, kwarcyty) i lokalnych (wapienie). Piaski warstwowane są horyzontalnie lub skośnie, warstwy nadległe ścinają zazwyczaj warstwy niższe.

Jest to typowy utwór sandrowy. Miąższość piasków jest znaczna. Wiercenie wykonane w Kiedrzyniu przebiło około 40 m utworów piaszczysto-żwirowych spoczywających na wapieniach malmu.

Na południowy-wschód od płatu opisanych powyżej piasków znajduje się kotlinowate rozszerzenie doliny Warty przed jej wlotem w odcinek przełomowy. Dno tego obniżenia leży w wysokości 240 m n.p.m. Na wschodnim obrzeżeniu kotliny (w okolicy Mirowa) występuje kilka wzniesień pagórkowatych o wysokości 7—10 m. W jednym z nich, położonym 450 m na północ od drogi z Mirowa do Częstochowy, założona jest żwirownia, w której odsłania się następujący profil (ryc. 2): 1 — żwiry piaszczyste, miejscami tkwiące w masie gliniastej. Słabo zaznaczające się warstwy nachylone są 20—30° w kierunku S ... 2,5 m, 2 — głazy (10—40 cm) tkwiące bezładnie w masie piaszczysto-gliniastej. Wśród nich przeważa materiał lokalny (wapień, krzemienie) stanowiący 80%. Skały północne stanowią nieznaczną domieszkę ... 2—3 m, 3 — piaski szare, gruboziarniste, warstwowane przekątnie, zawierające domieszkę żwirów (1—5 cm) skał północnych i miejscowych ... 1,5 m.



Ryc. 2. Przekrój przez pagór morenowy koło Mirowa. Objasnienia w tekście

Section through a hillock in the vicinity of Mirow. Keys in the text.
Warta's river-bed level

Analiza tych utworów oraz ich stosunek do morfologii terenu wskazują, że piaski skośnie warstwowane (3) są utworem fluwioglacjalnym związanym z nasuwaniem się lodowca. Morena głazowa (2) została złożona przez lodowiec w okresie jego stagnacji przy zboczu kotliny. Utwór piaszczysto-żwirowy (1) powstał w okresie topnienia lodowca. Jego duże nachylenie oraz niewyraźne warstwowanie powstało w wyniku zsuwania się pakietów piaszczysto-żwirowych po czole topniejącego lodu (9). Utwór o podobnych cechach występuje również na zachodnim obrzeżeniu kotliny koło cmentarza na Kulach (dzielnica Częstochowy). Również P r e m i k (16) oznacza to jako morenę.

Ciekawy jest stosunek piasków fluwioglacjalnych położonych na wododziale Warty i Kocinki do dna kotliny. Piaski te położone są znacznie wyżej (270—290 m n.p.m.) niż wspomniane pagórki morenowe (247—250 m n.p.m.), położona na obrzeżeniu kotliny. Akumulacja ich pomiędzy ciągiem moren występujących na północ od Częstochowy a kotliną, mogła nastąpić tylko w przypadku wypełnienia kotliny przez płat martwego lodu. Wspom-

niane pagórki morenowe są w tym przypadku „ablacyjnymi morenami bocznymi” płatu martwego lodu. Zjawiska tego typu znane są ze Spitsbergenu (9) oraz z obszaru Polski północnej (15). Taki przebieg deglacjacji w okolicy Częstochowy uwarunkowany był dużymi deniwelacjami starszego podłoża. Po wytopieniu się lodu w miejscach o najmniejszej grubości, a więc na kulminacjach starszego podłoża, w obniżeniach kotlinnych pozostały płaty martwego lodu. Pomiędzy nimi a czołem lodowca stagnującego na północ od Częstochowy następowała akumulacja piasków fluwioglacjalnych.

W miejscowości Cegielnia, położonej na północ od Mstowa, znajduje się zwirownia (247 m n.p.m.), w której odsłaniają się następujące utwory:

1. Gлина zwałowa, miejscami silnie piaszczysta. Tkwią w niej głazy do 1,5 m skał północnych i lokalnych. Stropowa część gliny wykazuje ślady przemycia . . . 2 m.

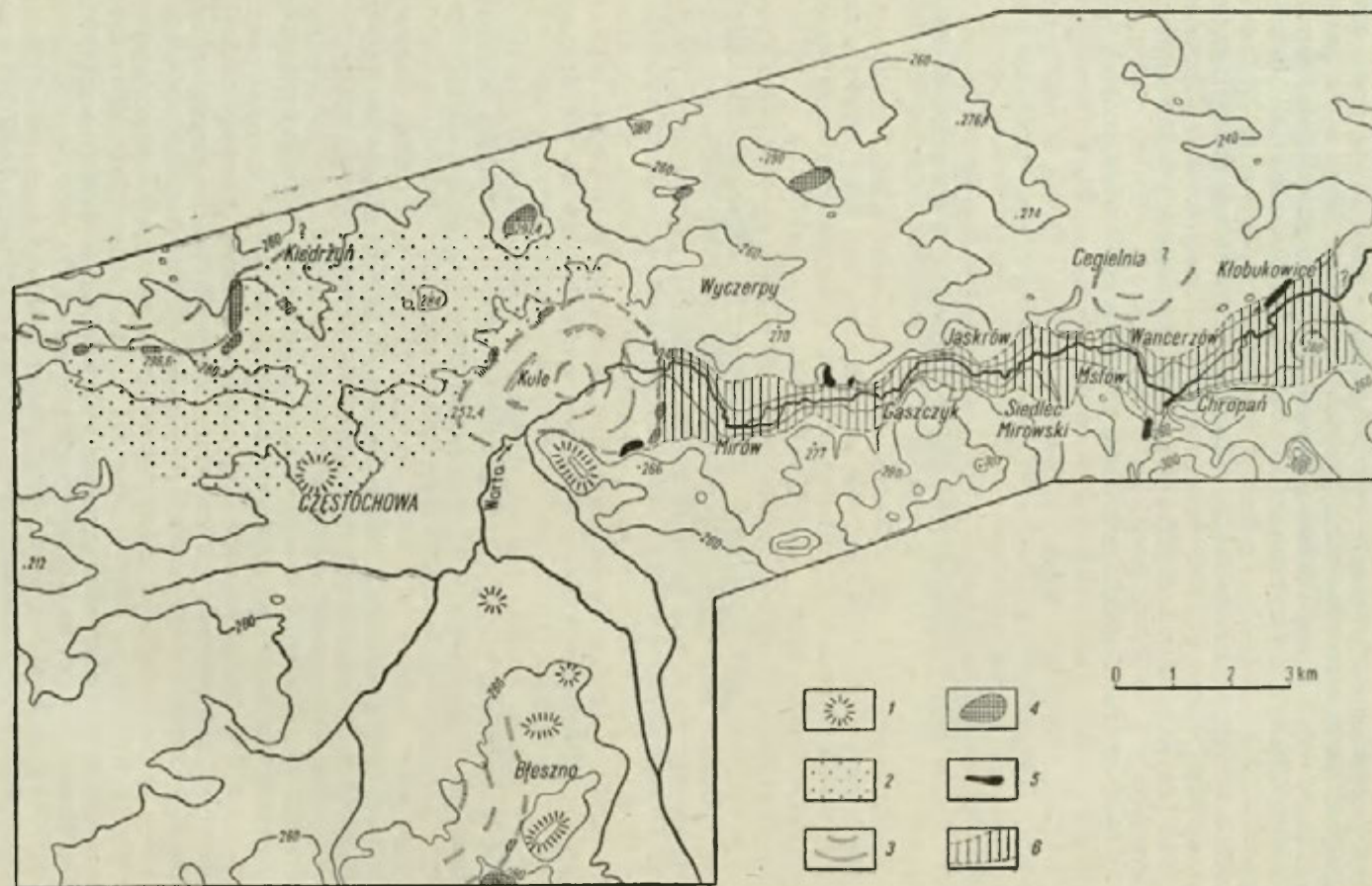
2. Piaski jasne, warstwowane, silnie zaburzone . . . 0,5 m.

3. Piaski szare, gruboziarniste, źle wysortowane, warstwowane przekątnie . . . 1,5 m.

Położenie tych utworów w środku obniżenia (247 m n.p.m.) otoczonego wzniesieniami wapiennymi, pozwala przypuszczać, że i tutaj lodowiec nie wycofywał się frontalnie. Prawdopodobnie przez pewien okres czasu istniał tutaj płat martwego lodu.

W przełomowym odcinku doliny Warty zachowały się fragmenty terasy akumulacyjnej w wysokości 13—20 m nad dno doliny Warty. Większe jej fragmenty występują (ryc. 3): przy drodze z Częstochowy do Mirowa w wysokości 13 m (252 m n.p.m.), z lewej strony Warty poniżej mostu w Mirowie, przy ujściu dwu dolinek bocznych w wysokości 14 m i 15 m (257 i 252 m n.p.m.), na południe od Mstowa w wysokości 20 m (254 m n.p.m.), w Kłobukowicach w wysokości 20 m (253 m n.p.m.). Najlepsze odsłonięcie budowy tej terasy widoczne jest na południe od Mstowa przy drodze do Małus. Do stromego, wapiennego zbocza doliny Warty, u wylotu bocznej dolinki, przylega kompleks piasków warstwowanych „warwowo” (ryc. 4). Widoczne są tutaj na przemian warstwy jasnożółte o miąższości 10—20 cm, przegrodzone warstwami ciemnobrązowymi o miąższości 1—5 cm. Wysortowanie piasków jest bardzo dobre. W warstwach jasnych przeważa frakcja 0,2—0,5 mm (60%), warstwy ciemne zawierają domieszkę części ilastych. W profilu pionowym warwowość piasków jest wyraźniejsza w części stropowej. Podobne cechy wykazują piaski budujące terasę w Kłobukowicach (ryc. 5), oraz poniżej mostu w Mirowie. Na terasę tę wchodzi często utwory pokrywowe ostatniego zlodowacenia w postaci rumoszu i piasków namytych.

Skład materiału oraz sposób jego ułożenia wskazują na sedymentację w zbiorniku o ograniczonym przepływie wody. Z frakcjonalnego zróżnicowania materiału wnosić można o okresowych zmianach sedymentacji. Warstwy jasne, o grubszej frakcji, powstały w okresie intensywniejszego przepływu wód (okres ciepły). Stąd ich większa miąższość. Warstewki ciemne osadziły się w okresie zimnym przy bardzo słabym przepływie wody. Utwory tego typu znane są w Wielkopolsce, a uważane za kemowe (1, 11). Tutaj powstały one w wąskim obniżeniu zajmującym górne odcinki dwu przeciwległych dolin. Zarówno ujście doliny wschodniej, jak i zachodniej zabarykadowane było lodem. Jak wykazano powyżej, w zachodniej części dzisiejszego przełomu istniał płat martwego lodu, utrudniający



odpływ wód w kierunku zachodnim. Strop gliny zwałowej w cegielni leży niżej (247 m n.p.m.) niż strop terasy kemowej (254 m n.p.m.). Akumulacja piasków budujących terasę kemową nastąpiła więc jeszcze wtedy, gdy obniżenie Cegielni oraz kotlina pomiędzy Kulami a Mirowem wypełnione były płytami martwego lodu.

Poniżej przełomu, w odcinku Kłobukowice—Karczewice nie stwierdziłem już fragmentów terasy kemowej. Nie stwierdza jej również Ł u n i e w s k i (13) niżej, w okolicy Radomska. Prawdopodobnie wylot doliny barykadowany był przez lob lodowca wycofującego się z moren czołowych okolicy Svatki (18).

Stropowa i środkowa część terasy kemowej wykazuje podobną budowę zarówno we wschodniej, jak i w zachodniej części przełomu. Świadczy to o istnieniu w końcowej fazie akumulacji piasków zbiornika wodnego, obejmującego swym zasięgiem tak wschodnią, jak i zachodnią partię obecnego odcinka przełomowego.

Rozcięcie poziomu terasy kemowej postępowało w miarę obniżania bazy erozyjnej, a więc w miarę topnienia lodów barykadujących z obu stron wyloty dolin. Nie przebiegało ono jednak równomiernie. Po wschodniej stronie Wyżyny lodowiec wycofywał się frontalnie, konsekwentnie w stosunku do rzeźby podłoża. Po zachodniej stronie Wyżyny natomiast deglacja przebiegała odmiennie. Uwarunkowane nierównościami starszego podłoża, zachowały się tu liczne płyty martwego lodu². Jeden z nich wypełniał kotlinowate rozszerzenie doliny Warty w okolicy Mirowa. Inne położone były na zachód od linii Wrzosowa—Częstochowa. Uniemożliwiały one normalny odpływ wód z okolicy przełomu w kierunku zachodnim, jak również swobodny przepływ wód górnej Warty w kierunku północno-zachodnim, osią obniżenia subsekwentnego. Spiętrzone w ten sposób wody górnej Warty przelewały się przez stosunkowo niski dział wodny w kierunku wschodnim do Niecki Włoszczowskiej. Po rozcięciu pokrywy osadowej kemu, został stopniowo rozpiłowany dawny wododział pomiędzy zachodnią doliną obsekwentną a wschodnią doliną konsekwentną. Sprzyjała temu duża ilość wody dostarczanej do Warty z topniejących płyt martwego lodu oraz znaczna różnica wysokości względnych pomiędzy doliną Warty w okolicy Częstochowy (240—250 m n.p.m.) a doliną Pilicy po wschodniej stronie Wyżyny (210—215 m n.p.m.).

W stadium „Warty” wody Warty odprowadzane były do zastoiska istniejącego po wschodniej stronie Wyżyny. W odcinku przełomowym nie

Ryc. 3. Prawdopodobny zasięg płyt martwego lodu oraz zbiornika wodnego w schyłkowej fazie deglacji: 1 — Góry świadki na przedpolu progu, 2 — Piaski sandrowe, 3 — Przypuszczalny zasięg czoła lodowca oraz płyt martwego lodu, 4 — Moreny czołowe oraz boczne moreny ablacyjne płyt martwego lodu, 5 — Fragmenty terasy kemowej, 6 — Prawdopodobny zasięg zbiornika wodnego w przełomowym odcinku doliny Warty

Probable extent of detached masses of ice and of a lake during a late phase of deglaciation: 1 — Monadnocks in the forefield of the escarpment, 2 — Sandur sands, 3 — Position of the ice margin and the detached masses of ice, 4 — Terminal moraines and lateral ablation moraines belonging to stagnant ice, 5 — Fragments of a kame terrace, 6 — Probable extent of a lake in the Warta valley

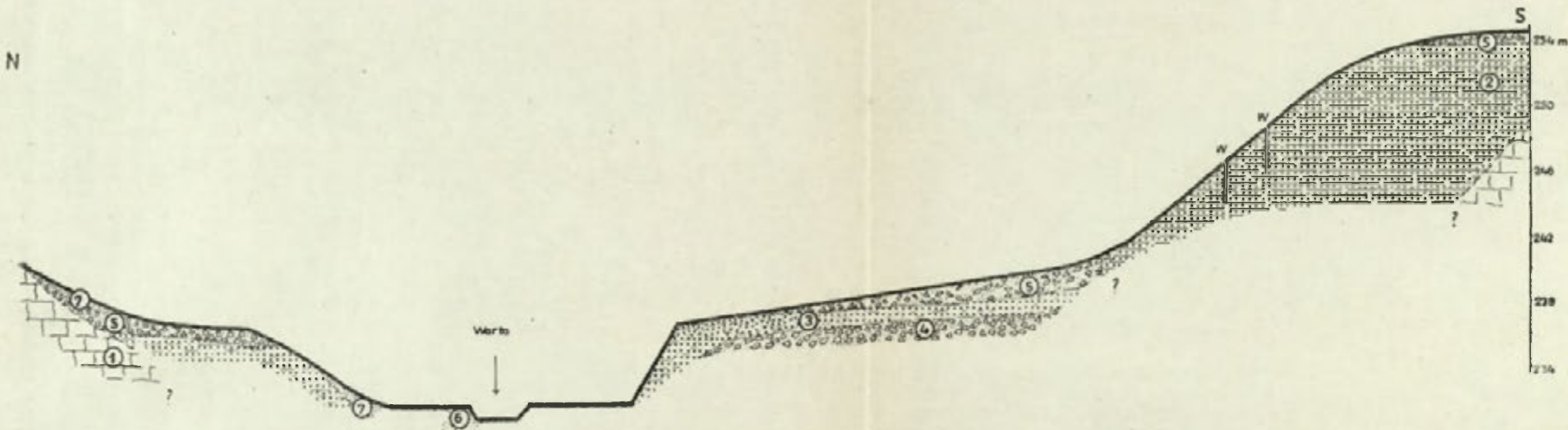
² Stwierdziłem to w trakcie zdjęcia geomorfologicznego na południe od Częstochowy.

stwierdzono żadnych osadów z tego okresu. Prawdopodobnie istniejąca jeszcze wtedy duża różnica wysokości względnych pomiędzy wschodnim a zachodnim krańcem przełomu nie sprzyjała powstawaniu terasy akumulacyjnej. Nie jest jednak wykluczone, że część osadów budujących dolne partie terasy 4—6 m związanej ze zlodowaceniem bałtyckim pochodzi ze stadium Warty.

W rozciętej terasie kemową włożona jest t e r a s a o wysokości 4—6 m, a lokalnie dochodzi do 8 m nad współczesne koryto Warty. Najlepiej wykształcone są jej fragmenty pomiędzy Jaskrowem a Mstowem. Spadek tej terasy z biegiem Warty jest niewielki (ryc. 6). W profilu poprzecznym zapada ona 1—3° ku osi doliny. W pobliżu koryta nachylenie terasy ku osi doliny zwiększa się do 5°. Budowę jej można określić na podstawie dobrych odsłoneń w Kłobukowicach i w Mstowie (ryc. 4, 5). W Kłobukowicach jest ona silnie podcięta przez Wartę. W Mstowie odsłania się jej część środkowa. Uzupełnieniem tych dwu odsłoneń są liczne niewielkie odkrywki w różnych partiach terasy 4—6 m.

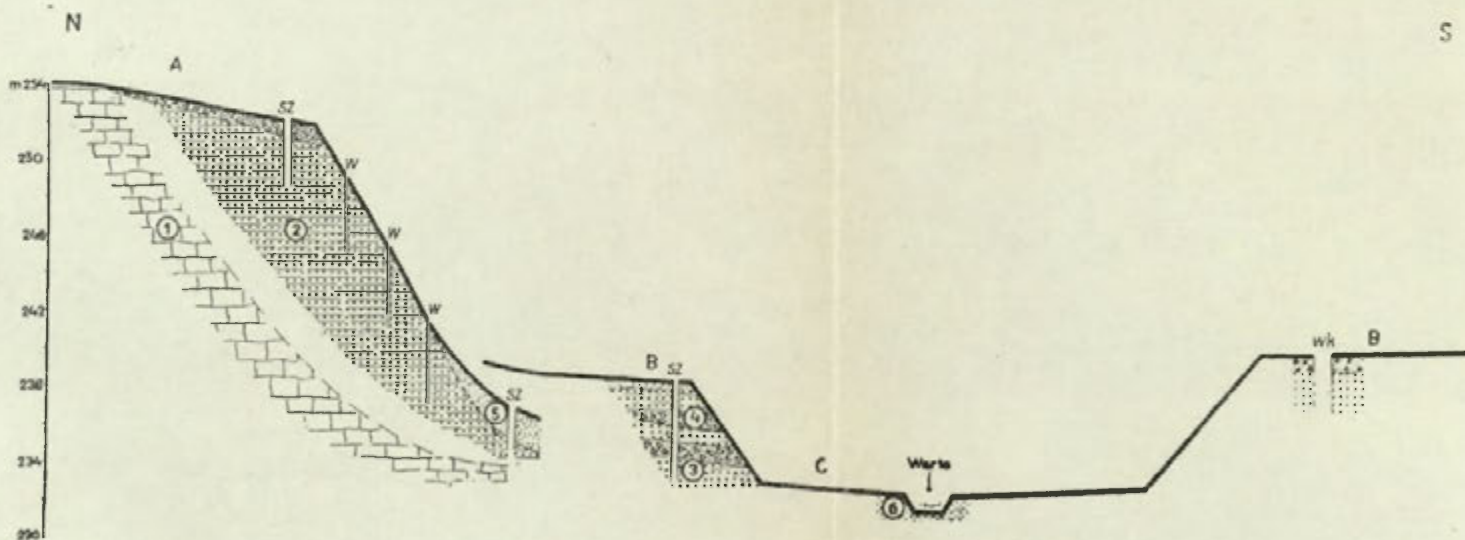
Z przytoczonych na ryc. 4 i 5 profili wynika, że jest to terasa zbudowana z osadów transportu rzecznoego i stokowego. Piaski warstwowane poziomo lub wydmowo, budujące pewne partie terasy, wskazują na osadzenie je przez wodę szybko płynącą. Są to przeważnie piaski dobrze wysortowane, przeważa frakcja 0,2—0,5 mm. Utwory stokowe budujące pewne partie terasy nie tworzą jednolitego horyzontu. Występowanie ich zależne jest od kształtu, ekspozycji i budowy geologicznej zbocza. W wielu miejscach widoczne jest, że materiał dostarczony ze zboczy został przetransportowany na niewielką odległość. Występujące w Kłobukowicach piaskowce krzemionkowe pochodzą z miejsca odległego o 300 m w górę rzeki. Wapienie płytowe budujące niektóre partie terasy w Mstowie nie pojawiają się już w Zawadzie odległej o 2,5 km poniżej. Wynika z tego, że ilość wody płynącej w pewnych okresach nie była zdolna do transportowania materiału grubszego. Mogła go jedynie przemywać. Stropowa partia terasy wygląda odmiennie. W pobliżu koryta (na skłonie o większym nachyleniu) występują ślady soliflukcji nie zniszczonej przez wodę płynącą w korycie. Zjawisko to dobrze widoczne jest w piaskowni położonej po lewej stronie Warty, naprzeciwko folwarku w Siedlcu Mirowskim. W środkowej części terasy spotyka się niekiedy kliny mrozowe. Gdzieniedzie wchodzą na nie pokrywy soliflukcyjne ze zboczy.

Rozcięcie terasy 4—6 m odbywało się w dwu etapach. W pierwszym została wycięta rynna nieckowata (1—1,5 m głębokości). Pozostałością po niej jest charakterystyczny skłon występujący w pobliżu koryta, zachowany tam, gdzie terasa nie była później podcinana. Woda płynąca ograniczała się do dna rynny, natomiast na niezalewowej części terasy oraz na zboczach rynny zachodziły procesy soliflukcji i wymarzenia. W następnym okresie nastąpiło rozcięcie dna rynny nieckowatej. W dolnej części przełomu wynosiło ono 4—7 m. W górnej części terasa nie została odmłodzona. Wskazuje na to wykop pod wodociąg znajdujący się 20 m na południe od mostu w Mirowie (ryc. 7). Widać w nim utwory soliflukcji zboczowej schodzące pod terasę zalewową. Wynika z tego, że rozcięcie terasy podstępujące od dołu przełomu zostało zahamowane w okolicy Mirowa, nie dochodząc do górnego odcinka przełomu. Przyczyną tego mógł być rygiel skalny nie rozcięty dostatecznie w interglaciale eemskim. Brak głębszego odsłonięcia nie może jednak potwierdzić tego przypuszczenia.



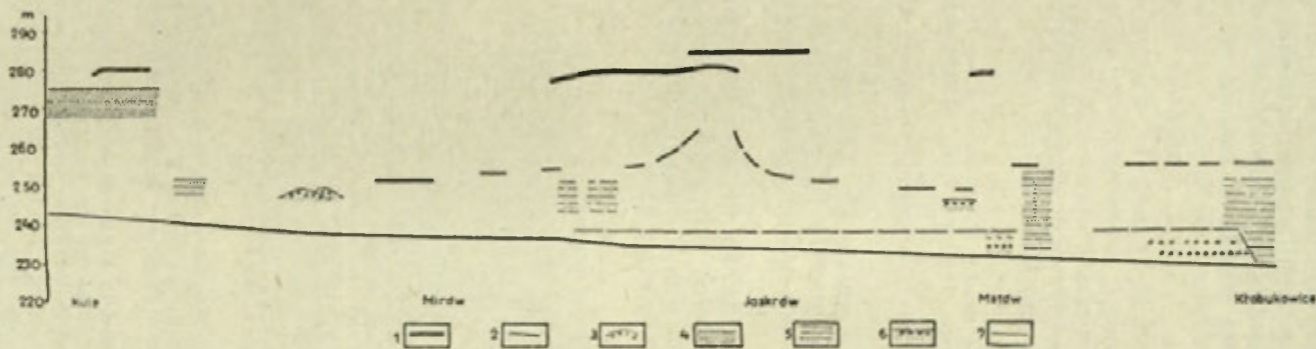
Ryc. 4. Profil poprzeczny przez dolinę Warty w Mstowie: 1 — Wapienne zbocze doliny, 2 — piaski warstwowane „warwowo”, budujące terasę kemową, 3 — piaski budujące terasę 4—6 m, 4 — horyzonty gruzowe w terasie 4—6 m, 5 — utwory soliflukcyjne, 6 — piaski i gliny piaszczyste budujące terasę zalewową, 7 — współczesne namywy piaszczyste

Cross profile of the Warta valley at Mstów: 1 — valley side consisting of limestones, 2 — varved-like sand forming a kame terrace, 3 — sand forming a terrace, 4—6 m. high, 4 — debris horizons in the 4—6 m. terrace, 5 — solifluction deposits, 6 — sand and sandy clay forming the flood-plain, 7 — present pro-luvial sand



Ryc. 5. Profil poprzeczny przez dolinę Warty w Kłobukowicach: 1 — wapienne zbocze doliny, 2 — piaski warstwowane „warwowo”, budujące terasę kemową, piaski warstwowane budujące terasę 4—6 m, 4 — horyzonty gruzowe w terasie 4—6 m, 5 — pokrywy piaszczyste namyte, 6 — piaski i gliny piaszczyste budujące terasę zalewową

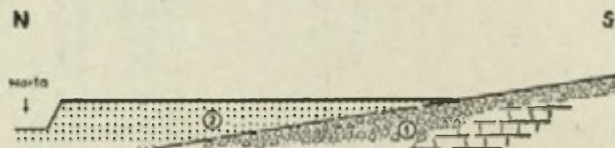
Cross profile of the Warta valley at Kłobukowice: 1 — valley side consisting of limestones, 2 — varved-like sand forming a kame terrace, 3 — horizontally or dune-like bedded sand forming a terrace, 4—6 m. high, 4 — debris horizons in the terrace, 4—6 m. high, 5 — pro-luvial sandy covers, 6 — sand and sandy clay forming the flood-plain



Ryc. 6 Profil podłużny przelomowego odcinka doliny Warty pomiędzy Częstochową a Kłobukowicami: 1 — fragmenty trzeciorzędowej powierzchni zrównania, 2 — zachowane dna dolin przedczwartorzędowych, 3 — boczne moreny ablacyjne, 4 — piaski fluwio-glacialne (sandry), 5 — piaski budujące terasę kemową, 6 — piaski i gruz budujące terasę 4—6 m, 7 — poziomy terasy zalewowej

Long profile of the Warta gap between Częstochowa and Kłobukowice: 1 — fragments of a surface of planation, 2 — fragments of pre-Quaternary valley floors, 3 — mounds of lateral ablation moraines, 4 — fluvio-glacial deposits (sandurs), 5 — sand forming a kame terrace, 6 — deposits forming a terrace, 4—6 m. high, 7 — flood-plain

Wycięcie rynny nieckowatej w osi terasy nastąpiło prawdopodobnie w którymś z okresów interstadialnych ostatniego zlodowacenia, w związku z ociepleniem się klimatu i wzrostem wilgotności. Natomiast głębokie rozcięcie dna rynny nieckowatej nastąpiło później w okresie interglacjalnym.

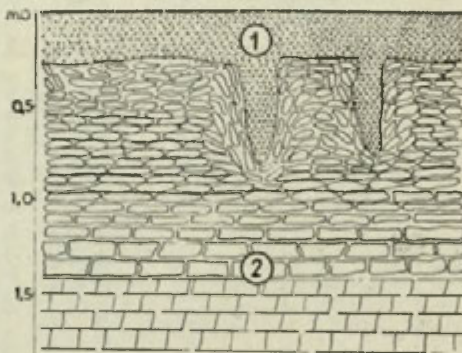


Ryc. 7. Odsłonięcie w wykopie koło mostu w Mirowie: 1 — utwory soliflukcyjne z okresu zlodowacenia bałtyckiego, 2 — pokrywa akumulacji holocenińskiej

Section of the Warta valley at Mirów: 1 — solifluction deposits, 2 — food-plain

Z utworami teras 4—6 m zazębiają się pokrywy stokowe gruzowo piaszczyste. Niżej przedstawione profile reprezentują różny sposób ich występowania (ryc. 8, 9, 10). Na podstawie przedstawionych profili można wyróżnić trzy typy pokryw³:

1. Pokrywy wietrzelinowe gruzowe *in situ*, występujące zazwyczaj na spłaszczeniach wierzchołkowych lub płaskich terasach erozyjnych.
2. Pokrywy stokowe grawitacyjne (gruzowe gliniaste).
3. Pokrywy stokowe namyte (piaszczyste).



Ryc. 8. Profil pokrywy *in situ* odsłaniającej się na terasie erozyjnej 256 m n.p.m.: 1 — gleba rędzinna wypełniająca kliny mrozowe, 2 — wapień płytowy, w górnej partii zwietrzały, w sąsiedztwie klinów zaburzony

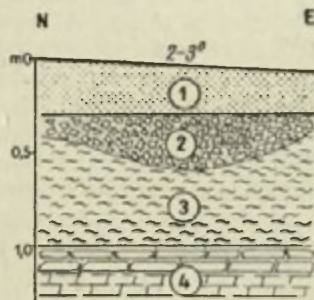
Section through a cover *in situ* revealed in a quarry on an erosional terrace at 256 m. above sea-level: 1 — rendzine soil filling up ice wedges, 2 — limestone — at top decomposed and disturbed in the close vicinity of ice wedges

Drugi i trzeci typ pokryw wykształcony jest w zależności od budowy geologicznej, długości i ekspozycji stoku. W górnych i środkowych par-

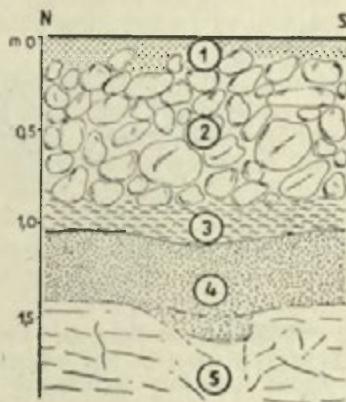
³ Stosuję tutaj klasyfikację zaproponowaną przez A. Jahna.

tiach zboczy doliny Warty obserwowałem nałożenie pokrywy gruzowej na pokrywę piaszczysto-gliniastą (ryc. 9, 10). W okolicy Gąszczyka, w dolnej partii zbocza, widoczne jest wchodzenie pokrywy grubych bloków na pokrywę gruzową. W dolnej części zboczy doliny Warty, przeważnie w miejscu zetknięcia się z terasą, na pokrywy gruzowe nakładają się pokrywy piaszczyste (namyte).

Przytoczone profile utworów pokrywowych wskazują na pewne następstwo procesów uwarunkowane klimatem. W okresach bardziej wilgotnych następowało zmywanie piasków i gliny. W okresach o klimacie kontynentalnym tworzyły się pokrywy rumowiskowe. Zmywy piaszczy-



Ryc. 9.



Ryc. 10.

Ryc. 9. Profil pokrywy stokowej na zboczu doliny Warty przy drodze z Wancerzowa do Kłobukowic: 1 — gleba piaszczysta, 2 — ostrokrawędzisty rumosz wapienny tkwiący w masie piaszczysto-gliniastej, 3 — glina pylasta namyta, 4 — wapień płyty w stropie zwietrzały

Section through a slope cover on the Warta valley side near by the road leading from Wancerzów to Kłobukowice: 1 — sandy soil at top degraded, 2 — limestone debris in a sandy clayey mass, 3 — dust-like pro-luvial clays, 4 — limestone at top decomposed

Ryc. 10. Profil pokrywy stokowej na zboczu doliny Warty przy drodze z Wancerzowa do Kłobukowic: 1 — gleba piaszczysta, 2 — rumosz wapienny tkwiący w materiale piaszczysto-gliniastym, 3 — gliny pylaste namyte, 4 — piaski różnoziarniste, 5 — wapień skalisty

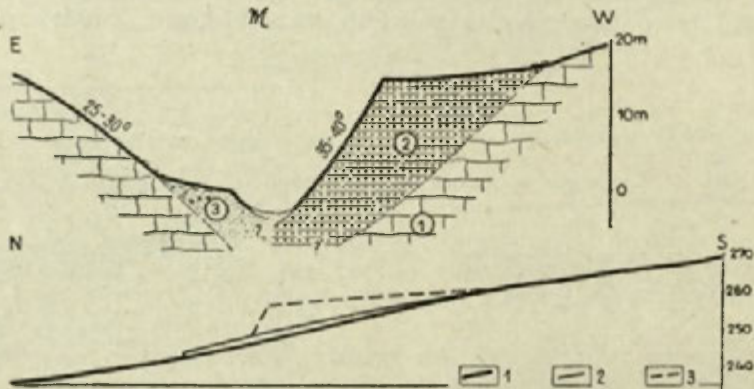
Section through a slope cover on the Warta valley side near by the road leading from Wancerzów to Kłobukowice: 1 — sandy soil, 2 — limestone debris in a sandy clayey material, 3 — dust-like clay, 4 — various-grained sand, 5 — rocky limestone

ste na zboczach odpowiadały akumulacji piasków w osi doliny. Utwory soliflukcyjne schodziły na terasę, gdzie były nieznacznie przemywane przez wodę. Tworzą one obecnie horyzonty gruzowe w różnych partiach terasy.

Rozwój pokryw zboczowych nastąpił w okresie zlodowacenia bałtyckiego. W jego maksimum czoło lodowca znajdowało się około 160 km od przełomu Warty. Strone zbocza doliny dostarczały dużej ilości rumoszu

wapiennego i piasków. Piaski te pochodziły głównie z niszczenia terasy kemowej, na co wskazywałoby podobieństwo składu granulometrycznego. Terasa 4—6 m pochodzi również z okresu zlodowacenia bałtyckiego. Zażębie nie się pokryw stokowych z utworami akumulacji rzecznej świadczy o równoczesności tych zjawisk.

T e r a s a z a l e w o w a zajmuje dno przełomowego odcinka doliny Warty. Budują ją warstwowane gliny i piaski gliniaste. Spadek terasy



Ryc. 11. Profil podłużny i poprzeczny dolinki z Małus. Profil poprzeczny: 1 — wapień płytowy, 2 — piaski warstwowane „warwowe” (kemowe), 3 — piaski budujące terasę 4—6 m. Profil podłużny: 1 — dno współczesne, 2 — terasa bałtycka, 3 — terasa kemowa

Long and cross profiles of a small valley joining the Warta valley south of Małus. In cross profile: 1 — limestone, 2 — varved-like sand forming a kame terrace, 3 — sand forming. In long profile: 1 — present valley floor, 2 — terrace dating from the Baltic (Würm) glaciation, 3 — kame terrace

z biegiem doliny jest nierównomierny (ryc. 6). W górnym odcinku przełomu jest on niewielki, wzrasta pomiędzy Mirowem a Jaskrowem, w dolnym odcinku przełomu znowu maleje. W dolnym odcinku przełomu terasa zalewowa włożona jest w terasę 4—6 m. W górnym odcinku natomiast przełomu utwory holocenijskie nakładają się na utwory akumulacyjne z okresu zlodowacenia bałtyckiego (ryc. 6).

W korycie Warty pomiędzy Mirowem a Jaskrowem występują bystrza. Nurt Warty w wielu miejscach biegnie bezpośrednio po dnie skalistym. Strefa bystrzy wypada w miejscu dawnego wododziału pomiędzy dopływem pra-Pilicy a pra-Warty. Mogą to być więc nie przepiłowane jeszcze rygle skalne jako pozostałość po dawnym wododziale. Nie jest jednak wykluczone, że są to duże bloki skalne, oderwane od stromych zboczy doliny, przepiłowywane obecnie przez Wartę.

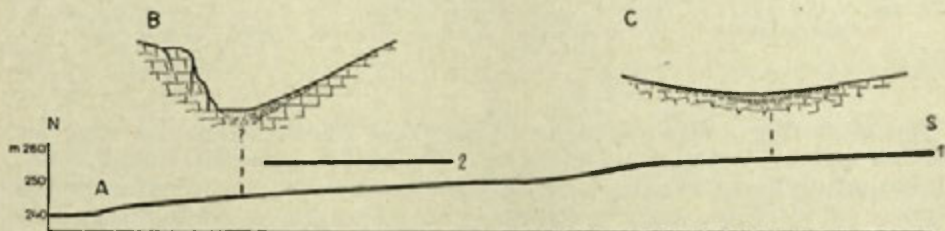
Na terasę zalewową wchodzą współcześnie powstające proluwialne pokrywy piaszczyste. Występują one w tych partiach doliny, gdzie nad terasą zalewową występują terasy wyższe, dostarczające dużej ilości materiału piaszczystego. Zjawisko to można obserwować w Mirowie, przy drodze z Wancerzowa do Kłobukowic, oraz w Kłobukowicach. Nasilenie tego procesu należałoby wiązać z okresem wylesienia.

Także przebieg i rozwój dolin bocznych uchodzących do przełomowego odcinka doliny Warty przemawia za czwartorzędowym wiekiem tego przełomu. Są to doliny niewielkie, najmniejsze z nich mają 400—500 m długości, największe dochodzą do 4 km. Wspólną cechą tych dolin jest asymetria zboczy, szczególnie dobrze widoczna w odcinkach ujściowych. Zbocza eksponowane na wschód są łagodnie nachylone, pokryte przeważnie pokrywami gruzowo-piaszczystymi. Zbocza eksponowane na zachód są strome, miejscami skaliste. Ujścia dolin są z reguły zawieszane nad terasą zalewową lub wychodzą na terasę 4—6 m. Wśród dolin bocznych można wyróżnić dwa typy genetyczne:

1. Doliny o biegu nawiązującym do kierunków spękań.

2. Doliny duże o biegu złożonym, w dolnej części prostopadłym do doliny Warty.

Pierwszy typ dolin, to doliny uchodzące do dolnej i środkowej części przełomu. W ich ujściach uchowały się niekiedy piaski kemowe. Przykładem może być dolina o przebiegu SW-NE, uchodząca do doliny Warty na południe od Mstowa. Dnem jej przebiega droga polna z Mstowa do Małus. W dolnym odcinku doliny wykonano szereg wkopów i wierceń uzyskując następujący przekrój (ryc. 11). Pierwotnie istniała tu dolina o stromych zboczach wycięta w wapieniu płytowym. Dno jej leżało niżej niż obecne dno doliny. Zasypanie obecnego odcinka przełomowego, spowodowane podparciem przez lodowiec, sięgnęło również tutaj. Z tego okresu pochodzi 16-metrowa terasa łącząca się z terasą kemową w dolinie Warty. Rozcięcie terasy 16-metrowej postępowało od dołu i sięgnęło około



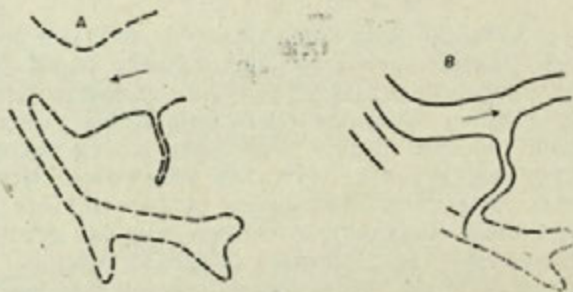
Ryc. 12. Profil podłużny (A) oraz profile poprzeczne (B, C) bocznej dolinki uchodzącej do Warty w Mirów: 1 — profil podłużny współczesnego dna dolinki, 2 — fragment opuszczonej doliny przedczwartorzędowej

Long profile (A) and cross profiles (B and C) of a small tributary joining the Warta valley at Mirów: 1 — long profile of the present valley floor, 2 — fragment of a mistif pre-Quaternary valley

600 m w górę doliny. Zbocze prawe, eksponowane na zachód, zostało całkowicie odpreparowane spod pokrywy piaszczystej. Na zboczu przeciwnym uchowały się piaski występujące obecnie w formie terasy 16-metrowej. W górę doliny wysokość tej terasy stopniowo maleje do 2 m.

W rozciętej terasie 16-metrową włożona jest terasa 1,5—2 m, przechodząca w terasę 4—6 m w dolinie Warty. Rozcięcie pokrywy terasy 1,5—2 m nastąpiło do głębokości około 1 m poniżej dna dzisiejszego. Obecnie jest ono zasłane piaskami.

Odmienne cykl rozwojowy przeszły dolinki uchodzące do doliny Warty w okolicy Mirowa. Typowym przykładem jest dolinka uchodząca z prawej strony doliny Warty naprzeciwko mostu w Mirowie (ryc. 12). Górny odcinek doliny o bardzo małym spadku biegnie w kierunku północno-zachodnim. W profilu poprzecznym jest to forma rozległej niecki o płaskim dnie szerokim 200—300 m. Jego budowę obserwowałem w wykopie wykopanym pod rurociąg. Pod cienką pokrywą piasków namytych odsłaniał się rumosz wapienny, spoczywający na silnie skrasowiałym wapiennym dnie doliny. Małe kotły oraz szczeliny krasowe wypełnione są gliną



Ryc. 13. Zmiana biegu dolinki bocznej w związku ze zmianą położenia bazy erozyjnej: A — przedczwartorzędowa sieć dolinna, B — współczesna sieć dolinna

Change of the tributary valley's course due to a change of the position of the erosion base-level: A — Pre-Quaternary valley net, B — Present valley net

typu *terra rossa*. Wskazywałoby to na okres trzeciorzędowy, a więc dno doliny byłoby przedczwartorzędowe. W dolnym odcinku doliny, około 1 km od ujścia zwiększa się gwałtownie spadek dna. Dotychczasowy kierunek północno-zachodni zmienia się na północny. W odcinku tym dno doliny zwęża się do 50 m, zbocza są strome, asymetryczne. Zbocze ekspozowane na zachód jest strone 30—40°, miejscami skaliste. Zbocze lewe okryte jest pokrywą piaszczystą gruzową typu soliflukcyjnego. Dno doliny wyściela 1-metrowa warstwa piasków. Wylot doliny zawieszony jest nad terasą zalewową w dolinie Warty. W przedłużeniu górnego odcinka opisanego doliny, w strefie wododziału pomiędzy nią a sąsiadującą od zachodu dolinką występuje dno starej, obecnie martwej doliny. Dolina ta jest więc złożona. Górny jej odcinek jest starszy od odcinka dolnego. W okresie przedczwartorzędowym dolina biegła w kierunku północno-zachodnim, nawiązując do ówczesnej sieci hydrograficznej. Baza erozyjna obniżała się wówczas w kierunku zachodnim. Po przelaniu się wód Warty w kierunku wschodnim nastąpiła zmiana w położeniu bazy erozyjnej. Obniżała się ona w kierunku wschodnim (ryc. 13). W wyniku tego powstała możliwość przeciągania dopływu położonego bardziej na zachód przez dopływ sąsiedni ze wschodu. O istnieniu takich przeciągnięć świadczą martwe doliny zachowane w różnym stopniu na wododziałach dolin uchodzących z południa do zachodniej partii przełomu Warty.

Wnioski

Przełom Warty przez próg górnourajski jest przełomem epigenetyczno-przelewowym. Powstał on w wyniku przelania się wód górnej prawej Warty do Niecki Włoszczowskiej, w schyłkowej fazie stadium Odry zlodowacenia środkowopolskiego.

Zjawisko zmiany sieci rzecznej spowodowanej zabarykadowaniem jest zjawiskiem pospolitym w strefie, gdzie lodowiec wkroczył na silnie rozczłonkowany obszar pochyłony ogólnie do czoła lodowca. Zjawisko to stwierdzono na Wyżynie Lubelskiej (4), na Wyżynie Opatowskiej (12), w Górach Świętokrzyskich (i na przedpolu Sudetów, 19). Wody rzek podparte przez lodowiec przelewały się do sąsiednich dorzeczy, wykorzystując niskie wododziały. Ten typ zmiany sieci rzecznej został nazwany przez B a u l i g a (2) „przelewem skutek zabarykadowania”. Po ustąpieniu czynnika barykadującego rzeki wracają przeważnie do swoich dawnych dolin, wyprzątając mało odporny materiał zasypania (piaski).

Tak przebiegało odpreparowanie starych dolin w Górach Świętokrzyskich. Tylko nieliczne rzeki (np. Ciemięga na Wyżynie Lubelskiej) były w stanie wytworzyć nową dolinę. Do tego typu rzek należała również Warta.

Instytut Geografii PAN
 Zakład Geomorfologii i Hydrografii
 Gór i Wyżyn w Krakowie

LITERATURA

- (1) B r a t k o w s k i T. *O kemach i terasach kemowych*. „Czas. Geogr.”, t. XXV, z. 1—2, 1954.
- (2) B a u l i g H. *Przeciąganie i przelewanie rzek*. „Studia Geomorfologiczne”, tłum. polskie, 1958.
- (3) D ż u ł y ń s k i St. *Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej*. „Acta Geol. Pol.”, vol. III, 1953.
- (4) J a h n A. *Wyżyna Lubelska*. „Prace Geogr. IG PAN”, nr 7, Warszawa 1956.
- (5) K l i m a s z e w s k i M. *Podział morfologiczny południowej Polski*. „Czas. Geogr.”, t. XVII, 1939—46.
- (6) K l i m a s z e w s k i M. *Zagadnienie plejstocenu południowej Polski*. „Biul. PIG”, nr 65, 1952.
- (7) K l i m a s z e w s k i M. *Rozwój geomorfologiczny Polski w okresie przedczwartorzędowym*. „Przegl. Geogr.”, t. XXX, z. 1, 1958.
- (8) K l i m a s z e w s k i M. *Nowe poglądy na rozwój rzeźby krasowej*. „Przegl. Geogr.”, t. XXX, z. 3, 1958.
- (9) K l i m a s z e w s k i M. *Studia geomorfologiczne w zachodniej części Spitsbergenu*. „Zesz. Nauk. UJ”, nr 23, 1960.
- (10) K o r o n i e w i c z P. *Über die Glazialbildungen im Czenstochauer Juragebiet*. „Zeit. d. Deut. Geol. Gesell.”, nr 11, 1911.
- (11) K o z a r s k i S. *Kem o strukturze warwowej koło Damasławka*. „Zesz. Nauk. Un. im. A. Mick.”, z. 3, 1960.

- (12) L e n c e w i c z S. *Etude sur le Quaternaire du plateau de la Petite Pologne.* „Bull. de la Soc. Neuchâteloise de Geogr.”, t. XXV, 1916.
- (13) Ł u n i e w s k i A. *Z geologii okolic Radomska.* „Biul. PIG”, nr 38, 1947.
- (14) M o s s o c z y Z. *Preglacjalna dolina górnej Warty.* „Przegl. Geol.”, 1955.
- (15) N i e w i a r o w s k i W. *Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej.* „St. Soc. Scien. Tor.”, Toruń, 1959.
- (16) P r e m i k J. *Budowa i dzieje geologiczne okolic Częstochowy.* Częstochowa 1934.
- (17) R ó ż y c k i S. Z. *Czwartorzęd regionu Jury Częstochowskiej i sąsiadujących z nią obszarów.* „Przegl. Geol.”, nr 18, 1960.
- (18) R ó ż y c k i S. Z. *Jura górna i kreda oraz zjawiska krasowe w północnej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej.* Przew. XXXIII Zjazdu PTG, 1960.
- (19) W a l c z a k W. *Pradolina Nysy i plejstoceńskie zmiany hydrograficzne na przedpolu Sudetów Wschodnich.* „Prace Geogr. IG PAN”, nr 2, Warszawa 1958.

КАЗИМИР КЛИМЕК

МОРФОЛОГИЯ ПРОРЫВА Р. ВАРТЫ СКВОЗЬ ВЕРХНЕЮРСКИЙ ПОРОГ ОКОЛО ЧЕНСТОХОВА

Северо-западная часть Силезско-Краковской возвышенности обладает ребристым рельефом, для которого характерно наличие структурных порогов, отделенных друг от друга субсеквентными долинами. По южной части субсеквентной долины находящейся между верхне-кейперским и верхне-юрским порогами плывет Варта, которая в окрестностях Ченстохова поворачивает на восток, прорываясь через верхне-юрский порог.

Генезисом этого прорыва до сих пор не занимались, однако, последние исследования указывают на его молодость.

В продолжении верхнего участка долины Варты, в оси субсеквентной долины пролегает глубокая доледниковая ложбина Варты, засыпанная четвертичными отложениями.

Прорывная долина Варты является формой более молодой, четвертичной, продолжающей, однако, развитие двух противоположных дочетвертичных долин, разрезающих поверхность Краковской возвышенности. Таковыми являются консеквентная долина, проходящая в восточном направлении до Влощовской котловины, а также обсеквентная долина, идущая на запад вплоть до долины пра-Варты.

Изменение течения Варты наступило в последней фазе стадии Одры средне-польского оледенения. В этот период субсеквентные понижения как долины пра-Варты, так и Влощевской котловины, находящиеся на восточной стороне возвышенности были заполнены льдом. Напротив, гребень возвышенности уже не был обледенелым. В понижениях, занимающих верхние участки двух противоположных долин, возник небольшой водный резервуар, в котором осаждались наслоения камового типа.

Исчезновение ледовых масс не протекало равномерно по обеим сторонам Краковской возвышенности. В то время как на восточной стороне возвышенности ледник отступал преимущественно фронтально, в западной части нынешнего прорыва, а также в оси субсеквентной долины существовали пласты мертвого льда, затрудняющие свободный отток вод верхней Варты осью субсеквентной долины. В результате этого наступило переливание вод Варты вместе с послеледниковыми водами через относительно низкий водораздел во Влощевскую котловину. Вслед за расчленением осадочного покрова произошло распиление скального водораздела между противоположными долинами: консеквентной и обсеквентной. Этому процессу благоприятствовал более низкий базис эрозии на восточной стороне возвышенности (210—215 метров над уровнем моря), нежели на западной стороне (240—250 метров над уровнем моря).

Из вышеизложенного следует, что данный прорыв является эпигенно-переливным, выступающим часто в плейстоцене на возвышенных пространствах.

На участке долины прорыва Варты не сохранились никакие формы периода вартской стадии оледенения.

В период балтийского оледенения долина прорыва Варты являлась местом интенсивной аккумуляции как песчано-гравийного материала, транспортируемого рекой, так и материала снесенного со склонов долины. Более позднее рассечение балтийского посадочного покрова, поступающее вверх по течению, не достигло западной части отрезка прорыва. Причиной этого являлся, повидимому, скалистый гребень, выступающий на месте давнего водораздела и не разрезанный достаточно сильно в ээмский межледниковый период. Современное дно долины прорыва занято заливной террасы. Изменение течения Варты, которое произошло в четвертичный период, вызвало также изменение течения некоторых из его притоков.

Пер. Б. Рыхловского

KAZIMIERZ KLIMEK

MORPHOLOGY OF THE WARTA VALLEY BREACHING THE UPPER JURASSIC ESCARPMENT NEAR CZĘSTOCHOWA

A scarpland region occurs in the north-western part of the Silesian and Cracovian Upland. Escarpments of structural origin are here separated from each other by subsequent depressions. The southern part of a subsequent depression separating the Upper Keuper Escarpment from the Upper Jurassic Escarpment is drained by the river Warta. In the vicinity of Częstochowa it flows eastward to breach the Upper Jurassic Escarpment. The origin of this gap has not been studied up to now. Data obtained by the present investigations point to a young age of the gap.

North of the upper part of the Warta valley in the axis of the subsequent depression there occurs the pre-Quaternary Warta channel buried beneath a thick cover of Quaternary deposits.

The younger Quaternary Warta gap follows two opposite pre-Quaternary valleys which dissected the Cracovian Upland, viz: a consequent valley running eastward to the Włoszczowa Basin and an obsequent valley running westward to the proto-Warta valley.

The Warta changed its course during a late phase of the Oder Stage (e. g. the first stage of the Middle Polish-Riss-glaciation). When the high Cracovian Upland became ice-free detached masses of ice occupied both the subsequent depression with the proto-Warta valley and the Włoszczowa Basin east of the Cracovian Upland. A small lake was formed in the upper parts of the two opposite valleys. This lake was filled with kame-like deposits soon after it came into existence.

The character of the retreat of the inland-ice on both sides of the Cracovian Upland was different. A mainly frontal deglaciation occurred on the eastern side of the Upland whereas stagnant ice existed on the western side of the present gap and in the axis of the subsequent depression. Pro-glacial waters and the upper Warta could not, therefore, escape to the north through this depression and ran over the relatively low watershed into the Włoszczowa Basin. They eroded the cover of accumulation and the rocky barrier between the opposite valleys (the consequent and the obsequent ones). The erosion base-level, which was lower on the eastern side of the Upland (at 210—215 m. above sea level) than on the western side (at 240—250 m. above sea level) favoured this process. Hence it follows that the gap is epigenetic in origin. It was formed by waters running over the watershed. This type of Pleistocene gaps is common in the Upland region.

Forms belonging to the Warta Stage are not present in the Warta-gap.

During the Baltic-Wuerm-glaciation considerable accumulation occurred in the Warta-gap. Sand and gravel brought by the river as well as rock debris derived from the slopes has been laid down in this valley.

The dissection of the cover of accumulation did not reach farther upstream to the western part of the gap probably because of the former rocky watershed barrier less dissected during the Eemian interglacial period.

The flood-plain forms the present valley floor. The Quaternary change of the Warta's course caused changes in the course of some tributary valleys.

Translated by *Sylwia Gilewska*

WŁADYSŁAW NIEWIAROWSKI

Kemy okolic Leningradu i próba porównania ich z kemami polskimi

*Kames from the Leningrad Area, and an Attempt at their
Comparison with Polish Kames*

Z a r y s t r e ś c i. Na podstawie literatury radzieckiej i własnych obserwacji autor opisuje 3 główne obszary kemowe z okolic Leningradu, a mianowicie: kemy południowej części Przesmyku Karelskiego, kemy z okolic Kołtuszy i kemy okolic Szapki i Kirsino. Przedstawia otoczenie geomorfologiczne kemów, ich morfologię i budowę geologiczną oraz poglądy co do ich genezy. Następnie daje próbę porównania tych kemów z kemami polskimi, występującymi w obrębie ostatniego zlodowacenia. Różnice między porównywanymi kemami wskazują na różnice w deglacji ostatniego zlodowacenia.

Kemy należą do form lodowcowych, które do dzisiaj budzą żywe zainteresowanie i które są jednocześnie formami bodajże w najmniejszym stopniu poznanymi, czego wyrazem może być brak w literaturze światowej szczególowej, genetycznej ich klasyfikacji. Ten stan wynika być może z faktu, iż formy kemowe występują na obszarze dawnych (plejstoceńskich) zlodowaceń i rzadko są spotykane wśród form lodowcowych współczesnych lodowców. Istnieją zatem obiektywne trudności w obserwacji procesu współcześnie tworzących się kemów.

Kemy w Polsce zostały w zasadzie rozpoznane dopiero w czasie szczegółowych badań geomorfologicznych po ostatniej wojnie, a jedyną wzmianką w literaturze przedwojennej była praca B. K r y g o w s k i e g o o kemach Polesia (19). W pojawiających się ostatnio stosunkowo licznych wzmiankach i pracach polskich dotyczących kemów (3, 5, 6, 7, 12, 18, 23, 24, 25, 26, 30, 31) wiele szczegółów odnośnie do ich genezy jest jeszcze niejasnych, stąd też wydaje się celowe zapoznanie się z obszarami kemowymi innych krajów, co być może ułatwi wyświetlenie niektórych niejasności, a jednocześnie rozszerzy problematykę kemową.

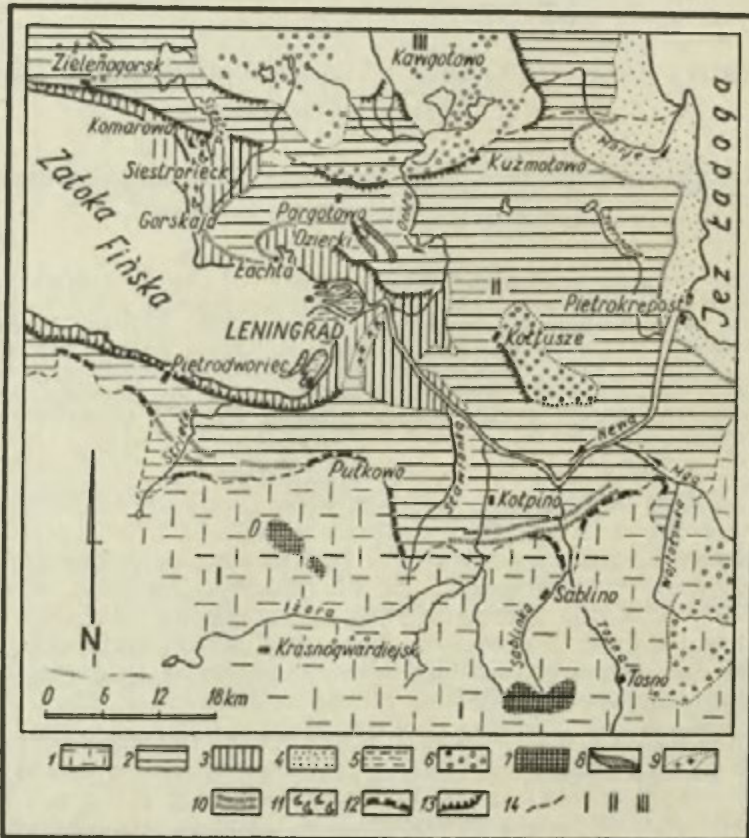
Autor tej pracy miał okazję latem 1960 r. poznać obszary kemowe okolic Leningradu, które dotychczas są najlepiej zbadanymi obszarami kemowymi w całym Związku Radzieckim i są uważane za typowe przykłady tej kategorii form lodowcowych¹.

¹ W poznaniu kemów okolic Leningradu dużą pomoc okazali mi prof. dr S. K a l e s n i k, doc. O. Z n a m i e n s k a i doc. E. R u c h i n a, którym niech mi będzie wolno wyrazić w tym miejscu serdeczne podziękowanie.

Jednostki geomorfologiczne okolic Leningradu

W okolicach Leningradu wyróżnia się 3 główne jednostki geomorfologiczne (33): 1) Plateau Sylurskie, zwane ostatnio Plateau Ordowickim (2), 2) Nizina Nadnewska, 3) Przesmyk Karelski (ryc. 1).

1. Plateau Ordowickie ma charakter płaskiej, lekko falistej równiny, osiagającej maksymalną szerokość 120 km w zachodniej części Estonii i następnie zwężającej się ku wschodowi i zanikającej między rzekami

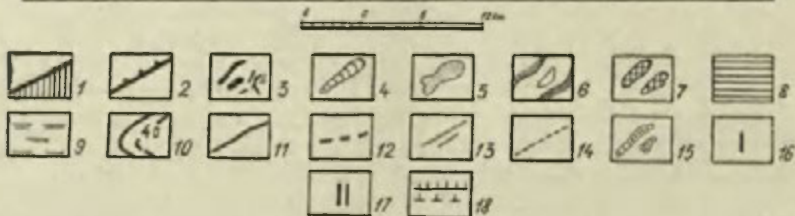
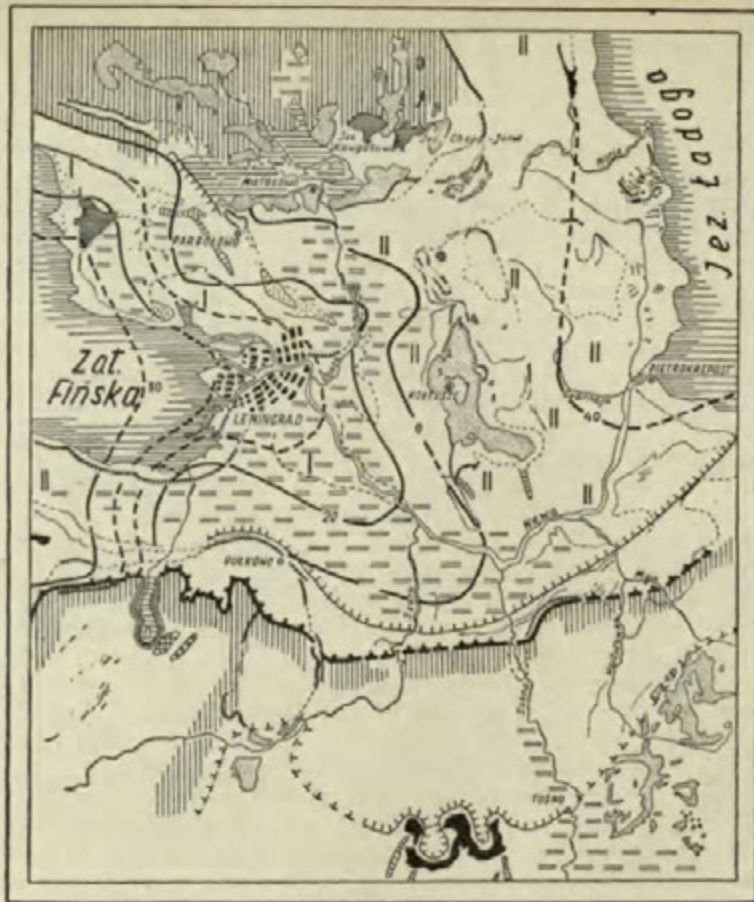


Ryc. 1. Schematyczna mapa geomorfologiczna okolic Leningradu (według O. Z n a m i e n s k i e j, 33): 1 — równina strukturalna, 2 — akumulacyjna równina zaostoiiskowa (wysokie terasy), 3 — równina morska M. Litorynowego (niskie terasy), 4 — równina transgresji Ładożskiej, 5 — delta Newy, 6 — obszary kamowe, 7 — moreny czołowe, 8 — ozy, 9 — mierzeje i kosy, 10 — wały brzegowe, 11 — wydmy, 12 — krawędzie denudacyjno-abrazyjne, 13 — klify, 14 — granice jednostek geomorfologicznych, I — Plateau Ordowickie, II — Nizina Nadnewska, III — Przesmyk Karelski

Схематическая геоморфологическая карта окрестностей Ленинграда (по О. М. Знаменской, 33): 1 — структурная равнина, 2 — аккумулятивная озерно-ледниковая равнина (высокие террасы), 3 — морская равнина Литоринового моря (низкие террасы), 4 — равнина Ладожской трансгрессии, 5 — дельта Невы, 6 — камовые области, 7 — конечные морены, 8 — озы, 9 — косы и пересыпы, 10 — береговые валы, 11 — дюны, 12 — денудационно-абразионные уступы, 13 — абразионные уступы, 14 — границы геоморфологических районов, I — Ордовикское плато, II — Приневская низменность, III — Карельский перешеек

Świaś i Świr. Bezpośrednio na południe od Leningradu leży ono na wysokości około 50 m n.p.m., podnosząc się w kierunku Krasnogwardiejska do ponad 100 m n.p.m. Maksymalną wysokość 174,9 m n.p.m. osiąga w okolicy osady Możajskiej, dawny Duderhof (17). Na załączonej mapce (ryc. 1) przedstawiona jest jedynie wschodnia część plateau, która będzie przedmiotem dalszej analizy. Plateau Ordowickie ma w podłożu prekambryjskie skały krystaliczne, na których zalegają zgodnie utwory kambryjskie (konglomeraty, piaskowce, iły i łupki), sylurskie i wapienie ordowickie (2). Na nich dalej na południe i wschodzie zalegają niezgodnie utwory dewońskie. Na powierzchni skały paleozoiczne przykryte są cienką warstwą utworów czwartorzędowych. Według ostatnich badań występują tu 2 poziomy morenowe przedzielone miejscami łożami warwowymi, piaskami i lokalnie warstwą torfu. Zdaniem A l e j n i k o w a (2) moreny te należą do dwu ostatnich stadiów ostatniego zlodowacenia w północno-zachodniej części ZSRR, zwanych przez niego stadiami łuzskim i newskim. Utwory międzymorenowe są zatem utworami interstadialnymi. Wapienie ordowickie zalegają prawie horyzontalnie, gdyż nachylają się jedynie pod kątem $0^{\circ}15'$ ku południowi i południowo-zachodowi. Plateau Ordowickie jest więc równiną strukturalną, kończącą się na północy stopniem znanym w literaturze naukowej jako glint bałtycko-ładoski. Ciągnie się on na przestrzeni 400 km od estońskiej miejscowości Odensholm do południowego brzeżu Ładogi. Wysokość jego jest różna, maksymalnie dochodzi do 80 m. Linia glintu jest falista, wykazuje szereg wygięć, a na jego przedpolu, szczególnie w zachodniej części występują ostańce Plateau Ordowickiego. Glint jest starym, preglacjalnym stopniem pochodzenia erozyjno-denudacyjnego, rozcinanym przez dawne rzeki (Mga, Tosna, Iżora), a przekształconym egzaracyjną działalnością lodowców i podciętym abrazyjną działalnością zastoisk i morza. Powierzchnię plateau urozmaicają doliny rzeczne i akumulacyjne formy lodowcowe. Do tych ostatnich należą na analizowanym odcinku plateau moreny czołowe i kemy. Do najważniejszych form czołowo-morenowych należą możajskie (duderhofske) i rambołowska moreny czołowe, a wśród kemów najbardziej nas interesujących szapkowsko-kirsinski obszar kemowy. Możajskie moreny są typowymi morenami spiętrzonymi, leżącymi w pobliżu glintu i wznoszącymi się o 70—80 m ponad otaczającą je równinę. Zbudowane są one z gliny zwałowej oraz potężnych porwaków ilów kambryjskich i wapieni ordowickich. Rambołowska morena czołowa, wygięta w kształcie łuku otacza rozległe bagno, z którego wypływa rzeka Sablinka. Wznosi się ona o 20—35 m ponad tereny sąsiednie. Na stokach moreny widoczne są wyraźne terasy abrazyjne, wycięte w morenie i przykryte osadami zastoiskowymi. Terasy te świadczą o zatopieniu moreny przez zastoisko, którego obniżanie się zaznaczyło się wytworzeniem wspomnianych teras. Szapkowsko-kirsinski obszar kemowy leży 60 km na południowy wschód od Leningradu w okolicy miejscowości Szapki i Kirsino. Obszar ten odwadniany jest przez drobne dopływy Mgi, z których największym jest rzeczka Wojtołowka.

2. Nizina Nadnewska położona jest pomiędzy Zatoką Fińską i jez. Ładoga. Z południa ogranicza ją bałtycko-ładoski glint, natomiast na północy granica jej jest mniej wyraźna i prowadzona jest po klifach wyrażonych na kemach, leżących już w obrębie Przesmyku Karelskiego. Jest to zupełnie płaska, podmokła nizina przez którą przepływa Newa. Na nizinie tej wyróżnia się dwa poziomy (21, 33). Poziom wyższy, leżący na wysokości



Ryc. 2. Mapa rozwoju rzeźby okolic Leningradu (zestawiona na podstawie map K. M a r k o w a, 21): 1 — preglacjalne formy rzeźby, 2 — krawędź glinki, 3 — moreny czołowe i ozy poprzeczne, 4 — ozy podłużne, 5 — jeziora wewnątrzlodowcowe, w których utworzyły się kemy, 6 — rynny, 7 — moreny spiętrzone, 8 — lokalne zastoiska, 9 — ily warwowe, 10 — kolejne pozycje krawędzi lodowej jeziora newskiego i jeziora ładożskiego (liczby oznaczają szybkość cofania się krawędzi lodowej), 11 — klify, 12 — abrazyjne stoki, 13 — wały brzegowe, 14 — linia brzegowa poprowadzona na podstawie danych hipsometrycznych, 15 — mierzeje i kosi, 16 — zasięg transgresji litorynowej, 17 — zasięg zastoiska Newskiego, 18 — postoje lodowca przed podziałem go na dwa języki

Карта развития рельефа окрестностей Ленинграда (составленная на основании карт К. К. Маркова, 21): 1 — доледниковые формы рельефа, 2 — уступ глинта, 3 — конечные морены и поперечные озы, 4 — продольные озы, 5 — внутрiledниковые озера, в которых образовались камы, 6 — ванны ложбинных озер, 7 — морены напора, 8 — локальные приледниковые озера, 9 — ленточные отложения, 10 — последовательные положения ледникового края newского и ладожского языка, 11 — абразионные уступы, 12 — абразионные склоны, 13 — береговые валы, 14 — береговая линия проведенная по гипсометрическим данным, 15 — косы и пересыпы, 16 — распространение Литториновой трансгрессии, 17 — распространение Newского ледникового озера, 18 — положение края ледника пред разделением его на два языка (newский и ладожский)

16—26 m n.p.m. i zajmujący ogromną większość niziny zwany jest terasą drugą i poziom niższy, ciągnący się dookoła Zatoki Fińskiej i wciskający się w głąb jedynie w okolicy samego Leningradu, a leżący poniżej 12 m n.p.m. zwany jest terasą pierwszą lub litorynową (ryc. 1 i 2). Powierzchnię drugiej terasy urozmaicają, poza licznymi klifami i wałami brzegowymi istniejącego tu niegdyś zastoiska, obszar kemowy położony w okolicy miejscowości Pawłowo i Kołtusza oraz występujący na północ od Leningradu — ozozierkowski. Kemy kołtuskie leżą na dziale wodnym między jez. Ładoga i Zatoką Fińską, na przegięciu połogiej wyniosłości zbudowanej z gliny zwałowej (21).

W podłożu Niziny Nadnewskiej zalegają ily kambryjskie o nierównym stropie, przykryte osadami czwartorzędowymi. Miąższość utworów czwartorzędowych jest tu bardzo zmienna i w samym Leningradzie waha się w granicach 11—66 m (15). Według Jakowlewa (15), na południe od Newy wynosi ona 20—33 m, przy Newie osiąga miejscami 68 m, a w obrębie kemów kołtuskich dochodzi nawet do około 80 m. Najstarsze utwory czwartorzędowe zachowały się jedynie w niektórych miejscach, a w szczególności w obniżeniach iłów kambryjskich i są reprezentowane przez tak zwaną dolną morenę (15). Na morenie tej zalegają miejscami ily warwowe oraz interglacialne mginskie osady morskie (34), przykryte według K. Markowa (21) jednym pokładem gliny zwałowej, a według A. Alejnikowa (2) i wypowiedzi O. Znamienskiej, cytowanej w drugim wydaniu pracy Markowa (22), dwa pokłady morenowe podzielone piaskami i ilami warwowymi. Na powierzchni znaczne obszary Niziny Nadnewskiej pokrywają ily warwowe (zob. ryc. 2).

Już od dawna znany był fakt, że w czasie wycofywania się ostatniego lodowca z interesującego nas obszaru początkowo jednolita masa lądolodu rozdzieliła się na dwa jezory: newski i ładoski, wycofujące się w różnych kierunkach (15, 21, 2), chociaż zasięgi tych jezorów rysowane były różnie. Wg badań K. Markowa (21) jezor newski cofający się na zachód od okolic wsi Kołpino i kemów kołtuskich wycofał się z Niziny Nadnewskiej w przeciągu 80 lat (ryc. 2). Przy cofającej się krawędzi lodowej powstało zastoisko newskie, które także nazywane jest przez O. Znamienską (33) bałtyckim jeziorem lodowym. Zastoisko to przykrywało Nizinę Nadnewską w przeciągu 400—600 lat (21) i w nim osadziły się wspomniane ily warwowe. Miąższość ich dochodzi maksymalnie do 10—15 m. Po opadnięciu wód zastoiska, którego klify i formy brzegowe występują na nizinie na wysokości od 50—18 m n.p.m., obszar niziny stał się łądem (21). Późniejsze wahania poziomu Bałtyku zaznaczały się jedynie na wąskim pasie otaczającym Zatokę Fińską, leżącym poniżej klifu pierwszej terasy.

3. Przesmyk Karelski obejmuje obszar położony na północ od Niziny Nadnewskiej między Zatoką Fińską i jez. Ładogą. Na północy Przesmyk Karelski łączy się na terenie Karelii z tarczą bałtycką. Największe wysokości, dochodzące do 205 m n.p.m., występują w centralnej wyniosłości Przesmyku Karelskiego. Wyniosłość ta, według ustnych wypowiedzi O. Znamienskiej, zbudowana jest na powierzchni z gliny zwałowej o miąższości 40—60 m, a cała miąższość utworów czwartorzędowych dochodzi tu do 160 m. Pod tymi utworami zalegają ily kambryjskie, które tworzą tu wyraźne podniesienie podłoża podczwartorzędowego. Dookoła centralnej wyniosłości występuje szereg rozległych poziomów terasowych, ograniczonych mniej lub bardziej wyraźnymi krawędziami. Poziomy te są

szczególnie intensywnie rozwinięte w zachodniej części Przesmyku Karelskiego. Wyższe poziomy zbudowane są z warstwowanych piasków i żwirów, lokalnie z glin zwałowych, natomiast niższe prawie wyłącznie z warstwowanych piasków i żwirów, ale spotyka się też piaski drobne i mułki. Na powierzchni zalegają miejscami ogromne głazy narzutowe dochodzące do 6 m średnicy. Miałszość czwartorzędu na niższych poziomach jest znacznie mniejsza niż w obrębie centralnej wyniosłości. Nad Zatoką Fińską występują ponadto poziomy terasowe związane z wahaniami wód w czasie polodowcowych dziejów Bałtyku, a w szczególności z działalnością morza litorynowego. W czasie deglacjacji ostatniego lądolodu na tym obszarze najwcześniej uwolniła się od lodu centralna wyniosłość Przesmyku Karelskiego (21, 33), która przez pewien okres czasu była nunatakami. Istnienie nierówności podłoża sprzyjało zamieraniu tu znacznych partii lądolodu, podczas gdy tak z jednej (jęzor Iadoski), jak i drugiej (jęzor newski) strony istniały aktywne jeszcze jęzory lodowe (21). Poziomy terasowe otaczające centralną wyniosłość są uważane za poziomy przylodowcowych zbiorników wodnych, których obniżanie się zaznaczyło się stopniami abrazyjnymi (33). W obrębie Przesmyku Karelskiego, powyżej klifu terasy litorynowej, występują rynny jeziorne, zagłębienia bezodpływowe, wytopiska, ozy i kemy. Kemy mają tu szerokie rozprzestrzenienie, występują na różnych wysokościach, ale szczególnie są liczne w południowej części Przesmyku Karelskiego na wysokości 35—100 m n.p.m. (21). Najlepiej zbadane i opisanie są kemy południowej części Przesmyku z okolic miejscowości Toksowo, Mistołowo, Kapitołowo, Jukki i stąd też nasza dalsza analiza dotyczyć będzie właśnie tych kemów.

Morfologia i budowa geologiczna obszarów kemowych

Jak wynika z przeglądu morfologii okolic Leningradu, na obszarze objętym załączonymi mapami (ryc. 1 i 2) wyróżniają się 3 główne obszary kemowe, a mianowicie: kemy południowej części Przesmyku Karelskiego, kemy kołtuskie i szapkowsko-kirsinskie.

A. Kemy południowej części Przesmyku Karelskiego zostały po raz pierwszy opisanie przez S. J a k o w l e w a (15) w roku 1926, a następnie kemy rejonu toksowskiego były szczegółowo badane przez K. M a r k o w a (21).

Rzeźba omawianego obszaru kemowego jest bardzo urozmaicona. Kemy występują w postaci pojedynczych wzgórz, jak i skomplikowanych kompleksów wyniesień i obniżen. Brak jest przeważnie określonej prawidłowości w rozmieszczeniu poszczególnych form kemowych, w nachyleniu ich stoków, kształcie, jak również w ułożeniu osi dłuższych. Niemniej można wyróżnić pewne typy form. Bardzo rozpowszechnione są tu wały i plateau kemowe. Toksowskie plateau o płaskiej powierzchni i stromych stokach, szczególnie ze wschodniej i południowej strony, wznosi się do 100—115 m n.p.m. Jest ono zorientowane południkowo i przy szerokości 1—2 km ciągnie się na przestrzeni 3 km. Ku północy przechodzi ono stopniowo w pagórkowaty obszar kemowy, ciągnący się do stacji Tunuksa-Miaki na przestrzeni 10 km. Rantołowskie plateau kemowe, występujące na pograniczu z Niziną Nadnewską zorientowane jest równoleżnikowo i ciągnie się na przestrzeni około 8 km, przy szerokości 2—5 km. Jest ono znacznie

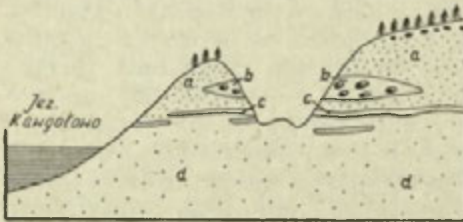
niższe od poprzedniego, gdyż osiąga jedynie 38—45 m n.p.m. Według O. Z n a m i e n s k i e j (33) zostało ono obniżone przez abrazję za- stoiska występującego na Nizinie Nadnewskiej, czego dowodem jest wy- rażony na stoku południowym wyraźny klif. Z północnego wschodu przy- lega do niego pagórkowaty obszar kemowy, a na północnym skraju jego spotyka się także pojedyncze wzgórze kemowe (21). Wały kemowe wy- stępują pojedynczo, jak i w otoczeniu pagórków i wzgórz kemowych, przy czym niekiedy wały kemowe leżą wyżej niż otaczające je pagórki i wzgó- rza. Wał kemowy ciągnący się na północ od wschodniego brzegu jeziora Chepo-Jarwi ma szerokość 100—200 m, wysokość 8—10 m i długość do 5 km. Obok wspomnianych wyżej i innych plateau kemowych i wałów spotyka się na tym obszarze wiele chaotycznie rozmieszczonych pagórków, wałów i wzgórz kemowych.

Pomiędzy kemami występują liczne, także przeważnie chaotycznie roz- mieszczone, zamknięte obniżenia rozmaitej wielkości, w których pojawiają się niekiedy jeziora, a czasem bagna. Obok zamkniętych obniżeń spotyka się też wydłużone, zbliżone do dolin. Te dolinopodobne obniżenia są krótkie (do 1,8 km), mają nierówne dno bez wyraźnego nachylenia, strome zbocza i niewspółmierną do ich długości szerokość — średnio 200 m. Spotyka się też głębokie kotły o głębokości ponad 10 m, przy szerokości 20—25 m. Ponadto występują rozległe, kotlinowate obniżenia z mniej lub bardziej płaskim dnem. Typowym przykładem takiego zagłębienia może być ochtieńska kotlina w toksowskim obszarze kemowym, przez którą przepływa rzeka Ochta. Na dnie kotliny, leżącej o 50—70 m niżej od tok- sowskiego plateau kemowego, zalegają także rozrzucone gdzieś pagórki i wzgórze kemowe, osiągające 20—30 m wysokości. Na krańcach kotliny zagęszczenie pagórków wzrasta i powstają zwarte masywy kemo- we. Podobny charakter ukształtowania wykazuje sąsiednia kotlina tok- sowska. Stosunkowo rzadkie są tu rynny jeziorne; jedna z nich dochodzi z północy do toksowskiego plateau kemowego. Rynny dochodzą do 30 km długości, a szerokość ich nie przekracza 1 km. Występujące w nich jeziora dochodzą do 23 m głębokości, tworząc często kryptodepresje. Progi w dnie rynien, ich dno i często zbocza są zbudowane z gliny lub piasków zwa- lowych. Opisuując morfologię tego obszaru kemowego K. M a r k o w (21) podkreśla, że bardzo charakterystycznymi cechami stoków kemowych są icń zaokrąglone zarysy, oraz występowanie na nich niszowatych zagłę- bień, występujących na różnych partiach stoku. Nisze te wykazują miej- scami charakter kotlinowatych, zamkniętych zagłębień. Tak wykształcone stoki nazywa Markow za literaturą amerykańską „zbozami kontaktu lo- dowego” (*ice contact slope*) i tłumaczy nierównościami ścian lodowych, przylegających do kemów w czasie ich tworzenia się. Występujące na nie- których stokach kemów klify i podcięcia erozyjne uważa on za późniejsze.

Według S. J a k o w l e w a (15) kemy opisywanego obszaru zbu- dowane są głównie z warstwowanych piasków, których miąższość w tok- sowskim plateau kemowym dochodzi do 42 m. Piaski wykazują dużą jed- norodność wielkości ziaren, a warstwy stropowe zalegają często zgodnie z powierzchnią form kemowych. Piaski są uwarstwione przeważnie ho- ryzontalnie, ale spotyka się ławice piasków ukośnie uwarstwionych. Wśród piasków występują także warstewki i soczewki mułków i piasków gliniastych. Piaski gliniaste zalegają zazwyczaj niezgodnie z niżej leżący- mi piaskami. W soczewkach piasków gliniastych spotyka się skupienia

otoczonych żwirów i głazów narzutowych, a czasami także soczewki gliny zwalowej (ryc. 3). Na powierzchni piaski kemowe przykrywa przeważnie pokrywa o miąższości 1—2 m, w której występują piaski gliniaste lub glina piaszczysta ze żwirem i głazami. Pokrywa ta zalega zgodnie z powierzchnią kemów, niezgodnie natomiast przeważnie z podścielającymi ją piaskami. Tak Jakowlew (15), jak i Markow (21) tłumaczą tę pokrywę jako osad pływających gór lodowych. Pokrywa nie jest ciągła i miejscami do powierzchni dochodzą warstwowane piaski.

K. Markow dodaje, że kemy w rejonie toksowskim zalegają często na piaskach i glinach piaszczystych uwarstwionych warwowo. Zjawisko to obserwował on także u kemów kotliny ochtieńskiej. Podkreśla on także, że piaski kemowe przeważnie są uwarstwione horyzontalnie i przy powierzchni kemów nachylają się zgodnie z nachyleniem stoków form. Ważnym szczegółem struktury kemów jest istnienie drobnych uskoków, wzdłuż których następowało drobne poprzesuwanie warstw, rzędu kilku



Ryc. 3.

Ryc. 3. Budowa geologiczna kemu w okolicy Toksowa (według S. J a k o w l e w a, 15): a — piaski średnio i gruboziarniste, b — glina zwalowa, c — drobne warstewki ilaste, d — drobny piasek kwarcowy



Ryc. 4.

Ryc. 4. Budowa najwyższego kemu w koltuskiej kamowej obszarze kemowym (według S. J a k o w l e w a, 15): a — pokrywowe piaski gliniaste z głazami, b — piasek drobny z licznymi szczelinami

Геологическое строение кама в окрестностях Токсова (по С. А. Яковлеву, 15): a — средне- и грубозернистые пески, b — валунная глина, c — мелкие глинистые прослойки, d — мелкозернистый кварцевый песок

Строение самого высокого кама в Колтушской камовой области (по С. А. Яковлеву, 15): a — валунная супесь, b — мелкозернистый песок с многочисленными трещинами

centymetrów. Piaszczyste osady wyścielające dno kotliny ochtieńskiej i występujące u podstawy kemów tej kotliny zawierają szczątki organiczne, w których rozpoznano szczątki m. in. *Betula nana*, *Dryas octopetala*, *Salix polaris*, szczątki mchów oraz pyłki sosny, olchy i świerka. Podobne szczątki roślinne znaleziono także w kotlinie toksowskiej.

B. Koltuski obszar kemowy wykazuje południkowy przebieg i ciągnie się na przestrzeni 25 km, przy szerokości około 10 km (15). Kemy tego obszaru wraz z jeziorami w okolicy Pawłowa według obrazowego przedstawienia O. Z n a m i e n s k i e j (33) „tworzą jakby archipelag malowniczych wysp rozsianych pośród smętnej, zabagnionej drugiej terasy (Niziny Nadnewskiej, W. N.) wznosząc się ponad nią o 10—15 m”. Najwyższe wzniesienie tego obszaru dochodzi do 79 m n.p.m., podczas gdy otaczająca ją nizina leży w poziomie 22—27 m n.p.m. Kemy te, także po

raz pierwszy opisane przez Jakowlewa (15), niewiele się różnią pod względem morfologicznym od kemów uprzednio opisanych. Rzadsze są tu plateau kemowe, a brak jest rynien jeziornych i tak rozległych, płaskodennych obniżeń. Kemy są tu przeważnie rozmieszczone bezładnie, a przeważającymi formami są pagórki i wzgórze.

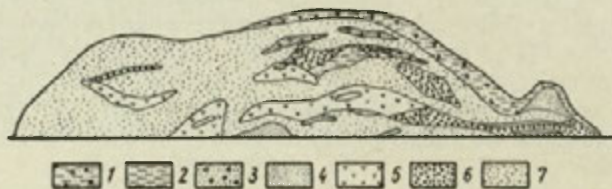
Budowa geologiczna tego obszaru kemowego także nie różni się zasadniczo od kemów południowej części Przesmyku Karelskiego. U podstawy kemów zalega glina zwałowa, której strop wznosi się tutaj do wysokości 25—35 m n.p.m. Na glinie zalegają warstwowane piaski, przykryte najczęściej pokrywą piaszczysto-gliniastą z głazami. Najwyższe wzgórze kemowe (79 m n.p.m.) zbudowane jest wewnątrz z warstwowanych, białych piasków kwarcowych, przykrytych warstwą (0,5—1,5) żółtych gliniastych piasków z głazami dochodzącymi do 1,5 m średnicy (ryc. 4). Warstwowanie w stropie piasków zanika, a w piaskach tych widoczne są bardzo liczne szczeliny biegnące w różnych kierunkach. Miąższość piasków przewyższa tu 36 m.

C. Szapkosko-kirsinski obszar kemowy był już znaczony na mapach Jakowlewa i Markowa oraz innych autorów, ale szczegółowiej został on po raz pierwszy opisany w roku 1939 przez E. Ruchinę (28). Obszar ten charakteryzuje się wysokościami 50—70 m n.p.m. Maksymalne wysokości dochodzą tu do 90 m n.p.m. Od głównego obszaru kemowego odchodzi ku południowemu wschodowi długi wąski pas piaszczystych pagórków i wałów. Podobny pas piaszczysty ciągnie się także na północy, przechodząc stopniowo w falistą równinę. Jest tu zatem stopniowe przejście od najwyższego, centralnego obszaru kemowego ku równinie Plateau Ordowickiego. Z zachodniej strony obszar kemowy kończy się wyraźnym klifem, poniżej którego zaznaczają się płaskie terasy na wysokości 53 i 48—46 m n.p.m.

Rzeźba omawianego obszaru kemowego jest skomplikowana. Występują tu wzgórze, pagórki i plateau o różnorodnych kształtach, wielkości i rozmiarach. Na powierzchni plateau widoczne są często lejkowate zagłębienia oraz wały zwane przez Ruchinę ozami, wykazującymi określoną orientację. Wały te dochodzą do 30 m wysokości i do 1 km długości. Jeden z nich o szerokości do 200 m i 5—7 m wysokości ma szereg mniejszych odgałęzień. Przeważają jednak formy chaotycznie, bezładnie rozmieszczone. Najczęstsza wysokość pagórków kemowych wynosi 10—12 m. Wśród form negatywnych można tu wyróżnić wydłużone, otwarte obniżenia, krótkie doliny wciskające się w postaci zatok w obszar kemowy, a kończące się niszowatym zamknięciem oraz zamknięte obniżenia. Te krótkie doliny mają strome zbocza (do 25°), płaskie dno, nieznaczną długość (około 100 m) i stosunkowo znaczną szerokość (60—80 m). Niektóre obniżenia zajęte są przez jeziora (m. in. największe w tym obszarze jez. Pendikowskoje o 2 km długości), inne znów mają dna suche lub zatorfione.

Budowa geologiczna tego obszaru kemowego odbiega od budowy obszarów dotychczas omówionych. Na marglach dewońskich zalegają tu utwory czwartorzędowe, głównie fluwioglacjalne, z których zbudowane są kemy. Pod osadami fluwioglacjalnymi zalega lokalnie jeden lub dwa pokłady glin zwałowych. Podłoże kemów jest bardzo lekko nachylone w kierunku Zatoki Fińskiej — to jest w kierunku lodowca. O ile poprzednio omówione obszary kemowe wykazywały znaczną jednorodność

budujących je materiałów, o tyle tutaj utwory fluwioglacjalne cechuje niezwykła różnorodność, tak w wielkości frakcji jak i w typach uwarstwienia. Maksymalna miąższość warstwowanych osadów fluwioglacjalnych dochodzi do 60 m. W spągu serii fluwioglacjalnej często zalega warstwa szarozieleńonych mułków, horyzontalnie uwarstwionych, o maksymalnej miąższości do 4 m. Na mułkach leżą piaski, żwiry i otoczaki, przy czym w całości tej serii znaczną przewagę mają piaski średnie i grube. Wśród warstwowanych piasków zalegają w postaci dużych, soczewkowatych ławic żwiry i niekiedy otoczaki (ryc. 5). Wśród otoczaków spotyka



Ryc. 5. Schematyczny profil podłużny odkrywki w Szapkach (według (E. R u c h i n y, 28): 1 — glina pokrywowa, 2 — piaski gliniaste, 3 — żwiry, 4 — piasek pylasty, 5 — piasek drobny, 6 — piasek gruby, 7 — piasek średnioziarnisty

Схематический продольный профиль обнажения в Шапках (по Е. В. Рухиной, 28): 1 — покрывной суглинок, 2 — супесь, 3 — галечный слой, 4 — пылеватый песок, 5 — мелкозернистый песок, 6 — крупнозернистый песок, 7 — среднезернистый песок

się lokalnie glazy do 80 cm średnicy. Grube żwiry i otoczaki rozmieszczone są nierównomiernie i bez zdecydowanej orientacji dłuższych osi. Soczewkowate zaleganie poszczególnych ławic osadów fluwioglacjalnych jest typowe dla wszystkich znanych tu odkrywek. Nachylenie ławic i poszczególnych warstw waha się od 5—60°. Między poszczególnymi ławicami widoczne są wyraźne ślady rozmycia. Wszystkie grubo- i średnioziarniste osady są uwarstwione ukośnie, przekątnie lub krzyżowo. Piaski ukośnie warstwowane są miejscami przewarstwione prawie horyzontalnie leżącymi, ilastymi laminami. Piaski wykazują dobrą segregację i znaczne otoczenie ziaren. Brak prawidłowości w ułożeniu materiału jest typowy, tak w kierunku pionowym, jak i poziomym.

Wśród grubych piasków i żwirów spotykano szczątki fauny, wśród których stwierdzono według W. G r o m o w a (14) kości mamuta (*Elephas primigenius*), nosorożca włochatego (*Rhinoceros tichorhinus*), konia (*Equus*), bizona (*Bos. sp.*), łosia (*Alces alces*), foki (*Phoca hispida*) oraz ułamki skorupki *Yoldia (Portlandia) arctica*. Szczątki ssaków są przeważnie zaokrąglone. Gromow na podstawie dobrego zachowania szczątków zębów nosorożca włochatego i mamuta uważa, że jest mało prawdopodobne, by szczątki te zalegały na wtórnym złożu. Jest on raczej skłonny przyznać, że odłożenie osadów, w których stwierdzono szczątki fauny, zachodziło w czasie, kiedy zwierzęta te żyły na lądzie w pobliżu zbiornika wodnego lub w zbiorniku wodnym, w którym zostały one osadzone. Wyjątek stanowią jedynie szczątki łosia, które pochodzą prawdopodobnie z okresu późniejszego. Łączne występowanie form morskich i lądowych wskazuje na przybrzeżny, możliwie deltowy typ osadów.

Na powierzchni osadów fluwioglacjalnych zalega w większości pokrywa gliniasto-piaszczysta z narzutniakami. Zalega ona na wyraźnie rozmy-

tej powierzchni niżej leżących utworów fluwioglacjalnych. Miejscami zaznacza się w niej słabo wyrażone warstwowanie. Pokrywy tej, zdaniem E. R u c h i n y (28), w żadnym przypadku nie można uważać za morenę, tj. bezpośredni osad lodowca. Pochodzenie jej tłumaczy ona podobnie jak S. Jakowlew i K. Markow. Miąższość utworów pokrywowych dochodzi maksymalnie do 4 m, ale są też miejsca, gdzie nie ma ich wcale. Piaski kemowe o średnicy ziarna 1,0—1,2 mm były szczegółowo badane przez L. R u c h i n a (27). Badał on skład granulometryczny, stopień segregacji piasków, ich zaokrąglenie i otoczenie oraz występowanie minerałów ciężkich. Na podstawie analizy piasków stwierdza, że piaski kemowe musiały podlegać dłuższemu transportowi i że są one typowymi piaskami wodnymi.

Geneza kemów okolic Leningradu

Pierwszej próby wyjaśnienia genezy kemów okolic Leningradu dokonał S. J a k o w l e w (15). Opierając się na pracach L. S h a l e r a (29) i H. F a i r c h i l d a (10) Jakowlew stosuje ich sposób wyjaśnienia genezy kemów i stwierdza, że kemy leningradzkie tworzyły się przy postoju krawędzi lodowca, która kończyła się w istniejącym przed nią, podpartym lodem basenie wodnym. Wody tego basenu, wskutek ciśnienia hydrostatycznego oddziaływały na potoki podlodowcowe, które osadzały w nim (w wodzie stojącej) tylko stosunkowo drobne piaski. Spotykane epizodycznie wtrącenia gliny zwałowej z głazami pochodzą z wytopienia materiału morenowego z krawędzi lodowej. Wody basenu musiały osiągać poziom nie niższy niż 130 m n.p.m. Po cofnięciu się krawędzi lodowej poziom zastoiska obniżał się, a na wyłonionych z wody najwyższych partiach osiedlała się flora polarna. Jakowlew nie precyzuje dokładnie, w jakich warunkach mogła utworzyć się w tym zastoisku tak niespokojna rzeźba obszarów kemowych. Stwierdza on jedynie, że wody zastoiska wskutek podmywania krawędzi lodowej mogły wytworzyć w dolnych jej partiach rozmaitej wielkości nisze i grotty, mogły także rozszerzać szczeliny lodowe, które następnie wypełnione zostały materiałem piaszczystym przynoszonym przez strumienie subglacjalne. Istnienie głębokich kotłów, zamkniętych obniżen i krótkich dolin objaśnia eworsyjną działalnością powierzchniowych wód roztopowych lodowca, spadających w dół przy krawędzi lodowej. Gliniasto-piaszczysta pokrywa z głazami powstała z wytopienia materiału morenowego przynieszonego przez bryły lodowe, oderwane od cofającego się lodowca i pływającego w zbiorniku wodnym.

Zupełnie inaczej tłumaczy genezę kemów leningradzkich K. M a r k o w (21). Autor ten w oparciu o pracę R. F. F l i n t a (11) i własne badania stwierdza, że cofanie się lodowca może zachodzić w różny sposób. Obok „normalnego” cofania się aktywnej krawędzi lodu może następować też zamieranie znacznych partii lądolodu, w których powstaje charakterystyczny kompleks form (morena pagórkowata, kemy ze skłonami kontaktu lodowego, zamknięte zagłębienia itp.). K. Markow stwierdza, że główną przyczyną zamierania znacznych partii lądolodu w okolicach Leningradu była urozmaicona rzeźba podłoża lodowca. Zamieranie lodowca i wytworzenie się obszernych partii (rzędu setek kilometrów kwadrato-

wych) stagnującego i martwego lodu następowało z dystalnej strony wyniesień podłoża lodowego. Stąd też jego zdaniem szapkosko-kirsinski obszar kemowy leży na południe od glintu, na dziale wodnym rzek Newy i Wołchowy, kemy kołtuskie na dziale wodnym między jez. Ładogą i Zatoką Fińską, a kemy okolic Toksowa, Jukk, Mistołowa na południe od centralnej wyniosłości Przesmyku Karelskiego. Te nierówności i wyniesienia podłoża stanowiły przeszkodę w ruchu stosunkowo cienkiego już lodu, w czasie jego cofania się i sprzyjały jego zamieraniu. W obniżeniach rzeźby podlodowej otwartych ku centrum zlodowacenia, istniał jeszcze wówczas aktywny lód. W zamarłym lodzie najszybciej następowało topnienie na wyniesieniach podłoża, gdzie lód był najcieńszy i tu tworzyły się przetainy (*protaliny*), w których zbierały się wody roztopowe, tworząc jeziora wewnątrzlodowe. Jeziora te mają różne poziomy, stąd też i wierzchołki kemów leżą na różnych wysokościach. Do jezior tych dopływały potoki subglacialne, które przynosiły głównie piaszczysty materiał wypełniający jeziora. Część materiału piaszczystego kemów południowej części Przesmyku Karelskiego mogła być przyniesiona potokami wody, płynącymi po powierzchni centralnej wyniosłości tegoż przesmyku. Falowanie i prądy jeziorne zrównywały powierzchnię osadzonych materiałów, wytwarzając płaskie powierzchni plateau. Wewnątrz przetain mogły zachować się mniejsze bryły lodu martwego. Po stopieniu się martwego lodu na miejscu jezior wypełnionych materiałem piaszczystym powstały kemy, a na miejscu zalegania brył martwego lodu — obniżenia. Wielkość obniżeń uwarunkowana była wielkością brył martwego lodu. Najwcześniej wyłoniły się z wody wewnątrzlodowych jezior najwyższe kemy, a w tym samym czasie w obecnych wielkich kotlinach (np. w kotlinie ochtienskiej) zalegał jeszcze martwy lód. Na wyłonionych z wody kemach osiedlała się flora polarna, w bryłach martwego lodu wypełniającego kotliny tworzyły się przetainy niższego rzędu, a w nich gromadziły się materiały dające początek kemom na dnie kotlin. Stąd też w osadach i kemach występujących na dnie kotlin pojawiają się szczątki flory polarnej. Urozmaicone stoki kemowe są odbiciem nierówności ścian lodowych (— zbocza kontaktu lodowego). Warstwowanie kemów zgodne z ich powierzchnią jest pochodzenia wtórnego, powstało w czasie wytapiania się brył lodu, wskutek osiadania kemów i wtedy to potworzyły się drobne uskoki i przesunięcia warstw. Istnienie pokrywy na kemach tłumaczy tak samo, jak i J a k o w l e w.

Wyjaśnienie genezy kemów podane przez K. Markowa uzyskało szeroki rozgłos i ma dotychczas wielu zwolenników (2, 17, 33), a sam autor w drugim wydaniu swej pracy w roku 1955 (22) nadal je podtrzymuje. Warto tu dodać, że tak S. Jakowlew, jak i K. Markow przyjmują ten sam sposób powstania dla wszystkich kemów leningradzkich. Nie wszyscy jednak i nie całkowicie zgadzają się z poglądem Markowa. E. R u c h i n a (28), próbując wyjaśnić genezę szapkosko-kirsinskiego obszaru kemowego stwierdza, że kemy te powstały raczej przy krawędzi lodowej, która prawdopodobnie kończyła się w zbiorniku wodnym. Główną rolę w powstaniu kemów odegrały podlodowcowe i powierzchniowe wody roztopowe, które odkładały przy krawędzi lodowej, w postaci wielkich stożków napływowych, niesione z lodowca materiały. Wody roztopowe wskutek nierównomiernego topnienia lodu miały zmienną szybkość, co wyraziło się soczewkowatym ułożeniem materiałów i częstymi rozmywaniami

osadów uprzednio złożonych. Nierównomierny dopływ wód i częste zmiany natężenia akumulacji były przyczyną powstania pagórkowatej rzeźby. Na wytworzonych kemach mogła żyć fauna kręgowców, a następnie cały obszar kemowy musiał być zalany wodą i wtedy to wytworzyła się z wytapiania się z gór lodowych piaszczysto-gliniasta pokrywa z głazami. Po opadnięciu wód obszar kemowy był omywany wodami bardziej stabilnego zbiornika wodnego, którego śladem jest klif w zachodniej części obszaru kemowego. Widzimy więc w tym wyjaśnieniu pewne podobieństwa do hipotezy Jakowlewa. Najslabszym punktem hipotezy E. Ruchiny jest, moim zdaniem, brak wyjaśnienia genezy zamkniętych obniż, występujących pomiędzy kemami. Autorka ta sama podkreśla, że na podstawie dotychczas istniejących danych nie można jeszcze dokładnie wyjaśnić genezy omawianego obecnie obszaru kemowego. Tego samego zdania jest także O. Z n a m i e n s k a (33). Wbrew opinii K. Markowa — E. Ruchina stwierdza, że topografia podłoża szapkosko-kirsinskiego obszaru kemowego nie sprzyjała tworzeniu się tu obszarów martwego lodu. Podobnie L. R u c h i n (27) na podstawie analizy piasków (znaczna segregacja, dobre otoczenie) stwierdza, że tworzenie się szapkosko-kirsinskich kemów w przetainach wśród martwego lodu „wydaje się mało prawdopodobne”, gdyż przy wypełnieniu przetań materiałem znoszonym z pobliskich ścian lodowych piaski nie mogłyby ulec tak znacznemu otoczeniu i zaokrągleniu. L. R u c h i n (27) uważa, że miejscem osadzenia utworów kemowych była prawdopodobnie krawędź lodowa, przy której istniał basen wodny.

S. J a k o w l e w (16) omawiając genezę kemów w niedawno opublikowanej pracy nie podtrzymuje swojej dawnej hipotezy co do powstania kemów leningradzkich. Przyznaje on tu, że kemy powstają w martwym lodzie, ale polemizuje z K. Markowem w sprawie sposobu ich powstania. Jakowlew stwierdza, że o ile hipoteza F l i n t a (11) może wyjaśnić genezę kemów w północno-wschodnich stanach USA, to zastosowanie jej dla wyjaśnienia kemów Równiny Rosyjskiej „jedwa li można przyznać udacznym” (s. 161). W okolicach Leningradu nie ma takich wyniesień, na których mogły powstać przetainy w lodzie i tworzyły się nunataki i dookoła nich jeziora. Martwy lód, zdaniem Jakowlewa, na Przesmyku Karelskim tworzył się w zupełnie innych warunkach topograficznych. Tu prawdopodobnie zachodziło wypełnianie materiałem piaszczystym nie przetań powstałych przy insolacji, ale szczelin lodowcowych powstałych u spągu lodu wskutek napięć wywołanych hamującym działaniem słabo podniesionych części Przesmyku Karelskiego. Szczeliny i pęknięcia rozszerzały się wskutek topnienia, zamieniały się w jeziora lodowcowo-szczelinowe i baseny wodne o rozmaitym kształcie, w których zachodziła akumulacja osadów dających początek kemom. Kemy są zatem pozytywnymi odbiciami nad-, pod-, i wewnątrzlodowych form wytapiania się martwego lodu.

W świetle przedstawionych tu poglądów trudno jest chyba twierdzić, że geneza kemów leningradzkich jest już dokładnie poznana i całkowicie wyjaśniona. Obecnie przeważa już na ogół przekonanie, że kemy te powstały w martwym lodzie, ale mechanizm ich powstawania, jak widać, jest sporny. Przy wyjaśnieniu genezy kemów za mało chyba jeszcze uwzględniono analizę struktury wewnętrznej kemów. Nie jestem przekonany, czy słuszne jest tłumaczenie genezy wszystkich kemów okolic

Leningradu i jeden i ten sam sposób. Kemy różniące się tak znacznie swoją budową geologiczną i ułożeniem materiału, jak to ma miejsce w przypadku szapkosko-kirsinskiich kemów i kemów rejonu toksowskiego, muszą też się różnić szczegółami swego powstania.

Uwagi własne o kemach okolic Leningradu

Na podstawie własnych obserwacji omawianych obszarów kemowych chciałbym dodać kilka szczegółów dotyczących ich morfologii i budowy geologicznej. Wyrobienie poglądu o morfologii obszarów kemowych jest niezwykle trudne bez analizy dokładnej mapy hipsometrycznej w dużej podziałce i bez szczegółowej mapy geomorfologicznej. Dotychczas jednak żaden z obszarów kemowych okolic Leningradu nie ma szczegółowej mapy geomorfologicznej w odpowiednio dużej skali. Tym się być może tłumaczy trudności w uchwyceniu pewnych prawidłowości rzeźby kemowej. Tak S. J a k o w l e w (15), jak i K. M a r k o w (21) stwierdzają, że rzeźba obszarów kemowych jest rzeźbą prawie pierwotną, nie zmienioną późniejszymi procesami, gdyż łatwoprzepuszczalne utwory nie sprzyjają rozwojowi procesów erozyjno-denudacyjnych. Z poglądem tym, wydaje mi się, nie można całkowicie się zgodzić, przynajmniej w stosunku do kemów kołtuskich i skraju toksowskiego obszaru kemowego, leżącego na pograniczu z Niziną Nadnewską. K. Markow stwierdza, że zastoisko newskie miało poziomy wody na wysokości od 55 do 32 m n.p.m. (22, s. 119) w swych najwcześniejszych stadiach. Tym samym znaczne obszary kołtuskiego obszaru kemowego, leżące poniżej 55 m n.p.m., musiały być przez pewien okres czasu zalane wodą tego zastoiska. Poniżej tej wysokości leży też płaska powierzchnia kapitołowskiego plateau kemowego, co do którego Markow nie wyklucza, że zostało ono obniżone abrazyjnie. Zapewne też i niższe płaskie poziomy w obrębie kołtuskiego obszaru kemowego zostały abrazyjnie zmienione i nie są pierwotnymi powierzchniami kemowymi. Występowanie w tym obszarze kemowym licznych płaskich poziomów, urozmaïconych co prawda obniżeniami wytopiskowymi, jest bardzo powszechne. Geneza tych poziomów nie jest dotychczas zadowalająco wyjaśniona. Ponadto w tym obszarze kemowym, jak i w obszarach kemowych na pograniczu z Niziną Nadnewską występują liczne linijne obniżenia, które moim zdaniem są niewątpliwie pochodzenia denudacyjno-erozyjnego. Charakter tych obniżeń z okolic wsi Wojekowo (kołtuski obszar kemowy) obrazują załączone zdjęcia (fot. 1, 2, 3). Obniżenia te mają charakter dolinek o płaskim dnie, w którym czasami występują drobne zagłębienia. Początek dolinek zazwyczaj niszowaty. Są one zawieszane w stosunku do Niziny Nadnewskiej i u swego wylotu nie mają stożków napływowych. Morfologia dolin i podane wyżej fakty wskazują, iż w istocie dolinki te nie mogą być współczesne, ale to nie wyklucza, że formy te są formami starymi, powstałymi prawdopodobnie w czasie gdy na Nizinie Nadnewskiej istniało jeszcze zastoisko Newskie (przecież to okres około 600 lat!), wkrótce po utworzeniu się kemów, przed wytopieniem się zażrzebanych brył martwego lodu, których wytopienie się zaznaczyło się istnieniem zagłębień na dnie dolin oraz płaskich poziomów (fot. 4). Jak wykazały liczne prace polskich autorów, a przede wszystkim praca T. B a r t k o w s k i e g o (4), zażrzebany martwy lód reaguje na pro-

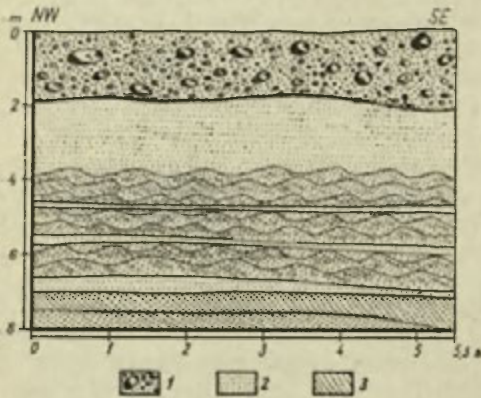
cesy erozyjno-denudacyjne podobnie jak otaczająca go skała. Nie jest wykluczone, że dolinki te tworzyły się w czasie, gdy materiał kemowy był jeszcze zmarznięty, to jest w warunkach zbliżonych do środowiska peryglacjalnego. Nieliczne co prawda ślady środowiska peryglacjalnego w okolicach Leningradu były obserwowane przez autora. W miejscowości Juki, w wykopie o głębokości około 2,5 m w stoku płaskiego plateau kemowego, stwierdzono ilasto-mułkowe osady o horyzontalnym uwarstwieniu warwowym. Stropowa partia tych utworów, o miąższości około 1—1,5 m, pozbawiona jest warstwowania, a w utworach ilasto-mułkowych, spękanych całą serią drobnutkich szczelinek, zaznaczają się wygięcia i struktury spływowe, niewątpliwie soliflukcyjnego charakteru. Na Przesmyku Karelskim, w jednym z poziomów zbudowanych z warstwowanych piasków i żwirów fluwioglacjalnych, stwierdzono niewątpliwy klin zmarzlinowy (fot. 5) o głębokości około 1,5 m, wypełniony materiałem piaszczystym, pokrywającym warstwowany fluwioglaciał. Na kontakcie klinu z warstwowanymi piaskami te ostatnie są wyraźnie wygięte ku górze.

W toksowskim rejonie zwarte plateau i masywy kemowe występują raczej wewnątrz obszaru kemowego, na pograniczu natomiast z Niziną Nadnewską rzeźba kemowa jest bardziej urozmaicona. Większe bogactwo rzeźby wynika z większej ilości obniżzeń, wśród których istnieją także niewątpliwie stare dolinki pochodzenia denudacyjno-erozyjnego. Tym samym rzeźba ta także nie jest wyłącznie pierwotną, a częściowo zmienioną, późniejszą, powstała w wyniku rozcięcia bardziej zwartych plateau, przez co niektóre wyniosłości mogą być „ostańcami” tych plateau. W czasie dyskusji w terenie E. Ruchina także stwierdziła, że jej zdaniem obok kemów prawie niezmiennych, istnieją w tym rejonie tzw. przez nią „kemy erozyjne”, powstałe z rozcięcia większych form kemowych. W każdym przypadku zagadnienie to jest godne dalszych obserwacji i studiów.

A teraz kilka obserwacji odnośnie do typów uwarstwienia i budowy geologicznej kemów. Z literatury dotyczącej kemów toksowskich i kołtuskich wynika, że przeważającym typem uwarstwienia jest warstwowanie horyzontalne, a przy powierzchni form zgodne z ich powierzchnią (15, 21). Przyjmując zresztą hipotezę Markowa o utworzeniu się kemów w wewnątrzlodowych jeziorach należałoby przypuszczać, iż w warunkach wody stojącej lub prawie stojącej ten typ uwarstwienia powinien być powszechny. E. Ruchina (28) i L. Ruchin (27) wykazali, z czym autor na podstawie własnych obserwacji całkowicie się zgadza, że kemy szapkosko-kirsinskiego obszaru kemowego zostały zbudowane przez wody o zmiennym i stosunkowo burzliwym przepływie, a osady przez nie złożone zostały osadzone w fazie sedymentacji płaskiej i wydmowej, z małym udziałem fazy sedymentacji falistej. Istnieć tu zatem musiały inne warunki sedymentacyjne niż w wewnątrzlodowcowym jeziorze. Nie można jednak, jak to czynią Ruchinowie, odrzucić roli martwego lodu w powstaniu kemów szapkosko-kirsinskiego obszaru kemowego. Obserwowane zamknięte zagłębienia, są według mnie zagłębieniami wytopiskowymi, powstałymi po wytopieniu się brył martwego lodu. Kontakt takiego obniżenia wytopiskowego ze stokiem kemu pokazuje fot. 6. W pobliżu tego stoku obserwowałem nie notowane tu dotychczas drobne uskokki i przesunięcia wzdłuż nich warstw, rzędu kilkunastu centymetrów. Zjawisko to jest dobrze widoczne na fot. 7. Przy stoku warstwy nachylają się mniej więcej zgodnie ze stokiem. Wszystkie te cechy wskazują na

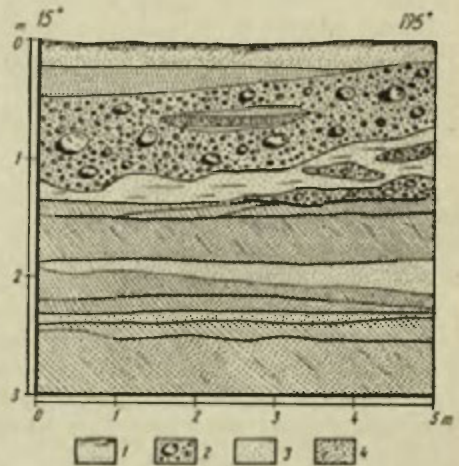
niewątpliwy udział martwego lodu w tworzeniu rzeźby kemowej tego obszaru, ale w szczegółach sposób powstania tych kemów nie jest jeszcze całkowicie jasny.

Na terenie innych obszarów kemowych w obserwowanych odkrywkach widoczny jest także spory udział wody płynącej, znacznie większy niż można by było sądzić na podstawie literatury. W wielkiej odkrywce na północ od Toksowa w plateau kemowym stwierdzono: u spągu serię piasków średnich, uwarstwionych ukośnie, osadzonych głównie w fazie sedimentacji wydmowej. Polowe obserwacje pod czeskim mikroskopem ołówkowym wykazują stosunkowe znaczne otoczenie ziarn piasków. W całej odkrywce uderza bardzo znaczna segregacja materiału piaszczystego według wielkości ziarn. Miąższość poszczególnych ławic ukośnie uwarstwionych piasków dochodzi do ponad 0,5 m. Istnieje duża regularność w nachyleniu ukośnych lamin, które nachylają się w ogromnej przewadze w kierunku zbliżonym do SSE wskazując na ten kierunek odpływu wód roztopowych. W piaskach tych raczej rzadko spotyka się ławice żwirków i grubych piasków. Miąższość tej serii wynosi około 8 m. Wyżej zalega seria piasków drobnych uwarstwionych falisto i ukośnie. Tak też są uwarstwione dobrze widoczne *ripple marks*. Miąższość ławic z ukośnym



Ryc. 6.

Ryc. 6. Budowa geologiczna kemu na SW od Toksowa: 1 — pokrywa żwirowo-kamiennista, 2 — piaski drobne, 3 — piaski średnie



Ryc. 7.

Ryc. 7. Budowa wewnętrzna kemu koło wsi Kaltini (koltuński obszar kemowy): 1 — gleba, 2 — żwiry i kamienie, 3 — piasek drobny, 4 — piasek średni

Геологическое строение кама на ЮЗ от Токсова: 1 — покров валунной супеси, 2 — мелкозернистые пески, 3 — среднезернистые пески

Внутреннее строение кама возле деревни Калтино (Колтушская камовая область): 1 — почва, 2 — валунная супесь, 3 — мелкозернистый песок, 4 — среднезернистый песок

uwarstwieniem mniejsza niż w poprzedniej serii i wynosi kilka centymetrów. Nachylenie lamin takie samo. Pomiedzy ławicami z ukośnym uwarstwieniem spotyka się ławice drobnego piasku (0,1—0,2 mm średnicy) z uwarstwieniem horyzontalnym. Wszystko to świadczy o stopniowym

spadku szybkości prądu wody. W wodzie stojącej już została osadzona warstwa około 2 m miąższości piasków pylistych i mułków o frakcji 0,01—0,1 mm uwarstwionych horyzontalnie. Na powierzchni spotyka się głazy narzutowe. Jak widać z powyższego większość utworów kemowych w tym miejscu została osadzona przez wodę płynącą.

Podobną budowę geologiczną obserwowano w wielkiej piaskowni przy szosie około 4—5 km na SW od Toksowa, w brzeźnej partii kemów toksowskich. W ścianie o wysokości ponad 10 m widoczne są, podobne jak w odkrywce poprzedniej, piaski średnie uwarstwione ukośnie. Na nich zalegają warstwowane ukośnie i falisto drobne piaski i mułki. Charakter uwarstwienia obrazują załączone ryc. 6 i fot. 8. Ukośne laminy nachylają się tu także w kierunku SSE. Wyżej zalegają jeszcze drobne piaski uwarstwione horyzontalnie. I tutaj większość osadu została osadzona przez wody płynące. Na powierzchni zalega warstwa około 0,5—2,0 m miąższości nie warstwowanych grubych żwirów z głazami. Spąg jej nierówny, zalega niezgodnie z utworami niżej leżącymi, ale na kontakcie nie widać żadnych zaburzeń.

W kołtuskim obszarze kemowym w obserwowanych odkrywkach widoczny jest także znaczny udział wody płynącej w akumulacji piasków kemowych. Przykładem tego może być ryc. 7 z odkrywki występującej przy szosie w pobliżu wsi Kaltino na północ od Pawłowa. Odsłania się tu około 5 m piasków drobnych i średnich uwarstwionych ukośnie o SE kierunku nachylenia lamin. Pomiedzy ławicami z ukośnym warstwowaniem występują też ławice horyzontalnie uwarstwione. Na piaskach fluwioglacjalnych zalega 2-metrowa warstwa pokrywowa, w której widoczne są ślady warstwowania, a na powierzchni jest przykryta także warstwowanymi piaskami.

Obserwacja uwarstwienia pagórków kemowych występujących na dnie kotliny toksowskiej pokrywa się w zupełności z opisem K. Markowa.

Próba porównania kemów leningradzkich z kemami polskimi

Dotychczas opisane kemy w Polsce występują głównie na obszarze ostatniego zlodowacenia, a w szczególności w strefie pomiędzy morenami stadium leszczyńskiego i stadium pomorskiego. Warto tu podkreślić, że i na terenie Niemiec obszary kemowe występują głównie pomiędzy morenami stadium brandenburskiego i stadium pomorskiego (32). Znanie też są kemy w Polsce z obszarów środkowopolskiego zlodowacenia (3), jednak ze względu na zbyt skąpe dane nie będą one tu rozpatrywane.

Największe, znane dotychczas obszary kemowe występują na Nizinie Wielkopolskiej w okolicy Międzyrzecza i Pszczewa (5, 6, 7), w południowej części Wysoczyzny Chełmińskiej (24, 25), w okolicach Więcborka (12, 23) oraz na Pojezierzu Mazurskim w okolicy Mrągowa (30). Ponadto jako drobne zespoły kemowe lub nawet pojedyncze formy notowane są w wielu miejscach (18, 23, 25, 26). Najpospolitszymi formami wśród kemów polskich są mniej lub bardziej regularne pagórki, wzgórza i wały. Wydłużone pagórki dochodzą do kilkuset metrów, a wały do kilku kilometrów długości. Stosunkowo rzadkie są terasy kemowe, powstałe pomiędzy martwym lodem a stokami wyniesień (6, 30) lub też między martwym

lodem a zboczem rynny (23, 31). W odróżnieniu od kemów leningradzkich, a w szczególności kemów południowej części Przesmyku Karelskiego, stosunkowo rzadkie są u nas rozległe, płaskie plateau kemowe. Największe plateau kemowe na Wysoczyźnie Chełmińskiej ma obszar 82 ha (25), płaskowyż (plateau) kemowy w okolicy Pszczewa wykazuje 3 km długości i 0,5 km szerokości. Nigdzie zaś nie stwierdzono plateau wielkości rantołowskiego czy toksowskiego plateau kemowego. Formy kemowe mają przeważnie 5—20 m wysokości i rzadko wysokości większe. Najczęstsze nachylenia stoków wynoszą 5—20°, ale w niektórych wypadkach nachylenia stoków dochodzą do 40° (30). Kemy są często rozmieszczone chaotycznie, bezładnie, ale zdaje się w większym stopniu niż u kemów leningradzkich występują formy o określonej orientacji. Pagórki, wzgórze i wały kemowe występują najczęściej razem, tworząc pewne kompleksy, ale spotyka się także formy pojedyncze, izolowane. Kemy występują łącznie, podobnie jak i kemy leningradzkie, z licznymi przeważnie zamkniętymi obniżeniami wytopiskowymi. W tym względzie istnieje pełna analogia. Zagłębienia wytopiskowe mają rozmaite kształty, wielkość i głębokość. Są one przeważnie rozmieszczone także chaotycznie, czasami wykazują jednak ściśle określoną orientację (30). Najczęściej są to zagłębienia zatorfowione lub podmokłe o głębokości 3—15 m, ale też spotyka się zagłębienia do 40 m głębokości. W znacznie większym stopniu występują w polskich obszarach kemowych rynny jeziorne, które są bardzo rzadkie w obszarach kemowych okolic Leningradu.

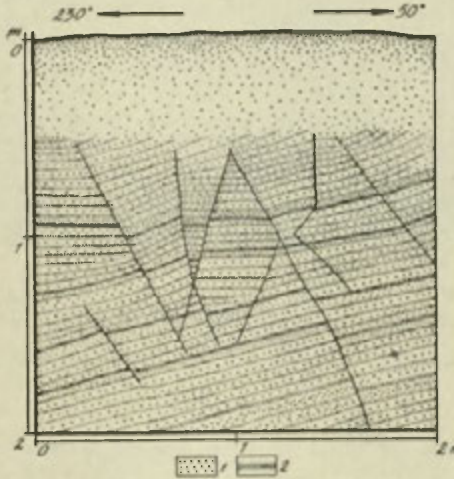
Ze względu na budowę geologiczną i charakter uwarstwienia osadów kemowych, a tym samym i ze względu na genezę, można wśród kemów polskich wyróżnić dwa główne typy: 1) kemy glacyjfluwialne i 2) kemy limnoglacialne.

Kemy glacyjfluwialne są głównie zbudowane z warstwowanych piasków i żwirów z domieszką mułków i otoczków. Zostały one utworzone przez płynące wody roztopowe, dzięki czemu wykazują uwarstwienie faliste, ukośne, płaskie i krzyżowe, czyli osady kemowe zostały osadzone w fazach sedimentacji falistej, wydymowej i płaskiej. Tym samym dla kemów tych charakterystyczna jest znaczna zmienność materiału skalnego i jego słaba segregacja. Natomiast możliwe jest niezłe nawet otoczenie poszczególnych ziarn. Kemy te utworzyły się w spękaniach i szczelinach oraz w obniżeniach martwego lodu, w których możliwy był swobodny przepływ wody roztopowej. Do tego typu kemów byłbym skłonny zaliczyć kemy szapkosko-kirsinskie. Typowe przykłady tego typu kemów są w okolicy jez. Wągiel na Mazurach (30), w pobliżu Międzyrzecza i na Wysoczyźnie Chełmińskiej.

Kemy limnoglacialne są zbudowane głównie z drobnych piasków i mułków, a jako domieszki (przeważnie nieznaczące) występują w nich piaski grube i drobne żwiry. Utwory te zostały osadzone w wodzie stojącej lub prawie stojącej, o słabym powolnym przepływie. Stąd też charakterystyczne dla nich jest uwarstwienie horyzontalne, najczęściej rytmiczne, wstęgowe, czasami faliste i bardzo rzadko, w niektórych tylko niewielkich partiach kemu uwarstwienie ukośne. Rycina 8 pokazuje rytmiczne uwarstwienie wstęgowe piasków i mułków z licznymi późniejszymi uskokami z wzgórze kemowego z okolic Wąbrzeźna jako przykład budowy tego typu kemów. Osady kemowe cechuje dobra segregacja materiału skalnego, jego znaczna homogeniczność. Kemy te powstały w jezio-

rach istniejących w martwym lodzie. Typowymi przykładami tego typu kemów są wzgórza kemowe opisane z Wysoczyzny Chełmińskiej (24, 25), kemy okolic Więcborka (12, 23) i z Wysoczyzny Gnieźnieńskiej (18, 26).

Oprócz tych dwu głównych typów istnieją kemy o złożonej budowie geologicznej i strukturze wewnętrznej, w których część osadów została złożona przez wody płynące, a część osadziła się w zbiorniku wodnym nie wykazującym przepływu. Przykładem takich kemów są kemy okolic Międzyrzecza, które są w większości zbudowane z ukośnie i krzyżowo warstwowanych piasków i żwirów, a na powierzchni są przykryte serią do



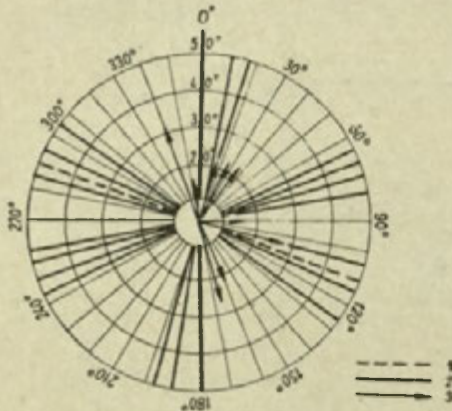
Ryc. 8. Odkrywka we wzgórzu kemowym w Sosnowce koło Wąbrzeźna: 1 — piaski drobne, 2 — mułki

Обнажение на камовом холме в Сосновке возле Вонбжезьна: 1 — мелкозернистые пески, 2 — суглинки

4 m miąższości słabo horyzontalnie uwarstwionych utworów zastoiskowych, głównie mułków. Tu też spotyka się (w okolicy Pszczewa) wśród utworów osadzonych w wodzie stojącej duże kieszenie grubych osadów osadzonych przez wody płynące w wyerodowanym korycie. Do tego typu kemów można chyba zaliczyć kemy kołtuskie i toksowskie.

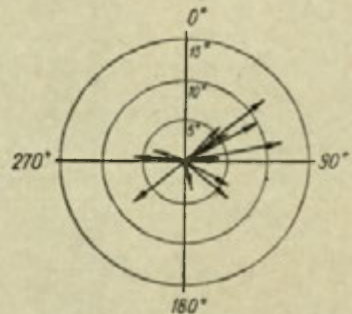
Zasadnicza różnica w budowie geologicznej kemów leningradzkich i kemów polskich polega na braku u kemów polskich pokrywy gliniasto-piaszczysto-żwirowej z licznymi głazami. Jeżeli przyjąć za autorami radzieckimi (15, 21, 28), że pokrywa ta pochodzi z wytopienia materiału morenowego z pływających gór lodowych, to konsekwentnie należy przyjąć, że przy powstaniu kemów polskich nie istniały warunki sprzyjające do powstania podobnych pokryw. Nawiasem można tu wspomnieć, że spotykałem na Przesmyku Karelskim i na Łotwie pagórki zbudowane z fluwioglacjalnego, warstwowanego jądra osłoniętego warstwą gliny zwalowej. Pagórki te także są zaliczane przez badaczy radzieckich do kemów (O. Z n a m i e n s k a j a, E. G r i n b e r g s). Są one zupełnie podobne do wyróżnionych przeze mnie moren martwego lodu (24, 25) i nie można ich, wydaje mi się, zaliczać do kemów. Fakt ten świadczy jedynie o tym, że pojęcie kemu nie jest jeszcze ciągle ściśle sprecyzowane.

Istnieje duże podobieństwo w strukturze wewnętrznej analizowanych kemów. K. M a r k o w (21) podkreśla, że u kemów toksowskich typowe jest nachylenie powierzchniowych warstw zgodnie z nachyleniem stoków. Przy stokach zaś szczególnie częste jest występowanie drobnych uskoków. Cechy te są typowe także dla kemów polskich. Załączone diagramy kierunku i wielkości kątów upadów warstw potwierdzają powyższy wniosek (ryc. 9 i 10). Znane są także przypadki, gdzie kąt nachylenia



Ryc. 9.

Ryc. 9. Diagram biegunowy, kierunku i kąta upadów warstw w pagórku kemowym w Ostrowitem: 1 — oś morfologiczna formy, 2 — biegi warstw, 3 — kierunek i kąt upadów warstw



Ryc. 10.

Ryc. 10. Diagram kierunku zapadania warstw w kemie koło Damasławka (według S. K o z a r s k i e g o, 18)

Диаграмма простирания, направления и угловпадения слоев в отложениях камового холма в Островите: 1 — морфологическая ось формы, 2 — простирание слоев, 3 — направление и угол падения слоев

Диаграмма направления наклона лент в кеме возле Дамаславка (по С. Козарскому, 18)

warstw jest mniejszy niż kąt nachylenia stoku kemowego i wtedy warstwy przecinają się ze stokiem i uchodzą w powietrze (6, 23, 25). Stoki kemów polskich nie mają podobnych do nisz krótkich i głębokich dolin, które są tak charakterystyczne dla kemów leningradzkich.

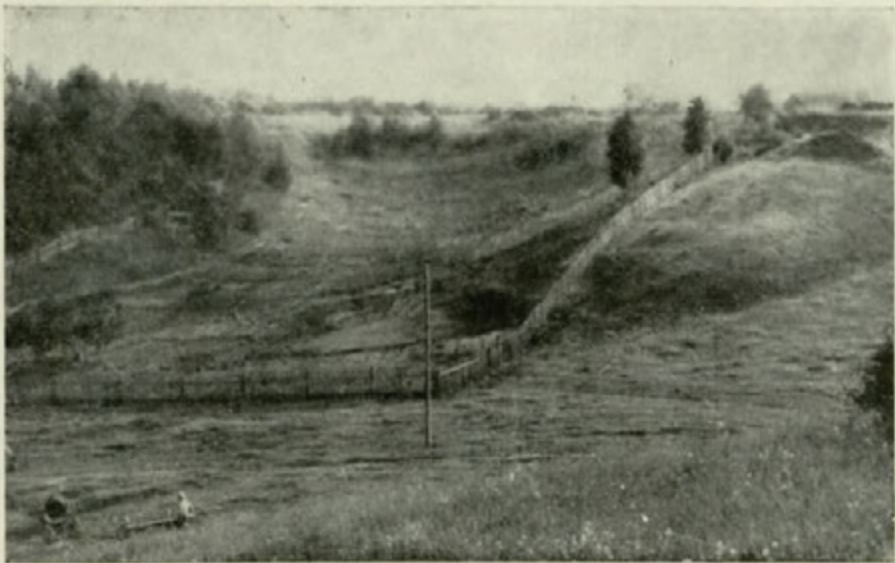
Autorzy polscy zajmujący się badaniem kemów są na ogół zgodni, że przeważnie struktura wewnętrzna kemów nie jest pierwotna, lecz uległa zaburzeniu w czasie wytapiania się martwego lodu. Nie stwierdza się w kemach zaburzeń glaciektonicznych związanych z jednokierunkowym naciskiem krawędzi aktywnego lodu. Wniosek ten jest zatem zgodny z wynikami badań K. Markowa.

Podobnie powszechne i jednomyślne jest przekonanie, że kemy polskie powstały w stagnujących i zamarłych partiach marginalnej części lądolodu. Stwierdzona szerokość zamarłej strefy lądolodu na Wysoczyźnie Chełmińskiej wynosiła co najmniej 12—18 km (25). Sądząc z załączonych map w pracach T. B a r t k o w s k i e g o (6, 7) i K. Ś w i e r c z y Ń s k i e g o (30), zamarłe partie lądolodu na Nizinie Wielkopolskiej i na Pojezie-



Fot. 1. Dolinka na skraju koltuskiego obszaru kemowego w okolicy wsi Wojejkowo.
W dali widoczna jest Nizina Nadnewska

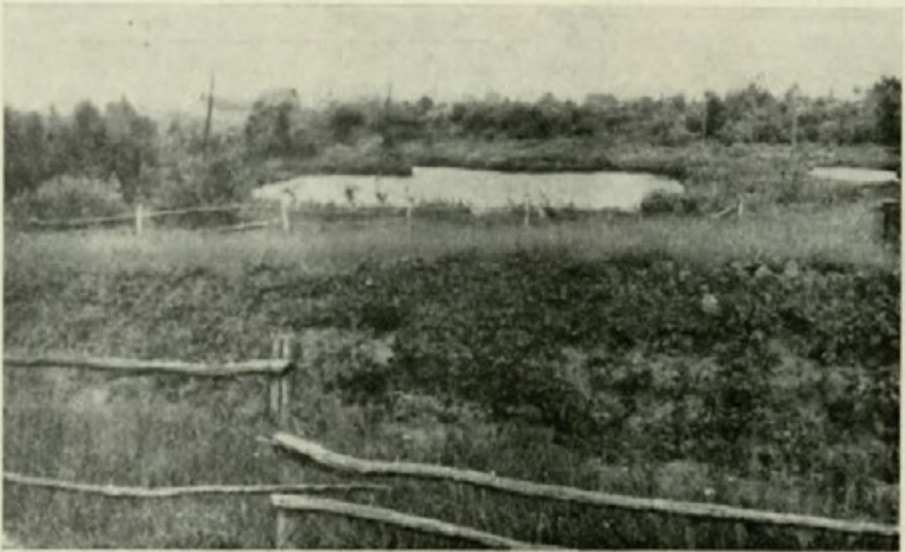
Долинка на краю Колтушской камовой области в окрестностях Восейкова



Fot. 2. Górny odcinek tej samej dolinki
Верхний участок той же долинки



Fot. 3. Inny przykład dolinki z okolic wsi Wojejkowo
Другая долинка в окрестностях Воейкова



Fot. 4. Koltuski obszar kemowy — zagłębienie wytopiskowe z „oczkiem” na dnie płaskiego poziomu

Колтушская камовая область — понижение от вытаивания мертвого льда с озерком на дне плоского уровня



Fot. 5. Klin zmarzlinowy z Przesmyku Karelskiego
Мерзлотный клин на Карельском перешейке

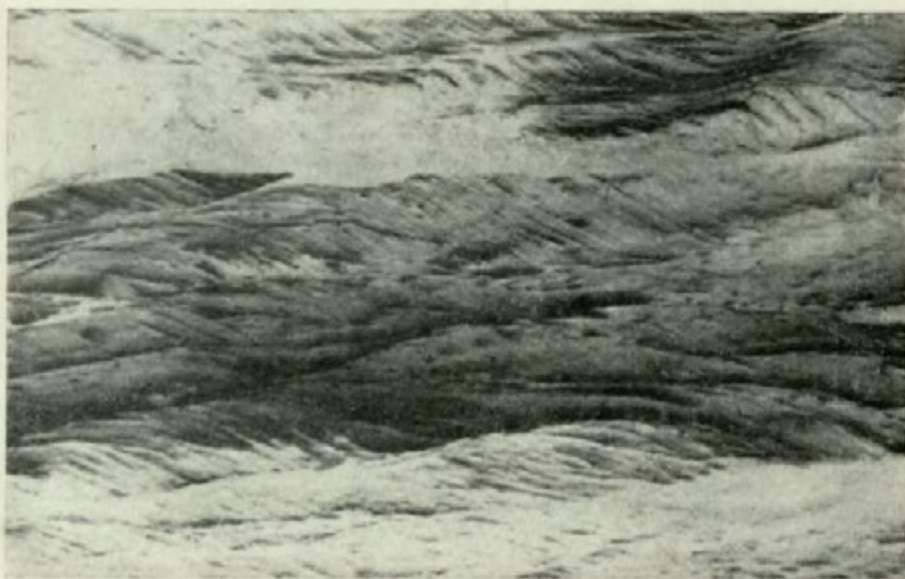


Fot. 6. Kontakt stoku kamowego z obniżeniem wytopiskowym w okolicy
miejsowości Szapki

Контакт камового склона с понижением от вытаивания мертвого льда в окрестностях де-
ревни Шапки



Fot. 7. Uskoki i przesunięcia warstw w osadach kemowych w okolicy Szapek
Сбросы и сдвиги слоев в камовых отложениях в окрестностях деревни Шапки



Fot. 8. Charakter uwarstwienia osadów kemowych w okolicy Toksowa
Характер слоистости камовых отложений в окрестностях Токсова

rze Mazurskim także były znaczne. Zdaniem naszych autorów kemy tworzyły się w szczelinach, obniżeniach i wszelkiego rodzaju otworach istniejących w stagnującym lodzie. Problem powstania tych różnorodnych otworów nie jest jeszcze całkowicie wyjaśniony. Nikt jednak nie próbował wyjaśnić, jak to czynili R. Flint (11) i K. Markow (21) powstania otworów w stagnującym lodzie wskutek przetapiania się lodu na wyniesieniach podłoża, tworzenie się nunataków i przetań, a w nich jezior, w nich zaś z kolei kemów. Teoria ta w naszych warunkach, to jest w warunkach istnienia stosunkowo grubego płaszcza utworów czwartorzędowych i stosunkowo słabego urozmaicenia podłoża lodowego na Niżu Polskim, nie może mieć chyba zastosowania. Zagadnienie to wymaga dalszych obserwacji i studiów. K. Świerczyński stwierdza, że zalegające na przedpolu aktywnego lodu partie martwego lodu ulegały spękaniu, a następnie w tych spękaniach wody roztopowe płynące od czoła lodowego osadzały, wśród brył martwego lodu, utwory fluwioglacjalne budujące kemy. Nie wyjaśnia on jednak, na skutek jakich przyczyn następowało spękanie martwego lodu. Można postawić pytanie, czy w ogóle możliwe jest spęknięcie martwego lodu, nie mającego już kontaktu z aktywnym lodem? T. Bartkowski (6) i W. Niewiarowski (25) skłonni są przyjąć, że spęknięcie stagnującego, a więc stosunkowo już cienkiego lodu pochodzi z końcowego etapu stadium aktywnego jeszcze lodu. Wody roztopowe rozszerzały następnie pęknięcia i szczeliny i akumulowały w nich osady. Można uważać za udowodnione, że niektóre wały kemowe i ciągi pagórków kemowych leżące zgodnie z panującym przebiegiem rynien jeziornych, które są prostopadle ustawione w stosunku do moren czołowych, występujących poza obszarem martwego lodu, powstały w szczelinach pochodzących jeszcze z końcowego stadium aktywności lodu. Autorzy ci, a także S. Kozarski (18) stwierdzają, że zagłębienia w martwym już lodzie powstają głównie w wyniku nierównomiernego topnienia tego lodu. Opisy współczesnych zmarłych partii lodowców podkreślają bardzo niespokojną ich rzeźbę (8, 20). W. Niewiarowski sądzi, że możliwa jest do przyjęcia hipoteza J. H. Cooka (9), który przyjmuje, że w powstających na skutek różnic w insolacji zagłębieniach na powierzchni martwego lodu zaczęły gromadzić się wody roztopowe i te mogą doprowadzić nawet do przetopienia całego lodu. Spowodowane to jest tym, że woda roztopowa nagrzewa się na powierzchni do $3,9^{\circ}$, następnie opada na dno, przenosi ciepło i topi lód. Powtarzanie się tego procesu prowadzi do pogłębienia dziury w lodzie. Oczywiście pogłębienie się jeziorka może zachodzić tylko wtedy, gdy martwy lód pokryty jest osadą ablacyjną topi się wolniej niż zachodzi proces pogłębienia jeziorka. W tych jeziorkach mogły następnie powstać pojedyncze, izolowane kemy.

Nie rozstrzygając ostatecznie genezy otworów w martwym lodzie, można na podstawie analizy struktury wewnętrznej kemów stwierdzić, że niektóre kemy tworzyły się w otworach, które osiągały spąg martwego lodu, inne zaś w otworach nie osiagających spągu lodu i tym samym osady kemowe złożone były w lodzie (6, 7, 18, 23, 25). Kemy powstałe w otworach osiagających spąg lodu można nazwać kemami *intraglacjalnymi*, kemy natomiast powstałe w obniżeniach martwego lodu nie osiagających spągu lodu, można nazwać kemami *supraglacjalnymi*. Jedne i drugie spotykane są wśród kemów polskich. Nie stwierdzono zaś dotychczas kemów subglacjalnych, których istnienie dopuszcza

S. J a k o w l e w (16). Nieznane są także kemy powstałe bezpośrednio przy krawędzi aktywnego lodu w postaci delt, bez udziału martwego lodu, jak to przyjmuje w wypadku szapkowsko-kirsinskiich kemów E. Ruchina.

Nie można jeszcze chyba uważać za rozstrzygnięty problem pochodzenia osadów kemowych. Chodzi tu o to, czy osady te zostały przyniesione przez wody roztopowe od aktywnej krawędzi lodowej, czy też pochodzą z topnienia martwego lodu. Znaczna większość naszych autorów przyjmuje, że osady kemowe pochodzą głównie z topnienia aktywnego lodu. Tegoż zdania wydaje się są autorzy radzieccy. T. B a r t k o w s k i (6) wykazał, że w miarę oddalania się krawędzi lodowej (aktywnej) materiał budujący kemy staje się coraz drobniejszy. W. N i e w i a r o w s k i (25) stwierdza, że na podstawie analizy osadów kemowych i ich ułożenia można nawet odczytać oscylacje aktywnej krawędzi lodowej, znajdującej się poza strefą martwego lodu. Niemniej istnieją izolowane kemy, spotykane głównie wśród kemów limnoglacialnych, które nie wykazują żadnego związku z odpływami wód roztopowych od aktywnej krawędzi lodowej (18, 23, 26) i wobec czego należy tu przyjąć, że osady kemowe pochodzą wyłącznie z wytopienia się okruchów z martwego lodu.

Za wcześniej jest jeszcze mówić, z powodu braku dostatecznej ilości materiałów, o przyczynach zamierania konkretnych partii łądolodu. Czy zamieranie tych partii ma jedynie charakter lokalny i jest głównie wynikiem zróżnicowanej rzeźby podłoża lodowego, czy też jest ono przejawem bardziej ogólnych przyczyn, tj. stosunkowo znacznego i szybkiego ocieplenia, a tym samym szybkiego cofania się aktywnej krawędzi lodowej i zalegania na jej przedpolu znacznych partii stagnującego lodu? Prawdopodobnie możliwe są tu różne kombinacje przyczyn. K. Markow przyjmuje, że w okolicach Leningradu martwe lody powstały z dystalnej strony wyniesień rzeźby podlodowej, podczas gdy w tym samym czasie w obniżeniach nachylających się ku centrum zlodowacenia istniał aktywny łąd. W tym samym czasie istniały zatem obok siebie partie aktywnego i stagnującego lodu. Zagadnienie wpływu podłoża lodowego na zamieranie poszczególnych partii łądolodu w czasie jego regresji jest u nas niezwykle skomplikowane. Najłatwiej można u nas odtworzyć rzeźbę podczwartorzędową i rzeźba ta jest na ogół znana. Oczywiście nie znaczy to, że obecna rzeźba podczwartorzędowa jest rzeźbą przedczwartorzędową, gdyż została ona zmieniona wieloma czynnikami w okresie czwartorzędowym. Dokładne natomiast odtworzenie rzeźby podłoża z czasu regresji ostatniego łądolodu jest w obecnej chwili dla większości obszaru niemożliwe. Stąd też wynikają poważne trudności przy analizie wpływu rzeźby podlodowej na zachowanie się łądolodu w czasie jego regresji. Są jednak pewne sugestie odnośnie do tego zagadnienia.

T. B a r t k o w s k i (6) stwierdza, że martwe lody w okolicy Międzyrzecza zalegały w obniżeniu terenu (obniżenie Obry) w czasie, gdy sąsiednie wyniesienia były już wolne od lodu. Na terenie Ziemi Chełmińskiej martwe lody utworzyły się raczej na wyniesieniach i z dystalnej strony wyniesień podłoża lodowego (25). W. N i e w i a r o w s k i (25) skłonny jest przyjąć, że główną przyczyną zamierania obszernych partii łądolodu w Polsce były czynniki klimatyczne. W tym przypadku zamarłe partie łądolodu, a tym samym i kemy powinny być rozmieszczone nie

przypadkowo, ale występować w postaci mniej więcej równoleżnikowych szeregów. Jest to jeszcze zagadnienie otwarte, wymagające dalszych badań.

W końcu wypada choćby krótko omówić stosunek kemów do innych form lodowcowych. Zostanie tu omówiony jedynie stosunek kemów do ożów i rynien jeziornych. K. M a r k o w (21) wiązał raczej powstanie ożów w okolicach Leningradu z aktywnym lodem. E. R u c h i n a (28) wspomina o istnieniu wałów, które nazywa ona ozami, nie analizując stosunku tych wałów do innych form kemowych. Nie negując możliwości powstawania ożów również w aktywnym lodzie, należy stwierdzić, że wśród polskich obszarów kemowych bardzo często są ozy, przy czym, jak potwierdzają T. B a r t k o w s k i (6), W. N i e w i a r o w s k i (25) i T. M u r a w s k i (23), ozy i kemy są formami powstałymi jednocześnie i to w lodzie stagnującym, martwym. Dowodzą tego fakty wzajemnego przechodzenia jednych form w drugie.

K. Markow stwierdza, że rynny i występujące obok nich wały kemowe lub ozy powstały równocześnie. W naszych warunkach stosunek rynien do kemów jest bardziej złożony. T. B a r t k o w s k i (6) i W. N i e w i a r o w s k i (25) wykazali, że w wielu miejscach rynny jeziorne powstały w czasie gdy ładłod był jeszcze aktywny, następnie w okresie stagnacji jego rynny były wypełnione martwym lodem. W miejscu istnienia subglacjalnych rynien istniały predyspozycje do powstawania szczelin lodowych, w których akumulowane były osady kemowe. Po utworzeniu się kemów nastąpiło wytopienie się martwego lodu, konserwującego rynnę i tym samym odpreparowanie rynny. W ten sposób, mimo że niektóre kemy leżą bezpośrednio nad rynną, to nie są one formami równoczesnymi.

Z przedstawionej powyżej próby porównania kemów polskich z kemami okolic Leningradu wynika, że formy te wykazują szereg podobieństw, ale też i szereg różnic. Wynikają one oczywiście z różnic w deglacjacji okolic Leningradu i Polski północnej. Nie wchodząc w szczegóły można stwierdzić, że najważniejszą różnicą w deglacjacji jest brak rozwoju w Polsce północnej tak ogromnych zastoisk, jakie istniały przed cofającym się ładłodem w okolicach Leningradu. Na północ od Wyżyny Wałdajskiej wody roztopowe nie mając swobodnego odpływu ku południowi rozlewały się w postaci ogromnych zastoisk, a w obrębie stagnującego lodu tworzyły także olbrzymie jeziora. Nie są tu zatem szeroko rozwinięte sandry i prawie nie ma tu pradolin. W Polsce północnej wody roztopowe mogły swobodnie odpływać na południe i na zachód. Sypały one rozległe pola sandrowe i złożyły wielkie pradoliny. Nie było tu tak rozległych zastoisk i nie było warunków powstania tak wielkich jezior wewnątrz martwego lodu, by mogły tam swobodnie pływać góry lodowe.

LITERATURA

- (1) A l e j n i k o w A. A. *Odstupanije lednika w siewiero-zapadnoj czasti Ruskoj rawniny*. „Trudy regionalnogo sowieszczanija po izuczeniju czetwierticznych otłożenij Pribaltiki i Bielorusii”, t. IV, Vilnius 1957.
- (2) A l e j n i k o w A. A. *Ob osnovnych woprosach izuczenija czetwierticznych otłożenij siewiero-zapada SSSR*. Leningrad 1960.
- (3) B a l i Ń s k a - W u t t k e K. *Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką*. „Prace Geograficzne IG PAN”. Warszawa 1960.
- (4) B a r t k o w s k i T. *The Role of Buried „Dead Ice” in the Formation of the*

- Postglacial Landscape of Middle Great Poland.* „Bull. de la Soc. des Amis des Sciences et Lettres de Poznań”, ser. B, Livr. XII. Poznań 1953.
- (5) Bartkowski T. *O kemach i terasach kemowych.* „Czasopismo Geograficzne” t. XXV, z. 1—2, 1954.
 - (6) Bartkowski T. *Z zagadnień geomorfologicznych okolicy Międzyrzecza.* „Badania Fizjogr. nad Polską Zach.”, t. III, Poznań 1956.
 - (7) Bartkowski T. *Z morfogenezy obszaru kemowego na wschód od Pszczewa.* „Zeszyty Naukowe UAM”, *Geografia*, nr 2, Poznań 1959.
 - (7a) Boerman W. G. *Eskers and Kames.* „Przegląd Geograficzny” t. XXII.
 - (8) Charlesworth J. K. *The Quaternary Era*, t. I, II. London 1957.
 - (9) Cook J. *Kame Complexes and Perforation Deposits.* „Amer. Journal of Science”, V. 244, No 8. New Haven 1946.
 - (10) Fairchild H. *Kame Areas in Western New York.* „Journal of Geol.”, V. 1896.
 - (11) Flint R. F. *The Stagnation and Dissipation of the Last Ice Sheet.* „The Geographical Review”. New York 1929.
 - (12) Galon R. *Formy polodowcowe okolic Więcborka.* „Studia Soc. Scient. Torunensis”, v. I, nr 5, Toruń 1952.
 - (13) Gierasimow I. P., Markow K. K. *Lednikowyj pieriod na teritorii SSSR.* „Trudy Inst. Geografii AN SSSR”, wyp. 33, 1939.
 - (14) Gromow W. I. *Ostatki fauny iz Szapkińskich kamow w Leningradzkiej oblasti.* „Uczenyje zapiski LGU”, nr 25, wyp. 1, Leningrad 1939.
 - (15) Jakowlew S. A. *Nanosy i reljef g. Leningrada i jego okrestnostiej.* Leningrad 1926.
 - (16) Jakowlew S. A. *Metodiczieskoje rukowodstwo po izuczeniju i geologiczeskiej sjemkie czetwierticznych otłożenij*, cz. I, Moskwa 1954.
 - (17) Karandiejewa M. W. *Gieomorfologija Jewropiejskiej czastii SSSR.* Moskwa 1957.
 - (18) Kozarski S. *Kem o strukturze warwowej kolo Damastawka.* „Zeszyty Naukowe UAM”, *Geografia*, nr 3, Poznań 1960.
 - (19) Krygowski B. *Kamesartige Hügel im südlichen Polesien.* „Comptes Rendus du Congr. Intern. de Geogr.”, Varsovie 1934.
 - (20) Mannerfelt C. M. *Nagra glacialmorfogiska formelement.* „Geogr. Annaler”, t. XXVII. Stockholm 1945.
 - (21) Markow K. K. *Razwitije reljefa siewiero-zapadnoj czasti Leningradzkiej oblasti.* „Trudy GGRU”, wyp. 117, 1931.
 - (22) Markow K. K. *Oczerki po gieografii czetwierticznogo pierioda.* Moskwa 1955.
 - (23) Murawski T. *Mapa geomorfologiczna Polski. Arkusz Sępólno, 1:50 000 (wraz z opisem).* Rękopis w Zakładzie Geomorfologii i Hydrografii Niżu IG PAN w Toruniu. Toruń 1960.
 - (24) Niewiarowski W. *Morphological Evidence of Deglaciation by the Melting away of Continental Glacier over Large Areas as Illustrated by Landforms in the Region of Kowalewo, Golub and Wąbrzeźno.* „Bull. de L'Acad. Polon. de Sciences”, cl III, V, No 10, Warszawa 1957.
 - (25) Niewiarowski W. *Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej.* „Studia Soc. Scient. Torunensis”, v. IV, nr 1, sectio C. Toruń 1959.
 - (26) Niewiarowski W. *Różnice w deglacjacji na przykładzie form wschodniego krańca Wysoczyzny Gnieźnieńskiej.* „Zeszyty Naukowe UMK”, *Geografia*, nr 2. Toruń 1961 (w druku).

- (27) R u c h i n L. B. *Ob usłowijach obrazowanija niekotorych Szapki-Kirsinskich kamow.* „Uczenyje zapiski LGU”, nr 25, wyp. 1. Leningrad 1939.
- (28) R u c h i n a E. W. *Materiały k izuczeniu Szapki-Kirsinskich kamow w Leningradzkiej oblasti.* Ibidem.
- (29) S h a l e r N. S. *On the Origin of Kames.* „Proc. Boston Soc. of Natural History”, 23, 1884.
- (30) S w i e r c z y Ń s k i K. *Stosunki geomorfologiczne. Z badań środowiska geograficznego w powiecie mrągowskim.* „Prace Geograficzne PAN”, nr 19, 1959.
- (31) T o m a s z e w s k i E. *Terasa kemowa w rynn timer jezior Żnińskich.* „Czasop. Geogr.”, t. XXVI, z. 4, 1935.
- (32) W o l d s t e d t P. *Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter.* Stuttgart 1950.
- (33) Z n a m i e n s k a O. M. *Gieomorfologičeskie rajony i typy reljefa okrestnostiej g. Leningrada.* „Wiestnik Leningr. Uniwier”, nr 24, *Gieol. i Gieogr.*, wyp. 4. Leningrad 1956.
- (34) Z n a m i e n s k a O. M. *Stratigrafičeskoje položenije mginskich morskich otložienij.* „Doklady Akademii Nauk SSSR”, t. 129, nr 2, 1959.

ВЛАДЫСЛАВ НЕВЯРОВСКИ

КАМЫ ОКРЕСТНОСТЕЙ ЛЕНИНГРАДА И ПОПЫТКА СРАВНЕНИЯ ИХ С ПОЛЬСКИМИ КАМАМИ

В своей статье автор, на основании советской литературы (2, 14, 15, 16, 17, 21, 22, 27, 28, 33, 34) и личных наблюдений, которые имел возможность провести в июле 1960 года, рассматривает три главных камовых области окрестностей Ленинграда, а именно: камы южной части Карельского перешейка в окрестностях Токсова, Рантолова, Мистолова, Юкк и т. д., Колтушские камы и камы окрестностей Шапки и Кирсино. В статье описаны геоморфологические районы окрестностей Ленинграда, в границах которых расположены перечисленные выше камовые области (рис. 1 и 2). Районы эти следующие: 1) Ордовикское плато, раньше носившее название Силурийского (2), в границах которого в 60 км к юго-востоку от Ленинграда находятся камы окрестностей Шапки и Кирсино; 2) Приневская низменность, в границах которой на так называемой „второй террасе” (21, 33) и одновременно на водоразделе между Финским заливом и Ладожским озером расположены камы окрестностей Колтуши; 3) Карельский перешеек с многочисленными камами, из которых в статье рассматриваются только камы расположенные в его южной части. В статье обсуждается морфология, внутренняя структура и геологическое строение камов отдельных областей и связь их с другими ледниковыми формами (рис. 3, 4, 5). Подчеркивается большое сходство геологического строения и частично рельефа камов южной части Карельского перешейка и камов окрестностей Колтуши и разница в геологическом строении упомянутых камов и камов окрестностей Шапки и Кирсино. Автор сообщает гипотезы, объясняющие возникновение ленинградских камов: гипотезу С. А. Яковлева 1926 года (15), К. К. Маркова 1931 года (21), которой последний придерживается и в настоящее время, взгляды Л. Б. Рухина (27), и Е. В. Рухиной (28) на генезис Шапки-Кирсинских камов, а также новый взгляд С. А. Яковлева (16, стр. 160—162). Автор констатирует, что ввиду различий существующих в мнениях о генезисе ленинградских камов нельзя считать происхождение этих форм подробно изученным и вполне выясненным. В настоящее время господствующим становится убеждение, что эти камы образовались в мертвом льду, но механизм их образования является еще спорным. Автор сомневается в правильности одинакового объяснения генезиса всех камов окрестностей Ленинграда (С. А. Яковлев, К. К. Марков), которые часто значительно отличаются друг от друга (как например камы южной части Карельского перешейка и Шапки-Кирсинские камы).

Личные наблюдения автора над камнями окрестностей Ленинграда

На основании личных наблюдений интересующих нас камовых областей автор сообщает некоторые данные касающиеся морфологии и геологического строения этих форм. Без анализа гипсометрической карты крупного масштаба и подробной геоморфологической карты выработать взгляд на морфологию территории распространения камов исключительно трудно. Однако до настоящего времени ни для одной из камовых областей окрестностей Ленинграда геоморфологической карты соответственно крупного масштаба не существует. Возможно, что этим объясняется трудность установления некоторых закономерностей камового рельефа. Итак С. А. Яковлев (15) и К. К. Марков (21) утверждают, что рельеф камовых областей является почти первичным, не измененным последующими процессами, так как водонепроницаемые породы не благоприятствуют развитию эрозионно-денудационных процессов. Автор считает, что с этим взглядом нельзя полностью согласиться, по крайней мере в отношении к Колтушским камам и краевой части Токсовской камовой области, расположенной на границе Приневской низменности. К. К. Марков утверждает, что уровень воды Невского озерно-ледникового бассейна в самых ранних стадиях его существования находился на высоте 55—32 м н.у.м. (22, стр. 119). Из этого следует, что значительная часть Колтушской камовой области, расположенной ниже 55 м н.у.м., должна была быть затоплена в течение некоторого времени водами этого бассейна. Ниже 55 м расположена также ровная поверхность Капитоловского камового плато. Марков не исключает, что оно понижено в результате абразионных процессов. Вероятно и более низкие, плоские уровни Колтушской камовой области понижены в результате абразии и не являются первичными камовыми поверхностями. В этой камовой области обычными являются многочисленные плоские участки, однако их поверхность разнообразят понижения, оставшиеся от вытаивания глыб мертвого льда. Происхождение этих уровней до настоящего времени не нашло достаточно точного объяснения. Кроме того в этой камовой области и в области распространения камов на границе с Приневской низменностью встречаются многочисленные линейные понижения, по мнению автора несомненно денудационно-эрозионного происхождения. Характер этих понижений в окрестностях деревни Воейково (Колтушская камовая область) показывают приложенные фотографии (фот. 1, 2, 3). Это долинки с плоским дном, на котором иногда попадаются небольшие углубления. Отвершки долин имеют обыкновенно форму ниши. Они являются висячими по отношению к Приневской низменности и у их устья нет конусов выноса. Морфология долин и указанные выше факты свидетельствуют о том, что действительно долинки эти не могут быть современными, что не исключает возможности, что это древние формы, образовавшиеся вероятно в то время, когда Приневская низменность была еще занята Невским ледниковым озером (ведь это период длившийся около 600 лет!), скоро после образования камов, прежде чем кончилось вытаивание погребенных глыб мертвого льда, оставивших свои следы в виде углублений на дне долин и на дне плоских уровней (фот. 4). Из многочисленных работ польских авторов, прежде всего из работы Т. Бартковского (4), следует, что погребенный мертвый лед реагирует на эрозионно-денудационные процессы так же, как и вмещающая его порода. Не исключена возможность, что долинки эти образовались в то время, когда материал слагающий камы был еще в мерзлом состоянии, то есть находился в условиях близких перигляциальным. Следы существования перигляциальной среды, хотя и немногочисленные, были замечены автором в окрестностях Ленинграда. В деревне Юрки, в канаве глубиной в 2,5 м, выкопанной на склоне плоского камового плато, найдены глинисто-суглинистые отложения с горизонтальной ленточной слоистостью. В кровле этих отложений, в слое мощностью в 1—1,5 м слоистости уже нет, но зато наблюдается целая серия маленьких трещин, изгибы и структуры течения несомненно солифлюкционного характера. На Карельском перешейке на одном из уровней, построенном слоистыми флювиогляциальными песками и гравием, найден клин несомненно мерзлотного происхождения (фот. 5) глубиной около 1,5 м, заполненный песчаным материалом покрывающим слоистые флювиогляциальные отложения. На

контакте клина со слоистыми песками, последние выказывают классическую изогнутость кверху.

В Токсовском районе камовые плато и массивы расположены скорее в центре камовой области, на границе же с Приневской низменностью камовый рельеф более разнообразен. Причиной этого разнообразия являются более многочисленные понижения, среди которых тоже существуют древние небольшие долинки денудационно-эрозионного характера. Итак, рельеф этот тоже не является первичным, а частично измененным, образовавшимся позже в результате расчленения сплошных плато, благодаря чему некоторые возвышенности могут быть „останцами” этих плато. Во время дискуссии в поле Е. В. Рухина тоже утверждала, что по её мнению наряду с камами почти неизменными, в этом районе существуют камы названные ею „эрозионными”, которые образовались в результате расчленения более крупных камовых форм. Во всяком случае этот вопрос по мнению автора заслуживает дальнейшего изучения.

Затем автор переходит к обсуждению некоторых наблюдений геологического строения и типов слоистости камов. Как следует из литературы касающейся Токсовских и Колтушских камов, преобладающим типом слоистости является горизонтальная а вблизи их поверхности плащеобразная слоистость (15, 21). Принимая гипотезу Маркова о возникновении камов во внутриледниковых озерах, следовало бы предполагать, что в условиях стоячей либо почти стоячей воды этот тип слоистости должен быть действительно преобладающим. Е. В. Рухиной (28) и Л. Б. Рухиным (27) доказано — с чем автор на основании личных наблюдений совершенно согласен — что осадки Шапки-Кирсинской камовой области отлагались водами с очень изменчивым и сравнительно бурным течением и что они отложены этими водами во время фазы горизонтальной и дюнной (грядовой) седиментации с малым участием фазы волнистой седиментации. И так здесь должны были существовать иные условия седиментации чем в внутриледниковом озере. Однако нельзя, так как это делают Рухины, отвергать роль мертвого льда в образовании рельефа Шапки-Кирсинской камовой области. Замкнутые понижения по мнению автора образовались благодаря вытаиванию мертвого льда. Контакт такого понижения со склоном кама показан на фот. 6. Вблизи этого склона автор видел не наблюдавшиеся здесь до сих пор мелкие сбросы и сдвиги вдольных слоев в 10—20 см. Это явление хорошо видно на фот. 7. Вблизи склона слои наклонены более менее согласно его поверхности. Все эти факты несомненно указывают на участие мертвого льда в происхождении камового рельефа этой области, однако подробности образования камов еще не совсем ясны.

На территории других камовых областей в обнажениях тоже видно значительное участие проточной воды, гораздо более значительное, чем можно бы судить на основании литературы. В большом обнажении камового плато на север от Токсова найдена в подошве серия среднезернистых песков с косой слоистостью, отложенных главным образом в фазе дюнной (грядовой) седиментации. Полевые наблюдения при помощи чешского полевого микроскопа указывают на сравнительно большую степень окатанности зерен песка. Во всем обнажении обращает на себя внимание значительно большая степень сортировки песчаного материала по фракциям. Мощность отдельных пластов с косой слоистостью доходит до 0,5 м. Заметна большая регулярность наклона косых ламин, которые в огромном большинстве наклонены в направлении приближенном к ЮЮВ, указывая на такое же направление течения талых вод. В этих песках редко встречаются линзы гравия и крупнозернистых песков. Мощность этой серии — около 8 м. Выше залегают серия мелкозернистых песков с волнистой и косой слоистостью. Такой же слоистостью обладают хорошо заметные ripple-marks (волноприбойные знаки). Мощность пластов с косой слоистостью меньше, чем в предыдущей серии и доходит до нескольких см. Наклон ламин такой же. Между пластами с косой слоистостью попадают пласты мелкозернистого песка (диаметром в 0,1—0,2 мм) с горизонтальной слоистостью. Все это свидетельствует о постепенном замедлении течения воды. Поверхностный слой пылеватых песков и суглинков с горизон-

тальной слоистостью и фракцией 0,01—0,1 мм мощностью в 2 м отложен уже в стоячей воде. На поверхности встречаются также валуны. Из вышесказанного следует, что большая часть материала слагающего камы отложена в этом месте текучей водой.

Подобное геологическое строение автор наблюдал в большом песчаном карьере у шоссе в 4—5 км на ЮЮЗ от Токсова, в красной части токовской камовой области. В стенке карьера высотой выше 10 м видны так же как в выше описанном обнажении среднезернистые пески с косой слоистостью. На них лежат мелкозернистые пески и суглинки с косой и волнистой слоистостью. Характер слоистости представлен на рис. 6 и фот. 8. Косые ламинны наклонены тоже к ЮЮВ. Выше лежат мелкозернистые пески с горизонтальной слоистостью. И здесь большая часть осадка отложена проточной водой. На поверхности залегает слой от 0,5 до 2,0 м мощности неслоистой валунной супеси. Его подошва неровная, залегает несогласно с нижележащими отложениями, но на контакте не видно никаких нарушений.

В обнажениях колтушской камовой области тоже заметно значительное участие проточной воды в аккумуляции камовых песков. Примером может служить обнажение возле шоссе недалеко от деревни Калтино на север от Павлова, показанное на рис. 7. В нем видно около 5 м мелкозернистых и среднезернистых песков с косой слоистостью и наклоном ламин к ЮВ. Между пластами с косой слоистостью попадают тоже пласты с горизонтальной слоистостью. На флювиогляциальных песках залегает 2-метровый слой валунной супеси, в которой видны следы слоистости. На поверхности супесь покрыта слоистым песком.

Наблюдения слоистости камовых холмов расположенных на дне Токковской котловины идентичны с описанием К. К. Маркова.

Проба сравнения ленинградских камов с польскими

Описанные до настоящего времени в Польше камы расположены главным образом на территории последнего оледенения, в особенности в зоне между моренами лещинской и поморской стадии. Следует подчеркнуть, что и на территории Германии камовые области находятся главным образом между моренами бранденбургской и поморской стадии (32). В Польше известны также камы на территории средне-польского оледенения (3), однако они здесь рассматриваться не будут, так как данные о них крайне недостаточны.

Самые большие, до сих пор известные камовые области находятся на территории Велькопольской низменности в окрестностях Мендзыжеча и Пшева (5, 6, 7), в южной части Хелминской возвышенности (24, 25), в окрестностях Венцборка (12, 23) и на Мазурах вблизи ложбины озера Дужи Вонгель (30). Кроме того небольшие комплексы камов или даже отдельные формы наблюдались во многих местах (18, 23, 25, 26). Самой обычной формой польских камов являются более или менее регулярные холмы и валы. Длина небольших холмов доходит до нескольких сот метров, а длина валов до нескольких километров. Сравнительно редко встречаются камовые террасы, образовавшиеся между мертвым льдом и склонами возвышенностей (6, 30) или между мертвым льдом и склоном ванны ложбинного озера (23, 31). В отличие от ленинградских камов, а в особенности камов южной части Карельского перешейка, в Польше довольно редки обширные, плоские камовые плато. Самое большое камовое плато Хелминской возвышенности занимает площадь 82 га (25), длина камового плато в окрестностях Пшева — 3 км, ширина — 0,5 км. Нигде нет плато величины Рантоловского или Токковского. Высота камовых форм колеблется от 5 до 20 м, редко бывает больше. Величина наклона склонов колеблется от 5° до 20°, но в некоторых случаях доходит до 40° (30). Размещение камов часто хаотично, беспорядочно, но кажется, что формы, имеющие определенную ориентировку попадают чаще, чем в окрестностях Ленинграда. Камовые холмы и валы чаще всего образуют комплексы, но встречаются также формы одиночные, изолированные. Камы также как и в окрестностях Ленинграда выступают группами с многочисленными, преимущественно замкнутыми, понижениями вытאי-

вания. В этом отношении наблюдается полная аналогия. Понижения вытаивания (польский термин — вытописка) англ. *kettles* обладают разными величиной, формой и глубиной. Размещены они тоже большей частью беспорядочно, но иногда иногда выказывают точно определенную ориентацию (30). Чаще всего эти понижения заторфованы или заболочены. Глубина их колеблется от 3 до 15 м, но встречаются формы глубиной в 40 м (30). В Польше на территориях распространения камов довольно часто встречаются вытянутые озерные котловины, что крайне редко наблюдается в окрестностях Ленинграда.

Если принять во внимание геологическое строение и характер слоистости камовых отложений, а тем самым и их генезис, то среди польских камов можно выделить два главных типа: а) гляциофлювиальные камы и б) лимногляциальные камы.

Гляциофлювиальные камы построены главным образом из слоистых песков и гравия с примесью суглинков и гальки. Они отложены проточной талой водой и благодаря этому выказывают волнистую, косую и перекрестную слоистость. Это свидетельствует о том, что аккумуляция материала камов происходила во время волнистой, дюнной (грядовой) и горизонтальной фазы. Поэтому для этих камов характерна значительная изменчивость материала и его слабая сортировка. Однако степень окатанности отдельных зерен может быть значительна. Эти камы образовались в трещинах и углублениях мертвого льда, по которым могли протекать талые воды. К такому типу камов автор склонен причислить Шапки-Кирсинские камы. Типичным примером этого рода камов являются формы в окрестностях озера Вонгель на Мазурском поозерье (30) и некоторые камы окрестностей Мендзыжеца и Хелминской возвышенности.

Лимногляциальные камы построены главным образом из мелкозернистых песков и суглинков, а в качестве примеси (обыкновенно незначительной) появляются в них крупнозернистые пески и мелкозернистый гравий. Этот материал отложен в стоячей или почти стоячей воде с очень медленным течением. Это является причиной характерной для них горизонтальной слоистости, чаще всего ритмичной, ленточной, иногда волнистой и редко, в некоторых только частях кама косой. На рис. 8 показан пример строения камов этого типа — видна ритмичная, ленточная слоистость с многочисленными образовавшимися позже сбросами в песках и суглинках камового холма в окрестностях Вонбжезна. Для камовых отложений характерны большая степень сортировки материала и его значительная однородность. Эти камы образовались в озерах существующих в мертвом льду. Примером камов этого типа являются камовые холмы Хелминской возвышенности (24, 25), камы окрестностей Венцборка (12, 23) и камы Гнезненской возвышенности (18, 26).

Кроме этих двух главных типов существуют камы со сложным геологическим строением и внутренней структурой, в которых часть осадков отложена проточными водами, а часть отложилась в водоеме со стоячей водой. Примером служат камы окрестностей Мендзыжеца, которые сложены преимущественно из песков и гравия с косой и перекрестной слоистостью и покрыты 4-метровой серией отложений ледникового плотинного озера, главным образом суглинков, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью. Здесь встречается также (в окрестностях Пщева) среди осадков отложенных в стоячей воде большие линзы крупнозернистого материала, отложенного проточной водой в эрозионном русле. К этому типу камов можно пожалуй причислить Колтушские и Токсовские камы.

Главная разница в геологическом строении камов ленинградских и польских состоит в том, что польские камы лишены покрова валунной супеси. Если согласиться с советскими авторами (15, 21, 28) в том, что этот покров является результатом вытаивания моренного материала из плавающих льдин, то последовательно надо признать, что при образовании польских камов не было условий благоприятствующих образованию таких покровов. Здесь можно между прочим упомянуть, что автор наблюдал на Карельском перешейке и в Латвии холмы заключающие ядро из слоистых флювиогляциальных отложений покрытое валунным суглинком. Эти холмы, которые советскими исследователями (О. М. Знаменская, Е. Ф. Гринсберг) тоже причисляются к камам, совсем похожи на выделенные автором морены

мертвого льда (24, 25). По мнению автора причислять их к камам нельзя. Разница взглядов на происхождение этих холмов свидетельствует только о том, что понятие „кам” все еще точно не определено.

Существует большое сходство внутренней структуры рассматриваемых камов. К. К. Марков (21) подчеркивает, что для токовских камов типичен наклон верхних слоев согласный склонам. В отложениях же близко поверхности склонов особенно часты мелкие сбросы. Это явление типично также и для польских камов. Приложенные диаграммы направления и величины углов падения слоев подтверждают это заключение (рис. 9 и 10)). Известны случаи, когда угол наклона слоев меньше угла наклона поверхности кама, тогда слои скрепляются со склоном и выходят в воздух (6, 23, 25). На склонах польских камов не наблюдается нишеобразных коротких и глубоких долин, которые так характерны для ленинградских камов.

Польские авторы занимающиеся изучением камов вобщем согласны с тем, что внутренняя структура камов в большинстве случаев не является первичной и что она нарушена во время вытаивания мертвого льда. В камах не обнаруживается гляциотектонических нарушений, связанных с давлением края активного льда. Вывод этот следовательно совпадает с результатом исследований К. К. Маркова.

Также общим является убеждение, что польские камы образовались в отмершей, маргинальной части ледникового покрова. На Хелминской возвышенности ширина мертвой зоны ледника доходила не менее чем до 12—18 км (25). Судя по картам приложенным к работам Т. Бартковского (6, 7) и К. Сверчинского (30) на Мазурском поозерье и на территории Велькопольской низменности отмершие части ледника тоже были значительны. По мнению польских авторов камы образовались в трещинах, понижениях и всякого рода отверстиях существующих в неподвижном льду. Вопрос образования этих разнообразных отверстий еще не вполне выяснен. Однако никто не пытался выяснить, как это делали Р. Ф. Флинт (11) и К. К. Марков (21), образования отверстий в неподвижном льду в результате таяния его в местах приподнятого основания, образования проталин, в них озер, а в озерах — камов. Эта теория в наших условиях, то есть при существовании сравнительно мощного покрова четвертичных отложений и мало расчлененного основания на территории Польской низменности не может быть применена. Вопрос этот требует дальнейших наблюдений и изучения. К. Сверчински утверждает, что мертвый лед, лежащий на перифериях активного льда, распался на части, и в его трещинах талые воды текущие со стороны края ледника, осаждали среди глыб мертвого льда флювиогляциальные отложения слагающие камы. Однако он не выясняет причин, по которым в мертвом льду образовывались трещины. Можно поставить вопрос, возможно ли образование трещин в мертвом льду, не имеющем контакта с активным льдом? Т. Бартковски (6) и В. Невяровски (25) склоняются к взгляду, что трещины в неподвижном и потому уже тонком льду происходят с конечного периода существования активного льда. Талые воды расширяли трещины и щели, нагромождая в них отложения. Можно считать доказанным, что некоторые камовые валы и гряды камовых холмов, расположенные параллельно главному направлению озерных ложбин перпендикулярных к конечным моренам, расположенным вне области распространения мертвого льда, отложились в трещинах, образовавшихся в конечных этапах активности льда. Авторы эти, а также С. Козарски (18) утверждают, что понижения в уже мертвом льду образуются главным образом в результате неравномерного таяния этого льда. В описаниях существующих в настоящее время отмерших частей ледников подчеркивается разнообразие их рельефа (8, 20). В. Невяровски считает правильной гипотезу И. Х. Кука (9), который утверждает, что в образующихся на поверхности мертвого льда в результате неодинаковых условий инсоляции углубления начинают нагромождаться талые воды, которые могут привести даже к протаиванию всей массы льда. Это вызывается тем, что талая вода, нагретая на поверхности до 3,9°, опускается на дно и, перенося теплоту, растапливает лед. Повторение этого процесса ведет к углублению отверстий во льду. Конечно углубление

таких озер может происходить только тогда, когда мертвый лед покрыт абляционной мореной и его таяние идет медленнее, чем процесс углубления озера. В этих озерах могли затем образоваться отдельные изолированные камы.

Не решая окончательно вопроса генезиса отверстий в мертвом льду, можно утверждать на основании анализа внутренней структуры камов, что некоторые из них отложились в отверстиях, доходящих до подошвы мертвого льда, другие же в отверстиях не доходящих до нее, то есть камовые осадки отложились во льду (6, 7, 18, 23, 25). Камы образовавшиеся в отверстиях доходящих до подошвы льда можно назвать интрагляциальными камнями, а отложившиеся в углублениях мертвого льда, не доходящих до его подошвы — супрагляциальными. Среди польских камов встречаются и те и другие. До настоящего времени не наблюдались субгляциальные камы, существование которых допускает С. А. Яковлев (16). Неизвестны также камы, образовавшиеся непосредственно у края активного льда в виде дельт, без участия мертвого льда, как это принимает для Шапки-Кирсинских камов Е. В. Рухина.

Вопрос происхождения камовых осадков еще нельзя считать окончательно разрешенным. Он заключается в том, принесены ли эти осадки тальными водами от активного края ледника или источником их является тающий мертвый лед. Большинство польских исследователей считает, что источником камовых отложений является главным образом таяние активного льда. Такого же мнения придерживаются повидимому советские авторы. Т. Бартковски (6) указал, что по мере удаления от края ледника (активного) материал, слагающий камы, становится все мельче. В. Невяровски (25) утверждает, что на основании анализа камовых отложений и их залегания можно даже определить осцилляции активного края ледника находящегося вне зоны мертвого льда. Однако существуют изолированные камы, встречающиеся главным образом среди лимногляциальных камов, которые не выявляют никакой связи со стоком талых вод от активного края ледника (18, 23, 26), в виду чего следует считать, что источником камовых осадков является исключительно вытаявание материала из мертвого льда.

Ввиду недостаточного количества материала еще рано говорить о причинах отмирания определенных частей ледника. Является ли отмирание этих частей явлением местным, главным образом следствием разнообразия подледникового рельефа, или это результат более общих причин, т.е. сравнительно интенсивного и быстрого потепления, а тем самым быстрого отступления края активного льда оставляющего за собой большие поля неподвижного льда. Вероятно здесь возможны разные комбинации причин. К. К. Марков считает, что в окрестностях Ленинграда мертвый лед образовался с дистальной стороны возвышенностей подледникового рельефа, когда в понижениях, наклоненных в сторону центра оледенения в то же время существовал активный лед. Таким образом в одно и то же время рядом существовали пространства занятые активным и мертвым льдом. Вопрос влияния подледникового рельефа на отмирание отдельных частей ледникового покрова во время его регрессии в Польше чрезвычайно сложен. Легче всего провести реконструкцию подчетвертичного рельефа. В общих чертах он известен. Это конечно не обозначает, что подчетвертичный рельеф является дочетвертичным, так как он был изменен действием многих факторов в течение четвертичного периода. Но точная реконструкция рельефа основания во время регрессии последнего ледника в настоящее время для большей части территории невозможна. Отсюда вытекают большие затруднения при проведении анализа влияния подледникового рельефа на ход процесса регрессии ледника. Однако некоторые предположения по этому вопросу существуют.

Т. Бартковски (6) утверждает, что в окрестностях Мендзыжеца, в то время как соседние возвышенности были свободны от ледникового покрова, в понижении (реки Обры) лежал мертвый лед. На Хелминской Возвышенности мертвый лед залегал на возвышенностях с дистальной стороны повышенных участков подледникового рельефа (25). В. Невяровски склонен считать, что отмирание больших частей ледникового покрова в Польше зависело

главным образом от климатических факторов. В таком случае отмершие участки ледника, а тем самым и камы должны быть размещены не случайно, а вдоль широтных зон. Вопрос этот еще открыт и требует дальнейших исследований.

Наконец следует хотя бы вкратце обсудить вопрос отношения камов к другим ледниковым формам. Здесь будет затронут только вопрос отношения камов к озам и озерным ложбинам. К. К. Марков (21) связывает образование озоз окрестностей Ленинграда с активным льдом. Е. В. Рухина (28) упоминает о существовании валов, которые она называет озами, не анализируя отношения их к камовым формам. Не отрицая возможности образования озоз в активном льду, следует указать на то, что на территории польских камовых областей очень часто встречаются озоз причем, как это подчеркивают Т. Бартковски (6), В. Невяровски (25) и Т. Муравски (23), озоз и камы являются формами синхронными, образовавшимися в мертвом льду. Это доказывает факт перехода одних форм в другие.

К. К. Марков утверждает, что ванны ложбинных озоз и находящиеся возле них валы камов или озоз образовались одновременно. В Польше соотношение этих форм сложнее. Т. Бартковски (6) и В. Невяровски (25) доказали, что во многих местах озерные ложбины образовались в то время, когда лед был еще активный, затем, в период неподвижности льда, они были заполнены мертвым льдом. Подледниковые ложбины создавали благоприятные условия для образования во льду трещин, в которых отлагался материал слагающий камы. После образования камов мертвый лед консервирующий ванну ложбинного озоза растаял, благодаря чему форма ложбины сохранилась. Итак не смотря на то, что некоторые камы расположены непосредственно над ложбинами, камы и ложбины не являются формами синхронными.

Из приведенного выше сравнения польских камов с камами окрестностей Ленинграда следует, что в формах этих обнаруживается и сходство и различие. Различия являются следствием разной дегляциации в окрестностях Ленинграда и северной Польше. Не входя в подробности можно сделать вывод, что самой главной отличительной чертой дегляциации в северной Польше является отсутствие огромных ледниковых озоз, которые образовались пред отступающим ледником в окрестностях Ленинграда. На север от Валдайской возвышенности талые воды, не находя свободного стока на юг, разливались, образуя огромные ледниковые озоза. Подобные озоза образовывались также в неподвижном льду, поэтому здесь нет больших задров и почти нет прадолин. В северной Польше талые воды могли свободно стекать на юг и запад, и благодаря их деятельности образовались большие задровые поля и широкие прадолины. Здесь не было таких больших застойных озоз и не существовали условия для образования внутри мертвого льда крупных озоз, в которых могли бы даже свободно плавать айсберги.

Пер. К. Стравешкой

WŁADYSŁAW NIEWIAROWSKI

KAMES IN THE LENINGRAD AREA, AND AN ATTEMPT AT THEIR COMPARISON WITH POLISH KAMES

On the ground of USSR literature (2, 14, 15, 16, 17, 21, 22, 27, 28, 33, 34) and the author's own observations, carried out in July, 1960, the article presents a study of the three chief kame regions of the Leningrad area—namely, the kames of the Southern portion of the Karelian Isthmus in the neighbourhood of Toksovo, Rantolovo, Mistolovo, Yukki, etc., those of the Koltushi region, and those near Shapki and Kirsino. The article discusses the geomorphological units of Leningrad area which contain the above kame territories (figs. 1, 2). These are, (1) the Ordovician

(formerly Silurian) Plateau, upon which, 60 kms South-East of Leningrad, there are the kames of Shapki and Kirsino; (2) the Neva Lowland, which contains, on the territory of the so-called "second terrace" (21, 33) and at the same time within the water-shed between the Bay of Finland and Lake Ladoga, the kames of the Koltushi region; (3) the Karelian Isthmus, which contains numerous kames — the only ones, however, that have been discussed here being the kames lying in its Southern part. The article discusses the morphology, internal structure and geological structure of the kames of the respective regions, as well as their connection with other glacial forms (figs. 3, 4, 5, 6, 7). Emphasis has been laid upon the great similarity between the geological structure and also, partly of kame relief, of the kames of the Southern part of the Karelian Isthmus and those of the Koltushi region, as well as the differences in geological structure between the kame areas mentioned above, and those of the Shapki and Kirsino neighbourhood. The author presents the hypotheses explaining the genesis of the Leningrad kames — that is to say, the hypotheses of S. Y a k o v l e v, dating from 1926 (15), of K. M a r k o v, from 1931 (21), which he continues to support even now (22), of L. R u k h i n (27) and E. R u k h i n a (28) concerning the Shapki-Kirsino kames, and the more recent view of S. Y a k o v l e w (16, p. 160—162). In the light of the difference of opinion as to the genesis of the Leningrad kames, it can hardly be said that their genesis has already been entirely investigated and explained. It is therefore the author's opinion that further investigation is necessary, particularly regarding internal structure, with a view to reconstructing the stages of the kames' formation and of the medium in which the kame deposits were formed, as well as relating to a detailed geomorphological map of the kame areas. The author polemizes with the views of Y a k o v l e v (15) and M a r k o v (21) regarding some points relating to the morphology of the kame regions and to the types of stratification of the kame deposits, and with the opinion of Rukhin on the part played by dead ice in the origin of the Shapki-Kirsino kames relief.

From his comparison of the Leningrad kames with Polish kames, the author draws the conclusion that there exist between the two both certain similarities, as well as some dissimilarities. The chief similarity consists in the kames' having been formed in dead ice, although the actual mechanism of their genesis in each case has not been entirely clarified. There is a likeness in the internal structure of the kames (small faults, dislodgement of layers, the layers' incline according to that of the slopes, etc.), in the spacial disposition of the forms (generally chaotic), in the close connection of the kames with kettles (after dead ice), and in some elements of the morphology of the kame regions. Polish kames differ from the Leningrad ones by their absence of as extensive kame plateaus, by a more frequent occurrence of lake channels and eskers, and the complete absence of loam-sand-and-gravel cover with boulders, the origin of which is attributed by the Soviet authors to the melting out of morainic material from the icebergs floating in the water reservoirs, — and also by the absence among kame deposits, of any till lenses of non-aquatic origin. The Polish kames had their process of formation take place under different topographical conditions and, consequently, under different conditions of deglaciation of the last ice sheet.

On the ground of his own research and of that of other Polish investigators (4, 5, 6, 7, 12, 18, 23, 30, 31) the author distinguishes among Polish kames, by reference to the character of the deposits and the conditions of sedimentation of kame deposits, the following types: — (a) glacio-fluvial kames, due to the accumulation, by flowing melt waters, of glaciofluvial deposits, in crevasses, chasms, and depressions, and other such openings in the body of dead ice; (b) limnoglacial kames,

formed in lakes within dead ice as a result of accumulation of deposits under conditions of stagnant water or of water very slowly flowing; and, (c) kames possessing a complex geological structure and internal structure. By reference to the place of accumulation of kame deposits in dead ice, the author distinguishes, (a) supraglacial kames, originated in dead-ice openings which did not reach down to the bottom of the ice, and, (b) intraglacial kames, originated in openings reaching the bottom of dead ice.

The author then discusses the problem of the genesis of the crevasses, chasms, and such like cavities within dead ice, in which later the kames were formed; also, the origin of kame deposits, the causes of the gradual deglaciation of inland ice, and the relation of the kames to other glacial forms, particularly to eskers and subglacial channels; in the course of the discussion he points out some of the difference of opinion among the Polish authors, as well as between them and the Soviet investigators. He also points out a number of aspects in the process of the kames' formation which still demand further elucidation by means of further detailed research.

Translated by *Malwina Galon*

TADEUSZ CHURSKI, HENRYK OKRUSZKO

Torfowiska w dorzeczu górnej Noteci

Peat Bogs in the Upper Noteć Basin

Z a r y s t r e ś c i. Autorzy zajmują się charakterystyką torfowisk górnonoteckich, szukając związku między rodzajem torfowisk a geomorfologią oraz hydrografią otaczającego terenu. Na tej podstawie dzielą torfowiska na trzy rodzaje: jeziorowe, rzeczne i wodnogruntowe, a te z kolei na kilka podrodzajów: przepływowe, bezprzepływowe, zastoiskowe, rozlewiskowe, zalewne i podtapiane.

Niniejsza charakterystyka torfowisk w dorzeczu górnej Noteci została oparta na materiałach zebranych przez Zakład Wykorzystania Torfowisk IMUZ w ramach prowadzonych tam w latach 1954—1958 badań torfowisk noteckich. Przy opracowaniu uwzględniono również materiały zgromadzone w formie dokumentacji geologicznych złóż torfowych, wykonywanych w latach 1956—1959 przez różne instytucje (17 do 38).

Obszar, na którym dokonano charakterystyki torfowisk, obejmuje dorzecze górnej Noteci o powierzchni około 3600 km², w którego skład wchodzi (ryc. 1):

1. Dolina górnej Noteci na odcinku od źródeł do połączenia się rzeki z Kanalem Bydgoskim (do Nakła) o powierzchni około 21 000 ha.

2. Dolina Gąsawki o powierzchni około 4100 ha.

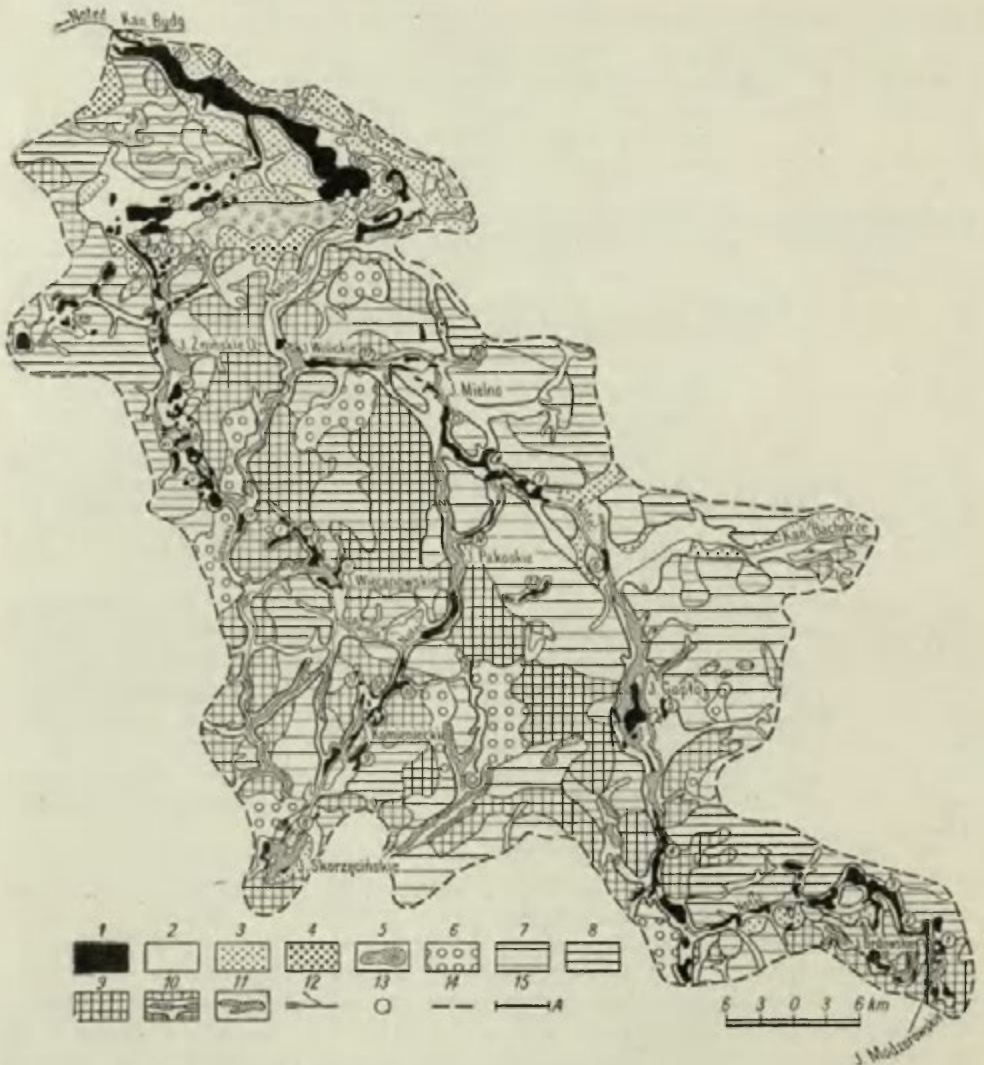
3. Dolina rzeki Panny o powierzchni około 1000 ha.

Przy opracowywaniu charakterystyki uwzględniono wszystkie złoża torfowe, występujące na obszarze dorzecza górnej Noteci, oprócz obiektów bardzo drobnych, zalegających sporadycznie w lokalnych obniżeniach na wysoczyźnie morenowej. Torfowiska te, trudne do uchwycenia w terenie, są bardzo często wyeksploatowane. Nie brano również pod uwagę obszarów (np. rejonu Kanału Bachorza), na których w wyniku wieloletniego odwodnienia i intensywnej uprawy torf uległ zmineralizowaniu i wypłyceniu. Tereny te są obecnie pokryte czarnymi ziemiami lub glebami murszastymi.

Na obszarze dorzecza górnej Noteci przebadano 180 torfowisk o łącznej powierzchni około 10 910 ha. Z tego na dolinę Noteci przypada 100 torfowisk o powierzchni 8945 ha, na dolinę Gąsawki 55 torfowisk zajmujących 1630 ha i na dolinę Panny 25 torfowisk o powierzchni 335 ha.

Charakterystyka dorzecza

Noteć w części źródłiskowej składa się z dwóch ramion: wschodniego i zachodniego. Noteć wschodnia wypływa z jezior Długiego i Brdowskiego. Rzeka ta na całym prawie odcinku swego biegu płynie rynną wypełnioną



Ryc. 1. Torfowiska na zlewni górnej Noteci na tle geomorfologii: 1 — torf, 2 — terasa I, 3 — terasa II, 4 — terasa III, 5 — wydmy, 6 — sandr, 7 — wysoczyzna morenowa płaska, 8 — wysoczyzna morenowa falista, 9 — wysoczyzna morenowa pagórkowata, 10 — rynny jezienne, 11 — jeziora, 12 — ciekii, 13 — nr 1 profilu stratygraficznego, 14 — granica zlewni, 15 — linia przekroju stratygraficznego

Peat bogs in the Upper Noteć basin on a geomorphological background: 1 — peat, 2 — terrace I, 3 — terrace II, 4 — terrace III, 5 — dunes, 6 — sandur plain, 7 — flat morainic plateau, 8 — undulated morainic plateau, 9 — hilly morainic plateau, 10 — lake channels, 11 — lakes, 12 — rivers, 13 — number 1 of the stratigraphic profile, 14 — watershed, 15 — line of the stratigraphic profile

częściowo jeziorami (24,4 km²). Średni spadek Noteci wschodniej powyżej Gopła wynosi około 1‰, a poniżej Gopła zmniejsza się do 0,101‰. Przepływ powyżej Gopła na wiosnę wynosi 0,8 m³/sek., w lecie 0,28 m³/sek. (2). Na południe od Gopła Noteć wschodnia ma połączenie z Wartą przez tzw.

dolinę nakielską. Inne połączenie z Wartą występuje przez Jezioro Ślesieńskie i Kanał Morzysławski. Z Wisłą Notec wschodnia łączy się Kanałem i rzeką Bachorze, a dalej rzeką Zieloną. Notec wschodnia jest pozbawiona naturalnych dopływów w formie cieków. Jedyny większy dopływ to Kanał Bachorza, który prowadzi wodę tylko okresowo. Na północ od Jeziora Pakoskiego następuje połączenie ramion Noteci wschodniej i zachodniej.

Notec zachodnia wypływa z Jeziora Skorzęcińskiego i przepływa przez szereg jezior. Obręcz jezior dolinę Noteci zachodniej charakteryzuje duża ilość źródeł. Ciek zachodni prowadzi 2/3 wody mniej od Noteci wschodniej, jednak okresy posuszne nie wpływają zbyt ujemnie na poziom wody w tej rzece, a to z powodu niższego położenia jezior (2).

Powyżej Jeziora Pakoskiego, od zachodu, wpada do Noteci rzeka Panna, odprowadzająca nieznaczną ilość wody z systemu rynien wypełnionych jeziorami.

Po połączeniu cieków wschodniego i zachodniego Notec przybiera pokąźniejsze rozmiary. Przeciętny spadek rzeki w rejonie Jeziora Wolickiego wynosi 0,085‰, a na terenie pradoliny kształtuje się w granicach 0,320—0,467‰ (2). Po wkroczeniu na obszar pradoliny Notec płynie obecnie dwoma ciekami. W drugiej połowie ubiegłego stulecia został przekopany żeglowny Kanał Górnonotecki, dostarczający wody do szczytowego stanowiska Kanału Bydgoskiego. Przechwytuje on znaczną część wód Noteci. Dawne koryto Noteci zostało uregulowane i obecnie prowadząc nieznaczną ilość wody spełnia rolę kanału melioracyjnego. Koryto Noteci na odcinku od Rynarzewa do połączenia się z Kanałem Bydgoskim biegnie w pierwotnej swej formie z dużą ilością zarastających zakoli i miejsc podlegających intensywnemu zabagnianiu.

Gąsawka, największy lewobrzeżny dopływ Noteci, również wykorzystuje system rynien polodowcowych wypełnionych przez jeziora. Całkowita długość Gąsawki wynosi 42 km, przy przeciętnym spadku 0,4‰ i średnim rocznym przepływie 1,52 m³/sek. (2).

Dorzecze górnej Noteci według K r y g o w s k i e g o (9) przypomina wielką nieckę, sprzyjającą gromadzeniu się wód gruntowych. Dzięki temu na obszarze tym znajduje się wiele jezior zasilanych wodami gruntowymi, związanymi z utworami plejstoceniowymi. Notec górna przepływa przez obszar, który cechuje się najsuchszym klimatem w Polsce. Przeciętna roczna ilość opadów atmosferycznych nie przekracza 500 mm. Pomimo tak małej ilości opadów rozkład ich dla roślin jest korzystny (5). Parowanie według H o h e n d o r f a (6) na omawianym terenie wynosi 423 mm w stosunku rocznym, co stanowi 88,5‰ rocznego opadu. Roczny odpływ na zlewni górnej Noteci wynosi około 50 mm (1).

W dorzeczu górnej Noteci można wyróżnić następujące jednostki morfologiczne (ryc. 1):

1. Wysoczyzna morenowa pagórkowata. Zajmuje ona znaczną część zachodniej partii omawianego obszaru. Oprócz pagórków, charakterystycznych dla moreny dennej, do form tych zalicza się wzgórze morenowe, często układające się w ciągi, tworzące strefę moren czołowych. Ciągi te przeważnie składają się z szeregu pagórków wykształconych w formie wałów i kopulastych wzniesień. Jedna ze stref moreny czołowej występuje w południowo-zachodniej i południowej części charakteryzowanego terenu. Moreny te stanowią południową granicę zlodowacenia bałtyckiego (12) i nazywane są przez Krygowskiego ciągiem czołowym środkowowielkopół-

skim (7). Druga strefa moren czołowych występuje we fragmentach w północnej części terenu (3, 4, 7, 15), którą Krygowski nazywa północnowielkopolską (7). W rejonie jeziora Gopła występują pagórki, które *L e n c e w i c z* (12) zalicza do moren czołowych tzw. kujawskich. Deniwelacje pagórków w większości utrzymują się w granicach 5 m, wyjątkowo dochodzą do 10 m, a w rzadkich przypadkach przekraczają 20 m.

2. Równina moreny dennej zajmuje przeważającą część obszaru górnej Noteci. Większa jej część stanowi morena denna płaska, w której obrębie występują płaty moreny faliściej. Równina moreny dennej zbudowana jest przeważnie z gliny morenowej. Miejscami jednak budują ją materiały piaszczyste z głazami, zwłaszcza w północnej części terenu. Piaszczystą budowę zdradzają licznie występujące wydmy. Płaski obszar moreny dennej pozbawiony jest swego pierwotnego wyglądu związanego z akumulacją lodowcową, ponieważ uległ silnie rozwiniętej erozji. W wyniku jej występują niezliczone ilości rynien polodowcowych, dolin erozyjnych i wytopisk, które pocięły cały teren.

3. Sandry na omawianym terenie nie odgrywają większej roli. Nie tworzą one typowych równin, a występują raczej w postaci niewielkich, wąskich płatów zbudowanych z utworów fluwioglacjalnych.

4. Formy negatywne na omawianym terenie reprezentowane są przez rynny polodowcowe, część pradoliny Noteci—Warty, doliny rzeczne oraz drobne formy wytopiskowe (nie zaznaczono ich na ryc. 1). Na uwagę zasługują następujące trzy systemy wypełnione dziś częściowo łańcuchami jezior: goplański, pakoski i żniński. System goplański sięga poza omawiany teren i łączy się na południu z Wartą, która płynie pradoliną warszawsko-berlińską oraz na wschodzie poprzez dolinę Bachorza z Wisłą. Największe w tym systemie jest jezioro Gopło, które zajmowało niegdyś znacznie większą powierzchnię i rozlewało swe wody w trzech kierunkach: na północ od pradoliny Noteci-Warty, na wschód do Wisły (14) oraz na południe od Warty. Pradolina Noteci-Warty występuje jedynie skrawkiem w północno-wschodniej i północnej części omawianego obszaru, zajmując część kotliny toruńsko-bydgoskiej.

W wielu przypadkach odcinki doliny o charakterze rynnowym połączone są ze sobą krótkimi odcinkami przełomowymi dolin erozyjnych. Znaczna część dolin rynnowych została przekształcona przez procesy erozji rzecznej i w wielu przypadkach zatraciła cechy morfologiczne typowe dla rynien. Na niektórych odcinkach doliny widoczne są terasy.

Po wkroczeniu na teren pradoliny Noteci-Warty wytworzyła swą dolinę w poziomie odpowiadającym górnej terasie Wisły (terasa III — ryc. 1), (16). Terasa zalewowa (I), stanowiąca dno doliny, zbudowana jest z torfów, utworów torfowo-mułowych, mułowych oraz mineralnych.

Dolina Gąsawki ma charakter zbliżony do doliny Noteci. Od źródeł do wkroczenia na teren pradoliny Noteci-Warty wykorzystuje łańcuch jezior rynnowych żnińskich. Stąd też na tym odcinku dolina wykazuje przeważnie charakter rynnowy z nieznacznymi odcinkami doliny erozyjnej. Po wejściu na teren pradoliny Gąsawka zatacza duże zakole, wykorzystując część zastoiska toruńsko-bydgoskiego.

Charakter rynnowy ma również dolina rzeki Panny.

Z powyższej charakterystyki dolin omawianych rzek wynika, że należą one do dolin poligenetycznych. Poszczególne odcinki dolin pochodzą

z różnych okresów (odcinki rynnowe, erozyjne i wytworzone w pradolinie) i powstały w odmienny sposób.

Reasumując charakterystykę geomorfologiczną zlewni górnej Noteci można za Krygowskim (7) stwierdzić, że omawiany krajobraz w przekroju pionowym składa się z trzech zasadniczych stopni. Najniższy — to dna pradoliny, rynien lodowcowych i dolin rzecznych, często urozmaicone terasami i wydhami. Stanowią one poziom najniższy. Wyższy poziom tworzą sandry i równina moreny dennej, a najwyższy pagórki i wały moren czołowych.

Gleby na obszarze zlewni górnej Noteci wykazują dużą różnorodność. Związane jest to ze zróżnicowaniem utworów budujących ten obszar. Są one więc wypadkową nakładania się procesu glebowego na określoną skałę macierzystą.

Z charakterystyki geomorfologicznej wynika, że skałami macierzystymi na omówionym terenie są twory lodowcowe, wodnolodowcowe i rzeczne. Proces glebowy, występujący na obszarze nadnoteckim, to biellicowanie, proces brunatnienia oraz proces tworzenia się czarnych ziem. Najcharakterystyczniejsze dla omawianego terenu są czarne ziemie. Pokrywają one znaczne przestrzenie dorzecza górnej Noteci na zachód i północ od Gopła. Czarne ziemie pochodzenia bagiennego pokrywają Równinę Kujawską warstwą grubości od 30 do 80 cm. Kształtowały się one na równinie moreny dennej, w jej partii centralnej tworzącej wielkie obniżenie. Powstały tam dogodne warunki do zabagnienia terenu wodami polodowcowymi, które później znalazły ujście na północ do doliny. Stały proces zabagnienia tych obszarów oraz odpowiedni charakter skały macierzystej, to jest zasobność jej w wapń i minerały ilaste, stworzyły warunki do wytwarzania się czarnych ziem. Proces ich tworzenia się polega na powstawaniu w warunkach bagiennych trwałych połączeń organiczno-mineralnych ze związków humusowych i minerałów ilastych przy obecności wapnia.

Proces ten zachodzi również i współcześnie. Obserwuje się go na odwodnionych terenach pokrytych płytkimi utworami torfowymi. W wyniku murszenia i związanej z tym mineralizacji odwodnionej masy torfowej następuje przekształcenie się gleby z murszowo-torfowej w murszastą na obszarach otoczonych terenami piaszczystymi lub w czarne ziemie na obszarach, wokół których zalegają ciężkie gliny zwałowe pokryte zwykle czarnymi ziemiami.

Gleby biellicowe i brunatne zajmują znaczne obszary dorzecza górnej Noteci. Wytworzyły się one głównie z glin polodowcowych. Na terenach równinnej moreny dennej odznaczają się one dużą zawartością próchnicy i znaczną urodzajnością. Na obszarach moreny pagórkowatej oraz na wzgórzach moreny czołowej zawartość próchnicy jest mniejsza, występują płaty zerodowane, żyzność gleb jest znacznie mniejsza.

W północnej i północno-wschodniej partii charakteryzowanego terenu występują znaczne obszary utworów piaszczystych tworzących sandry i wypełniających pradolinę. Na utworach tych wykształciły się lekkie gleby biellicowe. Na piaszczystych terenach podmokłych odkładała się substancja organiczna, zwykle storfowiała. Stąd też w różnych obniżeniach, często granicząc bezpośrednio z torfowiskami, występują gleby torfowo-glejowe lub murszaste. Mają one w swym profilu na piaszczystym podłożu warstwę storfiałej lub zmurszałej masy organicznej.

Charakterystyka torfowisk

Zależnie od ukształtowania terenu wytworzyły się różne warunki powstawania zatorfień, które jako nieodłączny element krajobrazu polodowcowego występują na terenie dorzecza górnej Noteci w formie złóż różniących się co do sposobu powstania, jak też rodzajów budujących je torfów. Charakter torfowiska uzależniony jest nie tylko od tego, jaką ono zajmuje formę terenu lecz również od otoczenia, które wywiera bezpośredni wpływ na tworzenie się torfowiska i torfu. Widoczne jest to wyraźnie w odniesieniu do torfowisk górnonoteckich, które w zasadzie wszędzie zalegają w rynnach polodowcowych, dolinach erozyjnych lub pradolinie, mają jednak różnorodny charakter z racji związku z różnymi rodzajami kształtującej je zlewni.

Mając na uwadze różny charakter poszczególnych odcinków dolin Noteci i Gąsawki, można występowanie torfowisk połączyć w trzy grupy: 1) torfowiska wypełniające rynny polodowcowe; 2) torfowiska dolin erozyjnych; 3) torfowiska zalegające w pradolinie. Do podanych grup występowania torfowisk należałoby dołączyć jeszcze jedną, a mianowicie torfowiska wypełniające drobne formy wytopiskowe na wysoczyźnie. Z uwagi na znikomą ilość tego rodzaju torfowisk nie są one bliżej omawiane.

Rynny polodowcowe są podstawowym miejscem zalegania torfowisk. Występujące tu torfowiska to zarośnięte jeziora rynnowe, lub te części rynien, które nie mają wyraźnego odpływu. Większość jednak rynien ma taki odpływ i w związku z tym torf tam nie występuje. Często obserwuje się, że rynna o wyraźnym przepływie poddana jest intensywnemu zarastaniu i odkładaniu się torfu. W tym przypadku należy mieć na uwadze konfigurację dna rynny. Rynny występujące na omawianym terenie cechuje urozmaicona rzeźba dna w postaci przegłębień i progów. Przy występowaniu progów zachodzi podtapianie, a tym samym zatorfianie się miejsc głębszych. O jeziorowym charakterze torfowisk świadczy występowanie pod torfem gytii. Erozyjne odcinki omawianych dolin o charakterze przelomowym, łączące poszczególne partie dolin rynnowych, w większości przypadków pozbawione są torfów. Zjawisko to należy łączyć z przepływem wody i pracą erozyjną cieków.

Inny charakter mają torfowiska zalegające w pradolinie. Obok płytkich występują tu torfowiska średnio głębokie, powstałe w wyniku równomiernego podtapiania — typowe dla dolin. Spotyka się jednak również torfowiska powstałe w wyniku zarastania jezior. Występowanie jezior w pradolinie należy łączyć z martwym lodem.

W dolinie Noteci stwierdzono występowanie 100 torfowisk o łącznej powierzchni 8945 ha. Blisko połowa tej powierzchni, bo 4380 ha, przypada na jeden największy obiekt torfowy na tym obszarze, zlokalizowany w dolnym odcinku rzeki w pradolinie Noteci-Warty. Na pozostałe obiekty torfowe składa się:

12	torfowisk o powierzchni powyżej 100 ha	—	razem 2650 ha
54	„ „ od 10 — 100 ha	„	1820 ha
33	„ „ do 10 ha	„	95 ha

Jak wynika z powyższego zestawienia, w dolinie górnej Noteci, więcej niż połowę ilości występujących tu torfowisk zajmują złoża o po-

wierzchni od 10—100 ha. Są to przeważnie torfowiska kilkunastohektarowe. Mało natomiast jest torfowisk dużych o powierzchni ponad 100 ha. Przy powyższym zestawieniu nie wzięto pod uwagę torfowisk zalegających w dolinie rzeki Panna. Na tym terenie znajduje się 25 torfowisk o łącznej powierzchni 335 ha. Są to na ogół torfowiska małe, kilku lub kilkunastohektarowe. Żadne z nich nie ma powierzchni większej niż 100 ha, dwa mają obszar ponad 50 ha, a tylko trzy mają powierzchnię większą niż 10 ha.

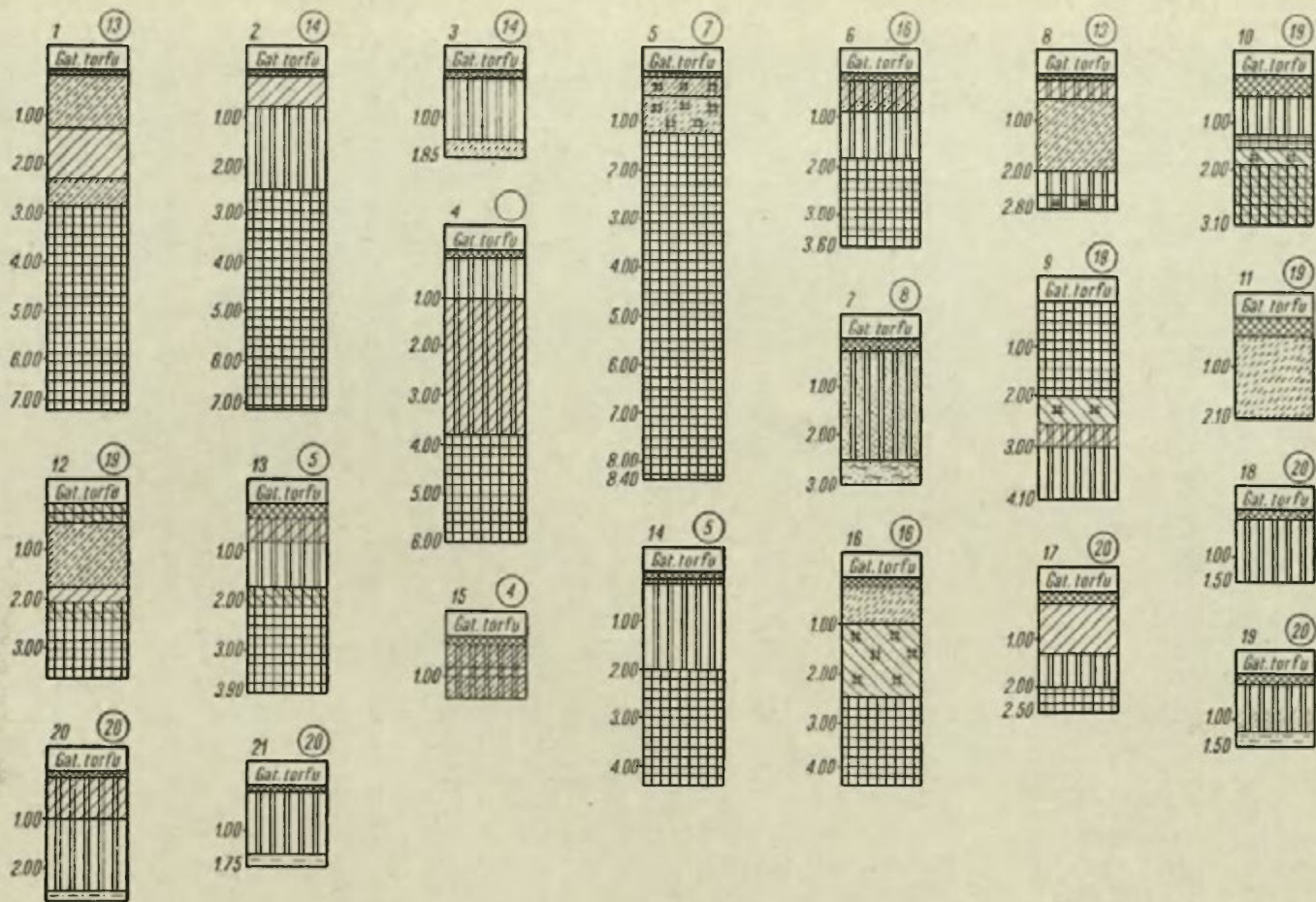
Rozlokowanie torfowisk w dolinie Noteci jest nierównomierne (ryc. 1). Spotyka się partie, gdzie zgrupowanie złóż jest większe (źródłiskowy odcinek Noteci, rejon Jeziora Kamienieckiego, odcinek pomiędzy jeziorami Gopłem i Wolickim oraz zwarty obszar na północy w pradolinie). W dolinie Noteci występują również partie zupełnie pozbawione torfowisk. Do takich należą odcinki rynien w całości wypełnione dziś jeziorami przepływowymi, np. Gopło na znacznym odcinku, Jezioro Pakoskie oraz łańcuch jezior na południowy zachód od Jeziora Wolickiego. Do beztorfowych terenów należy również zaliczyć odcinki doliny o charakterze erozyjnym, np. na północ od Gopła, czy ujściowy bieg rzeki Panny. Najbardziej widocznie zaznacza się brak torfowisk w dolinie erozyjnej Noteci na odcinku od Jeziora Wolickiego do wkroczenia rzeki na teren pradoliny.

Miąszość torfu w dolinie Noteci jest bardzo zróżnicowana i wynosi od kilkunastu centymetrów do kilku metrów. Zdecydowana większość torfowisk to złoża płytkie, których średnia miąszość w nielicznych przypadkach dochodzi do 1 m. Na torfowiska średnio głębokie, od 1 do 2 m, przypada 40% ilości omawianych złóż, głębokie natomiast powyżej 3 m należą do sporadycznych przypadków. Najgłębsze torfowisko stwierdzono nad Gopłem (ryc. 4), którego maksymalna miąszość wynosi 6 m oraz w dolinie Panny (5,2 m). Torfowiska płytkie wypełniają przede wszystkim przełomowe odcinki doliny oraz partie przed progami i wyniesieniami w rynnach.

Torfowiska na terenie głębszych partii rynien podścielone są zwykle gytia. Miąszość gytii pod torfem jest bardzo różna i waha się od kilkunastu centymetrów do kilku metrów (np. 8 m w rejonie Jeziora Długiego). Biorąc pod uwagę miąszość torfu i gytii razem stwierdzamy, że łączna grubość osadów organogenicznych w wielu przypadkach dochodzi do 9 m.

Budowa złóż torfowych w dolinie górnej Noteci, Gąsawki i Panny jest bardzo zróżnicowana. Dla zobrazowania jej załączamy najbardziej typowe profile (ryc. 2 i 3) oraz dwa przekroje stratygraficzne (ryc. 4 i 5). Jeden przekrój (A) wykonany został przez torfowisko położone na półwyspie Gopła, a drugi sporządzono dla południowej partii zwartego kompleksu torfowego w dolnym odcinku Noteci.

Torfowiska w rejonie Noteci wschodniej. Rejon źródłiskowy Noteci wschodniej reprezentują dwa profile (ryc. 2, profile 1, 2). Widać z nich, że w obydwu przypadkach torf podściela gytia. Jest to przeważnie gytia detrytusowa, która w warstwach spągowych zawiera znaczne ilości części ilastych. Na gytii w jednym przypadku (profil 1) zalega torf mszysto-turzycowy. W miarę zbliżania się ku górze profilu mech ustępuje turzycom, by znów w warstwie stropowej zająć równorzędne stanowisko z turzycami, tworząc torf mszysto-turzycowy. Omówiony torf nie wykazuje dużego udziału części mineralnych, gdyż jego popielność waha się od 6 do 10%.



Ryc. 2. Profile stratygraficzne w dolinie górnej Noteci. Objaśnienia na ryc. 3
 Stratigraphic profiles in the Upper Noteć valley. The keys for Figure 2 are as for Figure 3

Odmianą budowę wykazują inne torfowiska z tego rejonu reprezentowane przez profil 2 (ryc. 2). Tu na gytii zalega bezpośrednio torf trzcinowy, przykryty warstwą torfu turzycowego. Profil ten wykazuje znaczne zamulenie, które dla torfu trzcinowego wynosi około 14⁰%, a dla turzycowego 26⁰%. Tak różna budowa torfowisk związana jest z odmienną sukcesją roślin torfotwórczych. Polega to na tym, że w jednym przypadku bezpośrednio na gytii tworzy się torf trzcinowy, a w drugim torf mszysty lub turzycowo-mszysty.

Powyższe zjawisko należy łączyć z dwojakim sposobem zarastania jezior:

1. Zarastanie przez roślinność szuwarową, stopniowo wkraczająca w miarę wypływania się zbiornika.
2. Zarastanie przez nasuwanie się pływającego kożucha roślinnego (pło).

Te dwa różne sposoby zarastania można obserwować także współcześnie na omawianym terenie, np. w rejonie jezior Brdowskiego i Długiego.

Pierwszy sposób zarastania jeziora wyraźnie występuje na torfowisku przylegającym do Jeziora Brdowskiego. Idąc od brzegu w kierunku jeziora, za łąką turzycową pojawia się trzcina z turzycami wysokimi (*Carex riparia*). Blżej wody trzcina ustępuje na korzyść pałki wodnej i oczeretu. Miejscami występują kępy olszy. Roślinność szuwarowa wchodzi do jeziora, stopniowo staje się coraz mniej liczna. Pojawiają się partie wody otwartej porośniętej roślinnością wodną.

Drugi sposób zarastania jezior poprzez nasuwający się kożuch roślinny można spotkać na wschód od Jeziora Długiego na torfowisku, posiadającym małe jeziorko, będące w końcowym stadium zaniku. Szczątki tego jeziorka porastają grzybień, grązel, osoka aleosowata, a także kępki pałki wodnej. Brzeg jeziorka, bardzo poszarpany, tworzy pływający na wodzie kożuch roślinny (pło), zbudowany z turzyc i mchów. Spotyka się również trzcinę, narecznicę i pałkę wodną. Dalej od wody rozciąga się łąka turzycowa z pojedynczymi kępami krzewów. Te dwa odmienne sposoby zatorfiania się zbiorników wodnych, jakie charakteryzowaliśmy na tle omawiania źródłiskowego odcinka Noteci wschodniej, powodowane są przepływem wód przez jezioro (sukcesja szuwarowa) lub jego brakiem (sukcesja kożucha turzycowo-mszystego). Omówione wyżej dwa przykłady stratygrafii złóż torfowych pokrywają się z podanym przez K u l c z y ń s k i e g o (11) pojęciem tworzenia się torfowisk szuwarowych i turzycowo-mszystych.

Charakter torfowisk położonych w następnym odcinku dorzecza Noteci wschodniej jest już inny. Na północ od Jeziora Brdowskiego na odcinku równoleżnikowym Noteci występują złoża przeważnie płytkie w formie podłużnych gniazd. Tworzy je torf zbudowany przeważnie ze szczątków trzcin lub turzyc. Sporadycznie spotyka się domieszkę drewna, zwłaszcza w warstwach spagowych, lub mchów (profil 2, ryc. 3). W podłożu zalega piasek drobnoziarnisty lub ił. Ten ostatni spotyka się częściej w części zachodniej równoleżnikowego odcinka Noteci. Przy zmianie biegu Noteci z równoleżnikowego na północ — do Gopła, w kierunku południowym widać wyraźne przedłużenie obniżenia wysłanego torfowiskami. Jest to część potężnego płaskiego kompleksu, przez który przebiega dział wodny pomiędzy Notecią i Wartą. Odłożył się w nim podkład torfu niewielkiej

miąższości, przeważnie około 1 m, zbudowany z trzciny i drewna, silnie zamulony.

Zbliżając się do Gopła spotykamy następny zwarty kompleks torfowy. Stratygrafię tego torfowiska ilustruje profil 4 (ryc. 2). W partiach brzeżnych zbudowane jest ono z torfu turzycowo-trzcinowego, znacznie zamulonego, podścielonego gytią detrytusową, w warstwach wierzchnich silnie uwodnioną. Partie centralne torfowiska zajmuje kożuch, pływający na rozrzedzonej gytii detrytusowej, która ku dołowi profilu staje się coraz bardziej zwięzła, a w spągu zamulona. Partie brzeżne torfowiska mają wyraźnie zaznaczoną warstwę namulów, pochodzących z otaczającej wysoczyzny morenowej, pagórkowatej i tworzą glebę mułowo-torfową.

Torfowiska przylegające do południowo-zachodniej części Gopła są wynikiem zarośnięcia zatok jeziora. Mają one złoża średnio głębokie (2), zbudowane z trzciny i turzyc. Często spotyka się wkładki torfu mszystego oraz warstewki gytii z muszulkami, wymieszanej z torfem. Dowodzi to, że poziom wody w Goplu ulegał wahaniom. Stratygrafia złoża torfowego na półwyspie goplańskim przedstawia załączony przekrój stratygraficzny A (ryc. 4). Widać z niego, że omawiany półwysep ma dwa wyraźne obniżenia, podzielone między sobą, jak również oddzielone od jeziora progami mineralnymi. Złoża wyścielające powyższe obniżenie zbudowane są głównie z torfu turzycowo-trzcinowego z gniazdami torfu turzycowego w stropie. Na kontakcie z podłożem, w głębszym obniżeniu zachodnim, występuje warstwa torfu mszystego, a w obniżeniu wschodnim — drzewnego. Ze stratygrafii tego złoża wynika, że w trakcie jego tworzenia się nie miało ono połączenia z Gopłem. Dowodem na to jest brak warstewek gytii.

Zmiany poziomu wody w Goplu wyraźnie zaznaczają się w budowie torfowiska położonego na wschód od jeziora. Złoże to zalega w bocznej rynnie, będącej kiedyś zatoką Gopła. Świadczy o tym ponad 7-metrowa warstwa gytii wapiennej z muszulkami, przykryta 1-metrową warstwą torfu mszystego z udziałem turzyc w stropie. Cała warstwa torfu zawiera znaczny procent gytii wapiennej, jak też muszelek, stąd wykazuje wysoką zawartość części popielnych (22,3 — 34,1%) (profil 5, ryc. 2). Dalej na północ od Gopła torfowisko zalegające w rynnie między jeziorami ma średnią miąższość. Pod warstwą torfu turzycowo-trzcinowego silnie zamulonego (34,9% popiołu) zalega około 2-metrowa warstwa torfu trzcinowego, o popielności od 15,9 do 18,8%, podścielonego gytią wapienno-detrytusową. Warstwa wierzchnia torfowiska jest silnie zamulona i tworzy glebę mułowo-torfową.

Złoże torfowe położone na północny zachód od Gopła, a ciągnące się po jeziorze Mielno, można podzielić pod względem stratygrafii na dwie partie: południową i północną. Partię południową buduje wyłącznie płytki torf trzcinowy silnie zamulony. Sporadycznie spotyka się obok trzciny nieznaczna ilość turzyc, a już do wyjątkowych przypadków należy występowanie na kontakcie z podłożem warstwy torfu sfgnowego (profil 7, ryc. 2).

Odmienny charakter ma partia północna omawianego torfowiska, którą obrazuje profil 15 (ryc. 2). Tu obok trzciny w profilu torfowiska widoczny jest znaczny udział turzyc i mchów.

T o r f o w i s k a w N o t e c i z a c h o d n i e j. Torfowiska występujące w źródłiskowej części Noteci zachodniej są wynikiem zarośnięcia brzeżnych partii zatok Jeziora Skorzęcińskiego oraz jezior Czarnego

i Białego. Przeważnie występuje tu torf trzciniowy w znacznym stopniu zamulony, lub torf mszysto-turzykowy podścielony torfem trzciniowym (profil 8, ryc. 2).

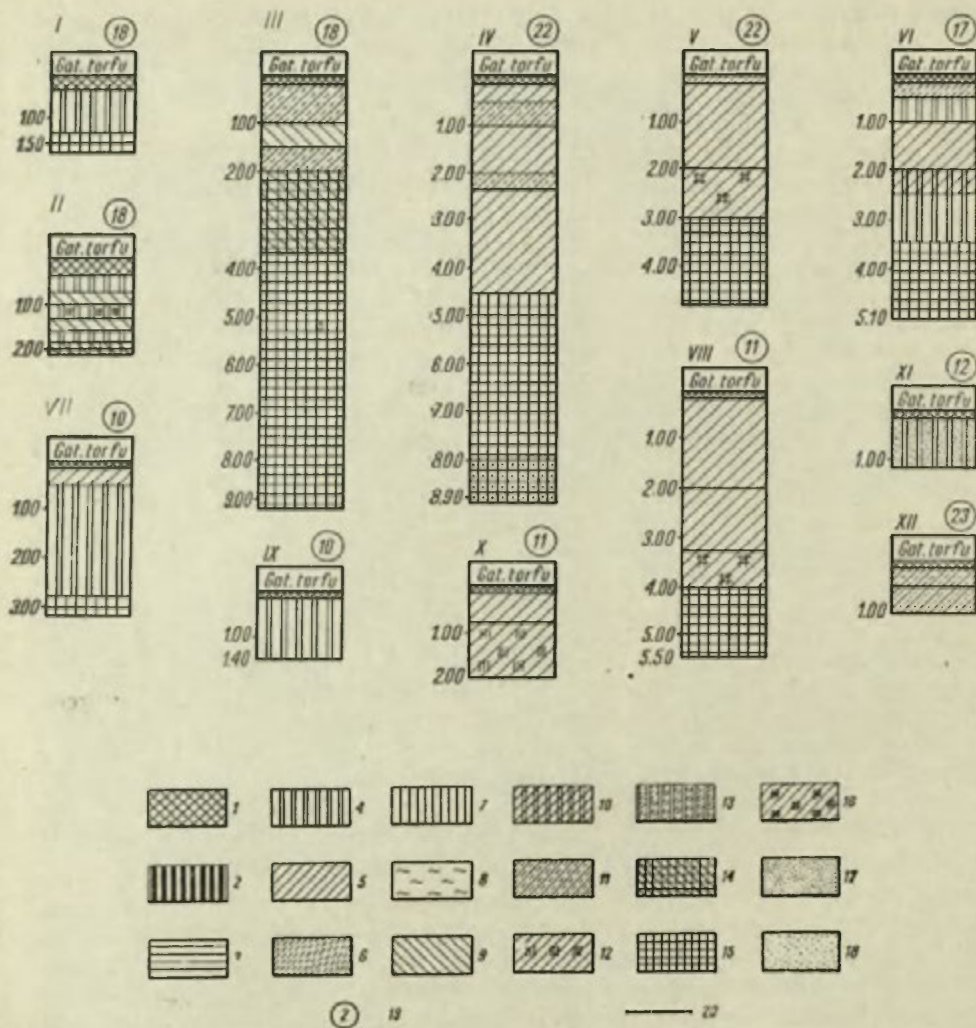
Rejon Jeziora Kamienieckiego bogaty jest zarówno w ilość występujących tu torfowisk, jak też różnorodność ich budowy.

Na specjalną uwagę zasługuje profil 9 (ryc. 2), charakteryzujący torfowisko położone na południowy wschód od Jeziora Kamienieckiego. Partie brzeżne tego torfowiska buduje w całym profilu torf trzciniowy. Natomiast w partii centralnej, w warstwach wierzchnich zalega gytia detrytusowo-wapienna, stopniowo w głąb coraz bardziej wymieszana w warstwach z torfem bezpostaciowym. Pod tym utworem występuje torf turzykowo-trzciniowy, który ku dołowi przechodzi w trzciniowy. Świadczy to o wykształceniu się zbiornika wodnego na istniejącym torfowisku, który następnie został wypełniony gytia i torfem. Torfowisko położone na północny wschód od Jeziora Kamienieckiego, a reprezentowane przez profil 10 (ryc. 2) jest nieskomplikowane w swej budowie. Cały profil składa się ze szczątków trzciny i podścielony jest gytia detrytusowo-wapienna, bardziej lub mniej wymieszana z torfem bezpostaciowym. Popielność torfu kształtuje się około 20%. Na uwagę zasługuje występowanie gytii w warstwie wierzchniej, której miąższość dochodzi do 0,5 m. Podobnie gytia w warstwie wierzchniej spotyka się na torfowiskach, które reprezentuje profil 12 (ryc. 2). Świadczy to, podobnie jak w przypadku poprzednim, o zalaniu wodą wykształconych już torfowisk. Pod warstwą gytii na torfowisku, z którego podano profil 12, występuje torf mszysto-turzykowy o popielności około 15%, podścielony głębiej torfem turzykowym, zalegającym na gytii. Jeszcze inną stratygrafię ma torfowisko wysunięte najbardziej na zachód w omawianym rejonie. Zbudowane jest ono wyłącznie z torfu mszystego o wysokiej popielności (21,1 — 31,9%), zalegającego na podłożu mineralnym (profil 12, ryc. 2). W rejonie tym występuje również szereg drobnych obniżeń wypełnionych gytia, która obecnie przykryta jest cienkim kożuchem torfu i roślinności torfotwórczej.

Torfowiska w dorzeczu Noteci od Pakości do N a k ł a. Noteć wschodnia i zachodnia łączą się w rejonie Jeziora Pakoskiego. Na terenie tym spotykamy szereg torfowisk. Jak wynika z mapy (ryc. 1), południowy brzeg Jeziora Pakoskiego uległ znacznemu przesunięciu na północ. Świadczy o tym występujące tu torfowisko, w którego budowie obok torfu turzykowo-trzciniowego duży udział ma gytia z muszelkami, wymieszana z torfem bądź występująca w postaci oddzielnych warstewek. Miąższość powyższego utworu waha się od 0,5—2 m. W spagu na całym złożu zalega gytia wapienna z muszelkami silnie zasilona na kontakcie z podłożem. Tego rodzaju stratygrafia wykazuje historię zarastania jeziora, które miało zmienne poziomy wody, a tym samym wielokrotnie wkraczało na tworzące się torfowiska, zatapiając je i powodując odkładanie się warstw gytii i muszelek na torfie.

Główna rynna Jeziora Pakoskiego ma odgałęzienie w kierunku wschodnim, którym odpływa część wód Noteci. Rynna ta jest w znacznym stopniu wypełniona torfem trzciniowym z gytia. Stratygrafia jego wskazuje, iż torfowisko to było dawniej zatoką Jeziora Pakoskiego i że poziom lustra tego jeziora ulegał wielokrotnym wahaniom.

Na północ i północny wschód od jeziora Mielno, w schodzących się z różnych kierunków rynnach, występuje szereg drobnych torfowisk po-



Ryc. 3. Profile stratygraficzne torfowisk w dolinach Gąsawki i Panny. Objaśnienia do ryc. 2, 3, 4, 5: 1 — wierzchnica, 2 — mursz, 3 — utwór mułowo-torfowy, 4 — torf trzciniowy, 5 — torf turzycowy, 6 — torf mszysty, 7 — torf drzewny, 8 — torf sfałdowany, 9 — torf bezpostaciowy, 10 — torf turzycowo-trzciniowy, 11 — torf turzycowomszysty, 12 — torf bagnicowo-turzycowy, 13 — torf mszysto-trzciniowy, 14 — torf bezpostaciowy z gytia, 15 — gytia, 16 — torf turzycowy ze śladami gytii, 17 — muł, 18 — piasek, 19 — nr poz. bibliograficznej dokumentacji, na podstawie której wykonano profil

Stratigraphic profiles of peat bogs in the valleys of the rivers Gąsawka and Panna. The keys for figures 2, 3, 4, 5: 1 — surface soil, 2 — „mursz”, 3 — loamy peaty deposit, 4 — reed-peat, 5 — sedge-peat, 6 — moss-peat, 7 — wood-peat, 8 — *Sphagnum*-peat, 9 — amorphous peat, 10 — reed-sedge-peat, 11 — reed-moss-peat, 12 — *Scheuchzeria carex*-peat, 13 — moss-reed-peat, 14 — amorphous peat with sapropel, 15 — sapropel, 16 — reed-peat with traces of sapropel, 17 — loam, 18 — sand, 19 — number of references upon which sections are based

jeziorowych. Stratygrafię ich obrazuje profil 16 (ryc. 2). W torfowiskach tych przeważa torf mszysty, przykryty cienką warstwą utworu mułowego. Pod torfem mszystym występuje przeważnie torf bezpostaciowy ze znaczną ilością gytii detrytusowo-wapiennej, której ilość ku dołowi stopniowo wzrasta. Torf mszysty ma dużą zawartość części mineralnych (39,9 — 49,3%).

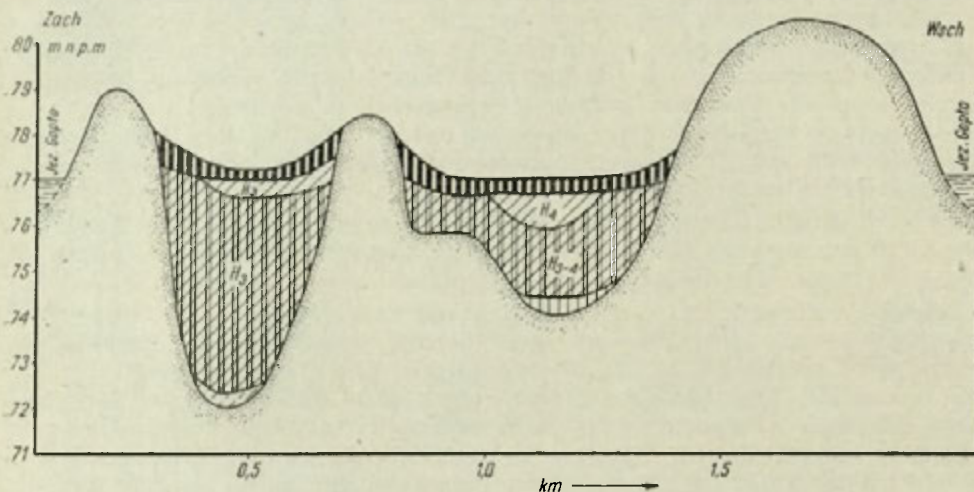
Równoleżnikowy odcinek Noteci na zachód od jeziora Mielno, wykazuje istnienie wydłużonego torfowiska. W złożu tym można spotkać partie torfu podścielonego gytia, a także partie, gdzie torf zalega bezpośrednio na podłożu mineralnym. Ten drugi wypadek należy łączyć z występowaniem torfowisk na progach, jakie spotyka się w rynnach. Zarówno torf na podłożu mineralnym, jak też torf podścielony gytia wapienną, zwykle zailoną, wykazuje podobną budowę. Przeważnie w warstwach wierzchnich występuje torf turzycowy, który ku dołowi przechodzi w torf trzcinyowy (profil 17, ryc. 2). Zawartość części mineralnych w omawianym złożu kształtuje się średnio około 15%.

Po zachodniej stronie Jeziora Wolickiego występuje lokalne płytkie złożo torfu trzcinyowego silnie zamulonego, typowego dla doliny o charakterze erozyjnym, wykazującej duże przypiływy wód i okresowe wylewy.

Ostatnie torfowisko na omawianym odcinku Noteci — to potężny kompleks torfowy, zlokalizowany w pradolinie Noteci-Warty i reprezentowany przez profile 18, 19, 20, 21 (ryc. 2) oraz przekrój stratygraficzny B (ryc. 5), (15, 31, 35). Torf początkowo występuje w dolinie w formie gniazd. Następnie rozpoczyna się duży kompleks torfowy, który wytworzył się w zakolu Noteci. Istniało tu jeziorko, po którym pozostał ślad w postaci złoża gytii, jak też w formie zarastającego oczka, obecnie przykrytego kożuchem roślinnym. Wokół tego jeziorka rozciąga się obszar przykryty pokładem torfu stosunkowo niewielkiej miąższości (do 1,5 m). Północno-wschodnią część dzisiejszej doliny zajmują utwory organiczno-mineralne, z dużą domieszką związków żelaza. Związki te występują w znacznych ilościach również w glebach murszowo-torfowych, jakie wytworzyły się z torfów po odwodnieniu tego terenu. Można przypuszczać, że w omawianym rejonie cała obecnie dolina objęta była niegdyś procesem torfotwórczym. Na skutek wykonanego w wieku XIX odwodnienia nastąpiło znaczne obniżenie się miąższości pokładów organogenicznych, spowodowane nie tylko osiadaniem, ale też biochemicznym spalaniem się torfu w warstwach powierzchniowych. W wyniku tego peryferyjne, płytsze partie torfowiska pozbawione zostały torfu i dziś pokryte są glebami murszowo-mineralnymi, wytworzonymi z płytkich torfów.

Kotlinowaty obszar doliny powyżej ujścia Gąsawki do Noteci wypełniają torfy o miąższości od 0,5 do 1,5 m, przeważnie trzcinyowe, miejscami turzycowo-trzcinyowe lub drzewno-trzcinyowe. Pod torfem występują gniazdami gytia detrytusowo-wapienna lub wapienna. Obecnie obszary te pokrywają gleby murszowo-torfowe. Poniżej ujścia Gąsawki dolina Noteci na całej swej szerokości wysłana jest pokładem torfu o miąższości przeważnie około 1 m, zalegającym bezpośrednio na podłożu mineralnym. Torfowisko tworzyło się tu w wyniku równomiernego podtapiania doliny rozlewającymi się wodami meandrującej przy małym spadku rzeki. Powstał torf trzcinyowy, zamulony, o popielności przeważnie 20—30%. Szerokie młynów istniejących na tym terenie piętrzy wodę w rzece i powoduje zabagnianie, które utrzymuje również obecnie proces torfotwórczy.

Torfowiska w dorzeczu Panny i Gąsawki. W jednej z rynien w rejonie Jeziora Wiecanowskiego spotyka się 25 torfowisk, których stratygrafię przedstawiają trzy najbardziej typowe profile z tego terenu (I, II, III, ryc. 3). Złoża torfowe tego rejonu połączyć można w dwie grupy: torfowiska zalegające bezpośrednio na podłożu mineralnym oraz złoża pojeziorowe, zalegające na gytii. Miąższość torfu w obydwu grupach jest mniej więcej jednakowa i kształtuje się w granicach od 1,5 do 3,5 m, chociaż spotyka się też złoża, gdzie grubość pokładu torfowego dochodzi



Ryc. 4. Przekrój stratygraficzny wzdłuż linii A. Objasnienia na ryc. 3

Stratigraphic profile along the A-line. The keys for Figure 4 are as for Figure 3

do 5,2 m. Pod względem składu botanicznego wszystkie złoża można połączyć w cztery grupy. Pierwsza grupa, ilościowo największa, to torfowiska, w których całe złoża zbudowane są wyłącznie z trzciny zalegającej na podłożu mineralnym lub podścielone cienką warstwą gytii (profil I, ryc. 3). Popielność w tej grupie jest niska, około 10%.

Do drugiej grupy ziół należą torfowiska zbudowane, podobnie jak i poprzednie, z torfu trzcinowego, w którym występują wkładki gytii. Stąd złoża te wykazują wyższą popielność ponad 20%, a czasem przekracza ona 39% (profil II, ryc. 5). Są to torfowiska tworzące się pod wpływem zmiennego poziomu wód, który powodował okresowe ich zatapianie.

Trzecia grupa torfowisk to złoża zbudowane z torfu turzycowo-trzcinowego o popielności przekraczającej 25%. Podścielone są one warstwą gytii detrytusowo-wapiennej o miąższości od 1—7 m. Są to torfowiska powstałe drogą rozwoju zbiorowisk szuwarowych.

Do ostatniej grupy ziół należy torfowisko podścielone, podobnie jak w grupie trzeciej, grubą warstwą gytii detrytusowo-wapiennej (do 7,5 m), ale zbudowane z torfu mszysto-turzycowego, przewarstwowanego bezpostaciowym torfem wymieszonym z gytią (profil III, ryc. 5). Pomimo znacznej ilości gytii detrytusowo-wapiennej w torfie wykazuje on nieznaczną ilość części mineralnych (6,7 — 16,9%). Są to torfowiska pojeziorowe powstałe drogą zarastania jezior przez pływający kożuch roślinny.

Jak więc widzimy, torfowiska występujące w dolinie rzeki Panny powstały w dwojaki sposób: przez zarastanie zbiorników wodnych (jezier) oraz w wyniku równomiernego i powolnego podtapiania doliny wodami rzecznyymi. Zarówno w pierwszym przypadku, jak również częściowo w drugim zachodziły znaczne wahania poziomów wód. Powodowało to odkładanie się warstw gytii, które spotyka się obecnie w złożu, przemieszane z torfem.

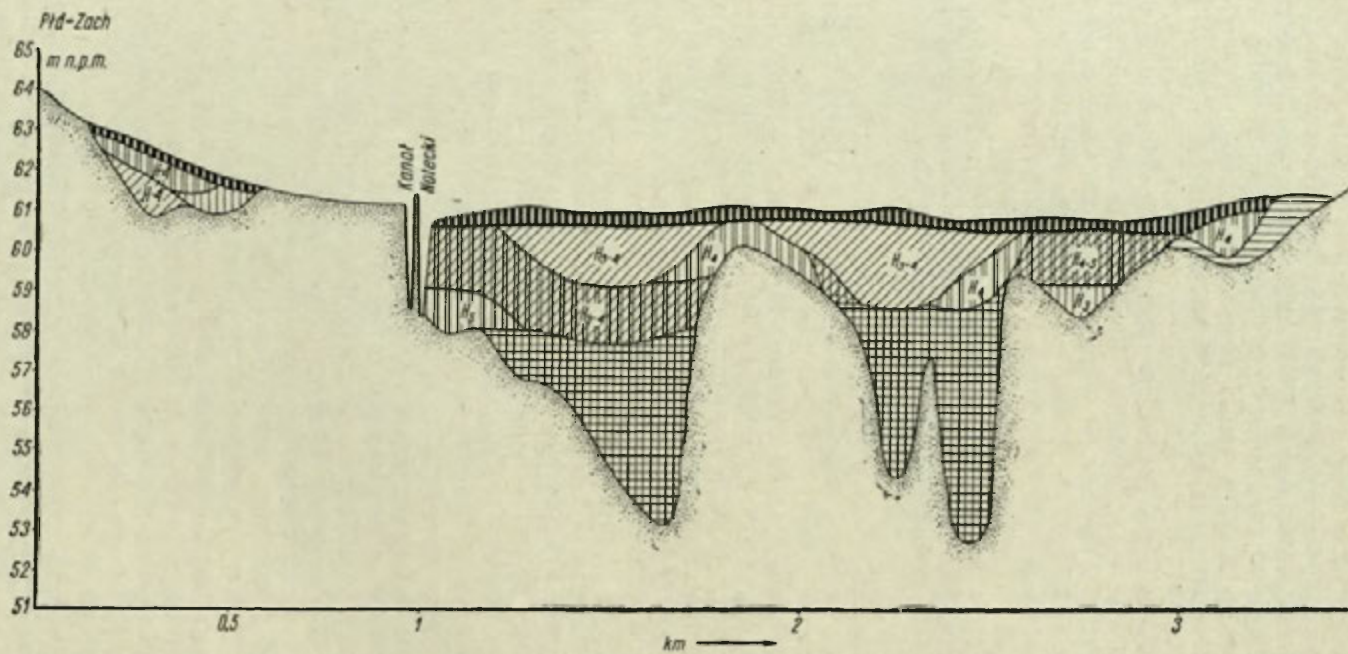
Torfowiska występujące w dolinie Gąsawki na odcinku od źródeł do wkroczenia rzeki na teren pradoliny powstały przez zarosnięcie całych jezior lub ich części. Widoczne to jest przy analizie stratygrafii profilów torfowych IV, V, VI (ryc. 3). Z tego rejonu złoża torfowe w źródłowej części Gąsawki o miąższości od 3 do 4,5 m zbudowane są w warstwach wierzchnich z torfu turzycowego z udziałem mchów, które występują warstwami. W spagu zalega torf drzewno-turzycowy. Popielność w tych torfach waha się od 10 do 15%, przy czym gwałtownie podnosi się w warstwach wierzchnich (50—90%) profil IV, ryc. 3). Jest to wynik namulenia.

Bardziej w dół rzeki złoża torfu mają inną budowę. W partiach brzeżnych tej potężnej rynny polodowcowej (żnińskiej) występują płytkie (0,5—0,8 m), zamulone torfy trzcinowe. Dalej spotyka się złoża głębsze (do 3,0 m), zbudowane z torfu drzewno-turzycowego, który ku dołowi przechodzi w torf turzycowy, zalegający na gytii wapiennej, której miąższość dochodzi nieraz do 3 m (profil V, ryc. 3). Inną budowę wykazują znów złoża w rejonie profilu VI, gdzie w warstwie wierzchniej występuje warstwa torfu mszystego, który ku dołowi poprzez torf trzcinowy przechodzi w turzycowy. Ten skok ustępuje na korzyść torfu trzcinowego, który zalega na gytii. Popielność w złożach jest różna, od 11 do 28%. Złoża położone bardziej na północy, aż po Jezioro Żnińskie Duże, mają jednorodną budowę, na którą składa się wyłącznie torf trzcinowy, podścielony we wszystkich wypadkach gytia wapienną (profil VII, ryc. 3). Miąższość torfu jest w tym rejonie przeważnie znaczna i wynosi od 1 do 5 m, zawartość zaś części mineralnych kształtuje się około 20%.

Torfowiska występujące w bocznej dolince na zachód od Jeziora Żnińskiego Dużego są bardzo płytkie i zajmują gniazdami lokalne obniżenia terenowe. Zbudowane są one z torfu turzycowego silnie zamulonego. Odmienną stratygrafię ma jedno z nich, położone w północno-zachodniej części tego obszaru. Ma ono pokład torfowy o miąższości 1,5 m, zbudowany z warstw torfu turzycowego, mszysto-turzycowego i drzewno-turzycowego. Zawartość składników popielnych utrzymuje się w granicach od 22,2 do 45,5%. Złoże to podścielone jest 1-metrową warstwą gytii ilastej.

W przedłużeniu Jeziora Żnińskiego w kierunku północnym występuje złożo torfowe o miąższości do 40 m zbudowane głównie z turzyc z udziałem trzciny w warstwach środkowych profilu i gytii wapiennej w spagu (profil VIII, ryc. 3). Zawartość części popielnych w torfie tym waha się od 9 do 25%, a w torfie z gytia ponad 38%.

Torfowiska Gąsawki zlokalizowane w pobliżu pradoliny, jak również i w samej pradolinie, są przeważnie płytkie (do 1 m) i występują bądź wstęgami wzdłuż ścieku, bądź też w postaci większych lub mniejszych gniazd zlokalizowanych w różnych częściach rozległej i płaskiej doliny. Oprócz torfów płytkich spotyka się tu gniazda torfu turzycowo-trzcinowego o miąższości do 2,8 m, jak też gniazda gytii przykrytej cienką



Ryc. 5. Przekrój stratygraficzny wzdłuż linii B. Objasnienia na ryc. 3
 Stratigraphic profile along the B-line. The keys for Figure 5 are as for Figure 3

warstwą torfu. W przeważającej ilości złóż płytkich dominuje torf trzciniowy (profil IX), nieraz zamulony (profil XI), który buduje cały profil i zalega na podłożu mineralnym. Popielność jego układa się w granicach od 12 do 26%. Inne złoża w tym rejonie zbudowane są z namulonego torfu turzycowego, przykrytego cienką warstwą torfu mszysto-turzycowego (profil XII, ryc. 3) lub torfu turzycowego, który w warstwach spągowych wykazuje znaczny udział bagnicy i przekształca się w torf bagnicowo-turzycowy.

Reasumując omawianie charakteru torfowisk na terenie dorzecza górnej Noteci, możemy stwierdzić występowanie pewnych prawidłowości powtarzających się na tle kilku omawianych wyżej dolin rzecznych i ich otoczenia. Zależnie od rodzaju terenu występuje określony rodzaj złoża torfowego. Tak np. w źródłiskowych partiach dorzecza występują torfowiska wytworzone przez zarastanie jezior. Zabagnione doliny rzeczne wysłane są określonym rodzajem złóż. Jeszcze inne torfowiska spotyka się w obniżeniach nie związanych z doliną. Mając to na uwadze można przeprowadzić klasyfikację scharakteryzowanych torfowisk.

Klasyfikacja torfowisk występujących w dorzeczu górnej Noteci

Podział torfowisk w dorzeczu górnej Noteci możemy przeprowadzić, opierając się na kryteriach fizjograficznych, różnicujących sposób powstawania złóż torfowych. Rzeczą charakterystyczną jest, że w różnych warunkach geomorfologicznych kształtują się określone rodzaje złóż torfowych, uzależnione od rodzaju wody zabagniającej dany teren. Z przeglądu torfowisk górnonoteckich wynika, iż możemy wydzielić trzy zasadnicze rodzaje torfowisk, a mianowicie: 1) tworzące się na wodach jeziorowych, 2) rzecznych, i 3) gruntowych.

1. Torfowiska tworzące się na wodach jeziorowych (pojeziorowe) charakteryzują się tym, że złoża ich zawiera zawsze warstwę gytii zalegającej w jego spągu. Torfowiska te różnią się między sobą sposobem powstawania, który uzależniony jest od istnienia lub braku wyraźnego przepływu wody przez jeziora. Są więc torfowiska pojeziorowe przepływowe, które powstały ze zbiorowisk szuwarowych wkraczających do wypełnionego gytią zbiornika. Roślinność szuwarowa (trzcina, pałka wodna, sit i inne) zakorzenia się w dnie jeziora i daje początek torfowi szuwarowemu (głównie trzciniowemu), osadzającemu się bezpośrednio na gytii. Niekiedy torfowiska pojeziorowe przepływowe rozwijają się przy zmiennym poziomie wód w jeziorze, co zaznacza się przemieszaniem warstw gytii i torfu w złożu. Jest to wynik zalewania torfowiska przez jezioro w okresie wyższego poziomu wód i związanego z tym odkładania się gytii na torfie. Kilkakrotne ponawianie się tego zjawiska doprowadza do wytworzenia się złoża o warstwowanym profilu.

Drugi rodzaj tworzą torfowiska pojeziorowe bezprzepływowe, kształtujące się w formie pływającego kożucha, zbudowanego z roślinności turzycowo-mszystej. W stratygrafii złoża widoczne to jest przez odłożenie się torfu turzycowo-mszystego bezpośrednio na gytii. Dalszy rozwój torfowiska może być różny, uzależniony od tego, jaki rodzaj wód wpływa na zbiorowiska roślinne zajmujące obszar dawnego jeziora.

2. Torfowiska tworzące się na wodach rzecznych (rieczne, 11) rozwijają się w miejscach utrudnionego spływu wód, które rozlewając się zabagniają teren. Zależnie od stopnia tamowania przepływu wód powstają torfowiska rzeczne zastoiskowe, które w swej budowie przypominają torfowiska pojeziorowe przepływowe tworzące się przy zmiennym poziomie wody w jeziorze. Duże wylewy powodują tworzenie się w dolinie rzeki okresowych zastoisk, w których odkładają się warstwy muszelek wapiennych lub przy zalewie głębszym — warstwy gytii. Złoża torfowe zbudowane są głównie z resztek trzciny.

Inny rodzaj torfowisk rzecznych można określić jako rzeczne rozlewiskowe powstające na obszarach krótkotrwałych zalewów. Zbudowane są z torfu, w którym obok trzciny występują jako główny element torfotwórczy duże turzyce. Często w torfie zalegają wkładki namulów osadzonych przez rzekę (aluwialnych), które mogą też tworzyć całe pokłady utworów mułowych wśród złóż torfowych.

3. Torfowiska tworzące się na wodach gruntowych (wodnogruntowe) występują we wszelkich obniżeniach terenowych, zabagnionych na skutek wysokiego poziomu wód gruntowych, zalegającego równo z powierzchnią terenu lub nieco ponad tę powierzchnię. Zależnie od intensywności zabagnienia torfowiska te można podzielić na wodnogruntowe zalewne oraz podtapiane.

Torfowiska wodnogruntowe zalewne zbliżone są w swym charakterze zarówno co do szaty roślinnej, jak tej budowy złoża nieco do torfowisk rzecznych rozlewiskowych. Zalewanie tych torfowisk następuje przez wody z terenów przyległych do torfowiska, które przynoszą składniki mineralne, jak też namuły (deluwialne). Podnosi to żyzność środowiska, co uzewnętrznia się w formie bujniejszych zespołów roślinności torfotwórczej (leśne olszynowe, turzycowe z turzyc dużych) oraz w gatunkach torfu: drzewny, turzycowy — silnie rozłożony, zasobny w części mineralne.

Torfowiska wodnogruntowe podtapiane tworzą się w miejscach utrzymywania się wysokiego poziomu wód gruntowych bez zalewów, które mogą występować tylko sporadycznie przy wyjątkowo wysokim poziomie wód w danym rejonie. Budują ją głównie turzyce i mchy z ewentualnym udziałem zarośli lub lasków brzoźowych. Powstaje tu torf turzycowomyszysty, czasem z domieszką drewna (brzozy). Są to torfy lekkie, pęczniące łatwo przy podnoszeniu się poziomu wód gruntowych, co chroni torfowisko przed zalewem. Rozkład torfu jest mały, popielność poniżej 10%.

Na podstawie analizy usytuowania torfowisk górnonoteckich można wnioskować, że torfowiska pojeziorowe występują głównie w rynnach polodowcowych zajętych przez jeziora, jak też w obniżeniach powstałych drogą wytopisk na obszarze pradoliny. Torfowiska rzeczne tworzą się w dolinach rzek tam, gdzie istnieją progi lub inne przeszkody tamujące odpływ wody rzecznej. Torfowiska wodnogruntowe ulokowane są w szerokich dolinach w partiach dalej położonych od cieku, w rozległych obniżeniach wododziałowych (między Notecią a Wisłą lub Wartą), w obniżeniach na sandrach, w kotlinach śródwydmowych. Spotyka się je więc w dość różnorodnych partiach krajobrazu. Torfowisko pojeziorowe reprezentują zwykle średnio głębokie lub głębokie złoża torfu, zasobnego zwykle w części popielne. Torfowiska rzeczne są z reguły płytkie lub średnio głębokie, zamulone, bogate w składniki mineralne. Torfowiska wodno-

gruntowe są płytkie lub średniej miąższości, o torfie różnorodnej jakości, od silnie rozłożonego i wysokopopielnego (torfy leśne) do słabiorozłożonego, uboższego w części mineralne (torfy turzycowe).

Badanie torfowisk w oparciu o przesłanki fizjograficzne daje materiały, pozwalające prawidłowo zaprojektować system melioracyjny na terenach torfowych oraz przewidzieć najwłaściwszy sposób użytkowania tych terenów.

LITERATURA

- (1) D o b r o w i n T. *Bilans wodny zlewni Noteci oraz układ sieci rzecznej na tle hipsometrii* (rękopis). Bydgoszcz 1951.
- (2) F a l k o w s k i M., K a r ł o w s k a G. *Rys historyczny przebiegu gospodarki łąkowo-pastwiskowej w dolinie rzeki Noteci i jej dopływów*. RNR, Seria F, t. 72, z. 2, 1957.
- (3) G a l o n R. *Kujawy „Białe i Czarne“*. „Badania Geograficzne“, z. 4—5, Poznań 1929.
- (4) G a l o n R., R o s z k ó w n a L. *Przeglądowa mapa geomorfologiczna woj. bydgoskiego*. „Przegląd Geograficzny“, t. XXV, z. 3, 1953.
- (5) G o r c z y ń s k i W. *Nowe izotermy Polski, Europy i kuli ziemskiej*, Warszawa 1947.
- (6) H o h e n d o r f E. *Klimat Kujaw i przyległej części pradoliny Wisły w świetle potrzeb rolnictwa*. „Postępy Wiedzy Rolniczej“, z. 1, 1952.
- (7) K r y g o w s k i B. *Morfologiczny krajobraz Wielkopolski*. „Geografia w Szkole“ nr 1, 1949.
- (8) K r y g o w s k i B. *O nowych podziałach Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej*. „Badania Geograficzne nad Polską Zachodnią“, Poznań 1956.
- (9) K r y g o w s k i B. *Uwagi o związku jezior Niziny Wielkopolskiej z wodami gruntowymi*. „Przegląd Geograficzny“, t. XXVI, z. 4, 1954.
- (10) K r y g o w s k i B. *Mapa morfologiczna Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej w skali 1:100 000* (rękopis).
- (11) K u l c z y ń s k i S. *Torfowiska Polesia*. Kraków. Nakładem autora. „Prace Rolniczo-Leśne“, nr 37, t. I, 1939; t. II, 1940.
- (12) L e n c e w i c z S. *Dyluwium i morfologia Środkowego Powiśla*. „Prace Instytutu Geologicznego“, t. 2, z. 2, 1927.
- (13) M a j d a n o w s k i S. *Jeziora Polski*. „Przegląd Geograficzny“, t. XXVI, z. 2, 1954.
- (14) P u c h a l a n k a U. *Zasięg Gopła i jego połączenia z Wisłą w naszej erze*. „Przegląd Zachodni“, nr 11/12, Poznań 1952.
- (15) R o s a B. *Mapa geomorfologiczna ark. Łabiszyn 1:25 000* (rękopis w Pracowni Geomorfologii i Hydrografii IG PAN w Toruniu). Toruń 1955.
- (16) S z u n i e w i c z J., C h u r s k i T. *Charakterystyka terenów torfowych w rejonie łąk łabiszyńskich*. „Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.“, z. 10, 1957.

DOKUMENTACJE GEOLOGICZNE TORFOWISK

- (17) D z i a k W. *Dokumentacja geologiczna torfowisk «Prądocin»*. *Bad. wstępne*. Towarzystwo Naukowe Ekspertów Budownictwa w Polsce, 1959.
- (18) D z i a k W. *Dokumentacja geologiczna torfowiska «Jordanówek»*. *Bad. wstępne*. Towarzystwo Naukowe Ekspertów Budownictwa w Polsce, 1959.

- (19) D z i a k W. *Dokumentacja geologiczna torfowiska «Tuczno—Mierzwin, Jak-siczki».* *Bad. wstępne.* Towarzystwo Naukowe Ekspertów Budownictwa w Polsce, 1959.
- (20) D z i a k W. *Dokumentacja geologiczna torfowisk «Dolina rzeki Noteci» na odcinku: Węgierce—Sielec—Koluda Wlk.—Koluda Mł.* *Bad. wstępne.* Towarzystwo Naukowe Ekspertów Budownictwa w Polsce, 1959.
- (21) D z i a k W. *Dokumentacja geologiczna torfowisk «Bożejewice—Żegotki—Ciechrz».* *Bad. wstępne.* Towarzystwo Naukowe Ekspertów Budownictwa w Polsce, 1959.
- (22) D z i a k W. *Dokumentacja geologiczna torfowiska «Szarlej».* *Bad. wstępne.* Towarzystwo Naukowe Ekspertów Budownictwa w Polsce, 1959.
- (23) D z i a k W. *Dokumentacja geologiczna torfowiska «Złotowo-Orpikowo».* *Bad. wstępne.* Towarzystwo Naukowe Ekspertów Budownictwa w Polsce, 1959.
- (24) J u r k i e w i c z I. *Dokumentacja geologiczna złoża torfu «Popowice».* *Podk. C₂. Geotorf,* 1957.
- (25) K i e r s z t e j n H. *Dokumentacja geologiczna złóż torfu «Ostrówek».* *Podk. C₂. Geotorf,* 1956.
- (26) K o ł y s z J. *Dokumentacja geologiczna złóż torfu «Dolina rzeki Noteci» na odcinku Wenecja—Znin.* *Podk. C₃. Geotorf,* 1959.
- (27) K o ł y s z J. *Dokumentacja geologiczna złóż torfu «Dolina rzeki Gąsawki» na odcinku Znín—Słupy.* *Podk. C₂. Geotorf,* 1958.
- (28) K o ł y s z J. *Dokumentacja geologiczna złóż torfu «Dolina rzeki Gąsawki» na odcinku Słupy—Szubin.* *Podk. C₂. Geotorf,* 1959.
- (29) K r a s n o d ę b s k i W. *Dokumentacja geologiczna złóż torfu «Długie».* *Podk. C₂. Geotorf,* 1958.
- (30) K r a s n o d ę b s k i W. *Dokumentacja geologiczna złóż torfu «Dolina rzeki Noteci» na odcinku jez. Brdowskie—Sierakowy.* *Podk. C₂. Geotorf,* 1958.
- (31) K u r a s z k i e w i c z W. *Dokumentacja geologiczna złoża torfu «Błonia-wy—Lubstów—Stefanowo».* *Podk. C₂. Geotorf,* 1957.
- (32) O k r u s z k o H. *Dokumentacja geologiczna złóż «Dolina rzeki Noteci».* *Charakterystyka ogólna.* Katedra Torfoznawstwa SGGW, Zakład Wykorzystania Torfowisk IMUZ, 1957.
- (33) S i k o r s k i S. *Dokumentacja geologiczna złóż torfu «Biskupin».* *Podk. C₂. Geotorf,* 1958.
- (34) S i k o r s k i S. *Dokumentacja geologiczna złóż torfu «Parlinek».* *Podk. C₂. Geotorf,* 1959.
- (35) S i k o r s k i S. *Dokumentacja geologiczna złóż torfu «Dolina rzeki Noteci» na odcinku Słowikowo—Kwieciszewo.* *Podk. C₃. Gtotorf,* 1959.
- (36) S z u n i e w i c z J. *Dokumentacja geologiczna złóż torfu «Dolina rzeki Noteci» na odcinku Łabiszyn—Nakło.* *Podk. C₃. Katedra Torfoznawstwa SGGW, Zakład Wykorzystania Torfowisk IMUZ,* 1957.
- (37) T o ł p a S. *Dokumentacja przyrodniczo-geologiczna złóż torfowych w rejonie: Gąsawa—Oćwieka—Szelejewo.* *Bad. wstępne.* Katedra Botaniki WSR we Wrocławiu, 1959.
- (38) T o ł p a S. *Dokumentacja przyrodniczo-geologiczna złóż torfowych w rejonie: Srebrna Góra—Retkowo—Jaroszewo.* *Bad. wstępne.* Katedra Botaniki WSR we Wrocławiu, 1959.

ТАДЕУШ ХУРСКИ, ГЕНРИК ОКРУШКО

ТОРФЯНИКИ В БАСЕЙНЕ ВЕРХНЕГО НОТЕЦА

Характеристика торфяников в бассейне верхнего Нотеца, от истоков этой реки до соединения Нотеца с Быдгошским каналом в Торуньско-Эберсвальдской прадолине была разработана на основании авторских исследований, а также материалов собранных другими учреждениями. На рассматриваемой территории бассейна верхнего Нотеца, занимающей 3.600 кв. км было исследовано 180 торфяников общей поверхностью 10.910 га. На основании исследований была составлена характеристика этих залежей, учитывающая их стратиграфию, разложение торфа и его зольность. Затем был проведен анализ связи между структурой местности, в которой выступает торфяник, а также окружающей местности с типом торфяных залежей. Была установлена зависимость между геоморфологией местности и родом образовавшегося торфяника, основывалась она, главным образом, на способе заболоченности местности.

На основании собранных материалов была проведена классификация торфяников верхнего Нотеца на базе физикогеографических предпосылок, учитывающих рельеф местности, который обуславливает направления стока воды, а тем самым способ заболачивания ниже-расположенных участков, на которых возникают торфяники. Классификацией выделены, в условиях бассейна верхнего Нотеца, три основных типа торфяников: а) образующиеся на озерных водах, б) образующиеся на речных водах, в) образующиеся на грунтовых водах. Эти три типа торфяников, называемые поозерными, речными и водогрунтовыми можно разделить на дальнейшие системные единицы (подтипы), опирающиеся на тот-же критерий, т.е. на способ водного питания торфяника.

а) Поозерные торфяники делятся на:

1) проточные — образующиеся путем зарастания озер камышом, которые откладывают камышовый торф, сильно разложенный, богатый золистыми частями; 2) непроточные — образующиеся вследствие надвигания на озеро растительного покрова из мха и осоки, который откладывает осоко-мховый торф, слабо разложенный, низкозолистый.

б) Речные торфяники можно разделить на:

1) застойные — образующиеся в местах продолжительных разливов, откладывающие камышовый торф часто с раковинками и гитией; 2) пойменные — образующиеся в местах кратковременных разливов, откладывающие торф, образованной большой осокой, сильно разложившийся, богатый золистыми частями, иногда занесенный илом из аллювиальных отложений. В торфяниках образующихся на грунтовых водах можно выделить следующие подтипы: 1) пойменные образующиеся на площадях заболоченных высоким уровнем грунтовых вод, заливающих данные низины вплоть до их затопления. Торф образуется из торфообразующих веществ типичных для более плодородной среды (лесной торф, камышовый, осоковы — из большой осоки). Такой торф, сильно разложившийся, богатый составными минеральными частями, часто занесенный илом, образованным из деллювиальных отложений; 2) частично затапливаемые — образующиеся в низменных местностях незаливаемых грунтовыми водами из растительных отложений менее плодородных. Откладывается торф менее разложившийся с преимуществом осоки, малозольный.

Проведение исследований торфяников, опираясь на физикогеографических предпосылок, дает материалы, позволяющие правильно запроектировать мелиорационную систему в торфяных районах, а также предусмотреть самый рациональный способ использования этих районов.

Пер. А. Петровского

TADEUSZ CHURSKI AND HENRYK OKRUSZKO

PEAT BOGS IN THE UPPER NOTEC BASIN

The characteristics of peat bogs occurring in the Upper Noteć basin (from the river's spring to the place where the Noteć joins the artificial Bydgoszcz Channel within the Toruń-Eberswalde Urstromtal) is based upon investigations carried out by the authors as well as upon materials collected by other institutions. In the Upper Noteć basin covering an area of 3.600 sq. km. there have been examined 180 peat bogs occupying in general an area of 10.910 hectares. The characteristics of these layers of peat includes their stratigraphical composition, the decomposition of peat and the amount of ashes.

Then the relation between the structure and the relief of the area surrounding the peat bog and the kind of the layer of peat has been analysed. This analyses shows a connection between the relief and the kind of peat bog depending mainly on the character of the swampy area.

On this basis the Upper Noteć peat bogs have been classified due to the physiographic features. Special attention was paid to the relief which influences the distribution of water and the character of bogs in lower situated areas favourable to peat accumulation. Three basic types of peat bogs have been recognized in the Upper Noteć basin viz:

- 1) peat bogs developed on lake waters (post-lacustrine in origin);
- 2) peat bogs developed on river waters;
- 3) peat bogs whose origin is due to ground water.

These three types of peat bogs can be subdivided into smaller systematic units based on the same criterion i. e. the way of water supply of peat bogs.

1. Post-lacustrine peat bogs can be subdivided into:

1) Peat bogs with flowing water—they originated in lakes which became overgrown with reeds giving rise to a well decomposed reed peat rich in ashes;

2) Peat bogs without flowing water—they originated in lakes whose surface became covered with a fairly thick layer of moss and sedges giving rise to a less decomposed sedge-moss-peat leaving a few ashes.

2. Among river peat bogs there may be distinguished:

1) Peat bogs which originated in places where floods are long standing; here accumulated reed-peat which often has small shells and sapropel within it;

2) Peat bogs which originated in places invaded by short floods; here accumulated a well decomposed sedge-peat consisting of high sedges, rich in ashes, sometimes dirtied by loamy alluvial deposits.

3. Ground water peat bogs can be subdivided into:

1) Peat bogs which came into existence in depressions being completely flooded by water at high ground water level. Here accumulated forest-peat, reed-peat or sedge-peat composed of high sedges, typical of relative fertile conditions (environment). This peat is well decomposed, rich in mineral components, often dirtied by loamy deluvial deposits;

2) Peat bogs which originated in depressions being not flooded at high ground water level; the peat is composed of vegetation typical of less fertile environments (i. e. mainly sedges), the peat is less decomposed and gives a few ash.

Data obtained by investigations carried out on peat bogs and based upon physiographic features show how to plan a correct amelioration system in peaty areas and to foresee the best way of their utilization.

Translated by *Sylvia Gilewska*

ЯН СЮТА, АДАМ ПАРТЫКА

Пространственная изменчивость почв из лессовых
пород юго-восточной части Польши*According to Situation of Loess-Type Soils in the Variability
South-Eastern Parts of Poland*

Проводимые в настоящее время работы по закладке газопроводов, нефтепроводов, водопроводов, канализации и пр. создают возможность проведения ряда почвенных исследований. Подробное изучение процесса образования почвенного покрова требует не только определенного количества обыкновенно применяемых обнажений, но и во многих случаях является также необходимым исследовать взаимоположение ряда почвенных горизонтов, выступающих на большом пространстве. Однако, принимая во внимание большую стоимость таких работ, при проведении почвенных исследований большей частью не производим глубоких профилей, а обыкновенно довольствуемся небольшими обнажениями. Поэтому научно-исследовательские учреждения, изучающие поверхностные отложения, должны проявлять больше нежели до сих пор внимания к этим работам, проводимым разными техническими предприятиями. Основываясь на вышесказанном, мы использовали для почвенных исследований отрезки котлована, подготовленного для проведения газопровода на линии Ярослав—Жешув. Наблюдения, проведенные в ряде пунктов на этой линии, свидетельствуют о том, что горизонтальная изменчивость морфологических свойств по профилю почвы гораздо больше, нежели можно предполагать из ныне существующего рельефа местности. Эта изменчивость прежде всего обусловлена: прежним и существующим в настоящее время рельефом местности, процессом эрозии, различным механическим составом лесса как материнской породы, а также неодинаковой степенью процесса выветривания верхних слоев в различных элементах рельефа местности.

Очевидно, что рассматривая влияние вышеуказанных факторов на процесс образования морфологических свойств почвы, мы одновременно должны помнить о почвообразовательном значении растительного покрова.

На основании общего осмотра вышеуказанного котлована были избраны две характерные точки исследований с дифференцированным рельефом местности (рис. 1, 2). Установлено, что в некоторых местностях с плоской поверхностью значительная аккумуляция перегноя находится в связи со специфическими свойствами материнской породы. Однако, учитывая значительную мощность лессовых отложений, двухметровой глубины канала недостаточно для проведения обстоятельных исследований по этому вопросу. Поэтому более выгодных условий для этого рода исследований следовало искать среди

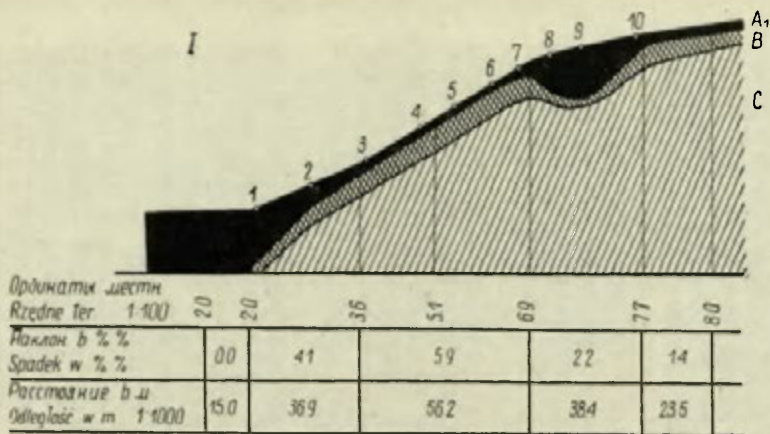
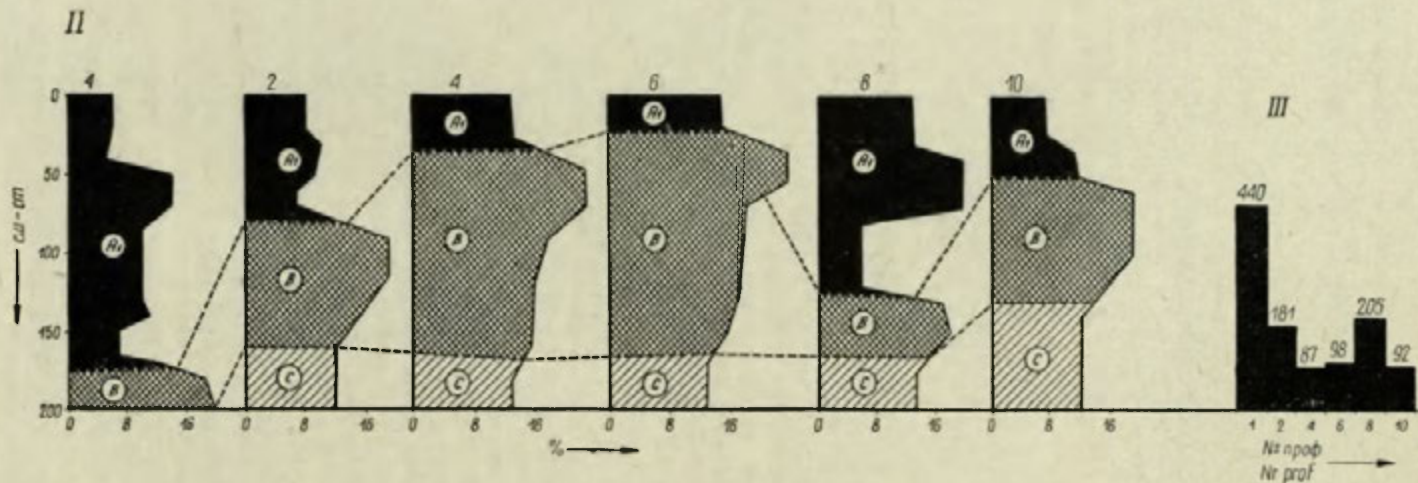


Рис. 1. Район деревни Вежба пов. Ярослав: *I* — почвенно-литологический профиль, рельеф местности и точки взятия образцов для лабораторных исследований (1—10); *II* — мощность перегнойного горизонта — A_1 и горизонта оглинённого лёсса — B , а также процентное содержание коллоидных частиц ($< 0,002$ мм) в некоторых точках рельефа местности; *III* — содержание гумуса в т на 1 га для некоторых исследованных точек

Teren wsi Wierzba pow. Jarosław: *I* — przekrój glebowo-litologiczny, rzeźba terenu i punkty pobrania próbek do oznaczeń laboratoryjnych (1—10); *II* — miąższość poziomu próchnicznego — A_1 i poziomu lessu glinionego — B , oraz procentowa zawartość cząstek koloidalnych ($< 0,002$ mm) w niektórych punktach rzeźby terenu; *III* — zawartość próchnicy wyrażona w tonach na 1 ha dla niektórych zbadanych punktów



достаточно глубоких и широких карьеров, обычно встречаемых при больших кирпичных заводах.

Проведенный осмотр разных кирпичных заводов полностью подтвердил наши наблюдения относительно влияния свойств лёсса как материнской породы на аккумуляцию перегной и, таким путем, на образование типа почвы. Особенно интересные примеры наблюдаются на кирпичном заводе Ярослав, где проведены более подробные исследования почв (рис. 3). Наши полевые и лабораторные исследования дают некоторое новое освещение характера и условий образования генетических горизонтов в обсуждаемых почвах из лессовых пород.

Мощность аккумуляционного горизонта и процентное содержание в нем перегной колеблется в довольно широких пределах. Более мощные перегнойные горизонты возникли, главным образом, вследствие процессов эрозии, выявившихся в период деятельности человека. Поскольку этого рода перегнойные и более мощные отложения выступают в различных низменных местностях, то безусловно назовем их почвами делювиальными. Относительно почв со схожим строением, но выступающих на плоских элементах рельефа местности либо на склонах, мы предполагаем, что имеем дело с глубоким черноземом, подвергшимся далеко идущей деградации. С этого рода интерпретацией мы не однажды встречались на различных почвенных конференциях, проведенных в полевой обстановке. Следует упомянуть, что, основываясь исключительно на единичных обнажениях, мы часто не в состоянии расшифровать делювиальное происхождение относительно глубоких перегнойных отложений, выступающих на склонах, либо на вершинах. Сравнивая выступающие рядом почвы с различной мощностью аккумуляционного горизонта, мы приходим к неверному выводу, согласно которому существующие ныне бурые почвы образовались вследствие сильного вымывания прежних черноземов. В действительности эти небольшие пятна более мощных перегнойных почв составляют делювиальные отложения, свидетельствующие о том, что прежний рельеф местности был значительно более разнообразен, нежели существующий в настоящее время. Подробную картину прежнего рельефа местности можно восстановить лишь на основании глубокого почвенно-литологического профиля (рис. 1, 2).

Приложенный профиль местности „Вежба“ (рис. 1) изображает прежнюю и настоящую гипсометрию, а также указывает на возможность существования глубоких почв на склонах с относительно малым уклоном. Отмечаем, что во время общего осмотра местности повстречались многочисленные примеры делювиальных почв в местах с почти совершенно плоской поверхностью.

Механический состав, содержание гумуса, а также реакция наряду с воспроизведенным прежним рельефом местности отчетливо показывают на делювиальное происхождение почв, выступающих на склоне местности „Вежба“ (рис. 1, проф. 8). Анализ механического состава доказывает, что процентное содержание коллоидной фракции ($<0,002$ мм) заметно колеблется на различной глубине делювиальных отложений. Так же обстоит дело и с процентным содержанием гумуса (рис. 1, 2). Интересно, что почти во всех исследованных профилях нижняя часть делювиально-гумусового слоя (первоначальный аккумуляционный горизонт) содержит меньше коллоидных частиц, нежели пахотный слой в настоящее время. Исходя из этого можно предположить, что прежние аккумуляционные горизонты (ныне засыпанные), выступающие

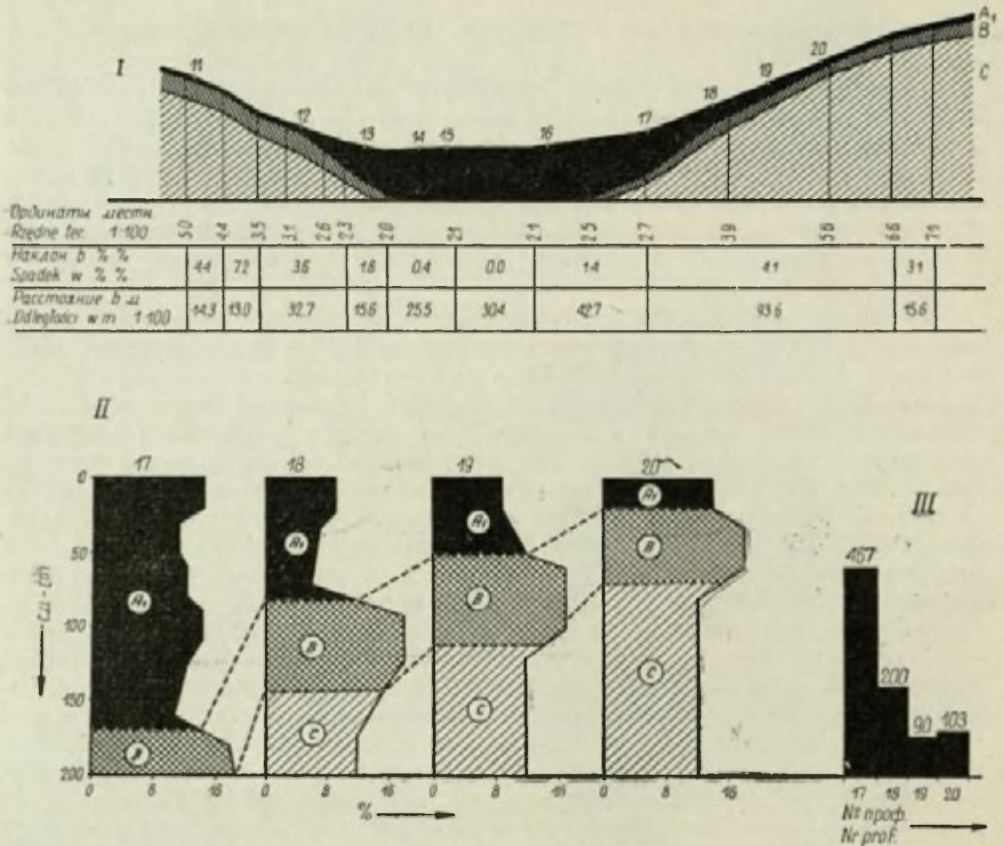


Рис. 2. Район деревни Гженска пов. Пжеворск: *I* — почвенно-литологический профиль, рельеф местности и точки взятия образцов для лабораторных исследований (11—20); *II* — мощность перегнойного горизонта — A_1 и горизонта оглинённого лёсса — B , а также процентное содержание коллоидных частиц ($<0,002$ мм) в некоторых точках рельефа местности; *III* — содержание гумуса в т на 1 га для некоторых исследованных точек

Teren wsi Grzęska pow. Przeworsk: *I* — przekrój glebowo-litologiczny, rzeźba terenu i punkty pobrania próbek do oznaczeń laboratoryjnych (11—20); *II* — miąższość poziomu próchniczego — A_1 i poziomu lessu zglinionego — B , oraz procentowa zawartość cząstek koloidalnych ($<0,002$ mm) w niektórych punktach rzeźby terenu; *III* — zawartość próchnicy wyrażona w tonach na 1 ha dla niektórych zbadanych punktów

в пониженных местах, имели в своем составе больше крупнозернистых частиц, нежели современные почвы.

Изменчивость механического состава и содержание гумуса в отдельных слоях делювиальных отложений отражает колебания интенсивности процессов эрозии в отдельных периодах времени. Итак, например, на почвах в деревне „Гженска” средняя часть делювиального отложения содержит 0,57—1,02% гумуса в то время, как выше залегающие слои показывают его 1,23—3,25%. Подобную закономерность установлено также на почвах в деревне „Вежбна”. Очевидно, что с ростом интенсивности процессов эрозии уменьшалось содержание количества минеральных и органических коллоидов в образующемся делювиальном отложении.

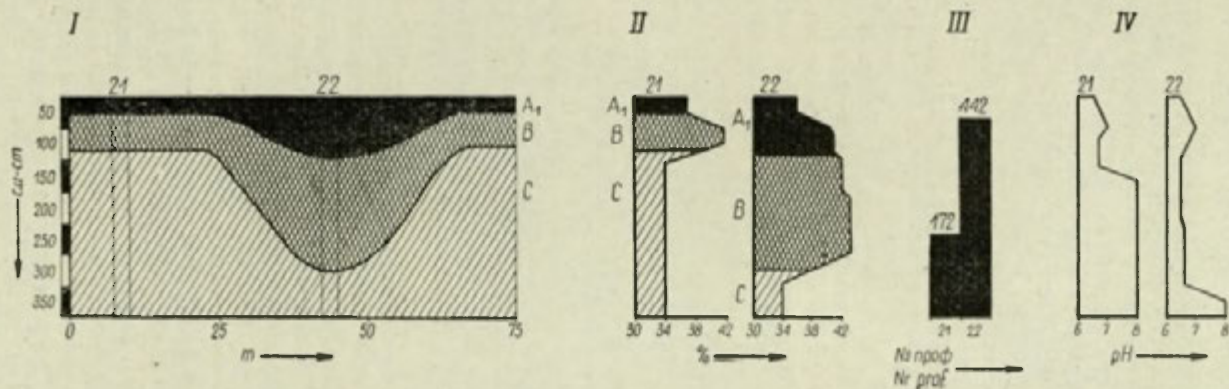


Рис. 3. Район кирпичного завода Ярослав: I — почвенно-литологический профиль и точки взятия образцов для лабораторных исследований (21 и 22); II — мощность перегнойного горизонта —A₁ и горизонта оглиненного лёсса —B, а также процентное содержание физической глины (<math><0,02\text{ мм}</math>); III — Содержание гумуса в т на 1 га; IV — pH в профиле бурой почвы, образовавшейся из типичного лёсса (21) и pH в профиле чернозёма, образовавшегося из оглиненного лёсса

Teren cegielni Jarosław: I — przekrój glebowo-litologiczny i punkty pobrania próbek do analiz laboratoryjnych (21 i 22); II — miąższość poziomu próchniczego — A₁ i poziomu lessu zglinionego — B, oraz procentowa zawartość cząstek spławalnych (<math><0,02\text{ mm}</math>); III — zawartość próchnicy wyrażona w tonach na 1 ha; IV — układ pH w profilu gleby brunatnej wytworzonej z lessu właściwego (21) i w profilu czarnoziemiu wytworzonego z lessu zglinionego

Сравнивая содержание органических веществ в образцах, взятых из разной глубины делювиальных отложений, мы приходим к убеждению, что обсуждаемые почвы из лёссовых пород, ко времени начала обработки не содержали заметного количества гумуса.

Вышеуказанный вывод мы основываем на теоретическом предположении, что большинство органических веществ, содержащихся в давних, засыпанных аккумуляционных горизонтах, сохранилось до настоящего времени. В то же время мы установили, что во всех десяти исследованных образцах старые аккумуляционные горизонты содержат только 1,40—2,27% гумуса. Большие количества гумуса найдены, однако, в верхних слоях этих почв (1,49—2,50%).

Следует еще упомянуть, что процесс возникновения делювиальных отложений на наклонных элементах рельефа местности — явление довольно часто встречаемое также на почвах образованных из других геологических отложений. Серьезную роль в задерживании почвенных частичек, кроме впадин, имеет и покрытие склонов дерном (6).

Кроме отличий в механическом составе и неодинакового содержания гумуса в различных слоях профиля, большинство делювиальных почв отличается своеобразным вертикальным расположением слоев по реакции. Это своеобразие заключается в том, что глубоко находящиеся засыпанные аккумуляционные слои являются кислыми, зато расположенные выше делювиальные слои являются в общем нейтральными либо даже слабо щелочными. Профиль № 9 наиболее типичный пример относительно сильной кислотности в более глубоких слоях делювиальных почв. Ежели в пахотном слое обнаружена слабо щелочная реакция (рН 7,6), то уже на глубине ниже 80 см почва является отчетливо кислой (рН 5,8).

Большая кислотность прежнего засыпанного перегнойного слоя является тем более примечательной, что рН всех бурых почв, находящихся в районе „Вежба“ колеблется в границах 7,5—8,0. Пахотный слой исследованных делювиальных почв имеет, однако, рН = 7,5—7,8.

Подобную закономерность удалось установить также в делювиальных почвах в деревне „Гженска“, где рН пахотного слоя является 6,5—7,2, а более глубоких слоев 6,0—6,3.

Большая кислотность более глубоких слоев делювиальных отложений объясняется бескислородными либо периодически бескислородными превращениями органических веществ. Подобным образом проходят процессы в некоторых более перегнойных и увлажненных алювиальных отложениях (7). В местах залегания больших количеств органических веществ с ограниченным притоком кислорода возникают различные органические кислоты, оказывающие влияние на химические и физические свойства почвы. В лабораторных опытах получаем совершенно схожий эффект по влиянию бескислородного превращения органических веществ на свойства почвы (8).

В свете вышеуказанных данных следует считать, что степень кислотности более глубоких слоев в делювиальных почвах зависит от содержания органических веществ и воздушно-водных соотношений. Итак, прежние засыпанные перегнойные слои, слои делювиальных отложений, выступающих в различных понижениях, без оттока, отличаются большой степенью кислотности. Из наших исследований вытекает, что значительная часть делювиальных почв, расположенных на местного характера впадинах, плоскогорьях и склонах, отличается наличием сильно кислых гумусовых слоев. Кроме этого, морфологические свойства периодически увлажненных и кислых почв явно отличаются от остальных делювиальных отложений. Бескислородные

превращения органического вещества не только обуславливают увеличение степени кислотности, но одновременно обуславливают восстановительные процессы, благодаря которым увеличивается подвижность, а затем вымывание окрашенных гидроокисей железа, находящихся на поверхности пылевых частиц. В результате этого процесса пылевые частицы утрачивают свою желтую либо буро-желтую окраску. Светло-пепельные частицы лёсса, лишенные гидроокиси железа, встречаются на поверхности структурных конгломератов (рис. 4). Появление рода пепельной пыли в трещинах почвы объясняется обычно процессом оподзоливания (2, 3), что в данном случае не соответствует действительности; именно, полагается, что светло-пепельная пыль является чистым кремнезёмом (так называемой кремневой присыпкой), образовавшимся вследствие распада вторичных минералов глин во время процесса оподзоливания почвы. Однако, А. Роде и И. Феофарова (5) доказали аналитически, что химический состав этого „кремнезёма” немногим отличается от состава остальной почвенной массы. Итак, светло-пепельная пыль не является продуктом распада вторичных минералов глин, а является лишь лёссом, частично лишенным железа. Разрешение этого вопроса имеет большое



Fot. M. Spóz

Рис. 4. Глыба чернозёма, покрытая светло-пепельными, лишенными железа пылевыми частичками (нижняя часть горизонта A_1)

Bryłka czarnoziemu pokryta jasnopopielatymi-odżelazionymi cząstkami pyłowymi (dolna część poziomu A_1)

практическое значение, так как некоторые периодически увлажненные делювиальные почвы зачисляются к сильно деградированному или даже оподзоленному чернозему. Однако, светло-пепельная пыль образовалась не в результате оподзоливания почвы, а лишь вследствие периодически действующих восстановительных процессов.

Обобщая вышесказанное можно считать, что процессы эрозии

- а) уменьшили денивеляцию обсуждаемой местности,
- б) в большой степени дифференцировали содержание органического вещества в почве (рис. 1, 2),
- в) создали условия для развития более разнообразных почвообразовательных процессов.

Уже сами различия в содержании гумуса имеют, разумеется, большое значение для развития различных процессов биохимического характера.

Мощность аккумуляционного горизонта, а также процентное содержание гумуса зависят от свойств самой материнской породы. В окрестностях Ярославля часто встречаются рядом выступающие чернозёмы и бурые почвы, кажущиеся возникшими из той же материнской породы. Не имея возможности исследовать более глубокие слои, мы предполагаем, что дифференциация почвы является следствием неодинаковой эксплуатации, либо процессов эрозии. Только исследования, проведенные в весьма глубоких и широких обнажениях, позволяют правильно установить основную причину существующего положения вещей. Итак, оказывается, что верхние слои лёсса, даже на совсем плоской местности, достаточно разнообразны для того, чтобы в тех же климатических условиях образовались морфологически различные почвы.

Достаточно взглянуть на почвенно-литологический профиль на кирпичном заводе Ярославль, чтобы заметить, что в породе типичного лёсса находятся большие линзы так называемого оглиненного отложения, отчетливо виднеегося благодаря желто-бурой окраске (рис. 3). Окраска, механический состав, рН, а также и другие физические свойства оглиненного лёсса схожи или даже тождественные со свойствами горизонта обуривания выступающем ниже гумусового слоя. Линзы, а также и другие формы оглиненного лёсса, разумеется, не являются результатом почвообразовательного процесса, но возникли вследствие поверхностной эрозии, происходящей в период предшествующий образованию ныне существующих почв. Следовательно можно установить, что обсуждаемые элементы оглиненного лёсса являются не почвообразовательного, а геологического характера. Следует предполагать, что процесс глинообразования лёсса протекал в условиях влажного климата. Отложения эти содержат преимущественно небольшие количества органического углерода, CaCO_3 в них отсутствует, отличаются они слабо кислой реакцией и содержат значительное количество коллоидных частиц. Это все показывает на достаточно интенсивное течение процесса выветривания, в котором серьезную роль сыграло органическое вещество. Следует упомянуть, что во многих случаях существующий в настоящее время рельеф местности является совершенно плоским, известно однако, что в местах залегания оглиненного лёсса (делювиального) должны были в прошлом существовать различного рода овраги и понижения местности, нивелированные вследствие процессов размывания. Неоднократно можно было установить, что отложения оглиненного лёсса (делювиального) выступают в более выпуклых элементах местности. Это явление можно объяснить большой устойчивостью оглиненного лёсса к процессам эрозии, развившимся лишь под влиянием вмешательства человека. Более мелкозернистый делювиальный лёсс отличается большой влагоемкостью и поэтому в меньшей степени насыщен кислородом, нежели выступающие в непосредственной близости почвы, возникшие из типичных лёссовых отложений. Делювии, выступающие в верхних слоях типичного лёсса, кроме большой влагоемкости, похожи на губку тем, что их более узкие капилляры впитывают влагу из окружающей среды. Капилляры окружающих лёссовых отложений имеют больший диаметр и не отличаются способностью отвода воды из более влажных линз оглиненного лёсса. Итак, даже на плоскогорьях глубоких лёссовых отложений существует возможность образования почв под влиянием периодически избыточной влажности. Очевидно, что периодическая избыточная влажность почвы способствует

значительной аккумуляции органических веществ. Нет также ничего удивительного в том, что в местах залегания более мощного слоя оглиненного лёсса возникают почвы с глубоким аккумуляционным горизонтом, содержащие больше количества гумуса. При тех же элементах рельефа местности (на том же плоскогорьи) из типичных лёссов образуются бурые почвы, но не чернозёмы (рис. 3).

Вследствие периодической избыточной влажности вышеупомянутых чернозёмов, на поверхности комочков в более глубоких слоях горизонта A_1 находится светлопепельный тонкий слой, называемый в почвоведении кремневой присыпкой. Как было выше упомянуто, присыпка должна свидетельствовать о деградации чернозёмов. Однако, следует выяснить, что чернозёмы, возникновение которых обусловлено наличием в подстилающем слое оглиненного лёсса, сами по себе содержат светлопепельные пыле-подобные частицы лишенные железа. Следует еще упомянуть, что некоторые чернозёмы, образовавшиеся хотя и из глубоких лессовых отложений и занимающие более высокое положение, однако, вследствие слабой проницаемости в подстилающем слое, накапливают достаточное количество воды для развития такого исключительно гидрофильного растения, каким является тростник (*Phragmites communis*). Правильное опознавание выступающих в подстилающей породе слоев оглиненного лёсса имеет большое практическое значение, ибо обсуждаемые почвы обладают преимущественно более мощными аккумуляционными горизонтами и поэтому, иногда, они зачисляются к более высокому бонитационному классу по сравнению с другими почвами отличающимися меньшим содержанием перегноя. Кроме глинистого механического состава и наличия светло-пепельной пыли, на делювиальный характер материнской породы указывает также низкий рН более глубоких слоев почвы. Прилагаемая таблица (рис. 3) указывает на четкую зависимость между рН и характером более глубоких слоев почвы. Итак, например, в обоих профилях слои до глубины 120 см показывают почти одинаковую кислотность. Однако, в более глубоких слоях установлена значительная разница, так как профиль № 21 отличается щелочной реакцией, в то время, как находящийся лишь на расстоянии 35 м чернозём является кислым до глубины 300 см. Итак, следует подчеркнуть, что кислая реакция почвы распространяется несколько ниже глубины залегания слоя оглиненного лёсса (рис. 3).

Вопрос генезиса оглиненного лёсса, который обыкновенно выступает непосредственно под перегнойным горизонтом, недостаточно еще ясен. В почвоведении вышеуказанный слой оглиненного леса относят к горизонту обуривания, либо же к иллювиальному горизонту. Генезис этих горизонтов должен быть совершенно в обоих случаях различен. Итак, например, возникновение обсуждаемого горизонта в бурых почвах объясняется влиянием лиственных лесов на аккумуляцию минеральных компонентов. Если же почва зачисляется к типу подзолистых, то слой оглиненного лёсса относится к плювиальному горизонту, образовавшемуся вследствие нисходящего движения минеральных компонентов. Также и в данном случае решающим фактором должен быть определенный растительный покров. Следует отметить, что четкое отделение горизонта обуривания от иллювиального горизонта В является в некоторых случаях весьма трудным. Имеет это место в частности на пахотных кислых почвах с волнообразным рельефом местности, так как находящиеся под поверхностным горизонтом или же на самой поверхности горизонт оглиненного лёсса, преимущественно принимается за обнаженный (в результате эрозии) иллювиальный горизонт. Интерпре-

тация эта вызывает много сомнений, так как некоторые склоны отличаются большой мощностью оглиненного лёсса. Известно, что вымывание минеральных компонентов на склонах является гораздо меньшим, нежели в местностях плоских (4). Отсюда следует, что раз мы имеем дело с вертикальным движением минеральных компонентов, то мощность иллювиального горизонта на склонах должна быть значительно меньше, чем в местности с плоской поверхностью. В практике встречаются часто обратные явления, а именно: на некоторых склонах, особенно на южных, выступают значительно более мощные слои оглиненного лёсса, нежели на рядом прилегающих почвах (1, 4).

На основе проведенных наблюдений обсуждаемого почвенного профиля Ярослав—Жешув, а также проведенных анализов почвы, мы приходим к убеждению, что в процессе формирования оглиненного лёсса серьезную роль сыграло выветривание. Таким образом можно объяснить появление более мощных горизонтов оглиненного лёсса на южных и юго-западных склонах (рис. 1, 2), а также, заметно слабее развитых на северных и северо-восточных склонах (рис. 2). Рисунок № 1 показывает, что чем больше наклон местности, тем более развит горизонт В. Кроме того, в горизонте А₁ на склоне содержится больше физической глины, нежели в материнской породе. В местах залегания глубоких, перегнойно-делювиальных слоев, горизонт оглиненного лёсса залегает относительно неглубоко, так как процесс выветривания не был столь интенсивен по сравнению с более экспонированными элементами рельефа местности (рис. 1, 2).

Лаборатория Почвоведения ИАУП — Пулавы

пер. Э. Котович-Кац

LITERATURA

- (1) Dobrzański B. *Charakterystyka niektórych gleb lessowych północnej krawędzi Podola*. „Annales UMCS“, Sectio E, vol. II, 6, Lublin 1947.
- (2) Dobrzański B., Zbysław B. *Czarnoziemy na lessach Podkarpacia*. „Annales UMCS“, Sectio E, vol. X, 9, Lublin 1953.
- (3) Musierowicz A. *Gleboznawstwo szczegółowe*. PWRiL. Warszawa 1958.
- (4) Russell E. J. *Warunki glebowe a wzrost roślin*. PWRiL. Warszawa 1958.
- (5) Rode A., Teofarowa I. *Nieskolko danych o mineralogicznym stosunku „kriemnoziemistoj prisypki“ w lieso-stiepnych poczwach*. „Poczwow.“, nr 9, Moskwa 1955.
- (6) Siuta J. *Typologia gleb ornich Pojezierza Mazurskiego*. „Przegl. Geogr.“ t. XXXI, z. 2, Warszawa 1959.
- (7) Siuta J. *Wpływ procesów glejowych na kształtowanie się cech morfologicznych i właściwości chemicznych profilu glebowego*. „Roczniki Gleboznawcze“ — praca w druku.
- (8) Siuta J., Florckiewicz B. *Wpływ beztlenowej przemiany substancji organicznej na niektóre właściwości gleby*. „Roczniki Gleboznawcze“ — praca w druku.

JAN SIUTA, ADAM PARTYKA

ZMIENNOŚĆ PRZESTRZENNA GLEB LESSOWYCH W POŁUDNIOWO-WSCHODNIEJ CZĘŚCI POLSKI

W przeprowadzonych badaniach gleboznawczych wykorzystano dwumetrowej głębokości rów, przygotowany do instalacji rurociągu gazowego na odcinku Rzeszów—Jarosław. Ponadto uwzględniono niektóre odkrywki większych cegielni. Przekroje te umożliwiły nam dokładne prześledzenie wzajemnego układu poszczególnych poziomów glebowych występujących na większych przestrzeniach.

W wyniku przeprowadzonych badań stwierdzono, że:

1. Głębokie gleby deluwialne występują nie tylko we współczesnych obniżeniach terenowych, lecz wypełniają także różne dawne zagłębienia na zboczach i wierzchoinach, wskutek czego obecna rzeźba powierzchni jest bardziej wyrównana (ryc. 1).

2. Głębsze warstwy gleb deluwialnych są przeważnie zakwaszone, przy czym im z zagłębienia trudniej odpływa woda, tym zakwaszenie jest intensywniejsze. Zjawisko to wyjaśnia się beztlenową lub okresowo beztlenową przemianą substancji organicznej zawartej w pogrzebanych poziomach akumulacyjnych (7, 8).

3. Oprócz utworów deluwialnych, w strefie gleb brunatnych, występują także czarnoziemy, których powstanie uwarunkowane jest odrębnymi właściwościami skały macierzystej. Czarnoziemy te powstały w miejscach zalegania różnego rodzaju soczew i żył lessu zglinionego, który jako utwór bardziej drobnoziarnisty stwarza warunki okresowej anaerobiozy. Gleby te różnią się od typowych czarnoziemów tym, że na powierzchni ich elementów strukturalnych występują duże ilości odżelazionego pyłu barwy popielatej (fot. 1), który niesłusznie uważany jest za wskaźnik procesu bielcowania. Wiadomo bowiem, że takie odżelazienie cząstek pyłowych odbywa się w wyniku procesów redukcyjnych.

4. Dużej miąższości poziom lessu zglinionego (poziom B) występuje na południowych i południowo-zachodnich zboczach. Znacznie słabiej wykształcony poziom lessu zglinionego stwierdzono na zboczach północnych, a najslabiej w miejscach zalegania utworów deluwialnych. Jak wynika z powyższego, bardziej eksponowane elementy rzeźby terenu wykazują większej miąższości poziomy lessu zglinionego. Dowodzi to, że proces wietrzenia odgrywa tu dużą rolę.

JAN SIUTA, ADAM PARTYKA

VARIABILITY ACCORDING TO SITUATION, OF LOESS-TYPE SOILS IN THE SOUTH-EASTERN PARTS OF POLAND

In the soil investigation carried out use was made of a 2 m.-deep ditch that had been prepared for gas-supply piping purposes on the Rzeszów—Jarosław line. Besides that, the authors also availed themselves in their study, of some of the larger brick-makers' quarries. A study of those section enabled the authors to trace the mutual disposition of particular soil layers occurring in wider areas.

As a result of the research the following conclusions were reached:

1. Deep diluvial soils are not limited in their occurrence to contemporary land depressions, but also fill out some former concavities in hill-slopes and, as a result of which, present surface sculpture is more even.

2. The deeper layers of deluvial soil are most generally acid, and the more difficult it is for the water to run out of the concavity, the greater the degree of acidity. This phenomenon is accounted for by the Oxygen-less or temporarily Oxygen-less chemical changes of the organic substance contained in the buried accumulation levels (7, 8).

3. Besides deluvial forms, there is also to be found in the brown-soil zone some humus, the origin of which is due to different peculiarities of the original bedrock. The humus patches were created in sites of various kinds of lenses or veins of loess with loam admixture, which, by its finer grain, creates the conditions for temporary anaerobiosis. Those types of soil differ from the usual humus by the fact of possessing, on the surface of their structural elements, large quantities of a dust of a grey colour (fig. 4), which is wrongly assumed to be an index of the podsolization process — whereas it is well-known that such of dust particles takes place as a result of reduction processes.

4. The layer of loess with loam admixture of a high degree of thickness (layer B) is situated on the Southern and South-Eastern slopes. A much more weakly evolved loess-with-loam-admixture layer has been found on Northern slopes, and weakest of all, on sites of diluvial forms. As can be seen from the above, the more exposed elements of land sculpture possess layers of loess with loam admixture of a greater thickness — an evidence that the process of decay is a major factor here.

Translated by *Malwina Galon*

KRYSTYNA KALINOWSKA

Zanikanie jezior połodowcowych w Polsce

Disappearance of the Post-glacial Lakes on the Territory of Poland

Zarys treści. W oparciu o materiały kartograficzne autorka bada na obszarze ostatniego zlodowacenia następujące zagadnienia: 1) pierwotną i obecną jeziorność; 2) gęstość jezior zanikłych; 3) stopień zaniku jezior oraz obszary o jedynakowym jego natężeniu. Dochodzi do następujących wniosków: 1) stopień zaniku wynosi średnio 67,4%, czyli 2/3 jezior zanikło, została tylko 1/3 pierwotnej powierzchni jezior; 2) 4/5 badanej powierzchni (77,9%) ma duży zanik jezior (50—90 i więcej procent). Tylko na 1/5 badanej powierzchni proces zanikania nie przekroczył 50%; 3) najwięcej jezior zachowało się na obszarach czołowo-morenowych o dużej ilości jezior rynnowych. Powyższe zagadnienia autorka ilustruje odpowiednimi tabelami i mapkami.

Jeziora stanowią jedną z charakterystycznych cech młodej rzeźby połodowcowej. Na podstawie jezior rynnowych wyznaczono nawet zasięg granicy najmłodszego zlodowacenia na obszarze Polski (S. Majdanowski, 4). Natomiast zanik jezior jest niewątpliwie symptomem starzenia się rzeźby glacialnej.

Celem niniejszej pracy jest kartograficzne przedstawienie rozmieszczenia jezior i form pojeziornych oraz ustalenie stopnia zaniku jezior na terenie Polski północnej.

Załączona przeglądowa mapa obecnych i zanikłych jezior (ryc. 1) wykonana została w Zakładzie Geografii Fizycznej UMK w oparciu o analizę map topograficznych 1:25 000 oraz istniejące już opracowanie Wł. Niewiarowskiego (2), J. Szukalskiego, (2, 7) oraz S. Gawłowskiego (2), którzy ujęli kartograficznie zjawisko zanikania jezior na arkuszach 1:300 000: Poznań, Gdańsk, Słupsk, Bydgoszcz, Kołobrzeg, Giżycko i Suwałki. Wykorzystano również istniejące mapy morfologiczne, geologiczne i glebowe.

Wstępną wiadomość o kartowaniu procesu zanikania jezior podał R. Galon (1), a autorka zgłosiła krótką notatkę na powyższy temat na V Kongres INQUA w Madrycie w roku 1957 (3).

Powierzchnię jezior istniejących częściowo wzięto z *Katalogu jezior Polski* (4), a częściowo obliczono z map 1 : 25 000. Uwzględniono przy tym również jeziora poniżej 1 ha.

Na mapie (ryc. 1) uwzględniono wyłącznie jeziora pochodzenia lodowcowego, a więc rynnowe, morenowe, wytopiskowe itp. Nie wzięto natomiast pod uwagę jezior przybrzeżnych z Drużnem włącznicie oraz starorze-

czy i zbiorników wodnych pochodzenia antropogenicznego. Do form pojeziornych zaliczono:

1. Niecki zatorfione i zabagnione lub podmokłe z pominięciem torfowisk dolinnych i nadmorskich.

2. Niecki suche, których zarys wskazuje na dawne jezioro.

3. Niecki o elementach typowej rzeźby rynnowej.

Szacunkowy stopień błędu przy kameralnym ustaleniu powierzchni jezior zanikłych według J. Szukalskiego wynosi 3—8%. Jest on także wynikiem zmian, jakie zaszły w stosunkach hydrograficznych w okresie od opracowania map topograficznych (niektóre są z 1879 r.) do czasów obecnych. Błąd ten jest w pewnym stopniu wyrazem przekształceń naturalnych sieci hydrograficznej. Pomimo pewnych niedokładności, praca niniejsza daje orientacyjne spojrzenie na zagadnienie zanikania jezior.

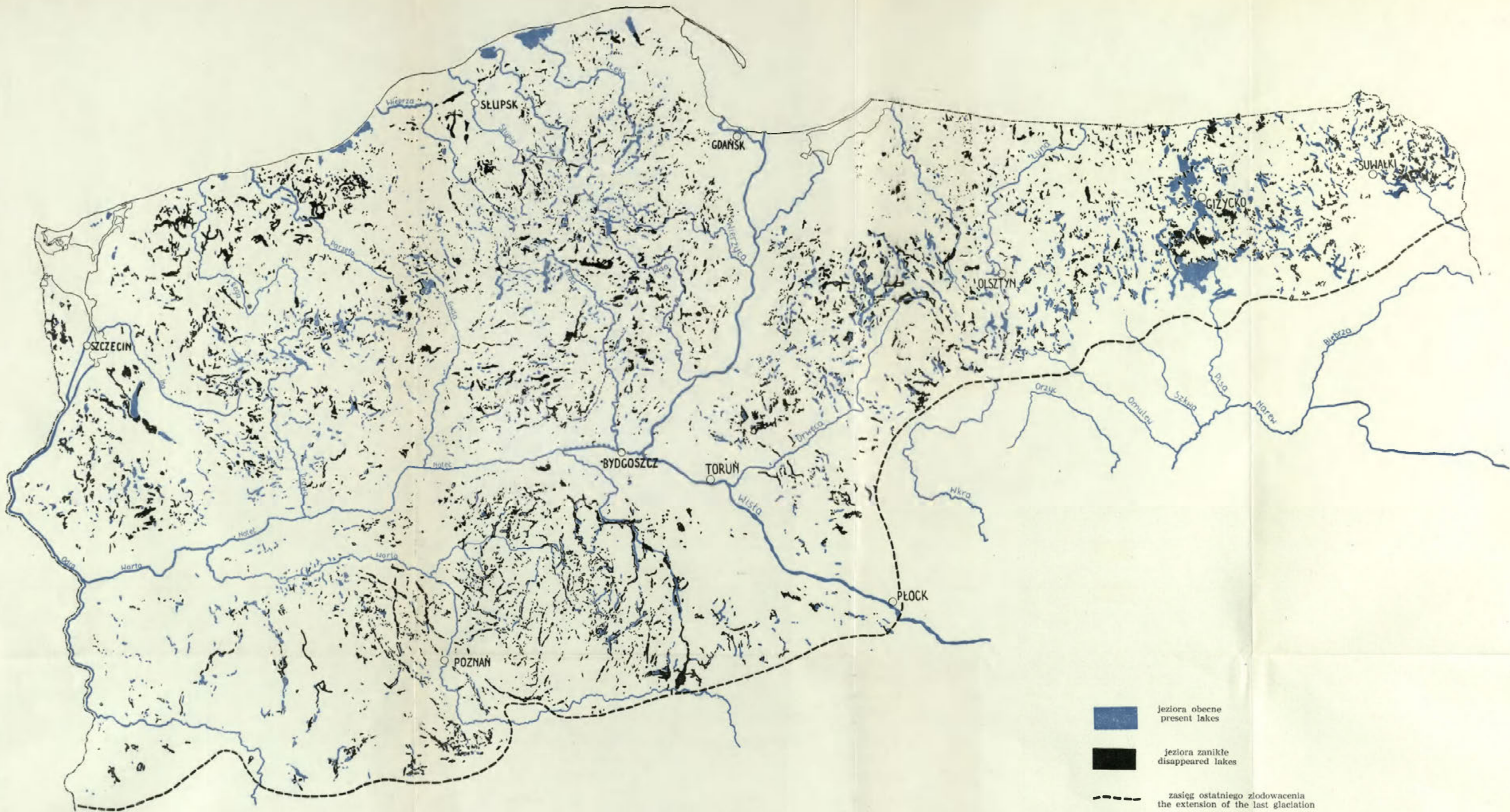
Załączona tabela 1 przedstawia powierzchnię jezior obecnych (A), zanikłych (B) oraz ich sumę (C), która wyraża pierwotną powierzchnię jeziorną. Następną rubryką (D) wyraża stosunek procentowy istniejących jezior do powierzchni pierwotnej, czyli stopień zachowania jezior w procentach. W rubryce ostatniej (E) przedstawiono stopień zaniku jezior (stosunek B:C).

Tabela 1

Lp.	Nazwa arkusza 1 : 300 000	Powierzchnia jezior w ha			Stopień	
		istniejących	zanikłych	pierwotnych	zachowania	zaniku
					Jezior	
					w stosunku do powierzchni w %	
1	Zgorzelec	3 465,60	1 170,40	4 636,00	74,8	25,2
2	Olsztyn	40 624,87	34 837,73	75 462,60	53,8	46,2
3	Zbąszyń	23 616,82	26 158,69	49 675,51	47,3	52,7
4	Białystok	5 881,20	6 809,10	12 690,30	46,3	53,7
5	Szczecin	31 881,93	60 885,51	92 767,44	34,4	65,6
6	Wrocław	1 581,90	3 255,00	4 836,90	32,8	67,2
7	Giżycko	23 058,50	50 370,00	73 428,60	31,4	68,6
8	Słupsk	19 460,90	42 734,00	62 194,90	31,3	68,7
9	Suwałki	10 250,00	24 123,00	34 372,90	29,8	70,2
10	Poznań	20 720,10	49 958,00	70 678,10	29,3	70,7
11	Bydgoszcz	30 048,76	78 759,95	108 808,71	27,6	72,4
12	Toruń	34 523,12	94 775,72	129 298,84	26,7	73,3
13	Płock	9 541,40	27 576,60	37 118,00	25,7	74,3
14	Gdańsk	2 351,70	15 632,00	17 983,70	13,1	86,9
15	Kołobrzeg	790,40	15 163,00	15 953,40	4,9	95,1
	Ogółem	257 697,20	532 208,70	789 905,90	32,6	67,4

Z tabeli 1 wynika, że 2/3 jezior zanikło, pozostała tylko 1/3 pierwotnej powierzchni jeziornej.

Stopień jeziorności, czyli procentowy stosunek powierzchni jezior do powierzchni łądu obrazuje tabela 2.



Ryc. 1. Przeglądowa mapa zanikania jezior w Polsce
 The general map of the disappearance of the lakes in Poland

Przestrzenne rozmieszczenie omawianych zjawisk przedstawiają ryc. 2 i 3¹.

S. Majdanowski na swojej mapie obecnej jeziorności² wykazał największe zagęszczenie jezior (ponad 15⁰/₀ ogólnej powierzchni) na Pojezierzu Mazurskim, w jego wschodniej części. Na terenie Pojezierza Pomorskiego mamy do czynienia z wartościami niższymi (do 15⁰/₀), występującymi wyspowo w okolicach Kartuz, Drawska i Myśliborza. Jeszcze mniejszy procent jeziorności (5—10⁰/₀) występuje na Pojezierzu Wielkopolsko-Kujawskim. Minima jeziorności (0—1⁰/₀) obejmują pas nizin nadmorskich, strefę pradoliny Noteci—Warty i dolinę Wisły.

Tabela 2

Lp.	Nazwa arkusza 1 : 300 000	A	B	C
		Procentowy udział powierzchni jezior		
		istniejących	zanikłych	pierwotnych
w powierzchni arkusza				
1	Zgorzelec	2,08	0,70	2,78
2	Zbąszyń	1,72	1,92	3,64
3	Gdańsk	0,34	2,27	2,61
4	Poznań	1,37	3,31	4,68
5	Słupsk	1,91	4,20	6,11
6	Szczecin	2,27	4,32	6,59
7	Białystok	4,43	5,12	9,55
8	Płock	1,79	5,17	6,96
9	Wrocław	2,60	5,34	7,94
10	Bydgoszcz	2,04	5,34	7,38
11	Ólsztyn	7,04	6,04	13,08
12	Toruń	2,52	6,94	9,46
13	Kołobrzeg	0,37	7,25	7,62
14	Suwałki	3,79	8,92	12,71
15	Giżycko	4,65	10,17	14,83
	Średnio dla całego obszaru objętego ostatnim zlodowace- niem	2,28	4,73	7,01

Mapa pierwotnej jeziorności (ryc. 2) wykazuje obraz podobny do dzisiejszego stanu. Różnice polegają jedynie na znaczniejszej intensywności i większym rozprzestrzenieniu zjawiska. O ile maxima obecnej jeziorności wynoszą około 15⁰/₀, to dawniej wynosiły one więcej niż 22⁰/₀, a nawet osiągały one wskaźnik 27,2 i 28,8⁰/₀ w okolicach Wielkich Jezior Mazurskich i w okolicach Iławy. Ich występowanie wiąże się z obszarami czołowo-morenowymi, a więc z obszarami o bogatej i młodej jeszcze rzeźbie

¹ Pozorna rozbieżność między wartościami tabeli 2 a wartościami przyjętymi przy opracowaniu mapek 2 i 3 wynika stąd, że w tym ostatnim przypadku posłużono się danymi średnimi dla arkuszy 1:100 000, w tabeli zaś średnimi arkuszy 1:300 000.

² Mapa z pracy S. Majdanowskiego *Rozmieszczenie, gęstość i kierunki rynien jeziornych na Niżu Polski* — „Przeł. Geogr.”, t. 21, Warszawa 1948.

glacialnej. Nieco mniejsze od poprzednich wskaźniki pierwotnej jeziorności występują w okolicy Kartuz, Drawska, Koszalina, Myśliborza, na Wysoczyźnie Krajeńskiej i na Kujawach. Minima pierwotnej jeziorności układają się w trzech strefach:

1. północnej, obejmującej pas nizin nadmorskich z bardzo rozwiniętą siecią pradolin, deltę Wisły oraz Nizinę Szczecińską.
2. centralnej — z pradoliną Noteci-Warty i doliną Wisły.
3. południowej — na obszarze pradoliny warszawsko-berlińskiej.

Mapa 3 (ryc. 3) przedstawia stosunek powierzchni jezior zanikłych do ogólnej powierzchni badanego terenu. Informuje ona, że największe nasilenie zaniku jezior w odniesieniu do 1 km² występuje w okolicach Iławy i w północnej oraz wschodniej części Pojezierza Mazurskiego. Nieco niższe już wartości spotyka się w postaci niewielkich wysp na terenie Pojezierza Drawskiego w okolicy Szczecinka, na Wysoczyźnie Krajeńskiej, na Pojezierzu Myśliborskim, w okolicy Kołobrzegu oraz w obrębie starszych stadiów zlodowacenia bałtyckiego, a więc na Pojezierzu Kujawskim i na Pojezierzu Dobrzyńskim.

Najmniejsze nasilenie zaniku jezior w odniesieniu do 1 km² występuje w zasadzie w strefie najmniejszej pierwotnej jeziorności. Jedyne część Pojezierza Drawskiego w okolicy Czaplinka oraz południowa część Pojezierza Mazurskiego wykazuje małe natężenie zaniku jezior. W miesiącach tych pierwotna jeziorność była duża. O małym nasileniu zaniku jezior w tym przypadku nie zdecydowała mała pierwotna jeziorność, lecz mniejsze nasilenie procesów wpływających na zanikanie jezior. Dla przykładu może to być przewaga typu jezior rynnowych, trudniej zarastających.

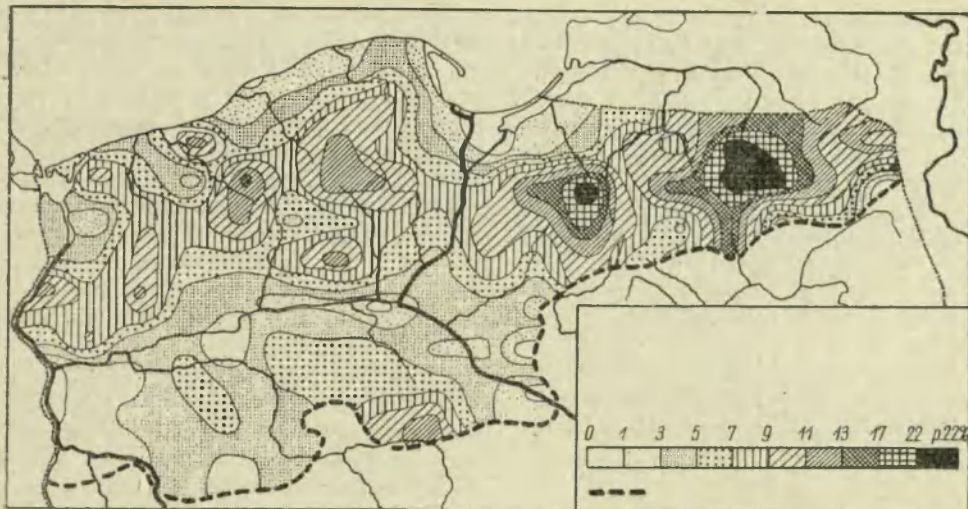
Porównując mapkę 3 z mapką pierwotnej jeziorności (ryc. 2) można stwierdzić, że największe zagęszczenie zanikłych jezior występuje na obszarach o największej pierwotnej jeziorności i odwrotnie, najmniejsze zagęszczenie zanikłych jezior pokrywa się na ogół z obszarami małej pierwotnej jeziorności.

Badając stopień zaniku jezior, czyli procentowy stosunek powierzchni zanikłych do pierwotnych powierzchni jezior, widzimy, że niski procent zaniku pokrywa się na ogół z obszarami o największej jeziorności i waha się średnio od 20 do 50%. Obejmuje on obszar głównie pojezierzy, gdzie bardzo urozmaicona rzeźba utrudniając przekształcenie pierwotnej sieci hydrograficznej przyczynia się do zachowania jezior.

Najmniejsze wartości stopnia zaniku (poniżej 10%) notujemy w rejonie Śniardw i Olsztyńka, na Pojezierzu Lubuskim i Pojezierzu Dobrzyńskim. Na Pojezierzu Drawskim (okolice Drawska i Czaplinka) stopień zaniku jezior wynosi 20—30%, a na Pojezierzu Iławskim 30—40%. Pojezierze Kaszubskie i okolice Węgorzewa wykazują daleko już posunięty proces zanikania jezior (50—70%). Wiąże się to z daleko rozwiniętą siecią rzeczną tego obszaru.

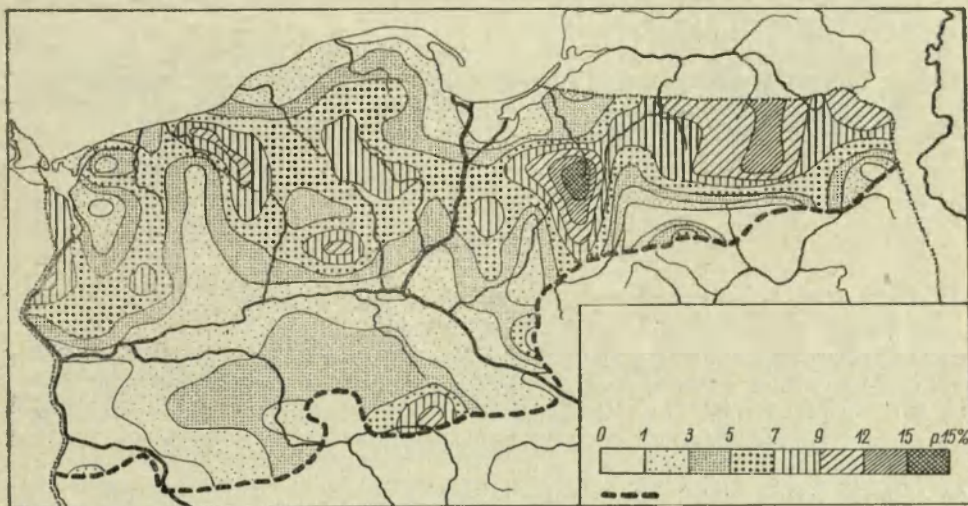
Największy procent zaniku wiąże się z Pobrzeżem Słowińsko-Kaszubskim i Warmińskim (ponad 90%). Również wysokie wartości zaniku jezior towarzyszą dolinom rzeczonym i pradolinom. W tym przypadku zdecydowała o tym przede wszystkim bliskość niskiej bazy erozyjnej i związane z tym intensywniejsze procesy erozyjne.

Ogólnie trzeba podkreślić brak prawidłowości w nasileniu stopnia zaniku. Duży procent zaniku jezior spotykamy zarówno w obrębie stadium



Ryc. 2. Stosunek powierzchni jezior pierwotnych do powierzchni terenu
 — — — Zasięg ostatniego zlodowacenia

The proportion of the former lake-surface to the land-surface
 — — — The extension of the last glaciation



Ryc. 3. Stosunek powierzchni jezior zanikłych do powierzchni terenu
 — — — Zasięg ostatniego zlodowacenia

The proportion of the disappeared lake-surface to the land-surface
 — — — The extension of the last glaciation

pomorskiego, jak i na obszarach starszych stadiów ostatniego zlodowacenia. Z jednej strony świadczy to o jednolitości genetycznej obszaru występowania jezior rynnowych jako terenu ostatniego zlodowacenia, z drugiej jednak strony jest także możliwe, że ta jednolitość w przetrwaniu jezior na Pomorzu i w Wielkopolsce jest następstwem wspólnego okresu wytapiania się przeważającej części rynien i innych zagłębień polodowcowych, zapewne w czasie postglacialnego optimum klimatycznego (1).

Można obliczyć, jaki procent powierzchni w stosunku do opracowanego obszaru zajmują tereny o jednakowym stopniu zaniku jezior. Wyniki te przedstawia tabela 3.

Tabela 3

Stopień zaniku w %	% ogólnej powierzchni
poniżej 10	5,0
11—20	4,5
21—30	1,7
31—40	4,2
41—50	6,7
51—60	10,0
61—70	12,5
71—80	21,2
81—90	20,0
ponad 90	14,2

Z przedstawionego zestawienia w tab. 3 wynika, że prawie na 4/5 badanej powierzchni (77,9%) obserwujemy bardzo wysokie zaawansowanie procesu zaniku jezior, wahające się w granicach 50 do 90 i więcej procent. Jedynie na 1/5 badanej powierzchni proces zanikania był powolniejszy i wskaźnik zaniku nie przekroczył 50%.

O szybkości zanikania jezior decyduje szereg czynników. Jako ważniejsze można wyliczyć: 1) typ jeziora; 2) środowisko morfogenetyczne; 3) budowa geologiczna obszaru; 4) rozwój sieci hydrograficznej; 5) klimat; 6) gospodarka człowieka; 7) szata roślinna.

Z Katedry Geografii Fizycznej
UMK w Toruniu

LITERATURA

- (1) Galon R. *Wstępna wiadomość o opracowaniu dotyczącym zanikania jezior w Polsce*. „Przegl. Geogr.”, t. 26, Warszawa 1954.
- (2) Gawłowski S., Niewiarowski W., Szukalski J., *Zanikanie jezior w Polsce*. Sprawozdania Tow. Naukowego w Toruniu, Toruń 1955.
- (3) Kalinowska K., *The Disappearance of the Post-glacial Lakes on the Territory of Poland*, Résumé des Communications. V Intern. Congrès de l'INQUA. Madrid—Barcelona 1957.
- (4) *Katalog jezior Polski*. „Dokum. Geograficzna IG PAN”, Warszawa 1954.
- (5) Majdanowski S., *Rozmieszczenie, gęstość i kierunki rynien jeziornych na Niżu Polskim*. „Przegl. Geogr.”, t. 21, Warszawa 1948.
- (6) Majdanowski S., *Jeziora Polski*. „Przegl. Geogr.”, t. 26, Warszawa 1954.
- (7) Szukalski J., *O zaniku jezior w Polsce*. „Geografia w Szkole”, IX, Warszawa 1956.

КРЫСТЫНА КАЛИНОВСКА

ИСЧЕЗНОВЕНИЕ ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ ОЗЕР НА ТЕРРИТОРИИ ПОЛЬШИ

Озера составляют одну из характерных черт молодого послеледникового ландшафта.

Исчезновение озер является, несомненно, признаком старения первичных послеледниковых форм и медленного уподобления районов наиболее молодого оледенения территориям давней оледенелости.

В институте Географии УМК подсчитана на основании камеральных работ поверхность озер первичных и исчезнувших, а также степень исчезновения озер на территории охваченной последним оледенением (табл. I).

Степень исчезновения составляет 67,4%. Это означает, что 2/3 озер исчезло, осталось лишь 1/3 первоначальной поверхности озер. Установлены также территории с одинаковой интенсивностью степени исчезновения (табл. III). 4/5 исследованной территории показывает значительное отмирание озер (50—90%). Только на 1/5 исследованной поверхности процесс исчезновения не превысил 50%.

Степень потери озер зависит от ряда факторов. Наиважнейшую роль играет здесь тип озера. Ложбинные озера, благодаря своей глубине, исчезают наиболее медленно. Наоборот, быстрее всего отмирают мелкие озера донных морен. Помимо этого, скорость исчезновения озер обуславливают: морфогенетическая среда, гидрогеологические условия, развитие речной сети, климат, преобразующая хозяйственная деятельность человека и растительный покров.

Исчезновение первоначальной озерной поверхности доходит максимально до 90%. Необходимо подчеркнуть, что значительный процент потери озер встречаем в равной степени как в районах поморской стадии, так и на территории ранних стадий последнего оледенения. Это свидетельствует, с одной стороны, о генетическом единстве происхождения ложбинных озер как территории последнего оледенения, однако, с другой стороны — возможно также, что эта однородность существующих озер в Поморье и в Великопольше является результатом общего происхождения большей части ложбин и прочих послеледниковых углублений, по всей вероятности, периода постгляциального климатического оптимума (Р. Гален, 1954).

Пер. Б. Рыхловского

KRYSTYNA KALINOWSKA

DISAPPEARANCE OF THE POST-GLACIAL LAKES ON THE TERRITORY OF POLAND

Lakes are one of the characteristic features of the young post-glacial landscape. The disappearance of lakes is no doubt one of the symptoms of the growing age of the primary post-glacial forms and of a gradual assimilation of the area of the last glaciation to regions of earlier glacial periods.

The surface of the former and the disappeared lakes in the area embraced by the last glaciation and the degree of the disappearance of the lakes have been established on the ground of the analysis of the geological, morphological and

other maps in the Department of Physical Geography of the Copernicus University in Toruń.

The degree of disappearance (table I) amounts 67,4%, it means that 2/3 of the former lakes have disappeared. A high degree of disappearance (above 50%) we note on 4/5 of the whole last glaciation area in Poland.

The degree of disappearance depends on many factors and the most important of them is the type of the lakes. The channel lakes disappear (on account of their depth) at a lower rate than the shallow ground-moraine lakes. The morphogenetic environment, the hydrogeologic conditions, the development of the river network the climate, the flora and the transformatory activity of the man have also some influence in the disappearance of the lakes.

The maximal degree of disappearance of the primary lake surface amounts to 90%. It must be stressed that a high percentage of disappearance is noted within the Pomeraniam Stage as well as in the area of the earlier stages of the last glaciation. This may be regarded as a proof of the genetic uniformity of the lake region as the area of the last glaciation, but, on the other hand, this uniformity in subsistence of lakes in Pomerania and in the Poznań district may possibly be due to the fact that melting out of most of the channels and of other post-glacial depressions took place in the same period during one of the warm postglacial phases (R. Galon, 1954).

SATURNIN BOROWIEC

Środowisko geograficzne jako kryterium podziału typologiczno-leśnego na przykładzie nadleśnictwa Brynek

*Geographical Environment as a Basic Criterion of Typological Forest
Seat Division of the Brynek Chief-Forestry*

Zarys treści. Autor daje krótką analizę poszczególnych elementów środowiska geograficznego nadl. Brynek oraz ocenę ich przydatności dla ustalenia siedliskowych typów lasu. Syntezę opracowania stanowi mapa siedliskowych typów lasu, obrazująca możliwości produkcyjne obiektu, niezależnie od aktualnego składu gatunkowego drzewostanów.

Analiza środowiska geograficznego i ustalenie korelacji jego składników oraz roli przekształceń antropogenicznych w zespole cech przyrodniczych (10), jak również badanie środowiska geograficznego, jego sił, zasobów i warunków z punktu widzenia gospodarczego (11) są szczególnie ważne dla rolnictwa i leśnictwa, jako form gospodarki o przestrzennym charakterze rozmieszczenia i bezpośrednio związanych z wykorzystaniem sił i zasobów przyrody.

Prace w dziedzinie planowania hodowlanego w leśnictwie wymagają przede wszystkim wszechstronnego zbadania przestrzennej zmienności warunków produkcyjnych na terenie całej Polski, ponieważ zmienność ta decyduje w dużym stopniu o regionalnym zróżnicowaniu celów gospodarczo-hodowlanych.

Wyodrębnienie krain i dzielnic przyrodniczo-leśnych (12) w granicach ziem polskich stanowi, między innymi, bazę porównawczą dla klasyfikacji siedliskowych typów lasu, których wyodrębnienie i dokładne poznanie jest dalszym krokiem w kierunku oparcia gospodarki leśnej na podstawach przyrodniczych.

Siedliskowe typy lasu, pojęte jako jednostki systemizacyjne, obejmują siedliska o jednakowych możliwościach produkcyjnych. Ich wyróżnianie ułatwia szczegółową klasyfikację siedlisk leśnych w obrębie poszczególnych dzielnic i pozwala na dokładne wytyczenie realnie istniejących w terenie granic zróżnicowań przyrodniczych czynników produkcji leśnej.

O ile jednak przy podziale kraju na duże jednostki naturalne, jakimi są krainy i dzielnice przyrodniczo-leśne (12), możliwe było posługiwanie się jednolitymi kryteriami dla całego kraju, o tyle podział siedlisk leśnych na mniejsze jednostki o zbliżonych zdolnościach produkcyjnych, którymi są siedliskowe typy lasów, wyklucza możliwość ustalenia takich kryteriów, które można by stosować na terenie całego kraju, a nieraz nawet

w obrębie poszczególnych krain czy dzielnic. Przyczyną tego jest z jednej strony olbrzymia różnorodność czynników siedliskowych, mogących wpłynąć decydująco na wartość produkcyjną konkretnych jednostek siedliskowych, do których to czynników należą między innymi: ukształtowanie terenu, wystawa, klimat lokalny, budowa geologiczna, stosunki hydrologiczne, typy, rodzaje i gatunki gleb, ich biologiczne, fizyczne i chemiczne właściwości, z drugiej zaś strony różny stopień ingerencji człowieka w siedlisko leśne poprzez zmianę składu gatunkowego drzewostanów i różny sposób użytkowania (np. grabienie ściółki, wypas bydła itp.).

Celem niniejszego opracowania jest ustalenie tych lokalnych kryteriów oraz ocena potencjalnych możliwości produkcyjnych środowiska geograficznego z punktu widzenia gospodarki leśnej na przykładzie jednostki administracyjnej (nadleśnictwo), typowej dla sąsiednich obszarów leśnych.

Ogólne tło środowiskowo-przestrzenne obiektu

Ogólnie biorąc obszar nadl. Brynek, do którego odnosi się niniejsze opracowanie, leży w obrębie Wyżyny Śląskiej. Pod względem klimatycznym mieści się on w granicach, wyodrębnionych przez Romera (15), krainy Śląsko-Krakowskiej w strefie klimatu Wyżyn Środkowych. Według podziału przyrodniczo-leśnego Mroczkiewicza (12), jest to obszar dzielnic Wyżyny Górnośląskiej, wchodzącej w skład Krainy Śląskiej lasoborów świeżych i wilgotnych z udziałem świerka, buka i jodły.

Traktując położenie nadl. Brynek bardziej szczegółowo, już w obrębie samej Wyżyny Śląskiej, należy stwierdzić, że południowa część jego obszaru leży według Kondrackiego (9) w typie krajobrazu wyżynnego ze skał węglanowych, a część północna w typie krajobrazu tarasów wydmych doliny Małej Panwi.

To zróżnicowanie typów krajobrazu znajduje swe odbicie również w podziale geobotanicznym (22), według którego dolina Małej Panwi należy do Krainy Kotliny Śląskiej, Okręgu Nadodrzańskiego, a część południowa, odpowiadająca typowi krajobrazu wyżynnego ze skał węglanowych, do Okręgu Zachodniego (wapienia muszlowego) — Krainy Wyżyny Śląskiej.

Jak z powyższego wynika, krajobraz oraz podstawowe elementy środowiska geograficznego nadl. Brynek są typowe dla obszaru kontaktowego wspomnianych wyżej typów krajobrazu oraz krain geobotanicznych na odcinku od Siewierza do Opola.

Metodyka

Materiały przedstawione w niniejszej pracy stanowią rezultat prac terenowych przeprowadzonych w okresie letnim 1952 i 1953 oraz późniejszego opracowania laboratoryjnego i kameralnego zebranych materiałów.

W toku badań terenowych zbadano 180 profilów glebowych, wykonano 920 wierceń dla ustalenia zasięgów utworów glebowych, ustalono bonitację, strukturę i skład gatunkowy drzewostanów oraz skład gatunkowy runa na 180 powierzchniach próbnych wokół profilów glebowych.

Próbki z 70 typowych odkrywek poddano szczegółowym analizom metodami powszechnie stosowanymi w badaniach gleboznawczych.

Prace kameralne objęły wykonanie mapy gleb, głębokości zalegania gliny, iłu lub utworu pyłowego, głębokości występowania wody gruntowej oraz bonitacji drzewostanów sosnowych i występowania domieszki gatunków liściastych (ryc. 2—5).

Po dokonaniu inwentaryzacji poszczególnych elementów obiektu zarówno glebowych, jak i roślinnych, przeprowadzeniu ich analizy oraz oceny ich przydatności dla ustalenia siedliskowych typów lasu opracowano jako syntezę mapę siedliskowych typów lasu, obrazującą możliwości produkcyjne obiektu, niezależnie od składu gatunkowego drzewostanów i runa, oraz zestawienie gleb i odpowiadających im siedliskowych typów lasu na terenie nadl. Brynek.

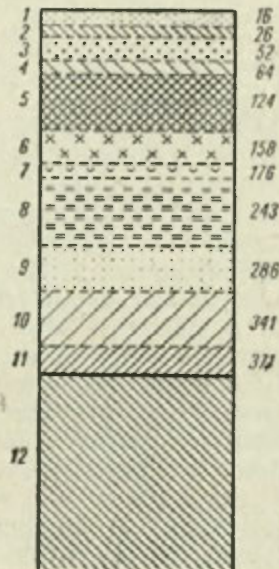
Szczegółowa charakterystyka obiektu

Położenie nadl. Brynek

Nadl. Brynek leży w granicach trzech powiatów: Tarnowskie Góry, Bytom i Gliwice, między 18° 38' i 18° 50' długości geograficznej wschodniej (od Greenwich) oraz między 50° 25' i 50° 35' szerokości geograficznej północnej, obejmując obszar 5 506,12 ha.

Położenie nadleśnictwa i jego sieć wodną na tle budowy geologicznej i rzeźby terenu obrazuje ryc. 1.

Ryc. 1. Profil geologiczny północnej części nadleśnictwa Brynek (według 4): 1 — górny piasek, 2 — górna glina zwałowa, 3 — dolny piasek, 4 — dolna glina zwałowa, 5 — dolny kajper, 6 — górny wapień muszlowy, 7 — środkowy wapień muszlowy, 8 — górny wapień falisty, 9 — dolny wapień falisty, 10 — ret, 11 — ret?, 12 — czerwony spągowiec. Cyfry z prawej strony rysunku oznaczają głębokości w metrach



Geological section across the northern part of the Brynek chief forestry (according to 4): 1 — upper sand, 2 — upper boulder clay, 3 — lower sand, 4 — lower boulder clay, 5 — Lower Keuper, 6 — Upper Muschelkalk, 7 — Middle Muschelkalk, 8 — Upper Wellenkalk, 9 — Lower Wellenkalk, 10 — Roeth, 11 — Roeth?, 12 — Rotliegendes. Depth in ms in shown by the numbers on the right side of this figure

Ukształtowanie terenu i budowa geologiczna

Obszar nadl. Brynek składa się z topograficznie mało urozmaiconej równinnej, części północnej i środkowej oraz bardziej zróżnicowanej części południowej.

W części południowej, na południe od linii Księży Las — Wilkowice, przebiega pasmo łagodnych wzgórz, wznoszących się do 310 m n.p.m.

Wzgórza te stanowią dział wodny pomiędzy dorzeczem rzeki Stoły, rozpościerającym się na północ od wododziału, a dorzeczem rzeki Dramy, do którego należy niewielki skrawek południowej części nadleśnictwa. Rzeka Stoła jest dopływem Małej Panwi, natomiast Drama uchodzi do Kłodnicy, przy czym zarówno Małapanew, jak i Kłodnica wpadają do Odry.

Teren położony na południe od wododziału opada dość gwałtownie, szczególnie ku południowemu zachodowi, obniżając się do 265 m. n.p.m. W kierunku północnym i północno-zachodnim od wododziału teren obniża się bardzo łagodnie do 245 m n.p.m. w północno-zachodniej części.

Z ukształtowaniem terenu pozostaje w związku rozmieszczenie formacji geologicznych. W południowej części nadleśnictwa na południe od linii Księży Las—Wilkowice występuje pas utworów triasowych oraz małe ich wysepki w części południowo-wschodniej. Do wspomnianych utworów triasowych należą utwory wapienia muszlowego. (4) i dolnego kajpru (4). Utwory wapienia muszlowego wylaniają się na powierzchni w postaci ciężkich ilów podesłanych na znaczniejszej głębokości marglistymi wapieniami dolomitowymi dolomitami. Głębsze podłoże tych utworów jest zbliżone do przedstawionego na ryc. 1.

Utwory dolnego kajpru występują w południowo-wschodniej części nadleśnictwa w postaci małych wysp barwnych ilów: czerwonych, żółtawych i czarnych.

Z ilami wapienia muszlowego sąsiaduje od południa lokalna silnie rozmyta morena czołowa zaznaczająca się w terenie w postaci małych wzgórz zwirowych i piaszczystych. Charakterystyczna dla tego obszaru jest silna zmienność utworów piaszczystych i gliny zwałowej na niewielkiej przestrzeni oraz częste nagromadzenie głazów narzutowych, dochodzących do 1 m³.

Morena denna, rozciągająca się ku północy, pochodzi ze zlodowacenia środkowopolskiego. Reprezentuje ją glina zwałowa, której miąższość jest bardzo rozmaita; przeciętnie wynosi według A s s m a n n a (4) około 3 m.

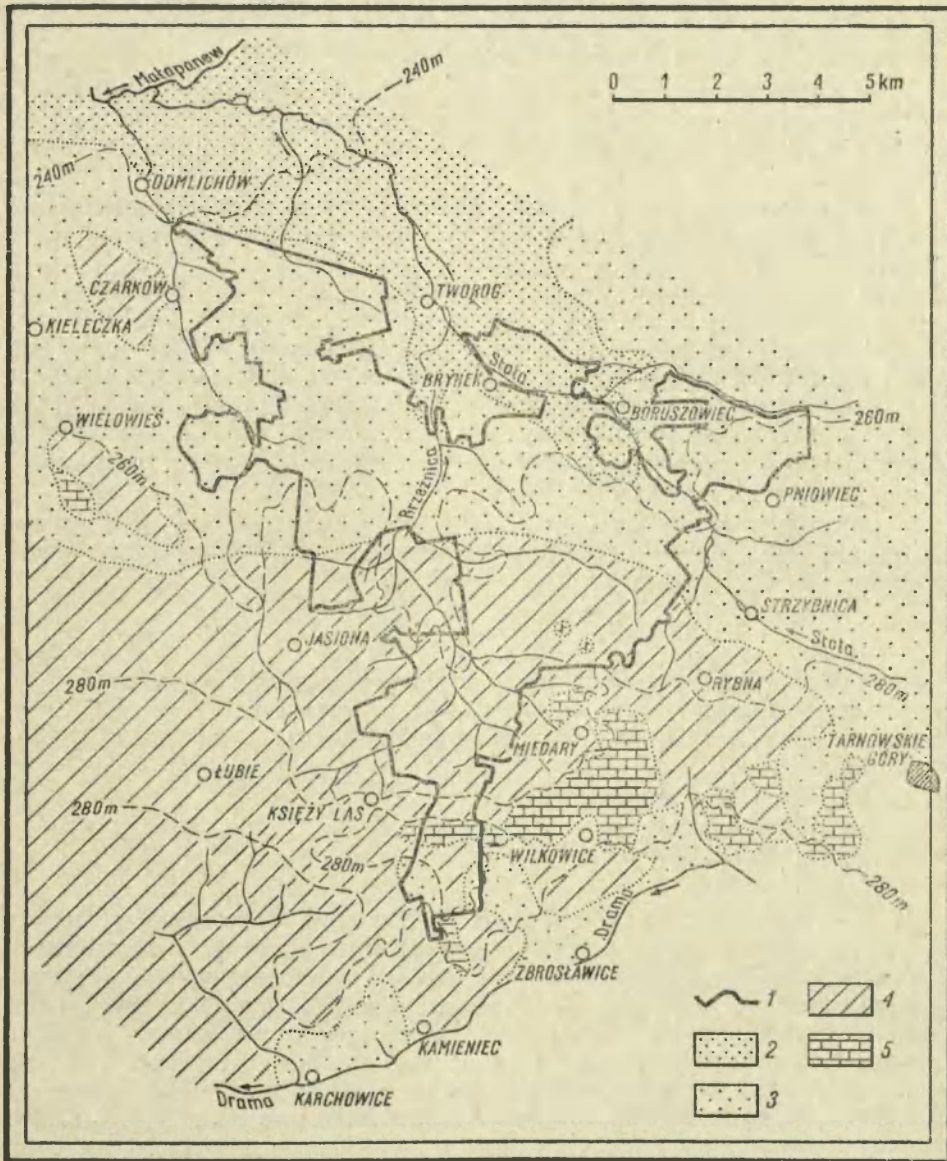
W części środkowej nadleśnictwa gliny zwałowe przechodzą w piaski z głazami zalegające na glinie. Piaski te pokrywają glinę zwałową warstwą nierównej grubości, przy czym obecność jej można często stwierdzić w odkrywkach glebowych.

W północnośrodkowej i północno-wschodniej części nadleśnictwa rozpościera się wielki obszar piasków z głazami. Towarzyszą im wzdłuż rzeki Stoły i w północno-zachodniej części nadleśnictwa piaski rzeczne, podesłane przeważnie ilami i utworami pyłowymi na zmiennej głębokości. Zaleganie głębszych warstw geologicznych w północno-wschodniej części nadleśnictwa przedstawia ryc. 1.

Utwory holocenijskie występują w dolinach strumieni i ich dopływów w postaci namulów mineralnych lub torfów oraz na większych obszarach o słabym odpływie wód w postaci torfów, których miąższość nie przekracza z reguły 50 cm.

Stosunki klimatyczne

Stosunki klimatyczne nadl. Brynek podają na podstawie danych meteorologicznych stacji Tworóg, leżącej obok północnej granicy nadleśnictwa oraz na podstawie stacji Bytom oddalonej o 25 km. Stacja meteorologiczna Tworóg dysponuje tylko danymi dotyczącymi opadów, które zamieszczone są w tabeli 1.



Ryc. 2. Położenie nadl. Brynek na tle budowy geologicznej, rzeźby terenu i sieci wodnej: 1 — granica nadl. Brynek, 2 — piaski rzeczne tarasów i powierzchni akumulacyjnych, 3 — piaski z głazami, 4 — gliny zwałowe, 5 — utwory triasowe

Situation of the Brynek chief forestry on a geological, geomorphological and hydrographical background: 1 — boundary of the Brynek chief forestry, 2 — sand forming river terraces and other surfaces accumulative in origin, 3 — sand with boulders, 4 — boulder clays, 5 — triassic rocks

Tabela 1

Średnie opady za miesiąc, rok, okres wegetacyjny (V—XI), stacji Tworóg
(wys. n.p.m. 251 m) w latach 1891—1930

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	rocznie	V—IX
46	37	43	54	67	80	103	85	55	57	45	47	719	390

Z danych tych wynika, że suma opadów, a zwłaszcza w okresie wegetacyjnym, jest stosunkowo wysoka, co związane jest z wyżynnym położeniem (245—310 m n.p.m.).

Współczynnik opadów, tj. stosunek sumy opadów w okresie wegetacyjnym do średniej temperatury w tym samym okresie, wynosi dla stacji Bytom 24, jest więc dość wysoki w porównaniu z resztą wyżynną i niżową kraju. Amplituda roczna średnia wynosi 20,2°C, absolutna 70,2°C. Średnie daty ostatniego i pierwszego przymrozku dla stacji Bytom są następujące: pierwszy przymrozek średnio przypada 27.X, ostatni 22.IV, a więc średnia długość okresu bezprzymrozkowego wynosi 187 dni. Średnia temperatura okresu wegetacyjnego wynosi 15,2°C.

Z czynników klimatycznych wpływających ujemnie na występujące na terenie nadl. Brynek drzewostany wymienić można spóźnione przymrozki, okiść i wiatry, powodujące wykroty.

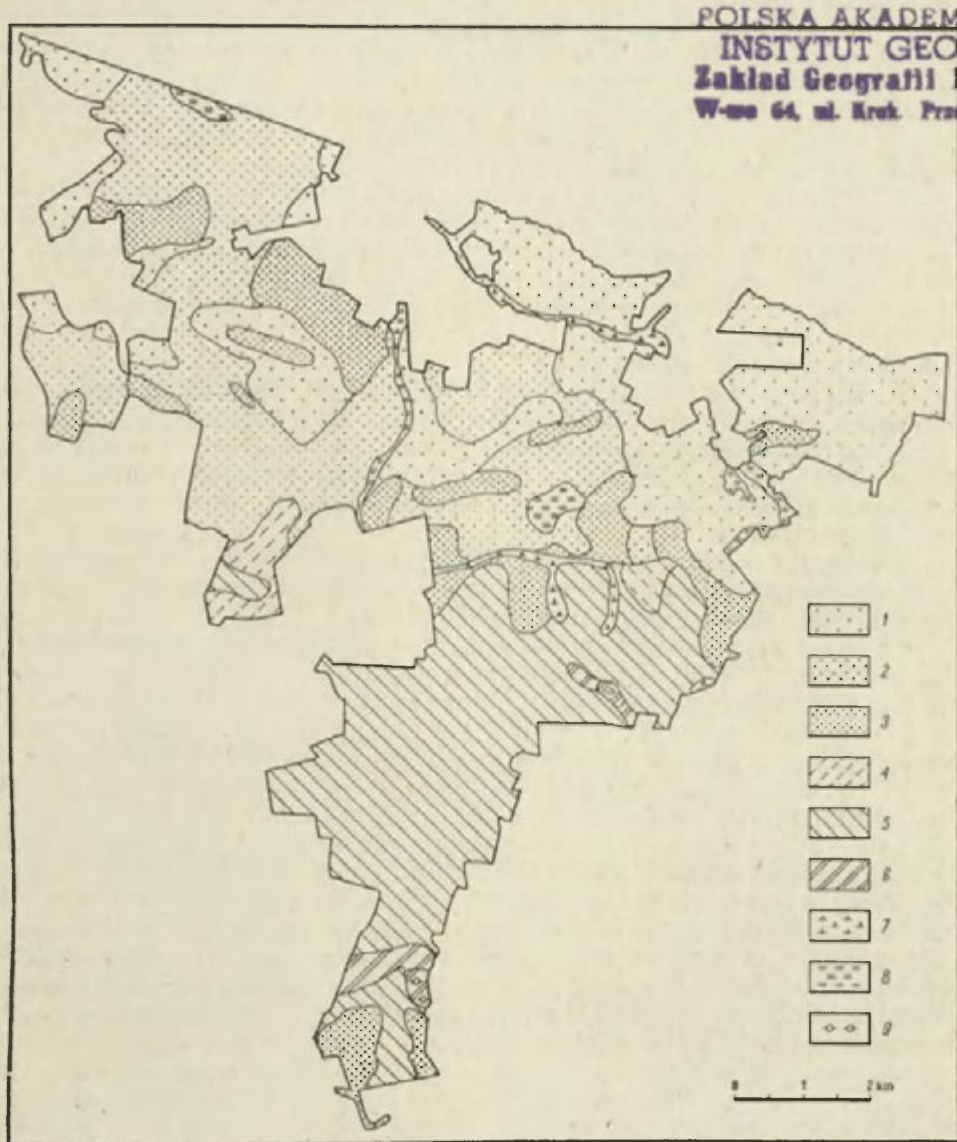
Gleby

Na podstawie przeprowadzonych zdjęć kartograficzno-gleboznawczych oraz badań laboratoryjnych wyodrębniono na terenie nadl. Brynek następujące typy gleb, zgodnie z klasyfikacją Polskiego Towarzystwa Gleboznawczego:

1. Typ gleb bielcowych.
2. Typ gleb brunatnych.
3. Typ gleb bagiennych.
4. Mady.

1. Typ gleb bielcowych. Gleby typu bielcowego występują prawie na całym obszarze nadleśnictwa, zajmując około 90% powierzchni. Charakteryzują się one, oprócz gleb wykształconych z piasków luźnych o charakterze wydmowym, znamionnymi dla gleb typu bielcowego poziomami eluwalnymi i iluwalnymi, wskazującymi przeważnie na silny i średni stopień zbielicowania. Na silne zbielicowanie tych gleb wpłynęła formacja roślinna drzewiasta, składająca się co najmniej w ciągu ostatniego stulecia przeważnie z gatunków iglastych, stosunkowo duża ilość opadów, znaczny bezwzględny wiek tych gleb w porównaniu z glebami leżącymi w północnej części kraju oraz skała macierzysta pozbawiona CaCO_3 . Z ogólnej liczby 180 dołów wykopanych na terenie nadleśnictwa stwierdzono występowanie węglanu wapnia tylko w czterech profilach i to przeważnie poniżej 150 cm w ilości 0,37—1,67%.

Z wymyciem wapnia i występowaniem prawie na całym terenie drzewostanów szpilkowych łączy się kwaśny odczyn tych gleb, wahający się w poziomie akumulacyjnym na ogół w granicach 3,5—4,5 pH w H_2O i 3,0—4,0 pH w KCl, wykazujący nieznaczny wzrost wartości pH w miarę zwiększania się głębokości najczęściej do 4,0—5,0 pH w H_2O i 3,5—4,5 pH



Ryc. 3. Mapa rodzajów gleb nadl. Brynek: 1 — piaski luźne, 2 — piaski słabo gliniaste, 3 — piaski gliniaste lekkie, 4 — piaski gliniaste mocne, 5 — gliny zwałowe, 6 — ily triasowe, 7 — mady, 8 — gleby torfiasto-mineralne, 9 — gleby brunatne

Map showing soils in the Brynek chief forestry: 1 — loose sand, 2 — slightly clayey sand, 3 — light clayey sand, 4 — rich clayey sand, 5 — boulder clays, 6 — triassic clays, 7 — munds, 8 — mineral and peaty soils, 9 — brown soils

w KCl na głębokości 150 cm. Gleby te są przeważnie nienasycone zasadami lub nasycone w małym stopniu.

Stosunkowo płytkie występowanie wody gruntowej na znacznym obszarze nadleśnictwa, zwłaszcza w jego środkowej i północno-zachodniej części (w 45% wykopanych dołów woda występuje powyżej 200 cm) powoduje zaznaczanie się różnego stopnia oglejenia w profilach rozprzestrzeniających się tam gleb biellicowych.

2. Typ gleb brunatnych. Gleby brunatne występują w postaci dwóch wysepek wśród gleb biellicowych. Wytworzyły się one na ilach triasowych, których zwięzłość utrudniała przemieszczenie składników w głąb profilu. Charakteryzują się brakiem poziomów wymycia i wmycia, stosunkowo wysokimi wartościami pH, wynoszącymi 5,17—5,72 pH w H₂O w poziomie A₁ i wyższymi głębiej oraz znacznym stopniem nasycenia zasadami (65—95%).

3. Typ gleb bagiennych. Gleby typu bagiennego występują najczęściej w lokalnych zakłębieniach terenu oraz w miejscach o słabym odpływie powierzchniowym wody, głównie w środkowej i północno-wschodniej części nadleśnictwa oraz na mniejszym obszarze w północno-zachodniej części, rzadziej wzdłuż strumieni przepływających przez teren nadleśnictwa.

Występują one w postaci gleb torfowych, głównie tzw. torfiasto-mineralnych, wytwarzających się na skutek nagromadzenia resztek organicznych w warunkach nadmiernego uwilgotnienia.

4. Mady. Niewielkie obszary mad występujących na terenie nadl. Brynek zawdzięczają swe pochodzenie strumykom, wzdłuż których leżą. Są one przeważnie w znacznym stopniu nasycone zasadami i słabo kwaśne (pH 5—7). Pod względem typologicznym należą do gleb brunatnych. Charakteryzują się wysoką żyznością i są użytkowane przeważnie jako łąki.

W rozmieszczeniu gleb pod względem składu mechanicznego, jak to widać z załączonej mapy glebowej, zaznacza się pewna prawidłowość wiążąca się z konfiguracją terenu i formacją geologiczną. W południowej, najwyższej części nadleśnictwa na ilach triasowych, a głównie z glin zwałowych wytworzyły się gleby cięższe, przeważnie gliny lub na mniejszej przestrzeni piaski mocno gliniaste, zalegające płytko na glinie. W środkowej części nadleśnictwa występują przeważnie piaski gliniaste lekkie i mocne, zalegające zazwyczaj na glinie płytko lub średnio głęboko. W najniższej północno-zachodniej części nadleśnictwa rozprzestrzeniają się przeważnie piaski słabo gliniaste z plamami piasków gliniastych lekkich, zalegających najczęściej na piasku luźnym, podesłanym gliną, iłem lub utworem pyłowym. Północno-wschodnia część nadleśnictwa obejmuje naj słabsze gleby, przeważnie piaski luźne, pod którymi miejscami głęboko w podłożu zalega il.

Drzewostang

Na różnorodnych utworach glebowych, występujących na obszarze nadl. Brynek, rosną mało zróżnicowane pod względem składu gatunkowego drzewostany sosnowe i świerkowe lub z udziałem obu tych gatunków.

Skład gatunkowy drzewostanów południowej i środkowej części nadleśnictwa uległ daleko idącym zmianom. Niestety historycznych źródeł, dotyczących tych zmian, nie udało się znaleźć. Przepuszczać jednak na-

Zestawienie gleb i odpowiadających im siedliskowych typów lasu na terenie nadl. Brynek

G l e b a	Głębokość występowania w cm		Bonitacja sosny	Typ siedliskowy lasu
	gliny itu lub utworu pyłowego	wody gruntowej		
A. Typ bagienny I. Gleby murszowe i tor- fiasto-mineralne na piasku luźnym		100—125	II,0—II,5	BMw
B. Typ bielcowy I. Piaski luźne a) całkowite		100—125 185—250 250—300 niżej 300	II,5—III,0 III,0—IV,0 IV,0—IV,5 IV,5—V,0	BM Bśw Bśw—Bs Bs
b) niecałkowite naglino- we i naiłowe	50—100 100—150 niżej 150	niżej 150 150—225 niżej 225 niżej 225	II,0—III,0 II,0—III,5 III,0—IV,5 IV,5—V,0	BMśw BMśw Bśw Bśw—Bs
II. Piaski słabo gliniaste a) niecałkowite 1. naglinowe	75— 50	175—250 niżej 250	II,0—III,0 III,0	BMśw BMśw
2. na piasku luźnym naglinowym lub naiłowym	100—200 200—300	125—175 niżej 175 niżej 200	II,0—III,0 II,0—III,0 III,0—IV,0	BMw BMśw Bśw
III. Piaski gliniaste lekkie 1. na piasku luźnym		175—250	II,5—III,0	BMśw
2. naglinowe	75—125	niżej 250	II,5—III,0	LMśw
IV. Piaski gliniaste mocne 1. na piasku luźnym		150—200	II,0—II,5	LMśw—LMw
2. na piasku luźnym naglinowym lub naiłowym	125—175	niżej 250	II,0—II,5	Lśw
V. Gliny całkowite i z wkładkami piaszczystymi		125—175 175—250 niżej 250	I,0—II,0 I,0—II,0 I,0—II,0	Lw Lśw—Lw Lśw
C. Gleby brunatne I. naiłowe	od 70 cm	niżej 250	I,0—II,0	Lśw—Lw
D. Mady (brunatne)	od 100 cm	130		Lw

Uwaga: miąższość piasków gliniastych w piaskach gliniastych niecałkowitych wynosi 50—100 cm w górnej czę-
ści profilu.

Objaśnienie skrótów przy mapie siedliskowych typów lasu.

leży, zgodnie z wypowiedziami starszych miejscowych autochtonów, że największe zmiany w składzie gatunkowym drzewostanów miały miejsce w drugiej połowie XIX w. Znalazona mapa arkusza Broslawitz w skali 1:25 000 z napisem u dołu „Königl. Preuss. Landesaufnahme 1882, berichtigt 1902“ wskazuje, że drzewostany liściaste zajmowały w południowej i środkowej części nadleśnictwa nieco większą powierzchnię niż obecnie, oraz że szczególnie liczną, w porównaniu z obecnym stanem, była domieszka gatunków liściastych na tym obszarze.

W południowej części dużą rolę odgrywał buk. Świadczą o tym dzisiaj jeszcze pojedyncze okazałe przestoje bukowe (np. w oddz. 143 o obwodzie 4,5 m) oraz małe resztki drzewostanów z domieszką buka (np. w oddz. 144 i 153). Z gatunków liściastych występuje również dąb szypułkowy, liczniej w środkowej części nadleśnictwa, jako pojedyncza domieszka w drzewostanach sosnowo-świerkowych. W mniejszej ilości spotyka się grab, a w miejscach wilgotnych jesion i olchę. Nieliczne są również egzemplarze jodły (oddz. 143 i 144) oraz modrzewia (np. w oddz. 144). Obecnie na tym terenie rosną głównie drzewostany świerkowo-sosnowe i sosnowo-świerkowe oraz świerkowe i w małej ilości drzewostany sosnowe.

W części południowośrodkowej nadleśnictwa przeważał dawniej dąb szypułkowy. Wskazują na to nieliczne większe kępy starych dębów na skrajach łąk, jak również często spotykane pojedyncze dęby wzdłuż łąk, linii oddziałowych i na zrębach.

Również w części środkowej i północno-zachodniej nadleśnictwa na lepszych glebach dąb występował dawniej w większej domieszce.

Obecnie na całym tym terenie rośnie on pojedynczo lub sporadycznie w drzewostanach świerkowo-sosnowych i sosnowo-świerkowych. Należy podkreślić, że w południowej i środkowej części nadleśnictwa dąb wykazuje dużą ekspansywność w postaci nalotu i podrostu, czemu sprzyjają korzystne warunki siedliskowe.

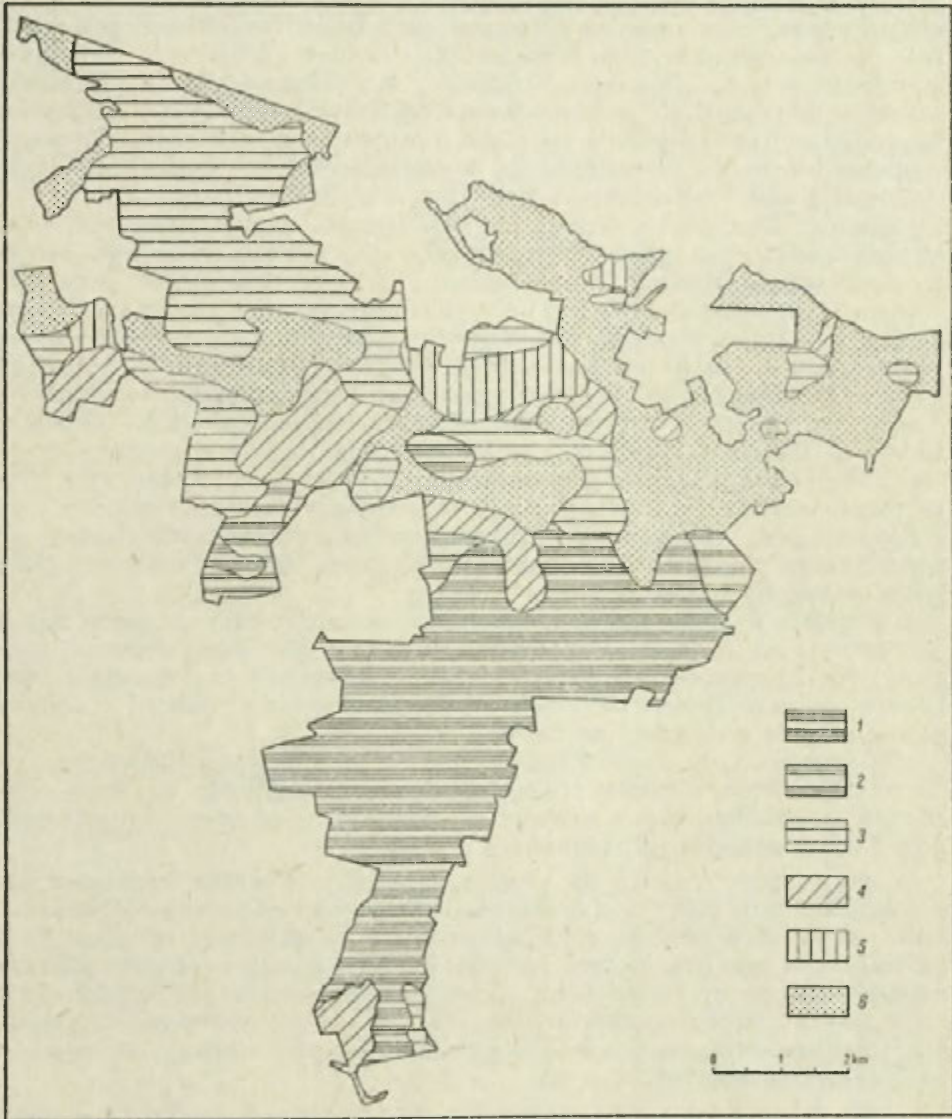
W północnej, a szczególnie północno-wschodniej części nadleśnictwa, na piaskach słuznych rosły dawniej i rosną obecnie drzewostany sosnowe z pewną domieszką świerka w miejscach bardziej wilgotnych.

Runo

Zmiany, które zaszły w składzie gatunkowym drzewostanu pociągnęły za sobą zmiany właściwości gleby i zmiany w runie. Występowanie runa na terenie nadl. Brynek jest w znacznym stopniu ograniczone przez udział świerka w drzewostanach i podroście, powodującego silne zacinienie dna lasu. W runie litych drzewostanów sosnowych przeważają natomiast gatunki posiadające dużą zdolność rozmnażania się, szczególnie wegetatywnego, oraz o stosunkowo małych wymaganiach odnośnie do siedliska, jak np. *Calluna vulgaris*, *Vaccinium myrtillus*, *Pteridium aquilinum*, *Molinia caerulea*, itp.

Analiza poszczególnych elementów glebowych i roślinnych oraz ocena ich przydatności dla ustalenia siedliskowych typów lasu

W wyniku przeprowadzonych badań stwierdzono, że na badanym obszarze istnieje pewien związek pomiędzy typem gleby, składem gatunkowym drzewostanu i runem. Na glebach typu bielcowego występują



Ryc. 4. Mapa głębokości występowania gliny, łu lub utworu pyłowego: 1 — 0—30 cm, 2 — 30—75 cm, 3 — 75—150 cm, 4 — 150—225 cm, 5 — 225—300 cm, 6 — do 300 cm nie stwierdzono

Map showing the depth of occurrence of clay, loam or a dust-like sediment: 1 — 0—30 cm., 2 — 30—75 cm., 3 — 75—150 cm., 4 — 150—225 cm., 5 — 225—300 cm., 6 — 300 cm. not established

drzewostany składające się z sosny i świerka z runem rzędu *Vaccinio—Piceetalia*. Stosunki tego rodzaju panują na przeważającej części obszaru nadl. Brynek, przy czym w północnej jego części, na glebach piaszczystych, są one uwarunkowane rodzajem gleb, w części środkowej i południowej nadleśnictwa, natomiast, w obrębie glin i piasków gliniastych, współzależność ta ustaliła się pod wpływem działalności gospodarczej człowieka, usuwającego lasy liściaste i mieszane, powodującego tym samym zmiany w glebie i w runie, wyrażające się w rozpoczęciu lub zwiększeniu intensywności procesu bielnicowania gleby i w „borowieniu“ runa.

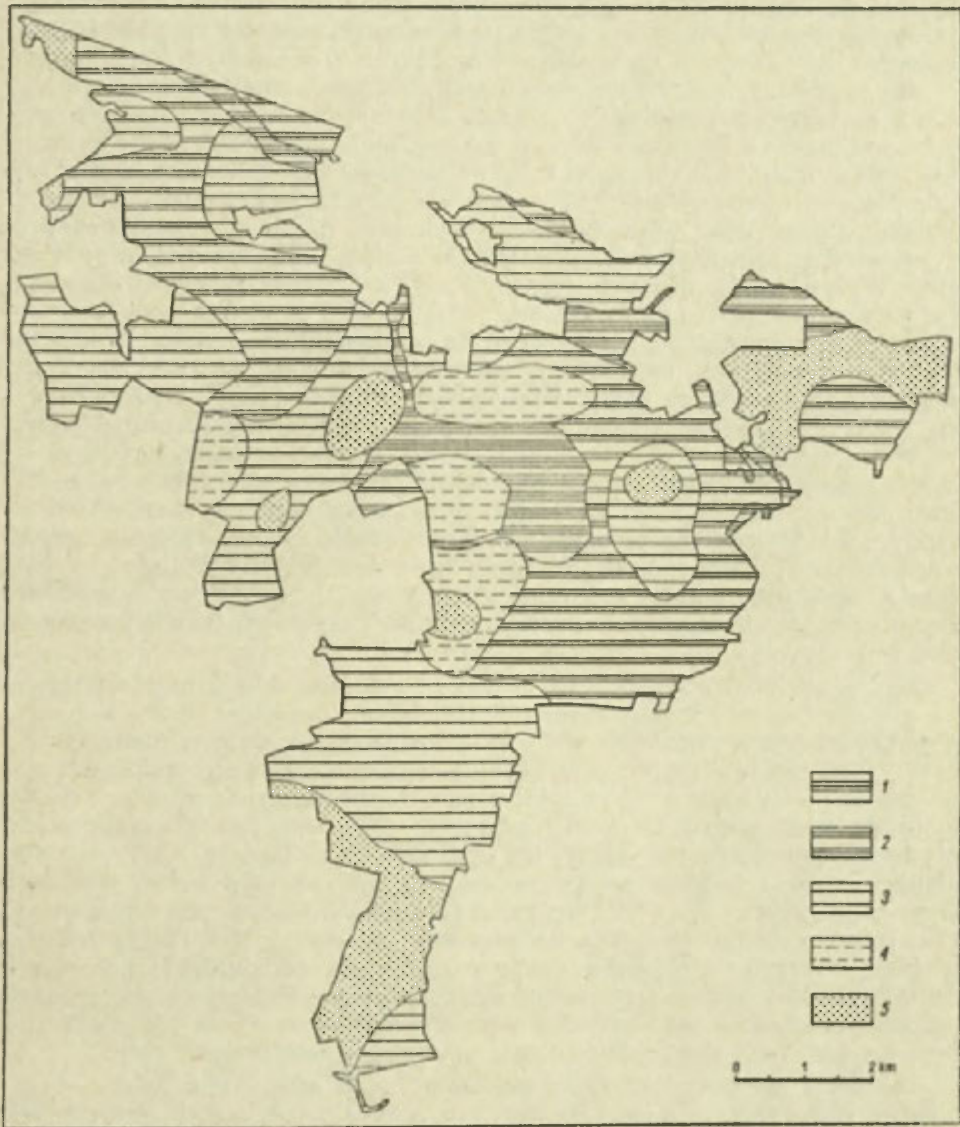
Zmianę składu gatunkowego drzewostanów obserwować można na glebach brunatnych, gdzie występują albo drzewostany świerkowo-sosnowe lub sosnowo-dębowe, runo zaś ma charakter przejściowy pomiędzy rzędami *Fagetalia silvaticae* a *Vaccinio-Piceetalia*. Nie ma więc na tych glebach wyraźnej współzależności między drzewostanami, runem i glebą. Współzależność taka istniała jednak przed wprowadzeniem gatunków iglastych i wówczas na wspomnianych glebach brunatnych występowały drzewostany liściaste z runem charakterystycznym dla rzędu *Fagetalia silvaticae*. Świadczy o tym domieszka gatunków liściastych w istniejących obecnie drzewostanach oraz stosunkowo nieduża ilość roślin runa charakterystycznych dla rzędu *Vaccinio-Piceetalia*. Obecnie na glebach tych zachodzą, pod wpływem gatunków iglastych, zmiany prowadzące do wytworzenia gleb bielcowych, hamowane przez silne właściwości buforowe omawianych gleb.

Pełniejszą współzależność między drzewostanami, runem i glebą można obserwować na madach, na których występują drzewostany dębowe i runo grondowe, z wyjątkiem jednej powierzchni, gdzie zaczyna wkraczać runo borowe, co znajduje swe odbicie w glebie we wzroście kwasoty i w zmniejszeniu stopnia nasycenia zasadami.

Na glebach typu bagiennego występują drzewostany składające się z sosny i świerka, z runem charakterystycznym dla rzędu *Vaccinio—Piceetalia*, w którego skład wchodzi w odróżnieniu od wyżej omawianych gleb *Ledum palustre* i *Sphagnum*.

Z powyższego zestawienia wynika, że istnieje wyraźna współzależność pomiędzy typem gleby a charakterem runa. Skład gatunkowy drzewostanów natomiast wykazuje z jednej strony dużą zależność od gospodarki ludzkiej i w związku z tym spotyka się drzewostany sosnowe lub domieszki sosny czy świerka na wszystkich wspomnianych typach gleb, z drugiej zaś strony spotkać można również starsze drzewostany z przewagą gatunków liściastych na glebach bielcowych i madach, jak również na glebach brunatnych.

Duża zależność charakteru runa (borowe czy grondowe) od typu gleby wiąże się w badanym terenie z silnym zaznaczeniem się właściwości charakterystycznych dla danego typu glebowego, szczególnie w górnych warstwach gleby, będących strefą korzenia się roślin runa. Ponieważ występujące na terenie nadl. Brynek gleby bielcowe są przeważnie średnio lub silnie zbielcowane, stwarzają one zupełnie inne warunki rozwoju dla roślin runa niż różniące się kontrastowo swymi właściwościami gleby brunatne lub mady. Natomiast głębiej korzeniające się drzewa w mniejszej mierze reagują na procesy glebotwórcze, obejmujące swym wpływem górne warstwy gleby i wykazują silniejszą reakcję na stosunki panujące w głębszych warstwach gleby, co powoduje w efekcie występowanie tych



Ryc. 5. Mapa głębokości występowania wody gruntowej (15.VII–22.VIII.1952):
1 — 100–125 cm, 2 — 125–175 cm, 3 — 175–250 cm, 4 — 250–300 cm,
5 — poniżej 300 cm

Map showing the depth of occurrence of ground water (from July 15 to September 22, 1952): 1 — 100–125 cm., 2 — 125–175 cm., 3 — 175–250 cm., 4 — 250–300 cm.,
5 — below 300 cm

samych gatunków na różnych typach gleb o różnym runie. Fakt ten uwiadcza się również w bonitacjach drzewostanów sosnowych. Drzewostany o dobrych bonitacjach sosny (około II) występują zarówno na glebach biellicowych, jak również na glebach brunatnych i na glebach bagiennych.

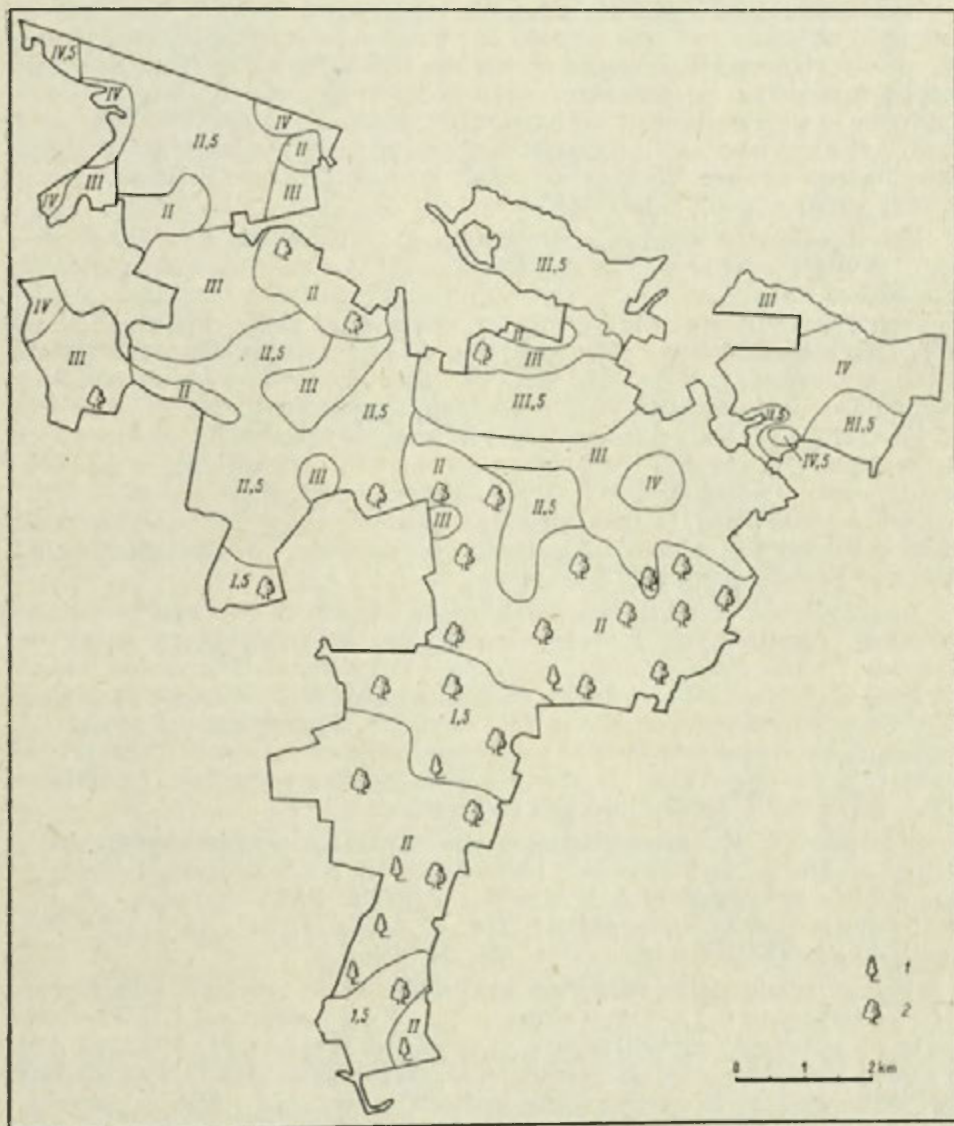
Jak wynika z przeprowadzonych analiz, stopień zbielicowania nie wywiera decydującego wpływu na bonitację sosny. Na piaskach luźnych wyraźnie zaznacza się większy wpływ na bonitację głębokości wody gruntowej aniżeli stopnia zbielicowania (6). W piaskach luźnych całkowitych, jak i w piaskach słabo gliniastych z warstwą piasku luźnego na „cięższym“ podłożu stosunkowo dobre bonitacje wykazują gleby słabo zbielicowane z warstwami żelazistymi, wpływającymi dodatnio na reżim wodny tych gleb. Wyniki analiz chemicznych wykazały w tych profilach stosunkowo dużą zawartość CaO rozpuszczalnego w 10% HCl oraz nieco większą zawartość przyswajalnego P_2O_5 i K_2O w porównaniu z innymi profilami. Na wzrost bonitacji sosny wpływają więc również stosunki panujące w głębszych warstwach gleby. Fakty przytoczone powyżej świadczą o braku wyraźnej zależności bonitacji sosny od stopnia zbielicowania gleby.

W związku z powyższym oraz z często obserwowaną znaczną zmiennością stopnia zbielicowania na niewielkim obszarze stosowanie tej cechy jako jednego z głównych kryteriów przy wyodrębnieniu siedliskowych typów lasu wydaje się w badanym terenie mało celowe. Stopień zbielicowania ma prawdopodobnie mniejszy wpływ na właściwości gleby leśnej jako na środowisko życia roślinności drzewiastej (z wyjątkiem wypadków skrajnych) niż się to zwykło przyjmować pod wpływem podziałów czysto gleboznawczych.

Zmiany w bonitacji wiążą się głównie ze zmianą składu mechanicznego i z głębokością wody gruntowej (5). Najsłabsze bonitacje sosny łączą się z głębokim występowaniem wody gruntowej oraz z bardzo małą zawartością części spławialnych i koloidalnych. Bonitacja sosny poprawia się na piaskach luźnych i słabo gliniastych zalegających na piasku luźnym w miarę podnoszenia się wody gruntowej (do 1m), lub w miarę coraz płytszego występowania gliny, ilu lub utworu pyłowego. Gdy na tych glebach cięższe podłoże zalega poniżej 1,5 m lub gdy woda gruntowa występuje poniżej 2 m, ich wpływ na zmianę bonitacji jest nieznaczny. Dodatkowo na bonitację sosny na piaskach wpływają wszelkiego rodzaju wkładki, warstwy i gniazda utworów cięższych, oddziałujące korzystnie na właściwości wodne i na reżim składników pokarmowych. Na glinach natomiast zaznacza się korzystny wpływ wkładek utworów lżejszych, poprawiających fizykalne, a szczególnie powietrzne właściwości gleb.

Odnosnie do oceny wartości poszczególnych elementów (gleba, drzewostan, runo) jako czynnika umożliwiającego zaszeregowanie konkretnych powierzchni leśnych badanego terenu do odpowiednich typów siedliskowych lasu oraz ustalenia ich granic nasuwają się następujące uwagi.

Występujące obecnie na terenie nadl. Brynek drzewostany dają pod względem swego składu gatunkowego bardzo mało wskazówek odnośnie do zakwalifikowania zajmowanych przez nie powierzchni leśnych. Zmiany bonitacji drzewostanów sosnowych pozwalają na stosunkowo dobre orientowanie się w produktywności siedlisk słabszych, na siedliskach lepszych natomiast bonitacja sosny, gatunku o stosunkowo małych wymaganiach względem siedliska, traci na znaczeniu jako wskaźnik jego jakości, z uwagi na brak wyraźnego ujawniania się zmian zachodzących w glebie (prze-



Ryc. 6. Mapa bonitacji sosny i występowania domieszki dębu i buka na terenie nadl. Brynek: 1 — buk, 2 — dąb

Map showing the bonitation of pine and the occurrence of oak and beech admixture in the Brynek chief forestry: 1 — beech, 2 — oak

strzennych), w zmianach bonitacji sosny. Większą wartość pod tym względem miałyby bonitacje gatunków o większych wymaganiach siedliskowych.

Również wartość runa dla ustalenia typów siedliskowych lasu, jest na badanym obszarze znacznie ograniczona przez wielokrotnie już wspomniane niekorzystne oddziaływanie na nie świerka oraz na skutek znacznego rozprzestrzenienia się gatunków o szerokiej rozpiętości wymagań ekologicznych w drzewostanach pozbawionych domieszki świerka. Skład runa może jednak dostarczać informacji dotyczących stopnia wilgotności gleby, gdyż na ten czynnik reaguje ono dość wyraźnie swym składem, nawet w przypadku silnych zniekształceń.

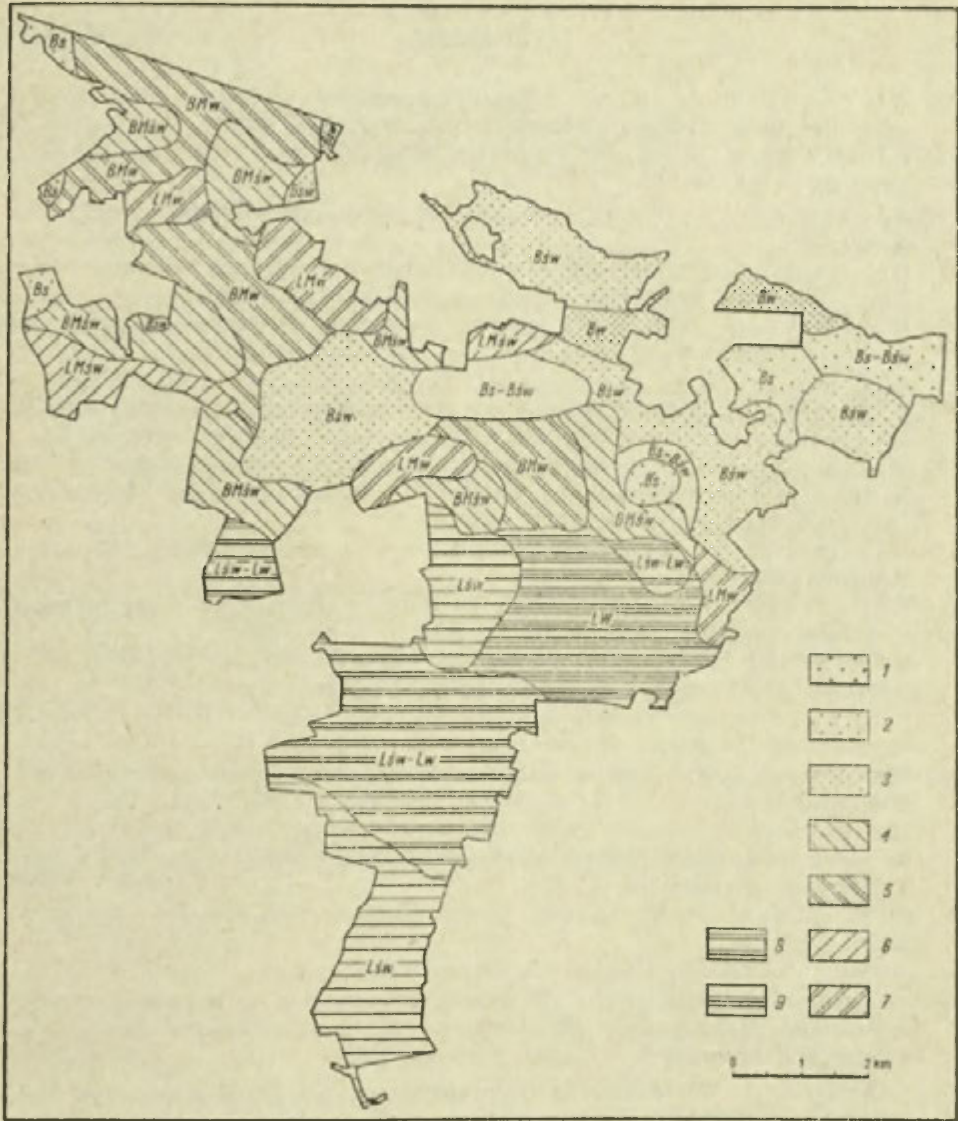
Jak wynika z powyższego, drzewostany i runo mogą mieć w obrębie nadl. Brynek jedynie wartość pomocniczą przy ocenie siedlisk, głównym czynnikiem natomiast, na którym można się oprzeć przy ustalaniu siedliskowych typów lasu w tym terenie, są właściwości gleby. Ponieważ około 90% gleb wspomnianego obszaru należy do gleb typu bielcowego, przeto należy stwierdzić, jaki czynnik w obrębie gleb tego typu wpływa wybitnie różnicująco na właściwości siedliska. Jak wspomniano, stopień zbielicowania takiego wpływu nie wykazuje. Również wyniki analiz chemicznych nie wykazały w obrębie tych gleb, poza małymi wyjątkami, wyraźnego oddziaływania poszczególnych analizowanych czynników na efekt produkcyjny siedliska. (5). Jako główne kryterium różnicujące wysuwa się skład mechaniczny gleby i jej właściwości wodne, zależne głównie od głębokości wody gruntowej.

Ze składem mechanicznym gleby wiąże się szereg jej właściwości fizycznych, chemicznych i biologicznych, jest on stosunkowo łatwy do określenia i nie ulega w ciągu dłuższego czasu daleko idącym zmianom. Ponadto w obrębie badanych gleb znaleziono dość ścisły związek pomiędzy składem mechanicznym a zawartością w glebie przyswajalnego potasu (5). Wspomniane wyżej właściwości związane ze składem mechanicznym powodują, że reprezentuje on równocześnie pewien kompleks czynników z nim związanych, oddziałujących na roślinność.

Znaczenie składu mechanicznego jako czynnika wywierającego decydujący wpływ na występowanie różnych typów lasu lub różnych drzewostanów lub na zmianę ich bonitacji podkreśla wielu autorów, jak np. Hartmann (7,8), Scamoni (16, 17, 18), Suchecki (19), Pogrebniak (14), Sukaczew (20, 21) i inn.

Posługując się siatką edaficzną wprowadzoną do typologii leśnej przez Aleksiejewa (3), udoskonaloną przez Pogrebniaka (14) i stosowaną z pewnymi modyfikacjami w typologii krajowej (1, 2, 12, 13, 23), w której każdy biotop jest jednocześnie określonym trofo-i hydrotopem, stwierdzić można, że poszczególne hydrotopy łączą się ściśle w omawianym terenie z głębokością wody gruntowej, trofotopy natomiast ze składem mechanicznym, jako czynnikiem kompleksowym warunkującym żyzność gleby.

Uwzględnienie dominującej roli głębokości wody gruntowej i składu mechanicznego oraz bonitacji sosny i obecności gatunków domieszkowych liściastych umożliwiło dokonanie podziału typologicznego nadl. Brynek, przedstawionego na załączonej mapie przeglądowej oraz ujęcie w postaci schematu związków istniejących na terenie nadleśnictwa pomiędzy glebami i siedliskowymi typami lasu.



Ryc. 7. Mapa siedliskowych typów lasu nadl. Brynek: 1 — bór suchy, 2 — bór świeży, 3 — bór wilgotny, 4 — bór mieszany świeży, 5 — bór mieszany wilgotny, 6 — las mieszany świeży, 7 — las mieszany wilgotny, 8 — las świeży, 9 — las wilgotny

Map showing the forest seat-types in the Brynek chief forestry. 1 — Bs — dry forest, 2 — Bśw — fresh forest, 3 — Bw — humid forest, 4 — BMśw — mixed and fresh forest, 5 — BMw — mixed and humid wood, 6 — LMśw — mixed and fresh wood, 7 — LMw — mixed and humid wood, 8 — Lśw — fresh wood, 9 — Lw — humid wood

LITERATURA

- (1) Alexandrowicz B. W. *Badania typologiczne w lasach rabsztyńskich*. „Roczniki Nauk Leśnych”, PWRiL, t. XII, Warszawa 1955
- (2) Alexandrowicz B. W. *Typy lasu Wielkopolskiego Parku Narodowego*. „Sylvan”, nr 5, 1957.
- (3) Aleksiejew E. W. *Typy ukraińskiego lesa*. „Prawobierieżę. Izd”. 2-je, Kijew 1928.
- (4) Assmann P. *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen*. Lieferung 173, „Blatt Broslawitz”, Berlin 1914. (Mapa 1:25 000).
- (5) Borowiec S. *Próba oceny wpływu niektórych czynników glebowych na bonitację drzewostanów sosnowych na utworach dyluwialnych*. „Sylvan”, nr 9, 1957.
- (6) Borowiec S. *Zależność właściwości gleb wytworzonych z piasków luźnych oraz bonitacji i runa od głębokości wody gruntowej*. „Sylvan” nr 2, 1958.
- (7) Hartmann F. *Die Abhängigkeit der Höhenbonität und der Bodenflora der Kiefer von Feinerdegehalt und Untergrund gewisser diluvialer Sandböden*. „Ztschr. f. Forst. u. Jagdw.”, 1926.
- (8) Hartmann F. *Kieferbestandestypen des nordostdeutschen Diluviums*. Neudamm 1928.
- (9) Kondracki J. *Typy krajobrazu naturalnego (środowiska geograficznego) w Polsce*. „Przegląd Geograficzny”, t. XXXII, z. 1—2, 1960.
- (10) Kondracki J. *Badania środowiska geograficznego w powiecie mrągowskim*. „Prace Geogr. JG PAN”, nr 19, Warszawa 1959.
- (11) Kostrowicki J. *Badania nad użytkowaniem ziemi w Polsce*. „Przegląd Geograficzny”, t. XXXI, z. 3—4, 1959.
- (12) Mroczkiewicz L. *Podział Polski na krainy i dzielnice przyrodniczo-leśne*. Warszawa 1952.
- (13) Mroczkiewicz L. *Założenia klasyfikacji siedlisk leśnych wprowadzonej do państwowego gospodarstwa leśnego i jej wykorzystanie w hodowli i urządzaniu lasu*. „Sylvan”, nr 5, 1959.
- (14) Pogrebniak P. S. *Osnowy lesnoj tipologii*. Prawobierieżę. Izd. 2-je, Kijew 1955.
- (15) Romer E. *Regiony klimatyczne Polski*. Wrocław 1949.
- (16) Scamoni A. *Kriterien bei der Standortkartierung im Bereich des Diluviums von Mecklenburg, Brandenburg und Sachsen-Anhalt*. „Allgemeine Forstzshr.” Jahrgang 5, Nr. 40/41, München 1950.
- (17) Scamoni A. *Waldkundliche Untersuchungen auf grundwassernahen Tal-sanden*. Berlin 1950.
- (18) Scamoni A. *Waldgesellschaften und Waldstandorte*. Berlin 1954.
- (19) Suchecki K. *Wykład nauki o siedlisku leśnym*. Lwów 1935.
- (20) Sukaczew W. N. *Rukowodstwo k issledowaniju tipow lesow*. Moskwa—Leningrad 1931.
- (21) Sukaczew W. N. *Typy lesow i typy lesorastitielnych usłowij*. Goslestiechizdat, Moskwa 1945.
- (22) Szafer W., Pawłowski B. *Geobotaniczny podział Polski*. (Szata roślinna Polski), t. II, Warszawa 1959).
- (23) Trampler T. *System klasyfikacji siedlisk leśnych*. „Sylvan”, nr 5, 1959.

САТУРНИН БОРОВЕЦ

ЭЛЕМЕНТЫ ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ СРЕДЫ,
КАК ОСНОВНОГО КРИТЕРИЯ ТИПОЛОГИЧЕСКО-ЛЕСНОГО РАЗДЕЛЕНИЯ
ЛЕСНИЧЕСТВА БРЫНЕК

Настоящей работой поставлена цель провести анализ географической среды и определить корреляцию её составных частей, выяснить роль антропогенных преобразований в комплексе естественных свойств, а также оценить потенциальные производительные возможности географической среды с точки зрения лесного хозяйства на примере административной единицы типичной для соседних лесных районов Силезской Возвышенности.

В качестве единиц систематизаций приняты очаговые типы леса, охватывающие очаги с одинаковыми производительными возможностями, применение которых дает возможность точного установления реально существующих в районе границ дифференциаций естественных факторов лесной продукции.

В процессе районных исследований исследовано 180 почвенных профилей, проведено 920 бурений для установления объёма почвенных образований, установлены бонитет, структура и качественный состав леса, а также качественный состав покрова на 180 пробных участках вокруг почвенных профилей.

Образцы, взятые с 70 типовых обнажений, подвергнуты всесторонним анализам методами повсеместно применяемыми при почвенных исследованиях.

Камеральные работы охватили составления карты почв, глубины залегания глины, ила или пылевидных образований, глубины появления почвенной воды, а также бонитировки сосновых лесов и наличия примеси лиственных сортов (карты 2—5).

После проведения инвентаризации отдельных элементов объекта как почвенных, так и растительных, их анализа и оценки их пригодности для установления очаговых типов леса, составлена в форме синтеза карта (б) очаговых типов леса, представляющая производительные возможности объекта независимо от качественного состава лесных массивов и покрова, а также сопоставление почв и отвечающие им очаговые типы лесов на территории лесничества Брынек.

Пер. А. Петровского

SATURNIN BOROWIEC

GEOGRAPHICAL ENVIRONMENT AS A BASIC CRITERION OF TYPOLOGICAL
FOREST SEAT DIVISION OF THE BRYNEK CHIEF-FORESTRY

This paper has some objects: to analyse the geographical environment, to determine both the correlation between its components and the part played by man in the transformation of natural features and to appraise the potential productive values of the geographical environment from the stand point of forestry. The area chosen for this study is an administrative unit typical for the neighbouring woodland in the Silesian Upland.

Forest seat types have been taken as the systematization units including seats, with similar productive values. Upon this basis it is possible to trace the boundaries

of differences between the forest production's natural factors really existing in the field.

180 soil sections have been examined during field investigations. The extent of soils has been defined from 920 borings. There has also been defined the bonitation, structure and composition of tree complexes as well as the composition of the forest carpet by means of analyses carried out on 180 test areas in the immediate neighbourhood of soil sections.

Samples from 70 typical exposures were subjected to detailed pedological analyses.

These investigations resulted in the construction of maps showing the extent of soils, depth of occurrence of loam, clay or a dustlike sediment, depth of the ground water level and the bonitation of pine woods locally associated with deciduous trees (please, compare maps Number 2—5).

The map showing the forest types (Number 6), being a synthesis, is based upon the survey of particular elements of the object concerned (including both soils and vegetation) and upon their detailed analysis. This map gives a picture of the object's productive values independent of the composition of tree complexes and the forest carpet. It then shows the classification of soils and forest seat types meeting them in the Brynek chief-forestry.

Translated by *Sylwia Gilewska*

JADWIGA KOBENDZINA

Niektóre zjawiska towarzyszące procesom eolicznym na wydmach Puszczy Kampinoskiej

*Some Phenomena Accompanying Eolian Processes on Dunes of the
Kampinos Forest*

Zarys treści. Autorka stwierdza, że najsilniejsza działalność eoliczna na rozwiewanych wydmach zachodzi w okresie dużych mrozów, kiedy wiatry zwiewają suchy śnieg i przykrywają go piaskiem, a równocześnie odsłaniają zmarznięte wilgotne warstwy piasku. Zjawiska towarzyszące ukazują fotografie.

Działalność eoliczna na rozwiewanych wydmach trwa okrągły rok, ale z różnym nasileniem. Sprzyjają jej specjalnie dłuższe okresy suszy i silnych wiatrów, okresy zaś deszczowe każdej pory roku unieruchamiają piaski, przerywają bieg procesów deflacji i akumulacji piasku. Według opracowania Z. Kaczorowskiej (2) największe nasilenie opadów w Polsce środkowej przypada na okresy letnie — 39%. Wiosna i jesień mają po 21 i 22% opadu rocznego z tym, że jesień jest z reguły bardziej zmienna, jeżeli chodzi o sumy i częstotliwość opadów, na okres zimy natomiast przypada najmniej, bo zaledwie 18% opadów. Drugi niezbędny dla rozwoju procesów eolicznych element klimatyczny — wiatr — osiąga najwyższe wartości późną jesienią, zimą i na przedwiośnie. W czasie tej ostatniej pory roku powierzchnia piasku często nasycona jest wodą pochodzącą z roztopów wiosennych, co chroni piaski przed rozwiewaniem. Z powyższych danych wynika więc, że najsilniejsza działalność eoliczna na wydmach w Polsce środkowej zachodzić może w okresie późnej jesieni i w ciągu zimy.

Jesienne silne wichury, o ile zbiegają się z okresami suszy, zaznaczają się silnym erodowaniem zboczy dowietrznych wydm i akumulacją piasku na zboczach zawietrznych, jak również we wszystkich kępach roślinnych (J. i R. Kobendza, 3). Najsilniejsze procesy eoliczne przebiegają zimą w okresie silnych mrozów. Śnieg, nawet duży opad śnieżny, stanowi lotniejszy i lżejszy materiał eoliczny niż piasek. Suchy, sypki śnieg zwiewany jest z płaskich równych powierzchni i usypywany w zaspę powstające przed i za przeszkodami. Procesy te opisał A. B. Dobrowolski (1). Po usunięciu śniegu wiatr zrywa z kolei z obnażonych, zmarzniętych, suchych powierzchni pól, dróg, eksponowanych zboczy drobny materiał pylasto-piaszczysty, który zanieczyszcza białe zaspę odłożonego śniegu i ciemnymi smugami rysuje bieg odkładanych warstw śniegu.

Zimą, wśród mniej lub więcej białych pól, zasłanych pokrywą śnieżną, obserwować można żółte platy nagich wydm piaszczystych, na których śnieg pojawia się tylko miejscami pod osłoną pojedynczych jałowców czy też szeroko rozkrzewionych sosen. Obraz ten kontrastuje wybitnie z sąsiednimi borami sosnowymi, gdzie dno lasu zaściela równomierna, spokojnie ułożona warstwa śniegu. Obserwacje wykazują, że w okresie mrozów silny wiatr zwiewa najpierw śnieg ze zbocza dowietrznego i odkłada go w zaciszu zbocza zawietrznego. Dalsze podmuchy wiatru zwiewają suche, lotne ziarna piasku aż do odsłonięcia twardej, zmarzniętej powierzchni wilgotnego piasku. Suchy piasek przeniesiony na zbocze zawietrzne przykrywa wcześniej odłożoną warstwę śniegu. Proces taki może się powtarzać wielokrotnie. W rezultacie działalności eolicznej kompleks rozwiewanych wydm piaszczystych w okresie zimy robi wrażenie całkowicie pozbawionego pokrywy śnieżnej.

Twarda, zmarznięta warstwa wilgotnego piasku na zboczach wydm, szczególnie tych, gdzie piasek, usypany jest luźno, oraz na szczytach wydm, chroni wydmę przed dalszą działalnością wiatru do chwili rozkruszenia jej przez kopyta przebiegających zwierząt, lub stopy przechodzących ludzi, bądź do czasu wysuszenia wilgotnej warstwy (wyparowania lodu). Od tej chwili wiatr rozpoczyna wynoszenie suchych, lotnych piasków z głębi wydmy, a w miejscu naruszonym (fot. 1) powstaje misa deflacyjna, która szybko powiększa swoje rozmiary, nie tylko w głąb, ale również na boki.

Zmarznięte zbocza wydm miewają niekiedy ekspozycję południową lub południowo-zachodnią. Na takim zboczach w czasie silnych mrozów, ale pod koniec zimy, kiedy słońce już dobrze przygrzewa, przy słonecznej pogodzie można obserwować charakterystyczne spływy rozmarzniętego piasku (mikro-kongeliflukcja). Spływy mają postać języków spełzających po zboczach o spadkach powyżej 20°. Zjawisko takie obserwowaliśmy w czasie wycieczki na rozwiewane wydmy Puszczy Kampinoskiej, tzw. «Białe Góry» pod Kampinosem w dniach 23—24 lutego 1955 r.

Tabela 1

Luty	Temperatura		W i a t r			Opad	Pokrywa śnieżna
	minimum	średnio	rano	w południe	wieczorem		
19	— 8,3°	—1,3°	W 2	WSW 4	E 2	2,6*	2
20	— 9,3°	—4,6°	NE 7	NE 4	NE 4	7,0*	5
21	—10,8°	—7,3°	NNW 5	NW 7	NW 9	0,1*	13
22	— 9,8°	—2,7°	WNW 8	WNW 12	WNW 8	0,2*	12
23	— 7,7°	—1,1°	WNW 6	WNW 6	WNW 1	0,0*	10
24	—12,8°	—2,5°	W 3	WNW 1	W 1	—	9

Warunki meteorologiczne w tym okresie obrazuje tabela 1, opracowana na podstawie obserwacji na stacji Niepokalanów, najbliższej Kampinosu.

Dnia 24 lutego około godziny 11 zauważono na zboczach o spadku 22—28°, o ekspozycji południowej, zaczątki spływu piasku. O godzinie



Fot. 1. «Białe Góry» pod Wiejca dn. 23.II.1955 r. Z prawej strony w głębi białe powierzchnie zasłane śniegiem. Na pierwszym planie rozwiewana wydma, z której wiatr zmiótł śnieg i luźny piasek. Zmarznięta skorupa wilgotnego piasku potrzaskana pod stopami przechodzących ludzi przestała chronić lotne piaski, które wiatr wynosi formując misę deflacyjną

«White Mountains» («Białe Gory») near Wiejca on February 23,1955. To the right in the background white areas covered with snow. In front a dune from which the wind blew off the snow and loose sand. The frozen crust on moist sand crushed by passing man does not cover the marching sand which is derived by the wing forming a trough-like depression



Fot. 2. Południowe zbocze «Białych Gór» o spadku 22—28°. Dn. 24.II.1955 r. w godzinach południowych sływały języki piasku z zarysowującymi się falami napływającego materiału

Tongues of sand (undulations of inflowing material are visible) flowing down the southern slope of the «White Mountains» inclined at 22—28°, on February 24, 1955 in the afternoon



Fot. 3. Północne zbocze «Białych Gór» dn. 2.IV.1954 r. Widoczne spękania i osunięcia się wilgotnego piasku

Northern slope of the «White Mountains», with fissures and small land-slides of moist sand, on April 2,1954



Fot. 4. Na tymże zboczu północnym po usunięciu zwierzchniej warstwy piasku odsoniły się leżące w głębi płyty śniegu

The same northern slope-after the removal of the upper layer of sand occurred the underlying snow patches



Fot. 5. „Wulkaniki” formy powstałe na powierzchni wilgotnego piasku w miejscach, w których wydobywało się powietrze nagromadzone po stopieniu się śniegu

Small “volcanes” — formed on the surface of moist sand by escaping bubbles of air accumulated after the melting out of the underlying snow

12.30 spływające piaski zajmowały powierzchnię 0,75 m × 0,5 m. Temperatura powietrza wynosiła -8° , na powierzchni spływającego piasku 0° , na głębokości 2 cm -3° .

O godzinie 14, w momencie najsilniejszego rozwoju zjawiska, płynęły jęczory piasku na powierzchni 5,0 m × 1,5 m, przy czym długość poszczególnych jęczorów dochodziła do 2 m długości. Grubość warstwy spływającej w dolnej parti spływu osiągała 10 cm, w górnej była cieńsza, około 2 cm. Na powierzchni jęczyków rysowały się fale, równoległe do łukowego wygięcia czoła spływu (fot. 2). Warunki termiczne: temperatura powietrza na wysokości 1 m nad zboczem wynosiła $+1^{\circ}$, na powierzchni płynącego piasku $+4^{\circ}$, a w zmarzniętym piasku -3° .

Pod koniec zimy w krajobrazie rozwiewanych wydm dominuje piasek. Uboga roślinność wydmowa tonie niemal całkowicie w piasku, z którego wylaniają się końce liści lub szczyty gałązek zasypanych jałowców i sosen.

W okresie wiosennym (marzec—kwiecień) na rozwiewanych wydmach obserwować można ciekawe zjawiska związane z topnieniem warstw śniegu zasypanych przez piasek. Najpospolitsze są spękania powierzchni i osunięcia mas piasku na zboczu zawietrznym. W dniu 2 kwietnia 1954 r. po usunięciu 12—15 cm warstwy spękanego, wilgotnego piasku na zboczu zawietrznym «Białych Gór» stwierdziliśmy leżące w głębi płyty śniegu (fot. 3 i 4).

Obok spękań i osunięć na tym samym zboczu widoczne były pagóreczki, średnicy 30—40 cm, wysokości około 15 cm, o spękaną powierzchnię, przypominające swym wyglądem przerośnięte baby wielkanocne (fot. 5). Są to formy homologiczne do wulkanów błotnych, powstałe w miejscach, w których spod warstwy wilgotnego płaszcza piasku, pokrywającego śnieg, wydobywało się powietrze nagromadzone po stopieniu się śniegu.

Wiosna jest okresem najintensywniejszej działalności roślin na wydmach. Zasypane pędy drzew, krzewów i bylin wydają korzenie przybyszowe, które przenikają nawiany piasek, jednocześnie go utrwalając. Szczyty pędów dają młode przyrosty. Pobudzone do życia pączki śpiące rozwijają nowe rozgałęzienia, cała roślina się rozrasta i opanowuje nawiany piasek, maskując ślady zimowej działalności eolicznej. Tylko na przekopach przez świeżo nawiane wydmy obserwować można roczne przyrosty mas piasku, sięgające nieraz 20 cm grubości, pooddzielane ciemniejszymi warstewkami ze śladami humusu, pochodzącego najczęściej z resztek przegniłych liści jesiennych. W tej warstwie najchętniej lokuje się młody system korzeni przybyszowych.

LITERATURA

- (1) Dobrowolski A. B., 1923. *Historia naturalna lodu*. Warszawa. Kasa im. Mirowskiego.
- (2) Kaczorowska Z., 1961. *Opady w Polsce w okresie 1900—1959, ich tendencje i okresowość*. Maszynopis. Instytut Geograficzny UW.
- (3) Kobendza J. i R., 1958. *Rozwiewane wydmy Puszczy Kampinoskiej. Wydmy śródlądowe Polski*. PWN, cz. I, Warszawa.

ЯДВИГА КОБЕНДЗИНА

НЕКОТОРЫЕ ЯВЛЕНИЯ СОПУТСТВУЮЩИЕ ЭОЛОВЫМ
ПРОЦЕССАМ В ДЮНАХ КАМПИНОСКОЙ ПУШИ

Наиболее сильная эоловая деятельность на подверженных действию ветров дюнах проявляется во время зимы, которая является в центральной Польше наиболее сухим временем года. Развитию эоловой деятельности особо благоприятствуют большие морозы и сильные ветры. В то время ветер сдувает сухой снег и прикрывает его песком, одновременно открывая промерзшие влажные пласты песка, которые легко крошатся людьми и животными, а эоловые процессы проникают в более глубоко лежащие сухие пески (Фот. 1). На обращенных к солнцу склонах наблюдается явление микро-конгелиофлюктации (Фот. 2).

Весной наступает таяние засыпанного снега. Этому факту сопутствуют образования трещин и оползней подветренных склонов (Фот. 3 и 4), а также маленькие „вулканчики” (фот. 5), из которых сквозь слои влажного песка выходит воздух из тающего снега.

Пер. А. Петровского

JADWIGA KOBENDZINA

SOME PHENOMENA ACCOMPANYING EOLIAN PROCESSES ON DUNES
IN THE KAMPINOS FOREST

Dunes are subject to strongest eolian action in the winter being the driest season in Middle Poland. The development of eolian action is especially favoured by heavy frost and by strong winds. At that time the wind blows off the dry snow and covers it with sand, contemporaneously it encovers the frozen layers of moist sand which are easily crushed by man and animals. Eolian processes reach then down to the underlying sand (Photo 1). On sunny sides there occurs micro-congelifluction (Photo 2).

In spring the snow melts out from beneath the cover of sand. Then arise fissures and small land-slides under the lee (Photo 3, 4) as well as small volcanoes (Photo 5). They are formed by air bubbles escaping from the melting snow through the layer of wet sand.

Translated by *Sylvia Gilewska*

L. Starkel. *Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie*. „Prace Geograficzne” nr 22, Instytut Geografii PAN, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1960.

W niespełna trzy lata od ukazania się pracy L. Starkla dotyczącej rozwoju morfologicznego progów Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzcianą, w której zwrócił on uwagę na rolę procesów holocenijskich w kształtowaniu i rozwoju rzeźby Karpat, ukazała się następna, obszerna praca tego autora, poświęcona w całości problematyce holocenu karpackiego. Rozprawa tym bardziej zasługuje na uwagę, że holocen jest okresem, którego procesy morfogenetyczne i związane z nimi formy rzeźby były niemal całkowicie pomijane w dotychczasowych badaniach geomorfologicznych i właściwie znajdował się on w sferze zainteresowań paleobotaników. W ostatnich latach obserwujemy wzrost zainteresowania holoceniem u geomorfologów, o czym świadczą niektóre prace ośrodka krakowskiego i łódzkiego, a ostatnio, omawiana praca L. Starkla. Praca ta oparta na wnikliwych i systematycznych badaniach terenowych jest próbą oceny roli, jaką odegrały holocenijskie procesy morfotwórcze w przekształceniu rzeźby Karpat fliszowych.

Całość pracy podzielić można na trzy części, łączące się w logiczną całość. Część pierwsza, to zarysowanie i dotychczasowy stan badań procesów i form holocenijskich w Karpatach; część drugą stanowi geomorfologiczny opis badanych obszarów wraz z przedstawieniem metody badań. Wreszcie część ostatnia jest próbą pierwszej syntetyzacji holocenijskiej morfogenezy w Karpatach fliszowych.

W zwięzłej charakterystyce dotychczasowych badań tego problemu autor zwraca uwagę na kilka wspólnych cech wszystkich dotychczasowych prac traktujących o holocenijskiej morfologii. Prace te, zdaniem L. Starkla, rzadko opierały się na szczegółowych badaniach terenowych, a ich autorzy ograniczali się do opisu wybranych form. Nie było prac ujmujących cały zespół procesów i form holocenijskich, co oczywiście uniemożliwiało pełniejsze oświetlenie morfogenezy holocenijskiej, jak również określenie rozmiarów denudacji i akumulacji w tym okresie. Szkoda, że rozdział o dotychczasowym stanie badań autor potraktował raczej nieco formalnie (podobnie jak to uczynił w poprzedniej swej pracy, na co zwrócił już uwagę w swej recenzji A. J a h n).

Wnioski zawarte w trzeciej, syntetycznej części pracy autor oparł na szczegółowym zdjęciu geomorfologicznym piętnastu wybranych obszarów reprezentatywnych, przy czym dużo uwagi, jak najszlachetniej, poświęcił współczesnym procesom. W kartowaniu geomorfologicznym autor przyjął zasadę reprezentatywności, gdyż kartowanie całego omawianego obszaru było dla skonstruowania morfogenezy holocenijskiej zbędne. Sposób wyboru obszarów reprezentatywnych nie budzi zastrzeżeń, co dla wniosków końcowych ma szczególne znaczenie. Obszary te rozmieszczone są w trzech strefach: górskiej, pogórskiej i na przedpolu Karpat. W doborze obszarów reprezentatywnych autor wziął pod uwagę takie elementy, jak m. in.: starsza rzeźba, budowa geologiczna, klimat, stosunki wodne, gleby, szata roślinna, użytkowanie ziemi. Rzecz jasna, że każdy z wybranych obszarów reprezentatywnych legitymuje się odrębnym zespołem cech morfogenetycznych.

W opisie tych obszarów autor nie ogranicza się do wyliczenia bogatego inwentarza form holocenijskich, ale wyjaśnia genezę tych form, przedstawia kolejne stadia ich rozwoju oraz szczegółowo rozpatruje związki i współdziałanie zachodzące w holocenie między procesami stokowymi a działalnością rzek w dolinach karpaccich oraz zależność tych procesów od warunków klimatycznych, litologii podłoża, stosunków wodnych i roślinności. Wpływ tych czynników na charakter oraz różnicowanie procesów i form został przedstawiony w sposób przekonujący.

Trzecia część rozprawy, w której autor pokusił się o próbę syntezy morfogenezy holocenijskiej w Karpatach, jest niewątpliwie najbardziej interesująca z całości pracy. Zostały w niej omówione procesy modelujące stoki Karpat fliszowych, procesy erozyjne i akumulacyjne w dolinach rzek karpaccich oraz kierunki rozwoju form holocenijskich. Autor stwierdza, że brak w Karpatach obszarów, na których zachodziłyby wyłącznie jeden proces — wszędzie działa zespół procesów. Z uwagi na proces podstawowy autor wydzieliła 6 głównych typów modelowania stoków w holocenie: zmywowy, zmywowo-sufozyjny, erozyjny, osuwiskowy, złaziskowy oraz typ związany z procesem odpadania. Autor określa również warunki, w jakich poszczególne typy modelowania miały miejsce oraz morfologiczne skutki działania tych procesów.

Wyróżnienie wśród typów podstawowych, typu modelowania stoków przez odpadanie jest, zdaje się, pewną przesadą wobec faktu, iż jest on niesłychanie rzadki, występuje bowiem tylko na północnym stoku Babiej Góry oraz na stokach szczytów Beskidu Wyspowego. W dodatku należy zauważyć, że ten typ modelowania nie jest związany, co autor wyraźnie stwierdza (s. 141), z klimatem postglacjalnym. Zatem nie byłby to holocenijski typ modelowania stoków.

Autor próbuje także ustalić kierunek rozwoju takich form holocenijskich, jak np.: złaziska, niecki złaziskowe, osuwiska, żeleby, deprze, pasy gruzowe, wądoły itp., łącząc je w kilka szeregów, równoległych do siebie faz rozwojowych, które prowadzą do powstania podstawowych typów młodych form dolinnych w Karpatach fliszowych, a mianowicie wciósów i parowów. Omawiając kwestię dojrzewania i starzenia się nowo powstałych dolin holocenijskich, autor stwierdza, że główną przyczyną przedwczesnej dojrzałości tych form jest wylesienie.

Ostatni rozdział pracy poświęcony został procesom formowania den dolin karpaccich w holocenie i fazom rozwojowym rzeźby Karpat u schyłku glacjalnym i w holocenie. Bardzo ciekawe wnioski popiera autor bogatym materiałem dokumentacyjnym; morfologicznym, geologicznym i, co szczególnie godne podkreślenia, materiałem palynologicznym. Ten ostatni materiał pozwolił L. Starklowi na szczegółowe wydatowanie serii osadów późnoglacjalnych i holocenijskich oraz teras i odpowiadających im stożków rzek karpaccich na przedpolu Karpat. W dalszej konsekwencji umożliwiło to ustalenie faz rozwojowych rzeźby Karpat w późnym glacjale i holocenie. Bardzo ciekawy jest stosunek teras holocenijskich do pokryw peryglacjalnych: w górnych odcinkach dolin karpaccich terasy holocenijskie są włożone w pokrywę peryglacjalną. Stożki na przedpolu Karpat leżą natomiast na osadach peryglacjalnych. Przyczyną większego spadku terasy peryglacjalnej, związanej ze zlodowaczeniem bałtyckim, od spadku terasy holocenijskiej jest inny stosunek transportu stokowego do dolinnego w peryglacjale i w holocenie.

W rozwoju Karpat fliszowych w holocenie L. Starkel wyróżnia dwie fazy: 1) przejściową, składającą się z trzech etapów, która trwała od schyłku starszego dryasu do końca młodszego dryasu; 2) fazę „pełnego” holocenu, w której skład wchodzi następujące etapy: preborealny, atlantycki, subborealny i subatlantycki.

Podsumowując wyżej przedstawione uwagi stwierdzić należy, że praca Starkla jest pozycją bardzo wartościową i potrzebną. Cel postawiony sobie we wstępie pra-

cy autor w pełni osiągnął i wykazał, że procesy holocenijskie przebiegały i przebiegają nadal w środowisku naturalnym, a nasz klimat sprzyja określonym przez autora typom denudacji. Wykazał on też, że przemiany i wahania w natężeniu procesów morfogenetycznych są ściśle związane ze zmianami i wahaniami klimatycznymi, a nie, jak to nawykowo często się powtarza, z wahaniami poziomu morza.

Strona ilustracyjna w postaci dobrych rysunków i map oraz fotografii jeszcze bardziej podnosi wartość pracy.

Bogumił Krygowski, Karol Rotnicki

A. Kowalska, *Paleomorfologia powierzchni podplejstocenijskiej niżowej części dorzecza Odry*. Polska Akad. Nauk, Instytut Geografii. „Prace Geograficzne”, nr 21, Warszawa 1960, s. 1—75, VI map.

Na wstępie należy zaznaczyć, że praca wykracza znacznie poza problem zapowiadany w tytule, obejmuje zagadnienia paleomorfologiczne nie tylko czwartorzędu, lecz też i trzeciorzędu, dalej, zagadnienia wieku i rozprzestrzenienia niektórych warstw (w tym przede wszystkim rozmieszczenie ilów poznańskich), a wreszcie zagadnienia tektoniki i hydrologii dorzecza Odry.

Praca jest oparta na obszernym materiale. Wzięto pod uwagę około 6000 wierceń, spośród nich dla wykreślenia licznych map wykorzystano około 2000. Autorka zna doskonale metody badań paleomorfologicznych. Zestawiając mapy powierzchni strukturalnych, podtrzeciorzędowej czy podczwartorzędowej, zachowuje należyłą ostrożność. Nie ogranicza się do stosowania mechanicznej interpolacji, lecz kreśląc izohipsy powierzchni paleomorfologicznych wprowadza pożyteczną korektę, polegającą na tym, że przebieg tych linii w granicach dopuszczalnych uzależnia od hipsometrii współczesnej powierzchni morfologicznej.

Autorka wykorzystywała wprawdzie cały dostępny jej materiał, lecz mimo to sieć punktów wierceniowych jest bardzo nierównomierna. Fakt ten odbija się niekorzystnie na rekonstrukcji powierzchni kopalnych, przyczyniając się m. in. do tego, iż niektóre wycinki tej powierzchni, oparte na małej ilości danych, nie odzwierciedlają rzeczywistych warunków paleomorfologicznych. Dlatego rekonstrukcja powierzchni paleomorfologicznych jest niekiedy hipotetyczna. Dotyczy to m. in. ważnej formy wklęsłej — obniżenia obrzańsko-płońskiego, które na podstawie małej ilości wierceń zostało zaledwie wykryte, lecz niezbyt dokładnie zrekonstruowane. Nie mamy pewności, czy łączy się ono z tzw. basenem pyrzyckim, a więc czy oba zagłębienia tworzą jednolitą formę, która, jak przypuszcza autorka — odegrała ogromną rolę jako rynna odprowadzająca wody jeziora plioenijskiego. W ogóle sprawa tego obniżenia podłużnego jest naczelnym problemem paleomorfologicznym zbadanego terenu, dlatego żałować należy, iż nie została należycie udokumentowana ciągłość jego przebiegu.

Na podkreślenie zasługują następujące wyniki pracy:

1. Dobra interpretacja rzeźby podtrzeciorzędowej i podczwartorzędowej. Autorka wykorzystując umiejętnie dane z literatury geologicznej, przekonywająco wyjaśnia rolę tektoniki w powstaniu zasadniczych rysów tych powierzchni. W takich warunkach powstała nieka plicenijska, będąca miejscem nagromadzenia się ilów poznańskich.

2. Za udowodnione należy uznać istnienie fazy erozyjnej u schyłku pliocenu. Erozia rzek położyła kres jeziorzysku ilów poznańskich, przyczyniając się do pogłębienia obniżenia obrzańsko-płońskiego. Wody jeziora miały spłynąć ową rynną. Jest uderzająca zgodność przebiegu rynny z zachodnią granicą utworów pliocenu. Nie wytłumaczony jest jednak brak tych osadów wzdłuż rynny dalej ku NW. Po-

winne one tam występować, jeśli wody jeziora plioceńskiego tą drogą przedostały się ku morzu.

3. Wyrównująca rola osadów plejstocенskich. Stwierdzono, że maksymalną grubość mają utwory plejstocенskie w zagłębieniach powierzchni podplejstocенskiej. Czwartorzęd zmniejszył amplitudę rzeźby o około 100 m. Działające w tym okresie czynniki złagodziły rzeźbę trzeciorzędową, lecz jej nie zlikwidowały. „Ogólne rysy podłoża” — pisze autorka — „oparte na założeniach strukturalnych przetrwały plejstocen i mniej lub bardziej wyraźnie zaznaczają się w konfiguracji dzisiejszej”. Jest to słuszne.

4. Rola rzeźbotwórcza lodowców. Autorka pisze zarówno o egzaracyjnym działaniu lodowców, jak też o ich nacisku na zbocza przedczwartorzędowych form wklęsłych. Dowód jest przekonujący. strefa zaburzeń glacitektonicznych biegnie wzdłuż brzegów przedplejstocенskich obniżen (np. Wzgórze Kocie i Ostrzeszowskie).

5. Za wynik wysokiej rangi należy uznać wnioski hydrologiczne, jakie autorka wysuwa w rozdziale zatytułowanym „Budowa geologiczna i paleomorfologia podłoża a zagadnienie bilansu wodnego dorzecza Odry”. Rozdział ten wprawdzie nie wiąże się ściśle z całością tematu i właściwie sam w sobie jest odrębną pracą, niemniej jednak zawiera cenne rozważania, zakończone twierdzeniem o ucieczce wód gruntowych dorzecza Odry. Autorka wyjaśnia kapitalny problem, który nurtował wielu geografów i geologów. Obniżenie obrzańsko-płońskie jest jakby wielką podziemną rzeką odprowadzającą wody gruntowe wprost do Bałtyku.

Niezależnie od stwierdzenia bardzo pozytywnej strony pracy można by pod jej adresem wysunąć kilka zarzutów, w kwestiach zresztą mniej istotnych.

Brak jest wzmianki o preglacjale dorzecza Odry, a więc o tych utworach z pogranicza trzeciorzędu i czwartorzędu, które powszechnie występują w Polsce. Z tym się wiąże zagadnienie rzeźby preglacjalnej, problem tak dobrze znany z dorzecza Wisły. Czy strop iłów poznańskich rzeczywiście wyznacza nam powierzchnię podczwartorzędową? Tu nasuwa się zaraz zagadnienie najstarszego glaciału, które nawet nazwano w Polsce „zlodowaczeniem szczecińskim”, albowiem głównie w dorzeczu Odry mają występować jego osady. Pozycja tego zlodowacenia nie jest dokładnie znana, ale właśnie głębokie wiercenia przebijające całą serię plejstocенską oraz studium powierzchni podczwartorzędowej dają jedyną okazję do wypowiedzenia się na ten temat.

Inne uwagi krytyczne wypływają z nowych danych wiertniczych, nieznanych jeszcze autorce w czasie wykonywania pracy. Tak więc np. nowe wiercenia w obrębie Wzgórz Trzebnickich odkryły gruz i żwiry skał skandynawskich, a więc lodowcowych, w głębokości 130 m. Leżą one poniżej iłów trzeciorzędowych, co świadczy o tym, że trzeciorzęd tutejszy jest glacitektonicznie wyniesiony. Sytuacja powierzchni podczwartorzędowej jest więc tu nieco inna aniżeli to zostało przedstawione przez autorkę.

Na zakończenie recenzji podkreślam raz jeszcze znaczenie pracy. Jest to niewątpliwie jedna z cenniejszych pozycji naszego dorobku w dziedzinie paleomorfologii obszaru Polski.

Alfred Jahn

J. B a d a k, R. P a w ł o w s k i, *Osuwisko w Lipowicy koło Dukli*. „Przegląd Geologiczny”, nr 11, 1959.

Opracowanie J. Badaka i R. Pawłowskiego pt. *Osuwisko w Lipowicy koło Dukli* obejmuje dwie strony druku oraz ilustrowane jest czterema rycinami. W komunikacie tym autorzy charakteryzują budowę geologiczną obszaru osuwiskowego,

opisują formy osuwiskowe z dnia 13.V.1957, rozważają przyczyny ich powstania oraz proponują środki zaradcze, mające zapobiec dalszym ruchom.

Opracowanie to zawiera szereg nieścisłości i braków, które pragniemy uzupełnić w oparciu o szczegółowe badania, wykonane przez nas w Lipowicy w maju i czerwcu 1957. Wyniki tych badań zostały opublikowane w „Przeglądzie Geograficznym”, t. XXX, z. 4, 1958.

J. Badak i R. Pawłowski nie wspominają w ogóle, że cały południowo-wschodni stok wzgórza Łazy Hyrowskie nosi ślady form osuwiskowych (stare nisze na obrzeżeniu osuwiska z dnia 13.V.1957 oraz młodsze formy osuwiskowe na południe od wyrobiska II i powyżej wyrobiska III). Autorzy nie rozpoznali należyte form osuwiskowych, powstałych w tym obszarze w roku 1942, jak również nie ocenili właściwie rozmiarów ruchów z tego okresu, nazywając je „małymi zsuwami”. Błędnie został określony kąt nachylenia stoku przed powstaniem osuwiska, który w rzeczywistości był zróżnicowany i wynosił w dolnej części stoku 30° — 35° , a w górnej 15° — 25° .

Ruchy osuwiskowe rozpoczęły się dopiero w trzy dni po ustaniu opadów, a bezpośrednio ich przyczyną były wstrząsy sejsmiczne, zanotowane w dniu 13.V.1957 w Krakowie i Bratysławie.

Odnośnie do strony graficznej omawianego komunikatu należy stwierdzić, że zawiera ona wiele błędów. Przekrój podłużny osuwiska (ryc. 2) nie pokrywa się w odcinku C 1 z formą starszą. W wyniku ruchów z dnia 13.V.1957 masy osuwiskowe uległy tu spiętrzeniu do 10 m.

Profile poprzeczne I i II (ryc. 3) dają błędny obraz niszy osuwiskowej, która w rzeczywistości jest ograniczona wyraźną krawędzią nie tylko od SWS, ale i od NEN. Również i powierzchnia terenu sprzed 13.V.1957 jest błędnie przedstawiona. W południowo-zachodnim skrzydle niszy była już wówczas kilkumetrowa ściana skalna, co zostało zupełnie pominięte w profilach.

Na ryc. 4 nie uwzględniono jednego z dominujących tu kierunków spękań (NWN), warunkującego przebieg krawędzi niszy i kierunek ruchu mas skalno-zwietrzelinowych.

Na mapce (ryc. 1) wykonanej w oparciu o zdjęcie topograficzne, załączone do książki eksploatacji kamieniołomu w Lipowicy, błędnie oznaczono wysokości nad poziomem morza. Koryto Jasiołki u podnóża osuwiska ma wysokość 336 m n.p.m., a nie 493 m, (mapa topograficzna 1:100 000 ark. Jasło). Pomyłka ta jest powtórzeniem błędu, tkwiącego w wykorzystanym, a nie cytowanym przez autorów materiale źródłowym.

Ruchy masowe, powszechne w Karpatach, są obiektem coraz żywszego zainteresowania zarówno geografów, jak i geologów. Dobrze się więc stało, że osuwisko w Lipowicy było przedmiotem badań różnych zespołów, gdyż umożliwia to konfrontację wyników oraz lepsze poznanie procesów osuwiskowych i związanych z nimi form.

Tadeusz Gerlach, Jan Pokorny

F. E. Zeuner. *The Pleistocene Period. Its Climate, Chronology and Faunal Successions*. Hutchnison, London 1959.

Omawiana książka F. E. Zeunera została opublikowana po raz pierwszy w roku 1945. Jednakże w krótkim czasie cały jej nakład został wyczerpany. Ten fakt może najlepiej świadczy o wartości książki. Toteż dobrze się stało, że to oryginalne pod względem ujęcia i podejścia do zagadnień plejstocenu dzieło zostało ponownie wydane.

Całość książki składa się z jedenastu rozdziałów, z których I do X pochodzą z pierwszego wydania, rozdział XI natomiast jest nowością i zawiera niektóre wyniki badań szczegółowej stratygrafii plejstocenu za okres ostatnich 14 lat.

Po omówieniu zasad stratygrafii plejstocenu (rozdział I), wśród których przyznaje F. E. Zeuner priorytet datowaniu geologicznemu, przechodzi on do charakterystyki wahań klimatycznych i względnej chronologii plejstocenu w zlodowaconych niegdyś obszarach kontynentalnej Europy i Ameryki Północnej (rozdział II). Rozdział III jest poświęcony strefie peryglacjalnej w kontynentalnej Europie. W rozdziale tym autor określa granice strefy peryglacjalnej, dalej omawia terasy rzeczne w Europie środkowej, less w Europie środkowej i wschodniej, osady jaskiniowe i soliflukcyjne, wahania klimatyczne w tym obszarze, less i osady soliflukcyjne północnej Francji i wreszcie terasy w dolinie Sommy. Osobny rozdział (IV) jest poświęcony chronologii plejstocenu Wysp Brytyjskich. Szczególnie szeroko omawia w nim autor Basen Tamizy. Rozdziały V i VI zawierają charakterystykę teorii astronomicznej jako podstawy chronologii bezwzględnej plejstocenu (V) i charakterystykę bezwzględnej chronologii plejstocenu (VI). Fazy klimatyczne górnego plejstocenu w obszarze śródziemnomorskim są przedmiotem rozważań F. E. Zeunera w rozdziale VII, a zastosowanie teorii astronomicznej do afrykańskiej strefy tropikalnej, Afryki Południowej i Antarktydy w rozdziale VIII. Zestawienie wyników badań zmian poziomu morza w plejstocenie przedstawia autor w rozdziale IX, kończąc go próbą określenia wartości tych zmian dla chronologii plejstocenu w skali światowej oraz próbą określenia ich wieku bezwzględnego. Zagadnienia ewolucji fauny w plejstocenie są omówione w rozdziale X. Na wstępie znajdujemy w nim stanowisko F. E. Zeunera w sprawie chronologii plejstocenu i ewolucji fauny, a dalej omówienie zmian fauny w świetle chronologii bezwzględnej i sukcesji fauny lądowej na terenie Europy w plejstocenie. Końcowy, nowo opracowany rozdział zawiera omówienia takich zagadnień, jak terasy górnego Renu, eustatyczne oscylacje poziomu morza w obszarach niedawno pod tym względem zbadanych (np. Zatoka Arabska, Wyspy Kanaryjskie, południowe wybrzeża Wielkiej Brytanii), terasy Tamizy i wreszcie less i terasy w Czechosłowacji.

Należy żałować, że rozdziały od I do X tej niezwykle interesującej książki oparł F. E. Zeuner prawie wyłącznie na pracach, które zostały opublikowane przed rokiem 1944. Powstała w ten sposób luka, obejmująca 14 lat, które dzielą pierwsze wydanie książki od obecnego. Jakkolwiek autor starał się ją wypełnić przez dodanie nowego rozdziału (XI), to jednak wydaje się, iż załatwił sprawę w sposób połowiczny, gdyż rozdział ten zawiera tylko wybór zagadnień dotyczących nowych osiągnięć w zakresie szczegółowej stratygrafii plejstocenu.

Stefan Kozarski

D. Zachar. *Erózia pôdy*. Vydavateľstvo Slovenskej Akadémie Vied, 307 stron, ilustracje, wykresy. Bratislava 1960.

Praca Dušana Zachara pt. *Erózia pôdy* jest jedną z obszerniejszych i ciekawszych rozpraw, traktujących o modelowaniu rzeźby w holocenie, o rozwoju współczesnego krajobrazu.

Zespół procesów morfogenetycznych, najwyraźniejsze piętno pozostawia dziś na obszarach wykorzystanych rolniczo, współczesne rzeźbienie powierzchni odnosi się głównie do horyzontów glebowych, stąd słusznie wielu autorów (podobnie jak Zachar) mieści współczesną degradację powierzchni w pojęciu erozji gleb. Można by tu tylko dodać, że poprawniejsze wydaje się określenie denudacji gleby jako procesu prowadzącego do zmian powierzchniowych, a nie linijskich.

Sprawa międzynarodowej terminologii stanowi treść pierwszego rozdziału. Zawarte są tu ponadto wstępne rozważania o rodzajach współczesnej denudacji i jej skutkach. Znajdujemy w tym rozdziale także uwagi na temat konieczności ochrony gleby.

Klasyfikując denudację ze względu na okres powstania i charakter działania, ze względu na rodzaj i rolę procesu geomorfologicznego — autor podaje schemat, w którym wyróżnia erozję naturalną i sztuczną (przyspieszoną) w zależności od intensywności procesu, erozję historyczną i współczesną — w zależności od okresu powstania oraz erozję powierzchniową, brzdową i tunelową (szczególny przypadek brzdowej), określone na podstawie form erozji.

Na wstępie rozdziału drugiego przedstawia autor w ujęciu historycznym szereg prac dotyczących problemu erozji gleb oraz podaje ich krótką charakterystykę. Pozostała część rozdziału poświęcona jest analizie metod badawczych. Wybrane przez Zachara metody (metryczna, stacjonarna, monolityczna, różne rodzaje gleboznawczej, wegetacyjna, geomorfologiczna, hydrologiczna, fotogrametryczna, historyczna) stanowią, wydaje się, najcenniejszą część pracy. W literaturze gleboznawczej, rolniczej i morfologicznej wiele się mówi o procesie denudacji gleb i jego skutkach, podkreśla się niejednokrotnie potrzebę znajomości metod badawczych i ochronnych; niemniej jednak brak prac, które by tak szczegółowo omawiały problem od strony teoretycznej. Zachar omawia zalety i braki poszczególnych metod i daje wskazówki posługiwania się nimi przy różnego rodzaju procesach denudacyjnych.

Oddzielną część pracy poświęca Zachar omówieniu własnego zakresu pracy i metodom badań oraz charakterystyce morfogenetycznej wybranych terenów (kryształinikum Niżnich Tatr; triasowe skały węglanowe, Pogórza Kremnickiego; flisz na północ od Prešowa; lessy Vihorlatu i in.).

Zachar zdaje sobie doskonale sprawę, że analiza rozwoju genetycznego wszystkich powierzchni morfologicznych musi być prowadzona w kierunku konfrontacji współczesnych zjawisk dynamicznych i szeregu warunków decydujących o ich rozwoju.

Liczne porównawcze zestawienia liczbowe i wykresy uzupełniają wnioski dotyczące tych zależności. Pokazują np. intensywność denudacji i rodzaj wynoszącej frakcji w zależności od różnych kierunków orki, nachylenia stoku i rodzaju roślinności. Wiele uwagi poświęca autor zagadnieniu mikroklimatu i jego roli dla rozwoju gleby; omawia szczegółowo poszczególne własności fizyczne i chemiczne gleb (frakcja, porowatość, przepuszczalność, rozpuszczalność itd.). W końcu poszczególnych rozdziałów omawiających przykłady regionalne umieszcza autor fotografie doskonale ilustrujące omawiane zjawiska.

Po charakterystyce morfodynamicznej wybranych jednostek terytorialnych Czechosłowacji przechodzi Zachar do przykładowego omówienia zjawisk denudacji gleb w innych państwach. Zwraca zatem uwagę na przyspieszoną denudację na obszarze Małej Azji, w niektórych państwach europejskich (Hiszpania, Bułgaria, kraje alpejskie, Niemcy), w Związku Radzieckim, w Stanach Zjednoczonych i Chinach.

Kończąc rozdział poświęcony omówieniu zagadnienia w ujęciu regionalnym, zestawia autor niektóre dane w odniesieniu do całego globu. Próbuje na podstawie warunków klimatyczno-glebowych i wskaźników mętności rzek świata ustalić w przybliżeniu predyspozycje dynamiczne poszczególnych kontynentów oraz określić dominujący zespół procesów rzeźbotwórczych na tych obszarach.

W ostatniej części pracy wraca Zachar ponownie do rozważań teoretycznych. Znajdujemy tu syntezę zależności procesów denudacji gleb od wszystkich warunków zaangażowanych w rozwoju tych procesów.

Przede wszystkim określa autor wpływ różnego rodzaju opadu na charakter transportu stokowego. Okazuje się, że duże znaczenie ma wielkość kropel deszczowych; przy wzroście ich średnicy zwiększa się bowiem energia kinetyczna agregatów glebowych. Dominującą rolę odgrywa jednak intensywność i czas trwania opadu. Zależność między intensywnością, czasem trwania opadu, nachyleniem powierzchni i ilością transportowanego materiału — ujmuje Zachar we wzór:

$$E = K \cdot J^{0,8} \cdot i^{1,2}$$

gdzie: E oznacza spływ gleby w t/ha

K — czas trwania opadu,

J — nachylenie stoku w stopniach,

i — intensywność opadu w mm/min.

W dalszym ciągu rozważań na temat roli elementów klimatycznych podaje Zachar dane przedstawiające wielkości wynoszonej gleby w warunkach krytycznych (maksymalny opad i bardzo duże nachylenia stoku). Znajdujemy tu także porównanie okresów najbardziej morfodynamicznie czynnych, a więc wiosny i lata. Obserwacje prowadzą do stwierdzenia, że podczas wiosennego tajania śniegu strefa denudacyjnie czynna ma większy zasięg w porównaniu do lata, niemniej jednak intensywność procesów nie dorównuje procesom letnim, rozbudzonym w okresach gwałtownych opadów burzowych.

Wiadomo, że współczesne funkcjonowanie powierzchni stokowych — obok wspomnianych momentów — jest ściśle uzależnione od uprzedniego charakteru stoku. Zachar w swojej pracy podkreśla to wielokrotnie, a w tej części książki analizuje szczegółowo wpływ nachylenia, długości, ekspozycji i kształtu poszczególnych segmentów stoku na lokalizację pewnych typowych procesów i ich intensywność. Jednym z istotniejszych warunków, który w wysokim stopniu wpływa na charakter procesów jest gleba.

Wiele uwagi poświęca także autor zagadnieniu roślinności która wiąże się z morfodynamiką rzeźby. Określając przeciwoerozyjną rolę zespołów roślinnych, podkreśla Zachar zróżnicowanie intensywności procesów w zależności od maksymalnej głębokości strefy korzeniowej. Stwierdza bowiem, że część podziemna rośliny ma dominujący udział w hamowaniu denudacji. Porównując średnią długość systemu korzeniowego w rolniczym zespole roślinnym (zboża, rośliny okopowe — około 0—10 cm i 0—30) i w zespole lasu mieszanego, gdzie korzenie sięgają znacznie głębiej — autor stwierdza, że intensywność denudacji, a szczególnie procesów spłukiwania w lesie jest 20—45 krotnie mniejsza niż na powierzchniach zaorywanych. Przy wzroście nachylenia wskaźniki liczbowe odpowiednio zwiększają się.

Przeciwoerozyjną rolę roślinności widzi autor głównie w fackie wchłaniania przez rośliny wody.

Końcowa część ostatniego rozdziału pracy poświęcona jest znaczeniu umiejętnej gospodarki agrotechnicznej dla rozwoju rzeźby.

Omówienie problemu intensywności i rodzaju denudacji gleb w zależności od wspomnianych elementów: opadów, charakteru stoku, gleb i roślinności, uzupełnione jest licznymi danymi liczbowymi, zestawionymi w porównawcze tabele.

Całość pracy (307 stron wraz z literaturą i streszczeniami w językach rosyjskim i niemieckim) jest, wydaje się, jednym z ciekawszych i obszerniejszych opracowań syntetycznych, dotyczących problemu współczesnej denudacji gleb. Obok zestawienia różnych metod badawczych zawiera ona przykłady modelowania dzisiejszej rzeźby w różnych regionach fizjograficznych świata, daje teoretyczne

wskaźniki rozwoju denudacji w zależności od różnych elementów naturalnych i sztucznych oraz zawiera bardzo bogatą literaturę.

W pracy swojej Zachar podkreśla niejednokrotnie znaczenie wskaźników morfometrycznych stoku dla określenia stanu denudacji, nie daje jednak metody umożliwiającej bezbłędne określenie, na przykład nachylenia stoku i jego kształtu. Nie zamieszcza także ujęć i metod graficznych, które by umożliwiły przedstawienie stoku oraz zjawisk i form denudacyjnych i akumulacyjnych na mapach.

Te drobne braki nie zmniejszają jednak wartości opracowania.

Urszula Koziejowa

M. Pardé. *Le régime des rivières en Nouvelle-Zélande*. Revue de Géographie Alpine, t. XLVIII, 1960, 3, s. 383—429.

Autor, znawca zagadnień rzecznych, omawia w wymienionym artykule ustroje rzek nowozelandzkich. Pracę, mimo iż dotyczy obszarów tak odległych, czyta się z niesłabnącym zainteresowaniem. Sprawia to barwny, aczkolwiek trudny, język Pardégo, liczne i ciekawie dobrane przykłady, szerokie tło porównawcze, jakim zwykle w swych pracach operuje autor, oraz wnikliwe uwagi ogólne.

Materiał, którym dysponuje autor, nie jest bogaty. Pozwolił mu jednak na analizę wezbrań i niszówek, średnich wartości odpływu i zmian sezonowych oraz na ogólną charakterystykę hydrograficzną rzek.

Odpływ średni roczny osiąga w Nowej Zelandii wartości bardzo wysokie. Jest to wynik obfitych opadów, przekraczających w wielu obszarach 2,5 m rocznie. Podobne wartości odpływu spotkać można w niewielu tylko regionach strefy umiarkowanej, jak Norwegia, Szkocja, południowe Chile, zachodnie wybrzeża Stanów Zjednoczonych i Kanady. Na zachodnich wybrzeżach wyspy południowej odpływ jednostkowy osiąga przypuszczalnie aż 220—225 l/sek z km², co odpowiada warstwie opadu rocznego 6—6,5 m lub 7—7,5 m przy mniejszym nachyleniu stoków. Wartości te stanowią zapewne rekordy światowe dla małych zlewni. Są jednak i takie obszary, gdzie niewielkie opady (poniżej 508 mm) powodują znikomo małe odpływy jednostkowe, spadające do 1 l/sek z km². Na wyspie północnej kontrasty są słabiej zaznaczone. Większe rzeki obu wysp mają module podobne — 30—40 l/sek z km². Porównanie z rzekami francuskimi o podobnym odpływie bezwzględnym wykazuje duże różnice w modulach względnych, kształtujących się w Europie w granicach 10—15 l/sek z km².

Zróznicowane wahania odpływu odzwierciedlają całą gamę reżimów rzecznych. W wyjątkowo czystej formie występuje ustrój lodowcowy, nazywany nawet przez autora ultralodowcowym, z maksimum letnim, przypadającym w lutym i minimum zimowym w sierpniu. Rzeki o tym typie spotyka się w znacznie niższych partiach gór niż w Alpach, mimo iż Nowa Zelandia leży w mniejszej szerokości geograficznej. Przyczyną jest, oczywiście, bogactwo opadów. Typy śnieżne i śnieżno-deszczowe wykazują szereg odmian. Są rzeki z maksimum odpływu w grudniu, inne z maksimum w listopadzie i październiku. Terminy maksimum zależą głównie od wysokości zlewni i udziału śniegu w zasilaniu. Wiele rzek wykazuje drugorzędne maksima, wywołane jesiennymi deszczami. Tam gdzie opad śnieżny jest niewielki występują ustroje czysto deszczowe z maksimum w zimie (VII) i minimum w lecie (XII). Niektóre rzeki mają ustroje podobne do śnieżno-deszczowych z wysokimi wodami trwającymi aż do wiosny, mimo iż udział topniejącego śniegu jest w ich zlewniach znikomo mały lub żaden. Autor wysuwa przypuszczenie, że przyczyną może być duża zdolność retencyjna skał wpływająca na opóźnienie maksimum i przedłużenie

okresu wysokich wód. Wszystkie rzeki o ustroju mieszanym mają mocniej zaakcentowany udział śniegu niż rzeki europejskie z odpowiednich szerokości geograficznych i o analogicznych wysokościach bezwzględnych zlewni.

Inną cechą różniącą rzeki nowozelandzkie od europejskich jest mała przeważnie rozpiętość współczynników miesięcznych. Minima na ogół są tu wyższe, a maksima mniejsze w stosunku do średniej rocznej, niż w Europie. Ustroje zatem są bardziej umiarkowane. Parde przypisuje to nie tylko dość równomiernemu rozkładowi opadów, ale i wielkości opadu rocznego, i wykazuje słuszność twierdzenia, że ze wzrostem opadu rocznego zmniejszają się różnice odpływów miesięcznych. Nie bez wpływu jest też charakter podłoża i obfitość jezior.

Regulująca rola tych czynników uwidacznia się również w przebiegu i wysokości nizin. Brak dokładnych danych nie pozwolił autorowi na dokładne ich scharakteryzowanie. Niemniej w oparciu o posiadane materiały można ocenić nizinę jako znacznie bardziej obfitującą w wodę niż nizinę rzek europejskich. Dla rzek wypływających z jezior minima wahają się między 10,4 l/sek z km² i 18,9 l/sek z km². Wartości te są większe, niż dla rzek wypływających z jezior podalpejskich. Nawet rzeki przecinające strefę suchą, a więc o zmniejszonym odpływie, wykazują wartości 6,2—9,1 l/sek z km² czyli znacznie więcej od rzek Europy zachodniej. Mimo zasobności wielu rzek w wodę podczas stanów niskich, nie spotyka się zapewne rzek o wyjątkowo dużych wodach w okresie nizinowym. I w skrajnych zatem stanach przejawia się umiarkowanie ustrojów.

Tym bardziej przeto zaskakujące są zjawiska potężnych powodzi, powszechnie spotykane w Nowej Zelandii. Autor w oparciu o współczynnik $A = \frac{Q}{\sqrt{S}}$ (gdzie Q jest przepływem sekundowym, a S powierzchnią dorzecza) charakteryzuje wezbrania, dając liczne konkretne przykłady i porównując je z wezbraniem rzek z innych stron świata, głównie z Francji. Wezbrania rzek nowozelandzkich są następstwem ulew o sile nieznanej w 9/10 Europy. Prawie wszędzie spaść może 100 mm dziennie opadu, a zdarza się, że w ciągu 2—3 dni spada 150—300 mm na obszarze 1—1,5 tys. km². Ulewy takie występować mogą w każdej porze roku, najgroźniejsze są jednak w lecie i jesieni. Potężniejsze wezbrania — mimo mniejszych sum opadu rocznego — występują na wyspie północnej, zwłaszcza w jej części wschodniej, jednak i wyspa południowa cierpi od katastrofalnych powodzi. Współczynniki A na obu wyspach osiągają wartości bliskie 200, a więc nie mniejsze, niż w najbardziej kapryśnych rzekach śródziemnomorskich.

Wody wykonują w Nowej Zelandii potężną pracę degradacyjną. Zniszczenie lasu i roślinności krzaczastej, których powierzchnia w ostatnim stuleciu zmniejszyła się o 43%, wzmogło procesy erozyjne. Oblicza się, że 21% obszaru wyspy południowej i 35% wyspy północnej ma w połowie zniszczoną glebę. Brak danych nie pozwala ująć liczbowo transportu rzek, jednak z charakteru koryt rzecznych można wnioskować o gwałtownym nasileniu transportu materiału grubego, co stanowi również charakterystyczną cechę hydrologii nowozelandzkich rzek.

Charakter sieci rzecznej Nowej Zelandii zależy więc przede wszystkim od hipsometrii, która wpływa na wskaźnik opadowy, na udział śniegu, na temperaturę, a przez to i parowanie, na wielkość spadku, a więc i siłę erozji. Drugim czynnikiem jest wielkość opadów i ich rozkład sezonowy. Czynniki modyfikującymi zaś są: przepuszczalność podłoża i jeziora. Akcentują one jeszcze mocniej główną cechę stosunków wodnych — umiarkowanie zmian okresowych. Oprócz umiarkowania — rzeki odznaczają się potęgą wezbrań i dużym nasileniem erozji. Cechy te, mimo bogactwa odmian ustrojowych, nadają hydrografii Nowej Zelandii rysy specyficzne, odmienne od znanych nam z krajów o podobnych warunkach.

Tadeusz Wilgat

W. Kowda. *Oczerki przyrody i poczw Kitaja*. (Szkice o przyrodzie i glebach Chin). Izdatielstwo Akademii Nauk SSSR, Moskwa 1959.

Wymienioną książkę napisał znany i ceniony radziecki gleboznawca W. Kowda, prof. Państwowego Uniwersytetu im. Łomonosowa w Moskwie.

Autor oparł swe opracowanie na badaniach przeprowadzonych na terenie Chin Ludowych w okresie 1954—1955 i uzupełnionych w latach 1956 i 1957. Zebrany obfity materiał glebowy poddano badaniom w laboratoriach Instytutu Gleboznawczego Akademii Chińskiej, Ministerstwa Rolnictwa Chin oraz w Instytucie Gleboznawczym Akademii Nauk ZSRR.

W. Kowda zapoznał się dokładnie z opracowaniami chińskich specjalistów, przy czym nie poprzestał na przestudiowaniu publikacji, lecz uwzględnił również opracowania i dokumentacyjny materiał znajdujący się w posiadaniu chińskich instytucji naukowych i gospodarczych. Dobra znajomość istniejących opracowań, osobiste poznanie kraju (z wyjątkiem trudnodostępnego Tybetu i rejonów tropikalnych), posiadanie wyników analiz chemicznych dla typowych gleb oraz wszechstronna i serdeczna pomoc chińskich specjalistów umożliwiły W. Kowdzie opracowanie wartościowego dzieła o warunkach przyrodniczych i pokrywie glebowej Chin Ludowych.

Omawiana książka wypełniła lukę w gleboznawczej literaturze radzieckiej, a jednocześnie umożliwiła łatwiejsze poznanie pokrywy glebowej specjalistom innych krajów.

Całość opracowania obejmuje 454 strony druku. Tekst znajduje podbudowę w danych liczbowych zestawionych w 121 tabelach (przeważają analizy chemiczne gleb). Książkę wzbogaca 112 ilustracji (zdjęcia, rysunki, wykresy, mapki i szkice) oraz barwna mapa gleb w podziałce 1 : 10 000 000.

W. Kowda podnosi na wstępie szybki rozwój rolnictwa w Chińskiej Republice Ludowej i znaczenie badań gleboznawczych dla gospodarki narodowej.

W następnych dwu rozdziałach (II i III) omawia autor warunki wietrzenia i tworzenia się gleb, podkreślając specyficzne rysy tych procesów w różnorodnych warunkach przyrodniczych wielkiego państwa chińskiego.

Dalsze rozdziały (IV i V) poświęcone są zagadnieniom zasolenia gleb w Chinach, ze szczególnym uwzględnieniem zasolenia aluwialnych gleb terenów równinnych. W. Kowda jest wybitnym specjalistą w dziedzinie gleb słonych, co wyraźnie uwidoczniło się w tej części książki.

Autor opierając się na ogólnych ustaleniach warunków glebotwórczych w Chinach przechodzi do charakterystyki gleb ważniejszych jednostek geograficznych. Omawia on gleby niziny wschodnich i północnych Chin, gleby rejonu północno-zachodnich i zachodnich Chin, gleby brunatne leśne oraz gleby tropikalnych i subtropikalnych rejonów.

Końcowe stronicę książki poświęca W. Kowda przestrzennemu rozmieszczeniu gleb i podaje procentowe pokrycie powierzchni Państwa Chińskiego przez poszczególne gleby wyróżnione na załączonej do tekstu mapie glebowej.

Omawiana książka zawiera dane analityczne i ocenę przydatności gleb dla celów gospodarczych. Przytoczone są szczególnie opracowania niektórych wielkoobszarowych gospodarstw produkcyjnych. Nawiązanie charakterystyki gleb do warunków tworzenia się gleb, a przede wszystkim do klimatu, szaty roślinnej i rzeźby terenu podnosi wartość opracowania.

Szkice o przyrodzie i glebach Chin W. Kowdy zainteresują niewątpliwie nie tylko gleboznawców, lecz w ni mniejszym stopniu geografów, rolników, leśników, biologów i ekonomistów.

Bohdan Dobrzański

J. Gierasimow. *Poczwy Centralnoj Jewropy i swiazannyje s nimi woprosy fizycznej geografii*. Izdatielstwo AN SSSR. Moskwa 1960.

Autor odbył w latach 1958 i 1959 szereg podróży do czterech krajów Europy Środkowej, tj. Polski, Rumunii, Węgier i Jugosławii, a ponadto przez szereg lat prowadził badania w Bułgarii. W trakcie wycieczek pobrał pokaźną ilość prób gleb z różnych genetycznie gleb. Próby te zostały przeanalizowane w biochemicznym laboratorium Instytutu Geografii Akademii Nauk ZSRR. Po wstępie, w którym autor wyjaśnia potrzebę geograficznych badań gleb Środkowej Europy, kolejno omówione są gleby poszczególnych krajów, przy czym sporo uwagi poświęca autor skałom macierzystym, rozwojowi geomorfologicznemu podłoża, regionalizacji fizycznogeograficznej i innym zagadnieniom z geografii fizycznej, mającym wpływ na rozwój gleb.

W drugiej części omówione zostały poszczególne typy gleb Środkowej Europy oraz strefowość ich rozmieszczenia. W załączniku dodano mapę gleb Europy Środkowej pod redakcją J. Gierasimowa, opracowaną przez J. Rudniewoja. Przy opracowywaniu mapy wykorzystano mapy gleb wykonane w ostatnich latach w poszczególnych krajach. Ponieważ mapy te były opracowane według różnych klasyfikacji, autorzy wykorzystali własną znajomość gleb, opartą na rozpoznaniu terenowym i laboratoryjnym. Wynikiem tego jest zestawienie porównawcze nazw poszczególnych typów gleb wyróżnianych na następujących mapach: mapie gleb Europy Środkowej, mapie gleb ZSRR, mapie gleb Polski w skali 1:1 000 000, mapie gleb Rumuńskiej Republiki Ludowej w skali 1:2 500 000, mapie gleb Węgier w skali 1:1 000 000, mapie gleb Wojwodiny w skali 1:1 000 000 i mapie typów glebowych Czechosłowacji w skali 1:2 500 000. Omawiając gleby Polski, Gierasimow wspomina, iż swoją znajomość tych gleb opiera na zapoznaniu się z ponad 30 profilami gleb, jakie zbadał w czasie pobytu w Polsce. Częściowo wykorzystał on też materiały J. Iwanowej i N. Noginy, które zapoznały się z południowo-wschodnią częścią Polski. We wstępie składa podziękowanie tym gleboznawcom polskim, którzy ułatwili mu zapoznanie się z typowymi profilami glebowymi. Nie wymienia jednak nazwisk osób towarzyszących autorowi w czasie jego wycieczek po Polsce.

Bezpośrednie zapoznanie się z glebami Polski umożliwiło Gierasimowowi sformułowanie krytyki poglądów gleboznawców polskich. Krytyka dotyczy głównie poglądów prof. A. Musierowicza. Gierasimow przede wszystkim ustosunkowuje się do pojęcia gleb bielcowych i gleb brunatnych leśnych.

Obok gleb o wymienionych nazwach Gierasimow na terytorium Polski wydziela szare leśne gleby i jako samodzielny typ gleby bielcowo-błotne. Gleby piaszkowe dzieli on na słabo bielcowe darniowe, piaszkowe (suche, głębokie) i bielcowo-błotne na piaskach w niskich podmokłych terenach, wskazuje na zbytnie rozszerzanie pojęcia gleb bielcowych także na takie gleby, w których mamy jedynie do czynienia z objawami procesu bielcowego. Proces bielcowy zaznacza się bowiem w wielu typach gleb, których jednak nie można nazwać bielcowymi (np. w czarnoziemach).

Pomimo iż ogromna część Polski zasadniczo należy do strefy leśnej, gleby w tej części kraju są różne i w najlepszym przypadku można je zaliczyć do grupy gleb zbielicowanych. Wycieczki po Polsce i rozmowy z polskimi badaczami wskazały na ogromną rolę śladów klimatu peryglacjalnego, co zdaniem Gierasimowa nie znajduje odbicia w badaniach gleboznawczych¹. Porównując mapy klimatyczne

¹ Na wpływ warunków klimatu peryglacjalnego, na predyspozycję większości gleb bielcowych (eluwialnych) Polski recenzent zwrócił uwagę już w roku 1953 po ukazaniu się pracy J. Dylika *O peryglacjalnym charakterze rzeźby środkowej Pol-*

i mapę gleb wyraża też Gierasimow powątpiewanie, czy istotnie nie widać w glebach polskich odbicia wpływów strefowości klimatycznej².

Nie znajduje odzwierciedlenia w systematyce gleb Polski również rola człowieka, który już od kilku, a nawet kilkudziesięciu stuleci uprawia te gleby.

W dalszej części omówione są materiały badań terenowych. Gleby piaszczyste z płytkim poziomem akumulacyjnym i brakiem poziomu wymywania lub jego niewielką miąższością, posiadające pod powierzchnią poziom iluwialny, Gierasimow nazywa „darniowo-słabobielicowymi iluwialno-żelazistymi glebami piaszkowymi”. W dalszym ciągu Gierasimow wydziela „gleby słomkowobielicowe”³ zaznaczając, iż są one prawie zawsze niecałkowite. Gleby te wykazują bardzo zróżnicowany skład granulometryczny i różny stosunek SiO_2 do R_2O_3 w poziomie iluwialnym i eluwialnym. Znacznie mniejsze zróżnicowanie stosunku SiO_2 do R_2O_3 ma frakcja koloidalna tych gleb, co dowodzi, iż przemieszczenie występujące w tych glebach nie jest wyłącznie wynikiem procesu biellicowego. Gierasimow zjawisko to utożsamia z przemywaniem (*lessivage* według Cernescu albo illimeryzacją Fridlanda) i nazywa procesem pseudobielicowym⁴. J. Gierasimow wskazuje też, że w glebach tych występują ponad skalą zwięzłą zjawiska glejowe⁵.

Na południu Polski Gierasimow widzi „gleby brunatne i gleby brunatne oglejone pseudobielicowe”. Genezę tych gleb objaśnia on analogicznie jak genezę gleb biellicowych słomkowych oglejonych, wytworzonych na utworach niecałkowitych. W górach (Tatry) Gierasimow wydzielił typ „gleb brunatnych skrytobielicowych”, tj. gleb brunatnych kwaśnych w całym profilu, z wynoszeniem poza profil glebowy⁶. Czarne ziemie kujawskie nazywa glebami darniowo-węglanowymi. Gierasimow wspomina, iż pierwszą cechą polskich gleb biellicowych jest ich słomkowe zabarwienie oraz niecałkowitość profilów, która jest charakterystyczna dla obszarów peryglacjalnych od Berlina po Moskwę. Dalej Gierasimow pisze, iż utwory wierzchnie (kongeliflukcyjne), jeśli miały miąższość 50 cm, całe uległy zbielicowaniu.

W Górach Świętokrzyskich i na Wyżynie Lubelskiej oraz w Polsce południowej widzi gleby pseudobielicowe brunatne leśne, wykształcone, podobnie jak i gleby bielicowe, z utworów niecałkowitych. Gleby te w poziomie środkowym profilu są oglejone z wyraźnie zaznaczoną akumulacją biologiczną. Ten typ gleb jest znacznie częstszy w Polsce niż klasyczny typ gleb brunatnych leśnych.

Zamknięciem rozdziału poświęconego Polsce jest omówienie niektórych problemów związanych z genetycznym charakterem jej gleb. J. Gierasimow zastanawia się nad przyczyną rozbieżności w jego własnym widzeniu gleb Polski oraz w obrazie, jaki dają mapy wykonane przez gleboznawców polskich. Przede wszystkim uważa, iż podstawową przyczyną jest oddalenie się gleboznawców od naj-

ski, co znalazło swoje odbicie w uwagach na ten temat, publikowanych w latach 1957 i 1958 w „Przeglądzie Geograficznym”, t. XXIX, s. 232 i t. XXX, s. 285.

² Należy dodać iż zagadnienie to jest poruszane przez polskich gleboznawców (m. in. przez M. Strzemińskiego), chociaż niestety istotnie nie znajduje dostatecznego odzwierciedlenia na mapach gleb.

³ Recenzent nazwał te gleby tymczasowo popielatoszarymi bielicami peryglacjalnymi („Przegl. Geogr.” 1958, XXX, s. 287).

⁴ Recenzent stwierdził w swoim artykule *Kilka uwag o genezie gleb...*, s. 290), iż w różnicowaniu granulometrycznym i chemicznym profilu znaczną rolę odegrała soliflukcja i kongeliflukcja (ibidem, s. 287, 289, 290, 292 i 293).

⁵ Zdaniem recenzenta zarówno obecnie, jak i w peryglacjale granica strefy czynnej była poziomem wodonośnym, który utrzymuje się również w porze wilgotnej w obecnych warunkach klimatycznych na iluwjach i zwięźlejszym podłożu.

⁶ Zdaniem recenzenta zjawisko to da się wytłumaczyć również działaniem obecnego klimatu chłodnego i wilgotnego (głębokością zamarzania i odmrażania, a następnie obfitego zraszania).

nowszych osiągnięć geomorfologii i geologii utworów najmłodszych, które to dziedziny osiągnęły w Polsce wyjątkowo dobre wyniki, zwłaszcza geomorfologia peryglacialna. Charakteryzuje krótko utwory peryglacialne Polski i podaje, iż na terenie Polski środkowej są one powszechnie panującymi.

Drugim problemem geografii fizycznej, związanym z genetycznym charakterem gleb Polski, jest ich regionalizacja fizycznogeograficzna. Zagadnienie to było od dawna tematem zainteresowania geografów polskich. Gierasimow omawia schemat regionów fizycznogeograficznych prof. J. Kondrackiego z roku 1955 i 1959. Zdaniem Gierasimowa podział ma całkowite uzasadnienie w budowie geologicznej, orografii i hydrografii, brak w nim jednak uwzględnienia czynnika bioklimatycznego. Jako ilustrację Gierasimow reprodukuje mapę regionów fizycznogeograficznych J. Kondrackiego.

W dalszym ciągu Gierasimow obserwacje glebowe usiłuje powiązać z warunkami klimatycznymi. Gleby bielcowe słomkowe zalicza do borealnego typu klimatu, a gleby brunatne leśne do atlantyckiego. Zdaniem Gierasimowa granica klimatu borealnego i atlantyckiego przebiega w przybliżeniu na linii Lublin—Łódź—Poznań.

Jako trzeci problem fizycznogeograficzny związany z glebami Gierasimow wymienia wpływ uprawy na krajobraz ziem polskich i gleby. Przede wszystkim wspomina, iż powszechnie występuje u nas denudacja gleb i redukcja profili genetycznych, zwłaszcza w terenach urzeźbionych, gdzie powstają wtórne gleby brunatne. Jest to twierdzenie całkowicie słuszne.

Ogólnie biorąc część książki poświęcona glebom polskim i związanym z nimi zagadnieniom geografii fizycznej należy uznać za interesującą. Sformułowania tego wybitnego specjalisty potwierdzają słuszność drogi obranej przez geografów polskich zajmujących się glebami.

W roku 1958 Gierasimow odwiedził również Rumunię. W omawianej książce podzielił się swoimi wnioskami. Uważa mianowicie, iż na terytorium Rumunii należy oddzielić gleby leśne brunatne od wtórnych gleb bielcowych. Gleby przebyte (lessivé) proponuje nazywać podobnie jak i gleby z pseudoglejem pseudobielcowymi. Podobnie jak i dla innych krajów Gierasimow dąży i dla Rumunii do wydzielenia obszarów przyrodniczych zróżnicowanych strefowo, oraz do wydzielenia obszarów zróżnicowanych prowincjonalnie.

Przy omawianiu zagadnień geograficzno-glebowych Węgier Gierasimow poruszył problem stratygrafii utworów lessowych w oparciu o gleby kopalne, typy gleb Węgier i wpływ użytkowania na ich kształtowanie się oraz regionalizację przyrodniczą Węgier.

Ostatnim krajem omawianym w recenzowanej książeczce jest Jugosławia. Rosyjski gleboznawca A. Stebut nazwał Jugosławię „muzeum gleboznawczym”. Badacz ten osiedliwszy się w Jugosławii swoją działalnością naukową i pedagogiczną doprowadził do tego, iż rosyjskie gleboznawstwo genetyczne znalazło tam zwolenników. W okresie po II wojnie gleboznawcy jugosłowiańscy oddalili się jednak od osiągnięć gleboznawstwa radzieckiego. Gierasimow omawia tylko te gleby, z którymi mógł się zapoznać na wycieczkach, a więc brunatne skrytobielcowe leśne, gleby typu „gajnacze”, bielcowe smolice, *terra rossa* oraz gleby łąk wysokogórskich. Z braku dostatecznego rozeznania i materiałów Gierasimow przedstawia tu przeważnie opinie innych badaczy, nie czyni jednak wyraźnych uogólnień. W zakończeniu omówienia Jugosławii Gierasimow podaje podział tego kraju na 11 regionów glebo-geograficznych.

Podsumowaniem omówień poszczególnych krajów są rozdziały końcowe. W pierwszym z nich Gierasimow omawia gleby brunatne leśne jako strefowy typ gleby Europy środkowej, w drugim gleby pseudobielcowe, czarnoziemy i pseudo-

czarnoziemy Europy Środkowej. Rozdziały te są podsumowaniem wniosków, jakie nasuwały badania gleb poszczególnych krajów. Ostatni rozdział omawia mapę glebową Europy środkowej, będąc do niej krótkim wprowadzeniem.

W rezultacie książka daje krótki przegląd najciekawszych zagadnień glebowych, z jakimi można się zetknąć na terenie wymienionych czterech krajów i jest próbą rewizji poglądów różnych szkół w nawiązaniu do gleboznawstwa radzieckiego.

Janusz Wolaniecki

J. Gierasimow. *Glejowyje pseudopodzoiły Centralnoj Jewropy i obrazowanyje dwuczlennych pokrownych nanosow*. Izwiestia AN SSRR. Seria Geograficzeskaja, 1959, nr 3.

Autor omawia gleby bielicowe Europy środkowej. Autor bierze w obronę rosyjski termin „podzol” (bielica) przed próbami ograniczenia jego zastosowania wyłącznie do gleb bielicowych powstałych w środowisku kwaśnym pod lasem iglastym lub mieszanym. Przede wszystkim sprzeciwia się on rozprzestrzenianiu terminu „sol lessivé”. Termin ten stworzony przez Cernescu w roku 1934 dla gleb przemytych o przeniesionych częściach spławialnych (koloidalnych) w głąb profilu bez ich rozkładu, w roku 1951 został przeciwstawiony przez Duchanfouza terminowi „podzol”. Duchanfouz glebami bielicowymi nazywa jedynie gleby o silnie zaznaczonym rozkładzie masy mineralnej. Termin „lessivé”, podobnie jak i termin niemiecki „Pseudoglej” stały się ostatnio bardzo modne. Między innymi w roku 1958 ukazał się artykuł W. Fridlanda w czasopiśmie „Poczwowiedienije” o tzw. „illimierizacji” albo „obiezyliwaniu” gleb. W artykule tym Fridland ściślej określa właściwości typu bielicowego gleb, a dla gleb przemytych („lessivé”) proponuje termin „obiezyliwanie” albo „illimierizacja”.

Fridland podaje jako kryterium dla oddzielenia gleb bielicowych od przemytych analizę stosunku krzemionki (SiO_2) do półtoratlenków (R_2O) w całkowitym składzie gleby i w jej części koloidalnej.

W dalszej części artykułu Gierasimow podaje, że w latach 1901—1902 K. Glinka zbadał i opisał gleby guberni pskowskiej, nowogrodzkiej, smoleńskiej i na obszarze tym zaobserwował utwory niecałkowicie lżejsze na morenie wzbogaconej w części spławialne. Powstałe na tych utworach gleby zaliczał Glinka do typu bielicowego.

Podobne gleby napotkał na Białorusi Kosatkin w 1925 i N. Afanasjew w roku 1926. Najwięcej uwagi poświęcał im Afanasjew, nazywając je słomkowo-bielicowymi („paliewo-podzolistymi”). Afanasjew wyróżniał się jako osobny typ gleb zbliżonych do gleb o początkowych stadiach laterytyzacji Europy środkowej i południowej. Według badań N. Naginy, P. Kuczyńskiego i innych gleby słomkowo-bielicowe Białorusi występują w płaskich położeniach na przemian z typowymi glebami bielicowo-darniowymi Równiny Rosyjskiej na utworach pylastych niecałkowitych o wyraźnej dwuczłonowości. Według Naginy gleby te mają zwiększoną zawartość ruchomego żelaza w górnych poziomach, co jest związane z okresowym stagnowaniem wód glebowych na granicy utworu lekkiego i związłego powodujących okresowo oglejenie. B. Rozanow jeszcze wyraźniej pisze, iż poziom bielicowy gleb Białorusi „nie może być bielicowym, a posiadać naturę glejową” („Poczwowiedienije”, 1957, nr 6). Nagina opisuje, iż gleby Białorusi obok zjawisk glejowych mają przemazywanie („lessivage”). Podobnie gleby radzieckiego Zakarpacia opisane w roku 1947 przez N. Wiernandiera nazwane były bielicowo-żółtoziemnymi, a przez I. Rudniewą (1957) glebami brunatnymi leśnymi

provincji zachodnioeuropejskiej. Rozpatrywała je ona jako najbliższe glebom „sol lessivé” i „marmorierte Böden”. J. Gierasimow widział te gleby w latach 1958 i 1959 na terenie Rumunii, Jugosławii i Polski.

Mówiąc o glebach Polski Gierasimow stwierdza, iż w odróżnieniu od obrazu, jaki daje nam mapa gleb Polski, teren położony między Bałtykiem a Karpatami ma nie tylko gleby bielcowe i brunatne. Na terytorium Polski można wyróżnić też gleby „lessivé”, a gleby brunatne północne oddzielić od gleb brunatnych leśnych na południu Polski. Gierasimow podaje, iż wycieczki po Polsce, zwłaszcza z polskimi geomorfologami, pozwoliły mu zorientować się w wysokim poziomie prac polskich geomorfologów. Geomorfologowie bardzo dużo wnieśli do poznania utworów czwartorzędowych, a w szczególności do poznania utworów peryglacjalnych oraz warunków ich tworzenia się. Stwierdzenie na terenie całego kraju powszechnego występowania utworów peryglacjalnych spowodowało, iż są one przedmiotem licznych badań. Za Polakami poszli badacze innych krajów i obecnie utwory peryglacjalne są notowane i badane niemal w całej Europie oraz na innych kontynentach. Ostatnio zaczynają zajmować się nimi również badacze radzieccy.

Dziś można stwierdzić, iż istnieje wyraźny związek zjawisk peryglacyjnych z wykształceniem się dwuczłonowych utworów naniesionych i gleb o charakterze „pseudobielcowym”. Terminu tego Gierasimow używa w sensie bliżej nie sprecyzowanym, omawiając zarówno gleby „lessivé”, „pseudoglejowe”, jak i gleby przebyte występujące na utworach niecałkowitych. Wietrzenie peryglacjalne, dekalcyfikacja w czasie postglacjalnego ocieplenia działająca dyspersyjnie na materiał ilasty ułatwia amycie części ilastych na głębokość średnią rocznego przesiąkania opadów atmosferycznych. „Pojawienie się dwuczłonowych utworów naniesionych na równinnych przestrzeniach Europy środkowej stało się główną predyspozycją dla wytworzenia się charakterystycznych współczesnych gleb pseudobielcowych”.

Janusz Wolaniecki

N. Korde. *Biostratyfikacja i typologija russkich sapropieliej*.
Wyd. AN ZSRR. Moskwa 1960, s. 195 + 24 s. bibliografii.

Jak wynika z tytułu, książka N. Korde poświęcona jest stratyfikacji sapropeli¹ i ich typologii, opartej na analizie biologicznej zawartych w nich szczątków organicznych, głównie roślin niższych.

Obejmuje ona pięć rozdziałów poświęconych poszczególnym zagadnieniom związanym z badaniami osadów dennych zbiorników słodkowodnych, a ponadto niezwykle obszerną bibliografię zawierającą około 600 tytułów, z czego około 400 pozycji, to prace autorów rosyjskich i radzieckich, a reszta obcych (w tym dwie polskie). Zaznaczyć jednak należy, że bibliografia nie obejmuje w zasadzie prac obcych z okresu powojennego.

Autorka, mająca poważne zasługi własne w dziedzinie badania sapropeli i liczne publikacje, tym razem podjęła próbę przedstawienia i podsumowania całego aktualnego rosyjskiego i radzieckiego dorobku w tej dziedzinie. Uogólnienia i wnioski sformułowane przez autorkę są rezultatem analizy wyników badań wielkiej ilości konkretnych obiektów z obszaru europejskiej i azjatyckiej części ZSRR oraz pewnej liczby wcześniej zbadanych obiektów z obszaru Europy północnej ze Skandynawią.

¹ Sapropel — organogeniczne osady dennie jezior. W literaturze polskiej przyjął się raczej termin — gytia jeziorna.

W rozdziale pierwszym na wstępie omówione zostały zagadnienia kształtowania się terminologii dotyczącej różnych typów osadów dennych jezior w literaturze obcej i rosyjskiej. Obecnie w literaturze radzieckiej dla określenia organogenicznych osadów dennych jezior (zarówno byłych, jak i współczesnych) używa się terminu sapropel — (z greckiego — gnijący il) z odpowiednimi przymiotnikami „węglanowy”, „torfiasty”, „okrzemkowy” itp.

Następnie autorka przedstawia kolejne etapy i różne aspekty badań dennych jezior. Początkowo miały one charakter czysto naukowy bez wyraźnie sprecyzowanego kierunku. Później natomiast, a zwłaszcza w latach po Rewolucji, badania te prowadzono głównie pod kątem możliwości praktycznego wykorzystania sapropeli jako paliwa i surowca dla uzyskiwania drogą przeróbki chemicznej produktów podcbnych do otrzymywanych z ropy naftowej. I chociaż do wykorzystania na skalę przemysłową nie doszło, przyczyniło się to do ogromnego wzrostu zainteresowania sapropelami i powstania szeregu placówek zajmujących się ich badaniami. W okresie minionej wojny rozpoczęto badania nad wykorzystaniem sapropeli jako dodatku do pasz treściwych dla trzody chlewnej (ze względu na zawarte w nich witaminy i mikroelementy), a zwłaszcza jako nawozu pod różne uprawy, oraz w weterynarii do leczenia chorób skórnych i stawowych u zwierząt, a w medycynie do leczenia w zakresie podobnym jak stosowany u nas system kąpeli borowinowych.

Jednakże zawsze, a szczególnie w latach ostatnich, wszechstronne badania sapropeli miały i mają ogromne znaczenie dla studiów nad holocenem w ogóle, a dla paleo-limnologii, geografii, botaniki, klimatologii w szczególności. Charakter bowiem zmian stosunków ilościowych oraz składu szczątków i substancji budujących poszczególne warstwy sapropeli stanowi szyfr, w którym zapisane są wszystkie wahania poziomu wód, zmiany warunków życia w danym zbiorniku i jego okolicy, a więc zmiany klimatu, sieci hydrograficznej itd., słowem historia danego zbiornika i środowiska geograficznego na danym obszarze. Szyfr ten jest jednak bardzo trudny do odczytania w sposób prawidłowy, a o wysiłkach w tym kierunku mówią pozostałe rozdziały omawianej książki.

Na wstępie rozdziału drugiego omówione zostały przyrządy służące do pobierania próbek osadów dennych, a dalej metody przechowywania i analiz uzyskanego materiału. Autorka, podkreślając wartość analiz biologicznych opartych na znajomości ekologii poszczególnych gatunków organizmów roślinnych dla celów odszyfrowywania przeszłości zbiorników, lansuje swoją własną analizę opartą na znajomości ekologii całych dużych grup systematycznych. Zakłada ona, że wszystkie gatunki poszczególnych dużych grup systematycznych mają podobne wymagania ekologiczne i powiązania ze środowiskiem zewnętrznym. Wobec tego wszelkie zmiany ilościowe i jakościowe szczątków tych grup stwierdzane w osadach są reakcją na najbardziej istotne zmiany warunków środowiska zewnętrznego — bezpośrednio zbiornika, a pośrednio jego otoczenia.

Szczątki natomiast organizmów zwierzęcych są, ogólnie rzecz biorąc, dla tego celu mniej przydatne, ponieważ wszelkie zmiany są tu dodatkowo uwarunkowane złożonymi zależnościami pokarmowymi.

W rozdziale trzecim na wstępie autorka omawia zasady podziału sapropeli na: 1) sapropelę właściwą — zawierającą ponad 50% substancji organicznych i 2) sapropelę ubogą w substancje organiczne, których zawierają od 15 do 50%. W każdej z wymienionych grup wyróżnia się szereg typów w zależności od charakteru dominujących szczątków organizmów roślinnych czy zwierzęcych, barwy, konsystencji, rodzaju domieszek mineralnych itp. i dodaje do nazwy zasadniczej odpowiednie

przymiotniki. Osady denne zawierające mniej niż 15% substancji organicznych określane są jako słabosapropelowe ły, gliny czy piaski.

Następnie autorka podkreśla wagę zewnętrznych fizycznych cech osadów, składu chemicznego i mineralogicznego dla ich typologii oraz charakteryzuje wymagania ekologiczne poszczególnych dużych grup systematycznych organizmów roślinnych i zwierzęcych. Rozdział kończy szczegółowe omówienie charakterystycznych typów osadów dennych jezior oparte na szerokim materiale porównawczym z różnych regionów europejskich i azjatyckiej części ZSRR.

Na wstępie rozdziału czwartego autorka omawia zalety i braki różnych metod badania stratyfikacji osadów dennych, a mianowicie: 1) analizy pyłkowej; 2) metody litologicznej z wykorzystaniem analiz chemicznych i granulometrycznych; 3) strukturalnej analizy Lundqvista; 4) analiz chemicznych; i 5) grupowej analizy bioekologicznej, która według autorki pozwala na najbardziej szczegółowe opracowanie stratyfikacji osadów, ponieważ wskaźniki biologiczne są jej zdaniem podstawowe dla rozwiązywania problemów dotyczących historii zbiorników, a tym samym i dla ustalenia charakterystycznych poziomów stratygraficznych.

Dalej autorka charakteryzuje poszczególne kierunki badania dróg rozwoju jezior: 1) historyczno-troficzny — Thellinga-Tineman-Naumana, według których jeziora oligotroficzne przechodzą w eutroficzne, a następnie w torfowiska niskie, jeziora zaś dystroficzne w torfowiska wysokie; 2) konkretno-stratygraficzny, polegający na badaniu przeszłości poszczególnych jezior na podstawie specyfiki ich stratyfikacji; 3) porównawczo-historyczny, polegający na tym, że konkretne dane dotyczące stratyfikacji dużej liczby poszczególnych jezior wykorzystuje się dla ustalenia typów stratyfikacji osadów i charakterystycznych dróg rozwoju jezior. Ten ostatni kierunek autorka uważa za najbardziej prawidłowy i zgodnie z nim charakteryzuje cały materiał faktyczny, dochodząc do wniosków następujących: 1) typ stratyfikacji osadów dennych danego zbiornika odzwierciedla charakterystyczne drogi jego historycznego rozwoju; 2) nie można mówić o drogach historycznego rozwoju jezior w oderwaniu od konkretnych warunków szeroko pojętego środowiska geograficznego danej okolicy w przeszłości i jego zmian. Wynika z tego, iż prawidłowość wniosków palinologów zależy także od poziomu ich wiedzy o ogólnych prawidłowościach procesów powstawania osadów dennych i ekologii zawartych w nich szczątków organizmów, a także, że powinni oni wykorzystywać dane licznych dyscyplin pokrewnych; 3) dla odtworzenia historycznych dróg rozwoju jezior należy wykorzystywać wszystkie dostępne w każdym konkretnym przypadku metody badań osadów, pamiętając, że każda z nich oddzielnie może wyjaśnić tylko niektóre zagadnienia i że najpełniejszy obraz historycznego rozwoju jezior uzyskać można jedynie na podstawie kompleksowej interpretacji wszystkich dostępnych danych; 4) chcąc poznać historię zbiorników, badania stratyfikacji osadów prowadzić należy na podstawie wskaźników biologicznych, które najbardziej dokładnie charakteryzują wewnętrzne warunki danego jeziora. Pamiętać jednak należy o wszystkich wskaźnikach pozostałych, bowiem dopiero w sumie charakteryzują one specyfikę powiązań wzajemnych zbiornika z otaczającym go środowiskiem; 5) badając stratyfikację osadów dennych możemy wyróżnić warstwy powstałe w różnych charakterystycznych okresach klimatycznych oraz warstwy odłożone w wyniku specyficznych warunków powstałych w tym czy innym zbiorniku.

Wyróżnienie warstw odpowiadających określonym okresom klimatycznym możliwe jest tylko na podstawie ich paralelizacji w profilach stratygraficznych z wielkiej liczby jezior, co daje podstawy do przypuszczenia, iż odłożyły się one pod wpływem ogólnych dla danego regionu czynników klimatycznych. Odchylenia od panującego na danym obszarze typu stratyfikacji osadów tłumaczyć należy spe-

cyfiką warunków danego jeziora. Wpływ czynników klimatycznych przejawia się przede wszystkim w wahaniach poziomu zbiorników.

Autorka wyróżnia następujące typy profili biostratyfikacyjnych osadów dennych jezior: 1) profile jednorodne — ze słabo wyrażoną stratyfikacją — charakteryzują one zbiorniki wodne o dużej stabilności warunków; 2) profile niejednorodne — z ostro wyrażoną zmianą warstw różnych typów, świadczące o zmiennym reżymie; 3) profile proste, które charakteryzuje jeden biologiczny typ osadów; 4) profile złożone, w warstwach których stwierdza się zmiany szczątków charakterystycznych grup biologicznych; 5) profile pełne, w których zachowały się wszystkie kolejno odłożone warstwy osadów; 6) profile niepełne, w których pewne warstwy zostały zerodowane lub w ogóle nie odłożyły się.

W końcowej części rozdziału autorka przytacza i omawia szczegółowo diagramy biostratyfikacyjne dla dużej liczby jezior i dochodzi do wniosków następujących: 1) im większy i głębszy jest zbiornik oraz im lepiej jest on powiązany z otaczającym środowiskiem geograficznym, tym mniejszym wahaniom ulegają jego warunki wewnętrzne i tym bardziej jednorodna jest stratyfikacja jego osadów; 2) zbiorniki niewielkie i średnio głębokie o słabym przepływie odznaczają się największą zmiennością warunków, a tym samym i stratyfikacji osadów; 3) zbiorniki niewielkie i niegłębokie, lecz izolowane od otaczającego środowiska wskutek braku przepływu i zabagnienia brzegów odznaczają się większą stabilnością i mniej złożoną stratyfikacją osadów; 4) zmiana charakteru środowiska w okresie istnienia zbiornika wywiera głęboki wpływ na jego warunki wewnętrzne, a tym samym na rodzaj osadów i typ ich stratyfikacji; 5) wprawdzie ewolucja wszystkich jezior prowadzi w ostatecznym wyniku do ich spłykania, zarastania i przekształcania się w bagna czy torfowiska, jednakże w żadnym ze zbadanych jezior nie stwierdzono płynnego, stopniowego przebiegu tych zmian w kierunku zaniku zbiornika, a przeciwnie, wielokrotne zmiany okresów spłykania i pogłębiania, wzmagania się czy zanikania przepływowości itd.; 6) w wyniku procesów geologicznych lub interwencji człowieka może nastąpić naruszenie normalnego przebiegu rozwoju jezior.

Rozdział piąty w całości poświęcony został obszernemu omówieniu (w rozwoju historycznym) problemu możliwości poznania charakteru zmian klimatu w holocenie na podstawie kompleksowej interpretacji różnych typów biostratyfikacji osadów dennych jezior. W rezultacie autorka dochodzi do wniosku, że właśnie wszechstronne głębokie i kompleksowe badania osadów dennych pozwalają na najbardziej dokładne (w porównaniu z innymi metodami) odtworzenie wszystkich tych zmian.

W zakończeniu autorka podkreśla raz jeszcze konieczność kompleksowego wykorzystywania wszystkich dostępnych metod interpretacji profili stratygraficznych osadów dennych oraz jak najściślejszego powiązania badań paleolimnologicznych z wszechstronnymi badaniami paleogeograficznymi otaczającego dany zbiornik środowiska. Wzywa ona do dalszego prowadzenia tych badań, co pozwoli na rozwiązanie szeregu ważnych problemów teoretycznych, jak również przyniesie niewątpliwie korzyści praktyczne w chemii, rolnictwie, weterynarii i medycynie.

Po tym krótkim i z konieczności bardzo pobieżnym przedstawieniu treści omawianej książki należy stwierdzić, że stanowi ona niewątpliwie cenną pozycję dla wszystkich zajmujących się badaniami holocenu w ogóle, a paleolimnologią i osadami dennymi zbiorników słodkowodnych w szczególności. Bezsprzeczna wartość książki polega na zreferowaniu w niej wyników badań osadów wielkiej liczby jezior oraz bogatej literatury przedmiotu. Na osobną uwagę zasługuje także zestawienie niezwykle obszernej bibliografii. Można jedynie wyrazić ubolewanie, że zarówno w bibliografii, jak i przy omawianiu poszczególnych zagadnień nie uwzględniono powojennej literatury obcej.

Należy także zwrócić uwagę na fakt, że cały materiał faktograficzny służący za podstawę do wniosków i uogólnień jest w pewnym sensie jednostronny, ponieważ wskutek braku odpowiednich przyrządów, profile osadów pobierano wyłącznie z jezior płytkich, bagien lub przybrzeżnych części jezior głębokich, wobec czego nie było materiału do charakterystyki osadów głębokich środkowych części jezior współczesnych. A przecież wiadomo, że nawet synchroniczne, lecz pochodzące z różnych stref głębokościowych warstwy osadów z jednego i tego samego jeziora są różne, inna jest także często ich stratyfikacja.

Dla limnologów-geografów szczególnie ważny jest fakt, że autorka nie tylko wielokrotnie podkreśla konieczność traktowania jezior jako elementów środowiska geograficznego i badania ich drogą poznania wzajemnych powiązań i zależności, ale realizuje te postulaty w praktyce.

Kazimierz Więckowski

Magyarország Éghajlati Atlasza (Klimaatlas von Ungarn). Országos Meteorológiai Intezet. Akadémiai Kiadó. Budapest 1960.

W roku bieżącym, w dziewięćdziesiątą rocznicę założenia węgierskiej państwowej służby meteorologicznej, wydano atlas klimatyczny Węgier, a więc publikację, która może być uważana za swego rodzaju ostateczne osiągnięcie i ukoronowanie wieloletniej działalności tej służby na odcinku klimatologii. Atlas ukazał się jako wydawnictwo Węgierskiej Akademii Nauk, pamiętać jednak trzeba o tym, że stanowi on dzieło licznej rzeszy współpracowników Węgierskiego Państwowego Instytutu Meteorologicznego.

Do współpracy zaproszono jednak także i specjalistów spoza Instytutu, między innymi i geografów, którzy opracowali mapy w części wstępnej oraz mapy fenologiczne. Redaktorem całości atlasu jest J. K a k a s, kierownik działu klimatologii Instytutu Meteorologicznego w Budapeszcie.

Atlas liczy 78 plansz rozmiaru 34×49 cm, zawierających w sumie 130 map. Z tej liczby 64 mapy wykonano w skali 1:1 250 000 (są to mapy zajmujące całą planszę), a 58 map w skali 1:2 500 000 (po 4 mapy na planszy), pozostałych 8 mapek, przedstawiających typowe sytuacje synoptyczne w Europie, zostało wykreślonych w skali 1:25 000 000.

Barwna treść klimatologiczna została na mapach naniesiona na podkład ciemnoszarego koloru, przedstawiający rzeźbę, sieć rzeczną oraz kilkadziesiąt najważniejszych miejscowości.

Atlas zawiera dwudziestostronicowy załącznik, obejmujący spis map, przedmowę napisaną przez dyrektora Węgierskiej Służby Meteorologicznej prof. F. D e s i, oraz objaśnienia poszczególnych plansz. Objasnienia te — poza uwagami dotyczącymi długości serii obserwacyjnych, ich jakości, stopnia jednorodności i reprezentatywności — odnoszą się zasadniczo tylko do metod, którymi posługiwano się przy opracowywaniu materiałów wyjściowych i przy konstrukcji map; nie ma tu natomiast wniosków natury klimatologicznej, wynikających z treści omawianych map. W ramach wydawnictw Instytutu Meteorologicznego ukazał się bowiem w ostatnich latach szereg opracowań oddzielnych elementów klimatu Węgier, bogato ilustrowanych różnego rodzaju wykresami; z tego też powodu w omawianym atlasie wykresów — tak często spotykanych w innych publikacjach tego typu — zupełnie brak (z jednym wyjątkiem).

Jak wynika z tych objaśnień, podstawowymi danymi liczbowymi do sporządzania map były w zasadzie wartości średnie za pięćdziesięciolecie 1901—1950. Jednakże nie we wszystkich przypadkach zasada ta mogła być zachowana, gdyż długość

okresu obserwacyjnego do obliczenia wartości średnich poszczególnych elementów musiała być określona każdorazowo na podstawie oceny jakości i przydatności posiadanego materiału. Skutkiem tego niektóre z map oparto na stosunkowo krótkich seriach obserwacyjnych, piętnastoletnich (mgły, pokrywa śnieżna), a czasami — jak to miało miejsce w przypadku większości map fenologicznych — nawet na danych z pięcioletniego zaledwie okresu czasu.

Rozpatrzmy pokrótce treść atlasu. Na początku zamieszczono 4 mapy o charakterze ogólnym, stanowiące wprowadzenie do właściwych map klimatycznych. Przedstawiają one kolejno: rzeźbę Węgier wraz z siecią hydrograficzną, podział na regiony naturalne z wydzieleniem jednostek trzech różnych rzędów, (autorem tej mapy jest geograf S. L a n g), rodzaje gleb oraz podział na jednostki geobotaniczne.

Niezależnie od tej części wprowadzającej — właściwe mapy klimatyczne ugrupowano w pięć działów; trzy z nich odnoszą się do trzech podstawowych grup, w które uszeregowano poszczególne elementy klimatu, a mianowicie grupę termiczną, hygryczną i cyrkulacyjną. Czwarty dział obejmuje mapy ekstremów klimatycznych, a wreszcie piąty — mapy fenologiczne.

W grupie termicznej znalazły się mapy, obrazujące rozkład usłonecznienia, zachmurzenia, mgieł, przede wszystkim zaś — temperatury powietrza, scharakteryzowanej różnego rodzaju wskaźnikami. Zachmurzenie i mgły zaliczono do termicznych składników klimatu chyba dlatego, że wpływają one w decydujący sposób na bilans cieplny powierzchni ziemi. Brak jest natomiast zupełnie map dotyczących promieniowania; niedostatek materiałów obserwacyjnych w tym zakresie uniemożliwił ich opracowanie na tyle szczegółowe, by mogły się one znaleźć w atlasie, mimo że ostanio Z. Dobosi i L. Takacs obliczyli średnie wartości promieniowania całkowitego dla kilkudziesięciu miejscowości na Węgrzech na podstawie zależności pomiędzy sumami promieniowania całkowitego a czasem usłonecznienia¹.

Mapy usłonecznienia oparto na danych z 41 stacji. Niezależnie od sum usłonecznienia dla roku i okresu wegetacyjnego zamieszczono także odpowiednie mapki dla lipca i stycznia, jako miesięcy skrajnych; wprawdzie najmniejszą w roku ilość godzin ze słońcem ma grudzień, to jednakże stojący na drugim miejscu styczeń został wybrany tu dlatego, że cechuje się on stosunkowo częstym występowaniem inwersji, na skutek czego w miesiącu tym ma miejsce wyraźne uprzywilejowanie gór pod względem usłonecznienia, charakterystyczne dla okresu zimowego.

Mapy zachmurzenia dla roku i miesięcy skrajnych, tj. sierpnia i grudnia wykonano na podstawie danych z ponad 100 stacji, podobnie jak i uzupełniające je mapki ilości dni pogodnych i pochmurnych.

Występowanie mgieł za okres 1940—1954 zobrazowano na dwóch mapkach: dla roku i dla grudnia jako miesiąca najbardziej mglistego. Średnia roczna ilość dni z mgłą jest największa w górach na północy kraju, dochodząc np. w Matrze do 100, podczas gdy na nizinach nie przekracza ona na ogół 40. Na uwagę zasługuje szczególnie częste występowanie mgieł w Budapeszcie i jego okolicach, co jest niewątpliwie spowodowane silnym zanieczyszczeniem powietrza na tym terenie i związanym z tym zwiększeniem ilości jąder kondensacji.

Jeśli chodzi o temperaturę powietrza, to zagadnieniu temu poświęcono 28 map. Na podstawie danych z 92 stacji sporządzono mapy średnich temperatur roku, czterech wybranych miesięcy (stycznia, kwietnia, lipca i października), okresu wegetacyjnego (marzec — czerwiec), wreszcie półroczy letniego i zimowego. Należy zwró-

¹ Dobosi Z., Takacs L. — *A globalis sugarzas területi eloszlása Magyarországon*. Idojaras, 63, 2, 1959.

cić uwagę na fakt, że od średniej temperatury miesiąca obliczonej według wzoru:

$$T = \frac{T_7 + T_{14} + T_{21}}{3},$$

odejmowano pewną poprawkę stałą dla danego miesiąca, a uwzględniającą różnicę pomiędzy rzeczywistą średnią temperaturą a wartością uzyskaną z obserwacji termicznych.

Charakterystyczny dla górskich obszarów Węgier spadek temperatury z wysokością wyznaczoną osobno dla każdego z miesięcy lub dla każdego z przyjętych okresów; umożliwiło to stosunkowo dokładne przeprowadzenie izoterm w terenach górskich mimo niewielkiej ilości stacji. Do scharakteryzowania stosunków termicznych służą również mapy średnich dat przejścia krzywej temperatury przez progi 5° i 10° oraz dat pierwszego i ostatniego przymrozku, średniej długości okresów przez te daty wyznaczonych, wreszcie średniej ilości dni przymrozkowych, mroźnych, bardzo mroźnych, gorących i upalnych.

Następnie dwie mapy przedstawiają rozkład średnich rocznych maksimów i minimum temperatury za wspomniany pięćdziesięcioletni okres czasu. Uderzające jest natomiast pominięcie w atlasie zarówno dobowych, jak i miesięcznych temperatur skrajnych (maksymalnych i minimalnych), mających duże znaczenie praktyczne.

Ostatnia mapa w tym dziale przedstawia współczynnik kontynentalizmu, obliczony według wzoru Iwanowa z różnicy między średnią amplitudą roczną temperatury w danym miejscu a jej przeciętną wartością na danym równoleżniku.

W drugiej grupie elementów hygrycznych poświęcono 10 map wilgotności powietrza, 19 map — opadom, 3 mapy — zagadnieniom parowania, a wreszcie 8 map — stosunkom śnieżnym. Rozkład wilgotności powietrza na Węgrzech dla czterech wybranych miesięcy i roku przedstawiono na mapkach prężności pary wodnej oraz wilgotności względnej. Do sporządzenia tych map wykorzystano wyniki obserwacji z 51 stacji.

Rozkład średnich sum opadów — w przeciwieństwie do temperatury — przedstawiono dla każdego z miesięcy, a ponadto również dla roku, okresu wegetacyjnego. Przy kreśleniu izohiet uwzględniono w dużej mierze zarówno wyniesienie nad poziom morza, jak i ekspozycję w stosunku do przeważających wiatrów. Przy sporządzaniu map oparto się na danych z bez mała tysiąca stacji ombrometrycznych.

Częstotliwość występowania opadów pokazano na dwóch mapkach ilości dni z opadem ponad 1,0 mm i ponad 10,0 mm. Ciekawa jest ostatnia mapka z serii poświęconej stosunkom opadowym: wydzielono na niej obszary, na których najwyższe średnie sumy opadów wypadają w różnych miesiącach. Wynika z niej, że na większości terytorium Węgier najobfitszym w opady jest czerwiec, a w Lesie Bańskim i w okolicach Balatonu — nawet maj. Jedynie na zachodnich krańcach kraju przewagę ma pod tym względem lipiec. Natomiast występowanie maksimum listopadowego w górach Mecsek wskazuje na śródziemnomorski już charakter przebiegu rocznego opadów na tym terenie.

Mapa średniej rocznej ewapotranspiracji skonstruowana została na podstawie obliczeń według wzoru Thornthwaite'a; wykorzystano do nich średnie wartości temperatur i opadów. Uzupełniają ją dwie mapki nadmiaru i niedoboru wilgoci, również oparte na wyliczeniach.

Dla charakterystyki stosunków śnieżnych na Węgrzech opracowano mapy dotyczące zarówno opadu śnieżnego, jak i pokrywy śnieżnej.

W przeciwieństwie do mapy średniej ilości dni z opadem śnieżnym oraz uzupełniających ją dwóch mapek izochron pierwszego i ostatniego opadu śnieżnego, mapy dotyczące zagadnienia pokrywy śnieżnej oparto jedynie na krótkiej, bo za-

ledwie 15-letniej serii obserwacyjnej z 68 stacji, której nie dało się zredukować do okresu normalnego. Należą tu mapy ilości dni z pokrywą śnieżną średnich dat pierwszego i ostatniego wystąpienia pokrywy śnieżnej, a wreszcie — przeciętnej i maksymalnej grubości tej pokrywy. Podkreślić trzeba, że przeciętną grubość pokrywy śnieżnej obliczono dla całego okresu zawartego między średnimi datami jej pierwszego i ostatniego pojawienia się, a więc dla okresu dłuższego niż rzeczywista ilość dni z pokrywą śnieżną.

W grupie następnej, odnoszącej się do cyrkulacyjnych składników klimatu, zamieszczono pięć map, przedstawiających rozkład ciśnienia atmosferycznego i wiatrów dla czterech wybranych miesięcy i roku. Na rysunek izobar nałożono tu róże wiatrów dla 30 miejscowości; zaznaczyć trzeba, że dane dotyczące kierunku wiatrów pochodzą z okresów różnej długości, od 10 do 50 lat, nie sprowadzonych w tym przypadku do jednolitego okresu normalnego. W tejże grupie znalazło się 8 map synoptycznych, przedstawiających typowe sytuacje pogodowe, wyróżnione zależnie od położenia ośrodków cyklonalnych i antycyklonalnych; autorem ich jest znany synoptyk węgierski Z. Ozorai. Ze względu na fakt, że mapy te charakterem swym znacznie odbiegają od pozostałych map atlasu, nasuwają się wątpliwości, czy celowe było ich zamieszczenie w tym wydawnictwie. Obejmują one bowiem całą Europę i znaczne obszary północnego Atlantyku; poza tym obrazując stany chwilowe nie mogą one być uważane za mapy klimatyczne, mimo swej bardzo pouczającej treści.

Podobne zastrzeżenia budzi następna grupa obejmująca 16 map, przedstawiających rozkład temperatur i opadów w skrajnie gorących i zimnych oraz skrajnie suchych i wilgotnych miesiącach. Zamieszczono je w celu unaocznienia rozpiętości wahań tych dwóch elementów w poszczególnych latach. Jednakże bardziej celowe byłoby chyba zilustrowanie tego zagadnienia mapkami absolutnych maksimów i minimów termicznych i opadowych.

Ostatnia wreszcie grupa map dotyczy zagadnień fenologicznych.

Mapy te, których autorem jest znany agrobotanik G. Mandy, przedstawiają średnie daty występowania różnych pojavów fenologicznych, przeważnie w odniesieniu do roślin uprawnych. Do wykreślenia izofen autor zmuszony był wykorzystać na ogół bardzo krótkie serie obserwacji, przeważnie tylko pięcioletnie.

Wobec tak bogatej treści atlasu uderza brak w nim mapy podziału Węgier na regiony klimatyczne, mapy która by stanowiła syntezę opracowania kartograficznego klimatu Węgier. Mapy takie spotykamy przecież w atlasach klimatycznych wielu krajów. Nie ma również mapy podziału na typy klimatyczne. Być może redaktor atlasu świadomie nie chciał wprowadzać doń momentu subiektywizmu, czego oczywiście trudno uniknąć przy wydzieleniu jednostek klimatycznych, regionalnych, czy typologicznych.

Pod względem formy graficznej atlas przedstawia się bardzo dobrze. Dobór barw nie budzi żadnych zastrzeżeń. Mimo dużej rozpiętości skali, dochodzącej w niektórych przypadkach do 11 przedziałów barwnych, zachowano wystarczające zróżnicowanie odcieni przy jednoczesnym unikaniu zbyt jaskrawego skonstrastowania. Do dużej czytelności map przyczynia się również dobrze dobrany, nie rzucający się w oczy podkład sytuacyjno-wysokościowy.

Na podkreślenie zasługuje fakt współpracy z klimatologami sąsiednich krajów, głównie czechosłowackich — przy opracowywaniu zagadnień klimatycznych na obszarach przygranicznych. Dzięki temu przebieg izolinii również na tych terenach może być uważany za należycie udokumentowany i zgodny z ich przedłużeniem poza granicami kraju.

W sumie *Atlas klimatyczny Węgier* jest pięknym dziełem, jednym z tych, coraz to liczniej ukazujących się klimatycznych atlasów poszczególnych krajów, które w przyszłości — w myśl zaleceń Światowej Organizacji Meteorologicznej — stanowiąc będą podstawę dla opracowania klimatycznego atlasu świata.

Janusz Paszyński

Deutscher Planungsatlas: Band III — Schleswig — Holstein.
Dr Werner Witt. Akademie für Raumforschung und Landesplanung.
Hannover 1960.

Ukazanie się omawianego atlasu jako jednego z dziesięciu opracowań, składających się na całość terytorium Niemieckiej Republiki Federalnej, jest niewątpliwie wydarzeniem w dziedzinie geografii ekonomicznej.

Dzieło podjęte z inicjatywy prof. dra Kurta Brüninga, pomyślane jest z wielkim rozmachem i nakładem pracy, o czym świadczą postawione przez autorów cele z zakresu planowania przestrzennego, jak również liczba instytucji i osób współpracujących przy opracowaniu atlasu (25 instytucji, 50 współpracowników koncepcyjnych, nie licząc innych).

O wielkości włożonej pracy świadczy również czasokres jej wykonania, który — należy przypuszczać — trwał nie mniej niż 5 lat (dane statystyczne zawarte w tekstach nie przekraczają poza nielicznymi przypadkami roku 1955).

Od momentu podjęcia inicjatywy opracowania atlasu dla NRF upłynęło lat dziesięć.

W wyniku tak poważnych nakładów pracy oraz zdobytych wcześniej doświadczeń z dziedziny kartograficznego przedstawiania problemów gospodarczo-przestrzennych¹, otrzymano bogate opracowanie o frapującej szacie zewnętrznej.

Składają się na nie następujące części:

- I. Położenie i podział administracyjny.
- II. Warunki naturalne.
- III. Zaludnienie i osadnictwo.
- IV. Gospodarka rolna.
- V. Gospodarka leśna, ochrona przyrody i turystyka.
- VI. Gospodarka wodna i rybołówstwo.
- VII. Przemysł i komunikacja.
- VIII. Publiczna gospodarka finansowa.
- IX. Historia i rozwój użytkowania ziemi.
- X. Plan zagospodarowania przestrzennego.
- XI. Wykaz gmin i mapa poglądowa.

W podanym uszeregowaniu mieści się 120 różnorodnych tematów.

Każdy rozdział poprzedzony jest krótkim opisem zawartej w nim treści i zawiera wielobarwne mapy w skali od 1:80 000 do 1:500 000, których łączna liczba wynosi ponad 180 (nie licząc wykresów i map poglądowych).

Szata graficzna atlasu jest bez zarzutu, a jego wygląd zewnętrzny wyjątkowo estetyczny.

Metody, jakich użyto do przedstawienia poszczególnych zagadnień są typowe dla tego rodzaju opracowań kartograficznych i w tym przedmiocie nie wnoszą nic nowego do dotychczasowego dorobku. Znakowanie jest również tradycyjne. Z me-

¹ Dr Werner Witt jest autorem znanego opracowania *Wirtschafts- und Verkehrsgeographischer Atlas von Pommern 1934* oraz szeregu innych prac z zakresu geografii ekonomicznej.

tod graficznych przeważają powierzchniowa i punktowa, słusznie zastosowane jako najbardziej wymierne. Występują także mapki wykonane metodą wektorową, jak również przy pomocy diagramów.

Bardzo dobre efekty plastyczne uzyskano na mapie konfiguracji terenu, wykonanej metodą Bredowa, polegającą na rysunku półtonowym. Równie dobre efekty osiągnięto na mapie hipsometrycznej, na której, niezależnie od kolorowych powierzchni zawartych pomiędzy izohipsami, warstwie zostały dodatkowo podcieniowane.

Pierwsza z tych map, powtarzana wielokrotnie na początku każdego rozdziału, wzbogaca estetykę atlasu.

Wszystkie mapy odznaczają się umiejętnym doбором pięknych pastelowych barw, doskonałym dopasowaniem rysunku i kolorów, czystym drukiem, przejrzystością i estetyką rysunku, oraz czytelnością treści. Układ atlasu nie odbiega w zasadzie od tradycyjnego, jednak treść poszczególnych rozdziałów wnosi wiele nowych ujęć tematycznych, które wszechstronnie oświetlają analizowany problem i składają się na interesujący tekst o stosunkowo dużej przydatności praktycznej.

W atlasie podano wszystkie materiały źródłowe, na podstawie których dokonano opracowań kartograficznych, nie podano natomiast metod weryfikacji wyjściowego materiału statystycznego.

Przechodząc do uwag krytycznych, stwierdzić wypada, że tytuł atlasu nie odpowiada jego istotnej treści. Od atlasu planistycznego (*Planungsatlas*) oczekuje się bowiem tematyki planistycznej w ścisłym tego słowa znaczeniu, a nie tylko danych monograficznych w układzie historycznym i przestrzennym.

Z treści atlasu wynika, że plan regionalny nie został jeszcze sporządzony, czy też nie został opublikowany.

Dyspozycje terenami podmiejskimi są drobnymi fragmentami planowania przestrzennego, jakie w skali regionu nie zostały rozwinięte ani w koncepcjach generalnych, ani w poszczególnych gałęziach gospodarki, których interesy ząbwiąjące się lub kolidujące w przestrzeni, wymagają koordynacji.

Zastrzeżenia W. Witta, odzegnującego się od „dyrygowania” gospodarką przez państwo, nie zmieniają istoty planowania, które nie może poprzestać na biernym rejestrowaniu zjawisk.

Jest rzeczą oczywistą, że każda praca planistyczna, a także planowanie regionalne musi bazować na gruntownej znajomości stanu istniejącego w jego rozwoju w przestrzeni i czasie i w tym sensie atlas Szlezwigu — Holsztynu spełnia do pewnego stopnia postawione mu zadania, jednak nie całkowicie.

O ile bowiem traktować omawiane dzieło jako etap dalszych prac planistycznych, to opublikowane prace monograficzne powinny zawierać treść i mieć układ dostosowany do potrzeb planowania regionalnego.

Postulat ten nie jest spełniony chociażby z tej przyczyny, że przedstawiony materiał zawiera szereg luk, jak na przykład rozmieszczenie usług nieprodukcyjnych, marginesowe potraktowanie turystyki, pominięcie problemu rejonizacji produkcji i dochodu narodowego, luki w rozmieszczeniu sił wytwórczych (np. w rolnictwie) i tym podobne braki, które świadczą że praca monograficzno-kartograficzna nie była podjęta pod planistycznym kątem widzenia.

Konsekwencją braku podejścia planistycznego do prac monograficznych jest nierównomierny stopień dokładności i szczegółowości materiałów przedstawionych w atlasie. Np. zagadnienie przesiedleńców potraktowane jest szczególnie wnikliwie, co może mieć znaczenie polityczne; z punktu widzenia planistycznego rozmieszczenie obozów przesiedleńczych w latach czterdziestych pozbawione jest jednak istotnego znaczenia.

Z drugiej strony szereg tematów zostało splotonych i ograniczonych do ogólnikowych danych liczbowych i kartograficznych, lub zgoła pominiętych, jak wskazano wyżej. (Okolo 55% wszystkich map dotyczy 2 tematów: demografii i rolnictwa, 45% materiałów dotyczy pozostałych siedmiu rozdziałów). Dalszym zarzutem, jaki można postawić recenzowanej pracy, jest brak materiałów syntetycznych, które pozwoliłyby ocenić dotychczasową prawidłowość rozwoju regionu.

Przedstawione liczby, fakty i mapy są oderwane w swej tematyce i ilustrują oddzielnie każde zagadnienie. Autorzy atlasu nie próbują syntetyzować swoich spostrzeżeń analitycznych w żadnej formie ani na drodze poszukiwania zależności liczbowych pomiędzy opisywanymi zjawiskami, ani na drodze kartograficznej.

Wyrazem tego podejścia jest zupełny brak w atlasie map typu syntetycznego, na których dwa lub więcej zjawiska nakładają się na ten sam układ przestrzenny. Na przykład po przejrzaniu 60 map działu rolnictwa nie można wyrobić sobie poglądu o kierunkowości i poziomie produkcji rolnej.

Syntetyczne mapy ułatwiają pracę analityczną i pozwalają na wykrycie istotnych związków, zachodzących pomiędzy poszczególnymi czynnikami produkcji, lub innymi objawami życia społecznego i gospodarczego.

Tego rodzaju metoda świadczy o opracowaniu monografii pod kątem widzenia potrzeb planistycznych i może usprawiedliwić tytuł „Atlasu planistycznego”. Niestety *Atlas Szlezewigu — Holsztynu* tych cech nie posiada.

Brak syntetycznej diagnozy istniejących stosunków społeczno-gospodarczych prowadzi w konsekwencji do oderwania właściwego planu od monografii regionu. Zjawisko to możemy obserwować w omawianym atlasie, w którym skromna część planistyczna (plany zagospodarowania przestrzennego terenów podmiejskich większych miast) nie wynika z analizy i syntezy danych monograficznych.

Być może, że odnośne prace zostały wykonane, i że piękne mapy planistyczne stanowią ogniwo w łańcuchu przyczyn i skutków rozumowania dedukcyjnego. Niestety w atlasie nie pokazano ogniw pośrednich w postaci syntezy bogatych materiałów wyjściowych, przez co część planistyczna pracy zawisła w próżni.

Ostatnia uwaga krytyczna odnosi się do umieszczonej na wstępie mapy obrazującej położenie Niemiec w Europie, na której granice polityczne nie odpowiadają rzeczywistości.

Fakt ten świadczy, że zmiany terytorialne w Europie środkowej, zaszły po II wojnie światowej, nie dotarły jeszcze do świadomości autorów atlasu, nadaje to całemu opracowaniu charakter tendencyjny.

Mimo omówionych zarzutów, *Planungsatlas* jest niewątpliwie ciekawą i wartościową pozycją wśród wydawnictw kartograficznych.

Stanisław Około-Kulak

Z ŻYCIA GEOGRAFICZNEGO

W dniu 13.V.1961 r. następujący geografowie uzyskali zatwierdzenie przez Wydział III Polskiej Akademii Nauk stopnia doktora nauk przyrodniczych:

mgr Władysław Biegajło (Warszawa),
mgr Jerzy Grzeszczak (Warszawa),
mgr Witold Kusiński (Warszawa),
mgr Teofil Lijewski (Warszawa).

W innych ośrodkach geograficznych stopień doktora nauk przyrodniczych na Wydziałach Biologii i Nauk o Ziemi otrzymali:

Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

mgr Zbyszko Chojnicki (30.IX.1960 r.),
mgr Edward Tomaszewski (7.XII.1960 r.),
mgr Stanisław Schneigert (7.XII.1960 r.).

Uniwersytet im. Bolesława Bieruta we Wrocławiu

mgr Leszek Baraniecki (8.I.1960 r.),
mgr Józef Januszewski (17.IX.1960 r.).

Uniwersytet im. Mikołaja Kopernika w Toruniu

mgr Władysław Niewiarowski (21.II.1959 r.).

Uniwersytet im. Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie

mgr Andrzej Kęsik (19.XII.1960 r.).

Wyższa Szkoła Pedagogiczna w Gdańsku

mgr Bolesław Augustowski.

*

Prezydium Wojewódzkiej Rady Narodowej we Wrocławiu nadało w dniu 9.V. 1960 r. prof. drowi Antoniemu Wrzoscowi (UJ Kraków) Oznakę 15-lecia Wyzwolenia Dolnego Śląska w uznaniu zasług dla odbudowy i zagospodarowania tego regionu.

IV POSIEDZENIE RADY NAUKOWEJ IG PAN
w dniu 13.I.1961

Dnia 13 stycznia 1961 r. na posiedzeniu Rady Naukowej IG PAN odbyła się obrona pracy doktorskiej mgra Władysława Biegajły pt. *Sposoby gospodarowania w rolnictwie w woj. białostockim* i mgra Jerzego Grzeszczaka pt. *Problemy fizjografii przemysłu cegielnianego w Polsce*. W wyniku tajnego głosowania Rada Naukowa przyznała im stopień doktora nauk przyrodniczych oraz pozytywnie zapiniowała wnioski o powołanie ich na stanowiska adiunktów.

Po zapoznaniu się z opinią promotora i wysłuchaniu recenzji pracy doktorskiej mgra Teofila Lijewskiego pt. *Stosunki komunikacyjne na obszarze woj.*

białostockiego Rada Naukowa podjęła uchwałą o wstępnym przyjęciu rozprawy doktorskiej.

Na posiedzeniu przedyskutowano i zatwierdzono program Sesji Sprawozdawczej Instytutu Geografii PAN za rok 1960.

W sprawozdaniu z działalności IG PAN za ubiegły rok postanowiono wydzielić te badania naukowe, które dały szczególnie ważne wyniki.

Rada Naukowa otworzyła przewód doktorski mgra Jana Szupryczyńskiego i zatwierdziła temat jego pracy *Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacji lodowców południowego Spitsbergenu* oraz poparła wnioski o powołanie na stanowisko asystenta mgra Wojciecha Jankowskiego.

Alicja Puffowa

V POSIEDZENIE RADY NAUKOWEJ IG PAN w dniu 17.II.1961

Dnia 17 lutego 1961 r. na posiedzeniu Rady Naukowej IG PAN odbyła się obrona pracy doktorskiej mgra Teofila Lijewskiego pt. *Stosunki komunikacyjne na obszarze woj. białostockiego*. W wyniku tajnego głosowania Rada Naukowa przyznała mu stopień doktora nauk przyrodniczych oraz pozytywnie zaopiniowała wnioski o powołanie na stanowisko adiunkta.

Następnie Rada Naukowa rozpatrzyła i przyjęła sprawozdania z przebiegu studiów aspiranckich za rok 1960, poparła złożone wnioski o przyznanie stypendiów doktorskich, doktoranckich i habilitacyjnych oraz otworzyła przewód doktorski mgr Krzysztofa Bitnera i zatwierdziła temat pracy *Powstanie torfowiska w okolicy Sidry na tle poglądów o genezie torfowisk źródłiskowych*.

Alicja Puffowa

VI POSIEDZENIE RADY NAUKOWEJ IG PAN w dniu 23.III.1961

Na posiedzeniu Rady Naukowej IG PAN w dniu 23 marca 1961 r. zostało przyjęte sprawozdanie Komisji dla oceny postępów z pracy naukowej, w którym podkreślono, że do roku 1964 zostanie przeprowadzonych około 40 przewodów doktorskich i habilitacyjnych pracowników IG PAN.

Po zapoznaniu się z opinią promotora i wysłuchaniu recenzji pracy doktorskiej mgr Łucji Góreckiej pt. *Związek przemysłu cementowego w Polsce ze środowiskiem geograficznym*, Rada Naukowa podjęła uchwałą o wstępnym przyjęciu rozprawy doktorskiej. Następnie wysłuchano opinii promotora i recenzentów pracy doktorskiej mgra Witolda Kusińskiego pt. *Białystok jako ośrodek regionalny*. W wyniku tajnego głosowania Rada Naukowa podjęła uchwałą o wstępnym przyjęciu pracy doktorskiej.

Członkowie Rady Naukowej zostali powiadomieni, że wszystkie wnioski o stypendia doktorskie i habilitacyjne zostały pozytywnie załatwione przez władze Akademii oraz, że w wyniku zdanego kolokwium przyznano stypendia doktoranckie następującym osobom: mgr Danucie Kosmowskiej, mgrowi Andrzejowi Kostrowickiemu, mgrowi Marianowi Pulinie, mgr Krystynie Bieleckiej, mgrowi Zbigniewowi Klajnertowi.

Rada Naukowa zaopiniowała pozytywnie wnioski o powołania mgra Piotra Eberhardta na stanowisko asystenta, mgra Bronisława Czyża i mgra Marcina Rościszewskiego na stanowisko starszych asystentów.

Alicja Puffowa

SESJA SPRAWOZDAWCZA IG PAN
za rok 1960

Dnia 24 marca 1961 r. odbyła się w Warszawie Sesja Sprawozdawcza Instytutu Geografii Polskiej Akademii Nauk.

Prof. dr S. Leszczycki złożył sprawozdanie z siódmego roku działalności Instytutu, omawiając pokrótce zakres i dorobek naukowy poszczególnych Zakładów i Pracowni. Tekst sprawozdania został rozdany uczestnikom sesji.

Następnie wygłoszono referaty: *Elementy teorii regionów ekonomicznych* — prof. dr K. Dziewoński oraz *Metody matematyczno-statystyczne w geografii ekonomicznej* — dr A. Wróbel i dr Z. Chojnicki. W wyniku ożywionej dyskusji uznano, że referaty powyższe są sygnałem do dalszych zmian w metodach pracy badawczej w geografii, bowiem aby zapewnić badaniom geograficznym poziom międzynarodowy należy stosować współczesne metody badań.

Druga część obrad była poświęcona zagadnieniom wykorzystywania zdjęć lotniczych w badaniach geograficznych. Referaty wygłosili: doc. B. Winid, doc. dr J. Kobendzina i dr L. Baraniecki. Dwa ostatnie referaty były ilustrowane przezroczami. Prelegenci podali w skrócie dzieje fotogrametrii, przedstawili ogólne zalety zdjęć lotniczych dla opracowań geograficznych, następnie poinformowali, że zdjęciami pokryta jest cała Polska. Zdjęcia są co pewien czas aktualizowane. Wyjaśniono w jaki sposób można je otrzymać do pracy naukowej.

Na zakończenie obrad prof. dr S. Leszczycki zaprezentował zebrany ukończony *Atlas przemysłu Polski*, złożony z 96 map na 60 planszach, ilustrując przemówienie kolorowymi przezroczami, przedstawiającymi poszczególne mapy. Atlas pozwala na analizę kartograficzną struktury przestrzennej przemysłu Polski w roku 1956. Pewne próby tej analizy prelegent zilustrował przy pomocy dobranych map.

W czasie sesji została zorganizowana wystawa zdjęć lotniczych oraz wystawa *Atlasu przemysłu Polski (60 plansz)*.

Alicja Puffowa

SESJA NAUKAWA IG PAN POŚWIĘCONA WACŁAWOWI NAŁKOWSKIEMU

W roku 1961 mija 50 rocznica śmierci Wacława Nałkowskiego, z której to okazji zorganizowana została uroczysta sesja naukowa ku czci tego wielkiego geografa i postępowego myśliciela. Była to już druga sesja w okresie powojennym.

Dnia 14.XI.1952 r.¹ w setną rocznicę urodzin Wacława Nałkowskiego odbyło się w gmachu Instytutu Geograficznego Uniwersytetu Warszawskiego uroczyste zebranie naukowe, na które między innymi przybyły obie córki wybitnego uczonego — pisarska Zofia Nałkowska i rzeźbiarka Hanna Nałkowska. Prof. dr S. Leszczycki w swoim przemówieniu podkreślił wielki wkład Wacława Nałkowskiego w rozwój geografii polskiej, a mgr B. Winid podał życiorys, przedstawiając w nim uczonego jako reformatora geografii polskiej, dążącego do postawienia jej na poziomie europejskim. Z ramienia Instytutu Badań Literackich prof. dr Z. Jakubowski omówił twórczość literacką Wacława Nałkowskiego i jego działalność społeczną. Na zakończenie posiedzenia Zofia Nałkowska podzieliła

¹ Wacław Nałkowski urodził się 19.XI.1851 r., a nie jak się często mylnie podaje — w 1852 r.

się z zebranymi wspomnieniami o ojcu, które potem umieściła w swojej książce pt. *Mój ojciec*. Po posiedzeniu nastąpiło otwarcie wystawy prac Wacława Nałkowskiego. W podstawę pomnika na grobie Wacława Nałkowskiego na cmentarzu na Powązkach Polskie Towarzystwo Geograficzne wmurowało swój emblemat z następującym napisem: *PTG w setną rocznicę urodzin Wacławowi Nałkowskiemu*.

W dniu 27.I.1961 r. staraniem Komitetu Nauk Geograficznych Polskiej Akademii Nauk, Instytutu Geograficznego Uniwersytetu Warszawskiego i Polskiego Towarzystwa Geograficznego została zorganizowana uroczysta sesja naukowa poświęcona Wacławowi Nałkowskiemu w 50 rocznicę jego śmierci.

Uroczystość rozpoczęła się od złożenia wieńców na grobie uczonego przez wspomniane instytucje. Nad grobem przemawiali: prof. dr S. Leszczycki, członek korespondent PAN i Wilhelm Mach — literat, zaprzyjaźniony z rodziną Nałkowskich, który wybrał i zaopatrzył wstępem pisma Zofii Nałkowskiej. Po przemówieniach oddano hołd pamięci zmarłego minutową ciszą.

W holu Instytutu Geograficznego Uniwersytetu Warszawskiego zorganizowano wystawę prac Wacława Nałkowskiego oraz postawiono jego popiersie. Twórcą popiersia jest córka Hanna Stefanowicz-Nałkowska. Uroczystego odsłonięcia dokonał prorektor Uniwersytetu Warszawskiego prof. dr Witold Czachórski. Prof. dr S. Leszczycki w krótkim przemówieniu powiedział o zasługach Wacława Nałkowskiego na polu geografii. Następnie wszyscy zaproszeni goście ze świata nauki i prasy (redakcje dzienników stołecznych, Polskie Radio, Telewizja) oraz studenci geografii zebrali się w największej sali wykładowej Instytutu Geograficznego, której tego dnia nadano nazwę: *Audytorium im. Wacława Nałkowskiego*. Za stołem prezydialnym, na tle portretu wielkiego geografa, zasiedli przedstawiciele Komitetu Nauk Geograficznych Polskiej Akademii Nauk, Uniwersytetu Warszawskiego, Polskiego Towarzystwa Geograficznego oraz Hanna Nałkowska.

W ogólnym zagajającym sesję referacie prof. dr S. Leszczycki omówił najważniejsze zasługi Wacława Nałkowskiego, a mianowicie:

1. Stworzenie oryginalnej koncepcji polskiej geografii opartej na dorobku metodologicznym geografii europejskiej.
2. Podjęcie prac z zakresu geografii ziem polskich i stworzenie w ten sposób podstawy dla przyszłej geografii regionalnej kraju.
3. Wprowadzenie do szkoły polskiej nowych postępowych metod nauczania.

Obszerny i pełen wartości dorobek Wacława Nałkowskiego powstał w okresie trudnych warunków polityczno-społecznych i materialnych. Nie pozwoliły one tylko ukończyć, ale nawet dostatecznie rozwinąć niektórych podjętych przez niego prac. Charakterystykę tych warunków przedstawił w swym referacie prof. dr B. Olszewicz, uwypuklając jednocześnie cechy charakteru uczonego, zwłaszcza jego drażliwość i skłonność do uprzedzeń, a zarazem olbrzymią ambicję, która przy posiadanych zdolnościach pozwoliła mu osiągnąć wielkie rezultaty. Prelegent scharakteryzował również stosunek Wacława Nałkowskiego do wielu wybitnych uczonych jego czasów oraz podkreślił rolę, jaką odgrywała w jego życiu żona Anna oraz córki Zofia i Hanna.

W czasach Wacława Nałkowskiego geografia w szkole była głównie oparta na nauczaniu werbalnym, a więc była przedmiotem nudnym i trudnym. Podręczniki były skrótami obcych przeróbek, przeważnie niemieckich i podawały bardzo skąpe ogólne wiadomości o świecie. Wacław Nałkowski z wielką siłą charakteru i wytrwałością dążył uparcie do zbudowania nowej dydaktyki, w którą włożył całą swą energię i wiedzę. Nową dydaktykę oparł głównie na rozumowaniu i badaniu. Dzisiejsza dydaktyka przyjęła wszystko to, co on zapoczątkował. W jaki sposób do-

konał on przełomu w nauczaniu geografii i w jakim szedł kierunku, aby geografie zreformować i unowocześnić na sposób europejski — omówił to w swoim referacie prof. G. W u t t k e. Naukowe poglądy Wacława Nałkowskiego wyrosły na gruncie ewolucjonizmu. Ewolucjonizm ten wyrażał się nie tylko w rozwojowym punkcie widzenia rzeczywistości, ale także w maksymalizmie badawczym. Nałkowski nie ograniczał zadań geografii do wąskiej empirii, ale wymagał od niej szerokiego ujęcia teoretycznego. W jego koncepcji geografia jest nauką ogniskową, syntetyzującą dorobek wielu dyscyplin szczegółowych, nauką o wszystkich zjawiskach ziemskich w ich umiejscowieniu, we wzajemnym związku i w nieprzerwanym rozwoju.

Związek poglądów Wacława Nałkowskiego z ideowym nurtem epoki ukazał w swoim referacie dr J. B a b i c z, podkreślając pozytywne wpływy ewolucjonizmu zarówno w koncepcji naukowej, jak i w światopoglądzie uczonego. Ewolucjonizm



Fot. 1. Składanie wieńca na grobie Wacława Nałkowskiego

nie tylko pozwalał zerwać z ciasnym empiryzmem i wznieść się do szerszej myśli teoretycznej, ale także sprzyjał usunięciu z geografii tendencji wstecznych, kształtując postawę ideową wielkiego uczonego i bojownika o postęp społeczny.

Powyższe referaty odzwierciedliły głównie dziedziny dorobku geograficznego Wacława Nałkowskiego. Na Sesji natomiast nie zostało ocenione jego piśmiennictwo o tematyce społecznej, które stanowi ważny udział w całości jego spuścizny.

Alicja Puffowa

DZIAŁALNOŚĆ KOMITETU NAUK GEOGRAFICZNYCH W ROKU 1960

Na wiosnę roku 1960 powołano na okres 1960—1962 nowy skład¹ Komitetu Nauk Geograficznych. Przewodniczącym nadal pozostał prof. S. Leszczycki, zast. przew. prof. A. Jahn, sekretarzem dr M. Chilczuk. Poza wymienionymi w skład prezjum Komitetu weszli: prof. K. Dzięwiński, prof. M. Klimaszewski, prof. J. Kostrowicki.

W okresie sprawozdawczym zorganizowano dwie sesje naukowe: 1) dnia 5.III.1960 z okazji 50 rocznicy opublikowania I wydania *Atlasu Eugeniusza Romera*²; 2) dnia 30.XI.1960 poświęconą działalności naukowej prof. H. Arctowskiego, na której referaty wygłosili: profesorowie: A. Kosiba, J. Wąsowicz, S. Zych, W. Wiszniewski i St. Pietkiewicz.

W roku 1960 Komitet odbył 4 posiedzenia plenarne, na których rozpatrzył ogólnopolski plan badań geograficznych: 1) tematyczny na lata 1960 i 1961; 2) problemowy na okres 1961—1965; 3) badań szczególnie ważnych dla gospodarki narodowej, które weszły w skład planu państwowego.

Dla dwóch problemów: 1) „Analiza i ocena środowiska geograficznego poszczególnych regionów Polski dla potrzeb planowania regionalnego”; 2) „Badania przestrzennej struktury gospodarki narodowej” powołano specjalne zespoły koordynacyjne. Ponadto delegowano 3 geografów do zespołu opracowującego problem „Bilans wodny w Polsce”.

Komitet brał czynny udział w przygotowaniach do XIX Międzynarodowego Kongresu Geograficznego w Sztokholmie. W związku z tym urządził konferencję, na której przedstawiono 23 referaty przygotowane na Kongres. Na posiedzeniu jesiennym dokonano oceny Kongresu oraz udziału w nim polskiej delegacji.

Ponadto w ramach Komitetu przedyskutowano zagadnienie rozwoju kadry naukowej w okresie planu 5-letniego i perspektywicznego, a zwłaszcza w działach deficytowych nauk geograficznych. Omówiono również plan wydawnictw geograficznych na rok 1961. Przedyskutowano sprawę Komitetu Wypraw Badawczych i udziału w nim geografów. Z powodu jednak trudności finansowych i personalnych Polska Akademia Nauk Komitetu tego nie powołała. Omówiono możliwości badań geograficznych w północnym Wietnamie w ramach umowy o współpracy kulturalnej. Rozpatrzono potrzebę powołania nowej placówki badawczej, poświęconej glaciologii, przychylając się do opinii wnioskodawcy, prof. A. Kosiby, że powinna ona powstać w ramach Uniwersytetu we Wrocławiu.

S. L.

POSIEDZENIE NARODOWEGO KOMITETU MIĘDZYNARODOWEJ
UNII GEOGRAFICZNEJ

W dniu 23.III.1961 r. odbyło się kolejne posiedzenie Narodowego Komitetu MUG pod przewodnictwem prof. S. Leszczyckiego. Na posiedzeniu ustalono 4-letni plan prac Komitetu. Obejmuje on współpracę na forum międzynarodowym w zakresie problematyki Komisji Morfologii Peryglacialnej, Komisji Metod Regionalizacji Ekonomicznej oraz Podkomisji Kartowania Geomorfologicznego. We wszystkich trzech komisjach geografowie polscy są przewodniczącymi. W Polsce odbędą się w związku z tym dwie konferencje międzynarodowe: 1) w zakresie kartowania geomorfologicznego (1962) oraz 2) metod regionalizacji ekonomicznej (1963).

¹ Patrz „Przeł. Geogr.” t. XXXIII, 1961, nr 1, s. 168.

² Patrz „Przeł. Geogr.” t. XXXII, 1960, nr 4, s. 606—610.

Drugą grupę zadań stanowi współpraca z tymi komisjami, w których członkami rzeczywistymi są geografowie polscy. Dotyczy to mapy światowego zdjęcia użytkowania ziemi, zagadnień ewolucji stoków, nauczania geografii w szkole oraz klasyfikacji biblioteczej książek i map geograficznych.

Grupę trzecią stanowią prace związane z komisjami MUG, w których geografowie polscy są członkami korespondentami, jak np. w Komisji Atlasów Narodowych, Mapy Ludnościowej Świata, Geografii Medycznej, Geomorfologii Litoralnej, Tropików Wilgotnych. W skład tej grupy wchodzi również współpraca w zespołach, które zostały powołane nieoficjalnie w czasie XIX Kongresu Geograficznego w Sztokholmie. Dotyczy ona: geografii stosowanej, pasterstwa w Europie, migracji ludności, typologii funkcjonalnej miast i wsi, badań historycznych nad osadnictwem wiejskim oraz zagadnień metodologicznych.

Ponadto postanowiono do roku 1962 opracować program publikacji, referatów oraz wniosków na XX Międzynarodowy Kongres Geograficzny, który odbędzie się w Wielkiej Brytanii w roku 1964. Powołano zespół w składzie: prof. S. Leszczycki, prof. J. Dylik i doc. B. Winid dla opracowania poprawek do nowego statutu Międzynarodowej Unii Geograficznej, który ma być uchwalony w roku 1964 na Walnym Zgromadzeniu Unii w Londynie.

S. L.

DZIAŁALNOŚĆ NARODOWEGO KOMITETU MIĘDZYNARODOWEJ UNII GEOGRAFICZNEJ W LATACH 1959—1960

W okresie sprawozdawczym Komitet odbył 6 posiedzeń, na których omawiano przygotowania do XIX Międzynarodowego Kongresu Geograficznego w Sztokholmie. Między innymi ustalono program wydawnictw przeznaczonych na Kongres, skład personalny delegacji polskiej, program udziału Polski w wystawie kartograficznej (w porozumieniu z Głównym Urzędem Geodezji i Kartografii). Zgodnie z kalendarzem ustalonym przez Komitet Organizacyjny Kongresu zebrano zgłoszenia na Kongres, streszczenia referatów, zakwalifikowano je do poszczególnych sekcji. Przyjęto do zatwierdzającej wiadomości teksty referatów. Zgłoszono wniosek o powołanie nowej Komisji MUG — dla regionalizacji ekonomicznej, który został poparty przez delegację radziecką. Poparto przygotowania do zorganizowania specjalnej wycieczki na Kongres przez Polskie Towarzystwo Geograficzne przy realizacji powierzonej PBP „Orbis”.

W ramach współpracy z Międzynarodową Unią Geograficzną poparto trzy międzynarodowe konferencje w Polsce: 1) Komisji Peryglacjalnej MUG urządzonej przez ośrodek w Łodzi; 2) konferencję w sprawie regionalizacji ekonomicznej urządzonej przez IG PAN oraz 3) konferencję Podkomisji Światowego Zdjęcia Użytkowania Ziemi MUG dla Europy wschodniej w sprawie metod badań nad użytkowaniem ziemi urządzonej przez IG PAN.

Ponadto geografowie polscy (profesorowie: J. Dylik, S. Leszczycki, K. Dziewoński, J. Barbag, M. Klimaszewski, J. Kostrowicki, R. Galon i in.) jako członkowie rzeczywisci lub korespondenci brali udział w pracach kilku Komisji MUG.

Komitet prenumerował 100 egzemplarzy „Le Bulletin de Nouvelles de l'UGI”, który rozsyłał do wszystkich ośrodków geograficznych w Polsce. Skład Komitetu powołany przez Wydział III PAN w roku 1958 uległ rozszerzeniu przez dokooptowanie prof. K. Dziewońskiego.

S. L.

WYKŁADY PROF. S. LESZCZYCKIEGO W WIELKIEJ BRYTANII

Na zaproszenie Lorda Nathana, prezydenta Royal Geographical Society, prof. S. Leszczycki z żoną wyjechał na 3-tygodniowy pobyt do W. Brytanii. W czasie swego pobytu prof. S. Leszczycki wygłosił na uniwersytetach w Bristol, Birmingham, Keele, Edinburgh, Sheffield oraz w Royal Geographical Society w Londynie wykład na temat zmian w rozmieszczeniu przemysłu w Polsce w okresie po II wojnie światowej. Wykład wzbudzał duże zainteresowanie oraz zazwyczaj obszerną dyskusję. Równocześnie na zaproszenie departamentów geograficznych na uniwersytetach w Oxford, Sheffield oraz w Senate House w Londynie odbył seminaria dla pracowników naukowych, informując ich o postępach badań geograficznych w Chińskiej Republice Ludowej. Również i to zagadnienie wzbudziło wśród geografów brytyjskich duże zainteresowanie.

Ponadto prof. S. Leszczycki odwiedził zbiory kartograficzne w bibliotekach Royal Geographical Society, British Museum i Bodleian Librany w Oxford, interesując się dawnymi mapami dotyczącymi ziem polskich oraz nowymi atlasami narodowymi. Oprócz tego zapoznał się z pracami prowadzonymi przez Ośrodek Geograficzny w Ministry of Housing and Local Government, a mającymi charakter prac z geografii stosowanej. Łącznie prof. S. Leszczycki odwiedził 10 departamentów (wydziałów) geograficznych, w których zapoznał się z systemem kształcenia nauczycieli geografii, z prowadzonymi pracami naukowymi oraz z nowszymi metodami badań, jak również z nowymi instrumentami i urządzeniami. Pobyt w Wielkiej Brytanii doskonale zorganizowała British Council.

S. L.

WIZYTA PROF. DRA A. WRZOSKA W NRD

Na zaproszenie Towarzystwa Geograficznego NRD prof. dr Antoni Wrzosek, kierownik Katedry Geografii Ekonomicznej Uniwersytetu Jagiellońskiego wyjechał w dniach 6—20 listopada 1960 r. do NRD, gdzie wygłosił 6 odczytów na temat *Rozwój i zmiany w uprzemysłowieniu wielkich miast polskich w okresie powojennym*. Odczyty odbyły się w Berlinie, Dreźnie, Halle, Lipsku, Poczdamie i Schwerinie przy frekwencji wahającej się od 30 do 150 osób. Po odczytach prelegent odpowiadał na liczne zapytania. Dzięki uczynności niemieckich kolegów prelegent zwiedził też w tym czasie szereg ośrodków przemysłowych w rejonie Drezna, Halle i Lipska, zapoznając się z ich problematyką.

A. W.

POSIEDZENIA PLENARNE KOMITETU PRZESTRZENNEGO
ZAGOSPODAROWANIA KRAJU PRZY PREZYDIUM
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

W dniach 11 i 13 kwietnia odbyły się dwa posiedzenia plenarne Komitetu, związane z wizytą gościa radzieckiego, akademika W. Niemczynowa, przewodniczącego Rady Badania Sił Wytwórczych przy Państwowej Radzie Ekonomicznej.

Przedmiotem pierwszego posiedzenia był referat akademika Niemczynowa na temat *Naukowe problemy rozmieszczenia sił wytwórczych*. Pełny tekst tego referatu ukaże się na łamach „Biuletynu KPZK”.

Przedmiotem drugiego posiedzenia, organizowanego wspólnie przez Komitet Przestrzennego Zagospodarowania Kraju, Komitet Nauk Ekonomicznych oraz Zakład Nauk Ekonomicznych PAN, był referat akademika W. Niemczynowa pt. *Metody matematyczne w ekonomii i planowaniu*, który zostanie opublikowany w „Przełądzie Statystycznym”.

W czasie swojej wizyty akademik Niemczynow zapoznał się szczegółowo z problematyką badań przestrzennych w naszym kraju. Wiele uwagi poświęcił studiom podejmowanym przez Instytut Geografii PAN, oceniając specjalnie pozytywnie współpracę geografów i ekonomistów w Polsce.

*

W dniu 20 kwietnia odbyło się posiedzenie plenarne Komitetu, poświęcone ocenie dorobku Komitetu w roku 1960 oraz podsumowaniu stanu badań nad procesami uprzemysłowienia oraz struktury przestrzennej przemysłu PRL.

Pierwszy temat był referowany przez prof. S. Leszczyckiego, który ogólnie scharakteryzował zakres i stopień zaawansowania badań Komitetu, skoncentrowanych wokół 18 problemów, z czego 7 zaliczono do szczególnie ważnych i włączono do planu państwowego.

Ponadto do najważniejszych osiągnięć Komitetu prof. Leszczycki zaliczył: nawiązanie ścisłej współpracy z Komisją Planowania przy Radzie Ministrów, uruchomienie wydawnictw Komitetu oraz rozszerzenie kontaktów międzynarodowych.

Drugi temat stanowił przedmiot referatu prof. K. Secomskiego, który kolejno omówił podstawy materiałowe badań nad problemem uprzemysłowienia kraju, studia analityczne oraz dyskusyjne problemy teoretyczne.

*

W dniu 3 maja przedmiotem posiedzenia plenarnego Komitetu był referat dra J. Fishera, dyrektora instytutu — Resources for the Future — w Waszyngtonie, na temat *Planowanie urbanistyczne i regionalne w Stanach Zjednoczonych*.

Dr Fisher wygłosił również w dniu 2 maja w Polskim Towarzystwie Ekonomicznym referat poświęcony charakterystyce historycznych i perspektywicznych tendencji rozwojowych w gospodarce amerykańskiej.

ark

IV OGÓLNOPOLSKI ZJAZD BALNEOKLIMATYCZNY W SZCZAWNIE-ZDROJU

W dniach 29.IX—1.X.1960 r. odbył się w Szczawnie-Zdroju IV Ogólnopolski Zjazd Balneoklimatyczny zorganizowany przez Polskie Towarzystwo Balneoklimatyczne wspólnie z Instytutem Balneoklimatycznym w Poznaniu.

W Zjeździe wzięli udział licznie lekarze, a także goście zagraniczni — przedstawiciele resortów zdrowia z Bułgarii, Czechosłowacji, NRD, Mongolii i Związku Radzieckiego.

Trzydniowa konferencja miała na celu wytyczenie dróg współpracy klimatologów i lekarzy w dziedzinie klimatologii lekarskiej oraz ustalenia metod działania w kierunku jak najbardziej właściwego wykorzystania w lecznictwie tak ważnego czynnika, jakim jest klimat.

Pierwszy dzień obrad Zjazdu i przedpołudnie dnia drugiego poświęcone były zagadnieniom ściśle lekarskim. Omawiano tu różne typy schorzeń i wyniki ich leczenia w uzdrowiskach.

Drugiego dnia po południu rozpoczęła się konferencja bioklimatologiczna. W ramach konferencji wygłoszono 23 referaty. Zebrano je ogólnie w pięć grup: 1) referaty programowe, 2) meteorobiologia (meteoropatologia), 3) klimatologia uzdrowskowa, 4) metodyka badań w bioklimatologii, 5) zanieczyszczenie atmosfery i oddziaływanie biologiczne powietrza zanieczyszczonego.

3 referaty programowe wygłosili:

doc. dr St. Zych (PIHM — Warszawa. Kat. Met. i Klim. U. Ł. — Łódź) — *O właściwą organizację badań biometeorologicznych i bioklimatologicznych w zakresie zdrowia i zwalczania chorób związanych z rozrostem miast i ośrodków przemysłowych;*

dr G. Hentschel (Bioklimatyczny Instytut Badawczy — Berlin — Buch, NRD) *Realizm w bioklimatologii;*

doc. dr med. J. Jankowiak (Instytut Balneoklimatyczny — Poznań) *Węzłowe zagadnienia klimatologii lekarskiej.*

Dla geografów szczególnie interesujące były referaty dotyczące klimatologii uzdrowskowej i zanieczyszczenia atmosfery. Były to m. in.:

Klimat lokalny uzdrowisk: Iwonicz, Żegiestów i Szczawnica (Z. Kaczorowska, Warszawa);

Charakterystyka klimatologiczna uzdrowiska Goczałkowice (St. Zych, H. Boniecka-Zólcik, Warszawa);

Bioklimat Kołobrzegu (S. Tyczka, Poznań);

Bryzy morskie na wybrzeżu (J. Michalczewski, Warszawa);

Ochładzanie bioklimatyczne na obszarze Polski (M. Cenna, Wrocław, J. Słomka, Białowieża);

O ochładzaniu katatermometrycznym w miejscowościach uzdrowskowych Sudetów i Karpat (A. Gurba, Warszawa);

O możliwości badania klimatu lokalnego uzdrowisk na podstawie obserwacji rozpręstrzenia się smug dymów (Wł. Parczewski);

Zagadnienie wpływu ośrodków przemysłu chemicznego na bioklimat miasta na przykładzie Tomaszowa Mazowieckiego i Zgierza (A. Zawadzka, Łódź, St. Zych, Warszawa);

Badania aerosolu miejskiego metodą trójwymiarową (St. Różański, Gdańsk);

Problem zadymienia Szczawnia-Zdroju przez Wałbrzych na podstawie analizy stosunków anemometrycznych (S. Tyczka, Poznań);

Zagadnienie walki z dymem w miastach i uzdrowiskach w świetle ochrony powietrza przed zanieczyszczeniem (Z. Rudolf, Warszawa, K. Skalmowski).

Dyskutanci mówili zarówno na temat osiągniętych wyników badań klimatologicznych, jak i braków organizacyjno-technicznych w tej dziedzinie i możliwości ich usunięcia.

Zbyt duża ilość referatów wpłynęła na ograniczenie czasu przeznaczony na dyskusję, co obok dość rozstrzelonej tematyki poruszanych zagadnień było przez niektórych dyskutantów traktowane jako mankament organizacyjny konferencji.

Obradom przewodniczyli kolejno: doc. dr St. Zych, prof. St. Różański, doc. dr J. Jankowiak i prof. dr Wł. Parczewski. Dla ustalenia wniosków powołano komisję, której przewodniczącym został doc. dr J. Paszyński.

Podsumowania obrad dokonał doc. dr St. Zych. Jego zdaniem szeroki zakres poruszanych zagadnień pozwala na wciągnięcie do współpracy osób z różnych za-

wodów i specjalizacji, umożliwiają konfrontację prac z różnych dziedzin, związanych jednak z bioklimatologią.

Różnorodna tematyka zapoznaje uczestników obrad z problemami, które niejednokrotnie w badaniach bądź to lekarskich, bądź klimatologicznych traktuje się marginesowo.

W wyniku konferencji uchwalono następujące wnioski:

1. Z uwagi na społeczne znaczenie uzdrowisk konieczne jest rozszerzenie zakresu prowadzonych w nich badań bioklimatologicznych, uwzględniając szczególnie problemy elektryczności atmosferycznej, jonizacji powietrza oraz jego radioaktywności.
2. Należy dążyć do uwzględnienia w szerszym niż dotychczas stopniu metod statystycznych w badaniach bioklimatologicznych, przy jednoczesnym stałym uściśleniu metod doświadczalnych.
3. Konieczną rzeczą jest przyspieszenie opracowania warunków bioklimatycznych wszystkich uzdrowisk polskich.
4. Studia bioklimatologiczne powinny uwzględniać specyfikę różnych grup zawodowych, co da lepsze rezultaty dla ich praktycznego wykorzystania.
5. Biorąc pod uwagę stan zanieczyszczenia powietrza w miastach i osiedlach zjazd wyraża zadowolenie z opracowania projektu ustawy o ochronie powietrza atmosferycznego przed zanieczyszczeniem. W związku z tym należy jak najszybciej przystąpić do stałych pomiarów kontrolnych stopnia zanieczyszczenia powietrza na różnym szczeblu władz terenowych.
6. Konieczne jest udzielenie jak największego poparcia kształceniu fachowców, w celu uzyskania dostatecznej liczby wysokokwalifikowanych kadr dla nadzoru i kontroli nad zanieczyszczeniem powietrza.
7. Należy w jak najszerszym stopniu popierać w różnej formie (nagrody, stypendia, staże naukowe) badania w zakresie bioklimatologii, szczególnie prowadzone przez młodą kadrę naukową.
8. Należy dążyć do ścisłej współpracy fachowców z różnych dziedzin nauki przy rozwiązywaniu problemów bioklimatologicznych, poprzez organizowanie konferencji problemowych i narad roboczych.

Maria Wanda Kraujalis

NOTATKA O MATERIAŁACH DO SŁOWNIKA HISTORYCZNO-GEOGRAFICZNEGO W DOBIE SEJMU CZTEROLETNIEGO

Ukazał się w druku z. II *Materiałów do słownika historyczno-geograficznego w dobie Sejmu Czteroletniego (1788—1792)*, wydany przez Zakład Atlasu Historycznego Instytutu Historii Polskiej Akademii Nauk.

Zeszyt I tego obszernego wydawnictwa źródłowego został wydany w roku 1939 przez Polską Akademię Umiejętności pod red. prof. Władysława Semkowicza.

Wydawnictwo to stanowi bardzo cenną pozycję, między innymi ze względu na to, że większość materiałów źródłowych, wykorzystanych w nim uległa zniszczeniu podczas wojny. Znaczna zatem część *Materiałów* stanowi jedyny ślad wiedzy o województwie krakowskim w dobie Sejmu Czteroletniego.

Zgromadzony w tym wydawnictwie szczegółowy materiał jest cennym źródłem do badań w zakresie historii społecznej i gospodarczej Polski oraz może oddać wielkie usługi przy nauczaniu historii regionalnej.

Całość Wydawnictwa — zeszyty I i II — można nabyć wyłącznie w Ośrodku Rozpowszechniania Wydawnictw Naukowych Polskiej Akademii Nauk, Pałac Kultury i Nauki — wysoki parter. Cena łączna obydwu zeszytów wynosi zł 100.—.

Ponadto można nabyć w Ośrodku *Mapę województwa krakowskiego z doby Sejmu Czteroletniego*, wydaną przez PAN w roku 1930.

Polska Akademia Nauk
Ośrodek Rozpowszechniania
Wydawnictw Naukowych

SPIS TREŚCI

ARTYKULY

Galon R., Roszkówna L. — Extents of the Scandinavian Glaciations and of their Recession Stages on the Territory of Poland in the Light of an Analysis of the Marginal Forms of Inland Ice	347
Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiów recesyjnych na terytorium Polski w świetle analizy form marginalnych lądolodu	362
Распространение скандинавских оледенений и их регрессивных стадий на территории Польши в свете анализа маргинальных форм ледника	363
Borówko-Dłużakowa Z. — Historia flory Puszczy Kampinoskiej w późnym glacie i holocenie	365
История флоры Кампиносской Пуши в позднем гляциале и голоцене	379
The History of the Flora of the Kampinos Forest During the Late Glacial and Holocene Periods	380
Kobendzina J. — Próba datowania wydm Puszczy Kampinoskiej	383
Попытка определения возраста дюн Кампиносской Пуши	397
Attempt to Date Dunes in the Kampinos Primeval Forest	398
Tyczyńska M. — O stratygrafii utworów czwartorzędowych na obszarze Wielkiego Krakowa	401
К вопросу об изучении четвертичных образований на территории Большого Кракова	416
A Contribution to the Recognition of Quaternary Deposits in the Area of Greater Cracow	418
Klimek K. — Morfologia przełomu Warty przez próg górnojurajski koło Częstochowy	421
Морфология прорыва р. Варты сквозь верхнеюрский порог около Ченстохова	440
Morphology of the Warta Valley Breaching the Upper Jurassic Escarpment near Częstochowa	441
Niewiarowski W. — Kemy okolic Leningradu i próba porównania ich z kemami polskimi	443
Камы окрестностей Ленинграда и попытка сравнения их с польскими камы	467
Kames in the Leningrad Area, and an Attempt at their Comparison with Polish Kames	474
Churski T., Okruszko H. — Torfowiska w dorzeczu górnej Noteci	477
Торфяники в бассейне верхнего Нотеца	497
Peat Bogs in the Upper Noteć Basin	498

NOTATKI

Siuta J., Partyka A. —	
Пространственная изменчивость почв из лёссовых пород юго-восточной части Польши	499
Zmienność przestrzenna gleb lessowych w południowo-wschodniej części Polski	509
Variability According to Situation, of Loess-Type Soils in the South-Eastern Parts of Poland	509
Kalinowska K. — Zanikanie jezior polodowcowych w Polsce	511
Исчезновение послеледниковых озер на территории Польши	517
Disappearance of the Post-glacial Lakes on the Territory of Poland	517

Borowiec S. — Środowisko geograficzne jako kryterium podziału typologiczno-leśnego na przykładzie nadleśnictwa Brynek	519
Элементы географической среды, как основного критерие типологическо-лесного разделения лесничества Брынек	537
Geographical Environment as a Basic Criterion of Typological Forest Seat Division of the Brynek Chief-Forestry	537
Kobendzina J. — Niektóre zjawiska towarzyszące procesom eolicznym na wydmach Puszczy Kampinoskiej	539
Некоторые явления сопутствующие эоловым процессам в дюнах Кампиноской Пущи	542
Some Phenomena Accompanying Eolian Processes on Dunes in the Kampinos Forest	542

RECENZJE

Starkel L. — Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie (<i>B. Krygowski, K. Rotnicki</i>)	543
Kowalska A. — Paleomorfologia powierzchni podplejstocenińskiej niżowej części dorzecza Odry (<i>A. Jahn</i>)	545
Badak J., Pawłowski R., — Osuwisko w Lipowicy koło Dukli (<i>T. Gerlach, J. Pokorny</i>)	546
Zeuner F. E. — The Pleistocene Period (<i>S. Kozarski</i>)	547
Zachar D. — Erozja pody (<i>U. Koziejowa</i>)	548
Pardé M. — Le régime des rivières en Nouvelle-Zélande (<i>T. Wilgat</i>)	551
Kowda W. — Oczerki prirody i poczw Kitaja (<i>B. Dobrzański</i>)	553
Gierasimow J. — Poczwy Centralnoj Jewropy i swiazannyje s nimi woprosy fizycznej geografii (<i>J. Wolaniecki</i>)	554
Gierasimow J. — Glejewyje pseudopodzoly Centralnoj Jewropy i obrazowanyje dwuczlennych pokrownych nanosow (<i>J. Wolaniecki</i>)	557
Korde N. — Biostratyfikacja i typologija russkich sapropieliej (<i>K. Więckowski</i>)	558
Magyarország Éghajlati Atlasza — Klimaatlas von Ungarn (<i>J. Paszyński</i>)	562
Deutscher Planungsatlas: Band III — Schleswig-Holstein (<i>St. Okolo-Kulak</i>)	566

KRONIKA

Z życia geograficznego	569
IV posiedzenie Rady Naukowej IG PAN w dniu 13.I.1961 r. (<i>A. Puffowa</i>)	569
V posiedzenie Rady Naukowej IG PAN w dniu 17.II.1961 r. (<i>A. Puffowa</i>)	570
VI posiedzenie Rady Naukowej IG PAN w dniu 23.III.1961 r. (<i>A. Puffowa</i>)	570
Sesja sprawozdawcza IG PAN za r. 1960 (<i>A. Puffowa</i>)	571
Sesja naukowa IG PAN poświęcona Wacławowi Nałkowskiemu (<i>A. Puffowa</i>)	571
Działalność Komitetu Nauk Geograficznych w 1960 r. (<i>S. L.</i>)	574
Posiedzenie Narodowego Komitetu MUG (<i>S. L.</i>)	574
Działalność Narodowego Komitetu MUG w latach 1959—1960 (<i>S. L.</i>)	575
Wykłady prof. S. Leszczyckiego w Wielkiej Brytanii (<i>S. L.</i>)	576
Wizyta prof. dra A. Wrzoska w NRD (<i>A. W.</i>)	576
Posiedzenia plenarne Komitetu Przestrzennego Zagospodarowania Kraju (<i>ark</i>)	576
IV Ogólnopolski Zjazd Balneoklimatyczny w Szczawnie-Zdroju (<i>M. W. Kraujalis</i>)	577

C Z A S O P I S M O G E O G R A F I C Z N E

kwartalnik

PUBLIKUJE

- Artykuły źródłowe i syntetyczne z różnych dziedzin geografii
- Recenzje i wiadomości geograficzne
- Informacje o najważniejszych i najnowszych danych geograficznych ze świata
- Doniesienia z życia Polskiego Towarzystwa Geograficznego

Tylko prenumerata zapewnia regularne otrzymywanie czasopisma. Cena prenumeraty rocznej 60 zł, półrocznej 30 zł.

ZAMÓWIENIA I WPLĄTY PRZYJMUJĄ:

- Przedsiębiorstwo Upowszechniania Prasy i Książki „Ruch”, Wrocław, ul. Oławska 10/11, konto PKO nr. 8-6-13.768
- placówki „Ruchu” i urzędy pocztowe w całym kraju
- księgarnie „Domu Książki”

Bieżące numery nabywać można lub zamawiać w księgarniach „Domu Książki” oraz we Wzorcowni Wydawnictw Naukowych PAN — Ossolineum — PWN, Warszawa, Pałac Kultury i Nauki

WARUNKI PRENUMERATY CZASOPISMA pt.

„PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY“ — KWARTALNIK

Cena w prenumeracie zł 100.— rocznie, zł 50.— półrocznie.

Zamówienia i wpłaty przyjmują:

1. Centrala Kolportażu Prasy i Wydawnictw „Ruch”, Warszawa, ul. Srebrna 12. konto PKO nr 1-6-100.020.
2. Urzędy pocztowe i listonosze.
3. Księgarnie „Domu Książki”.

Prenumerata ze zleceniem wysyłki za granicę 40% drożej. Zamówienia dla zagranicy przyjmuje Przedsiębiorstwo Kolportażu Wydawnictw Zagranicznych „Ruch”, Warszawa, ul. Wilcza 46, konto PKO nr 1-6-100.024.

Bieżące numery można nabyć lub zamówić w księgarniach „Domu Książki”, oraz w Ośrodku Rozpowszechniania Wydawnictw Naukowych Polskiej Akademii Nauk — Wzorcownia Wydawnictw Naukowych PAN — Ossolineum — PWN, Warszawa, Pałac Kultury i Nauki (wysoki parter).

TYLKO PRENUMERATA ZAPEWNIĄ REGULARNE OTRZYMYWANIE CZASOPISMA.