

PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
BIULETYN 68



P. 1214 / 52

Z BADAŃ CZWARTORZĘDU W POLSCE

TOM 4

(z 10 tabl., 20 fot. i 42 fig. w tekście)

POD REDAKCJĄ
EDWARDA RÜHLE

WARSZAWA

Wydawnictwo Państwowego Instytutu Geologicznego

1952

PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY

BIULETYN 68

Z BADAŃ CZWARTORZĘDU W POLSCE

TOM 4

(z 10 tabl., 20 fot. i 42 fig. w tekście)

ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ЧЕТВЕРТИЧНОМУ ПЕРИОДУ В ПОЛЬШЕ

ТОМ 4

(с 10 табл., 20 фот. и 42 фиг. в тексте)

QUATERNARY RESEARCHES IN POLAND

VOL. 4

(with 10 pl., 20 phot. and 42 fig. in the text)

POD REDAKCJĄ EDWARDA RÜHLE

WARSZAWA

Wydawnictwo Państwowego Instytutu Geologicznego

1952



P. 1214/52

Rękopis złożono w P.I.G. 8. VII. 1951 r.
Zatwierdzono do druku 1. X. 1951 r.
Dyrektor Naczelny Jan CZARNOCKI

P. 240/60

Redaktor Naczelny — Dr Stanisław KRAJEWSKI
Redaktor Naukowy — Mgr Walentyna MIODUSZEWSKA

Oddano do drukarni 22. 11. 1951 r. — Druk ukończono w sierpniu 1952 r.
Nr zam. 2345. Nakład 1000 egz. Format B5. — Objętość 24 i 1/8 ark.
Papier bezdrzewny klasy V 70 gramowy — 70×100 centymetrów.
Drukarnia R. S. W. „Prasa” w Grudziądzu, Plac Wolności nr 5.

3-B-50816

SPIS RZECZY

	Str.
Bronisław SZAFRAN. Mchy plejstocenijskie Polski i sąsiednich obszarów wschodnich	5
Плейстоценовые мхи Польши и соседних восточных территорий	33
Pleistocene mosses from Poland and the adjacent eastern territories	36
Bogumił KRYGOWSKI. Profil geologiczny stanowisk interglacialnych w Kaliszu	39
Геологический профиль межледниковых местонахождений в Калише	66
Geological profile of interglacial stations at Kalisz	70
Stanisław TOŁPA. Flora interglacialna w Kaliszu	73
Межледниковая флора в Калише	114
Interglacial flora at Kalisz	118
Maria TURNAU-MORAWSKA. Utwory rzeczne doliny Bugu między Terespołem a Wyszkowem	121
Речные отложения в долине реки Буга между Тереспелем и Вышковом	135
Fluvial deposits in the Bug valley between Terespol and Wyszków	137
Roman STANGENBERG i Kazimiera ŻEMOYTEL. Skład chemiczny osadów głębinowych Jeziora Charzykowskiego	139
Химический состав глубинных осадков Харжиковского Озера	167
The bottom deposits of Charzykowo Lake in the Pomeranian Lake district	170
Jan DYLIK. Pierwsza wiadomość o utworach pokrywowych w środkowej Polsce	173
Предварительная Заметка о покровных отложениях в центральной Польше	193
First report on covering deposits in Middle Poland	198
Edward CIUK i Edward RÜHLE. Dwa przekroje geologiczne przez dolinę Pilicy pod Białobrzegami	199
Два разреза через Пилицу под Бялобжегами	268
Two sections across the Pilica valley in the environs of Białobrzegi	272
Józef KRZYŻKIEWICZ. Czwartorzęd doliny Białej Przemszy pod Gólczowicami	275
Четвертичные отложения долины Вялой Пржемши под Гольчевницами	313
The Quaternary of the Biała Przemsza valley, near Golczowice	316

Edward RÜHLE. Utwory czwartorzędowe doliny Kierdonki na pół- noc od Rakowa	319
Четвертичные отложения долины реки Кердонки севернее Ракова	330
Quaternary deposits in the Kierdonka valley, north of Raków	333
Hieronim PIASECKI. Utwory czwartorzędowe okolic Środy Śląskiej	335
Четвертичные отложения окрестностей Сьроды Сьленской	353
Quaternary deposits of the environs of Środa Śląska	357
Wojciech WALCZAK. Stratygrafia plejstocenu w dolinie Ścinawki Kłodzkiej	361
Стратиграфия плейстоцена в долине Сыщнавки Клодзской	381
Stratigraphy of the Pleistocene in the valley of the Ścinawka	384

Bronisław SZAFRAN

MCHY PLEJSTOCENSKIE POLSKI I SĄSIEDNICH OBSZARÓW WSCHODNICH

(z 1 fig. w tekście)

Streszczenie

W pracy niniejszej daje autor zestawienie gatunków mchów znalezionych w warstwach plejstocenских Polski oraz kilku miejscowości poza granicą.

W porównaniu z roślinami wyższymi mchy zachowują się w warstwach plejstocenских źle. Z utworów glacialnych poznano dotychczas 114 gatunków (57,4%) z 14 miejscowości, z interglacialnych 42 (21,3%) z 15 miejscowości oraz z późnoglacialnych i postglacialnych także 42 gatunki (21,3%) z 8 miejscowości.

Wśród gatunków mchów plejstocenских wyodrębniono 7 grup ekologicznych, a w rozmieszczeniu wyróżniono 13 elementów geograficznych.

We wszystkich florach plejstocenских występują przede wszystkim elementy pankontynentalny i holarktyczny. Element arktyczny i arktyczno-alpejski znajdujemy w większych ilościach we florach glacialnych, natomiast w warstwach interglacialnych i postglacialnych występują one rzadziej jako relikty z poprzednich glacialów. We florach interglacialnych i postglacialnych przeważają elementy pankontynentalny i holarktyczny. Element euryatlantyczny zjawia się obficie w postglaciale.

WSTĘP

Od ćwudziestu prawie lat miałem sposobność do przegładania i oznaczania kopalnych próbek mchów. Otrzymałem do oznaczania materiał od różnych osób pracujących nad zagadnieniami czwartorzędowymi. Pochodził on z małymi wyjątkami z warstw plejstocenских i został opublikowany częściowo przez autora w osobnych pracach

bądź też przez osoby opracowujące całość danej flory (p. wykaz literatury).

Pewna jednak część materiałów nie była dotychczas ogłoszona. Dotyczy to flor znalezionych w następujących miejscowościach (fig. 1) a dostarczonych mi przez wymienione niżej osoby: Łagiewniki (Wł. Szafer), Janiańce (M. Bremówna), Nowiny Żukowskie (J. Dyakowska), dolina Ziemkówki, Maniowy, Rumlówka, Tarnogóra, Tarzymiechy, Zamszany, Łapsze (A. Środoń), Konopiska (H. Błaszczyk). Dzięki uprzejmości tych osób materiał ten został już wyzyskany w poniższej pracy. Za chętną zgodę na ogłoszenie dostarczonych mi materiałów składam wymienionym wyżej osobom serdeczne podziękowanie.

Poza materiałem, który sam przeglądałem, wyzyskałem wszystkie dane, jakie znalazłem w całej dostępnej mi literaturze zestawionej na końcu publikacji. Odnosi się to do flor z Baryczy (36), Dziedzic (13), Krystynopola (24), Ludwinowa (38), Łęk Dolnych (11), Milowic (14), Roztok (29, 30), Makoszowych (14), Waławy (36), Bedlna (31), Imbramowic (8), Rusinowa (23), Wydmin (21), Żoliborza (21) i Jędrzejówki (1).

Z biegiem lat rozpoznana została dość duża ilość kopalnych mchów plejstocęńskich (147 gatunków), celem więc tej pracy jest poza zestawieniem materiału (tabela 4) próba zobrazowania wpływów i przemian, jakie wywarła na nasz świat mchów epoka lodowa.

WARUNKI ZACHOWYWANIA SIĘ MCHÓW W WARSTWACH PLEJSTOCĘŃSKICH

W porównaniu z roślinami kwiatowymi mchy (*Musci*) zachowują się w warstwach plejstocęńskich stosunkowo źle. We wszystkich dotychczas znanych z Polski znaleziskach flory plejstocęńskich, z których wypłukano przedstawicieli obydwóch wyżej wymienionych grup, mchy występują na ogół tylko w 20%. Jest to zupełnie zrozumiałe, że delikatne łodyżki i liście mchów nie mogą się przeciwstawiać tak silnie procesom rozkładowym, jak twarde owoce, łuski czy drewno roślin kwiatowych.

Jeszcze łatwiej niż mchy ulegają gniciu łodyżki wątrobowców (*Hepaticae*), dlatego zapewne znamy z naszego plejstocenu jeden zaledwie

gatunek (*Frullania tamarisci*) i to dopiero z postglacjalną, mianowicie z warstw leśnych z Ludwinowa (A. Ż m u d a, 38).

Naturalnie, że możliwość zachowania się szczątków kopalnych mchów nie zależy wyłącznie od cyto-chemicznej struktury — inny skład chemiczny błon komórek mchów (H. Weyland, 37) — ale też od petrograficzno-chemicznego składu utworu, w którym szczątki zostają składowane. Według Weylanda roztwory alkaliczne (krzemiany sodu) z łatwością rozpuszczają błony komórkowe mchów, wskutek czego nigdy nie znajdujemy skrzemieniałych łądyżek mchów, natomiast duża zawartość węglanu wapnia sprzyja utrwaleniu szczątków.

Procesy rozkładu substancji organicznej zależą też w dużej mierze od warunków klimatycznych panujących w tym czasie, przede wszystkim od stanu temperatury i wilgotności. Przy stałej wysokiej temperaturze, w warunkach wilgotnych, rozwój bakterii i grzybów rozkładających celulozę jest znaczny, tak że masa organiczna zostaje prawie w całości rozłożona. Przeciwnie, w niskiej temperaturze, przy braku tlenu, z powodu np. przesylenia gleby wodą, a więc w warunkach nie sprzyjających rozwojowi organizmów rozkładających materię organiczną, szczątki gromadzą się nierozłożone i w osadach powstałych w tych warunkach znajdujemy szczątki mchów w większych ilościach.

Wpływ różnic klimatycznych na rozkład substancji organicznej tłumaczy nam, prawdopodobnie, dlaczego z naszych utworów glacialnych znamy dużo więcej gatunków mchów niż z warstw interglacialnych i postglacialnych. Mianowicie z warstw glacialnych znalezionych w Polsce oznaczono dotychczas 114 (57,4%) gatunków z 14 miejscowości, z interglacialnych 42 (21,3%) z 15 miejsc, a z późno-glacialnych i postglacialnych także 42 (21,3%) — ale tylko z 8 miejscowości.

Fakt zachowywania się w dość dużej nieraz mierze reliktyw glacialnych w warstwach interglacialnych (np. *Calliergon trifarium* w Olszewicach, *Camptothecium nitens* w Żydowszczyźnie, *Hygrohypnum polare* w Szczercowie, *Scorpidium scorpioides* w Żydowszczyźnie i Nowinach Żukowskich) a brak w nich gatunków ciepłolubnych musimy złożyć na karb wpływu warunków klimatycznych na rozkład delikatnych łądyżek mchów. Nie znajdujemy bowiem zupełnie wśród mchów interglacialnych odpowiedników termicznie bardziej wymagających gatunków roślin kwiatowych takich, jak *Brasenia*, *Euryale*, *Trapa*. Z tego wynika, że elementy

reliktywne zakonserwowały się w chłodniejszych odcinkach okresów interglacjalnych (niedługo po ustępowaniu czy też następowaniu lądolodu), a w czasie cieplejszym tylko w warunkach zmniejszonej możliwości utleniania, w nadmiarze wilgoci (w torfowiskach). Silniejszy rozkład substancji organicznej w ciepłych okresach leśnych nie pozwolił na zachowanie się szczątków gatunków mchów ciepłolubnych.

Duże na ogół trudności w zachowywaniu się mchów i ta okoliczność, że materiał mchowy konserwuje się najczęściej na miejscu vegetacji, gdyż delikatne tkanki mchów na pewno nie wytrzymują dalszego transportu, wskazują na znaczną wagę dowodową, jaką stanowią mchy występujące w danych warstwach nawet w pojedynczych okazach.

MCHY PLEJSTOCENSKIE POD WZGLĘDEM SYSTEMATYCZNO-STATYSTYCZNYM

Gatunki mchów, znane w stanie kopalnym z plejstocenu, zestawiono dla zobrazowania ich przynależności systematycznej na tabeli 1. Rodziny uszeregowano tutaj według systemu F. Brotherusa (2), dalej podano ilość rodzajów oraz liczbę odnalezionych gatunków w poszczególnych okresach plejstocenu w podziale jednak tylko na interglacjalny (starszy i młodszy), glacialny oraz na późny glacialny i postglacialny.

Jak widać z tabeli 1, najmniejsza ilość gatunków znanych wyłącznie z danych okresów występuje w interglacjalach (12 gatunków). Poza tym warstwy interglacjalne nie wykazują żadnych rodzin występujących tylko w tych okresach, co tłumaczymy, jak wspomniałem w rozdziale poprzednim, wzmożonym wtedy rozkładem substancji organicznej. Zaznacza się tylko w bardzo nieznacznym stopniu rozwój w interglacjalach torfowców (*Sphagnaceae*).

Dużo gatunków (79) znaleziono w warstwach glacialnych. Najliczniej występują we florach glacialnych gatunki z wyłącznie prawie borealnej rodziny *Amblystegiaceae*, co jest zresztą zgodne z biologicznymi właściwościami najpospoliciej występujących tu rodzajów takich, jak *Calliergon*, *Chrysohypnum*, *Drepanocladus* i *Scorpidium*, będących masowym składnikiem i dzisiejszej wilgotnej tundry.

Następnie znajdujemy obficie w warstwach glacialnych przedstawicieli rodziny *Hypnaceae*, którzy w pewnej mierze wykazują genetyczną

łącność z formami obecnie tropikalnymi (*Ectropothecium*), lecz pochodzącymi w większości prawdopodobnie od form żyjących w okresach preglacjalnych w górach; z obniżeniem się temperatury w plejstocenie zeszyły one na Niż i z łatwością przystosowały się do zmienionych warunków.

Z liczniej reprezentowanej, głównie leśnej rodziny *Mniaceae* rodzaj *Cinclidium* i niektóre gatunki rodzaju *Mnium* (*M. cinclidioides*, *M. rugicum*), jako wybitnie borealne, pospolicie rosły na obszarach tundrowych. Natomiast *M. affine* znajdujemy w warstwach glacialnych tylko w odmianie *var. integrifolium* posiadającej brzeg liścia cały, kiedy forma macierzysta ma liście wyraźnie piłkowane. Być może, że odmiana ta powstała dopiero w zmienionych warunkach plejstocenu. Zastanawiające jest występowanie we florach glacialnych *Mnium marginatum*, gatunku — przynajmniej dzisiaj — leśnego.

W dość dużej stosunkowo ilości spotykamy w glacialach gatunki z rodziny *Polytrichaceae*. Znajdujemy przede wszystkim gatunki z rodzaju *Polytrichum* (6 gatunków), który jest niewątpliwie rodzajem starym ze względu na szerokie rozprzestrzenienie większości gatunków na obu półkulach. Ponieważ masowo występuje na kontynentach półkuli północnej, a w obszarach przyrównikowych i na półkuli południowej jest bardziej rozproszony, przeto Th. Herzog (9) uważa, że jest on pochodzenia borealnego. Wskazywałby na to także szczególnie silny rozwój *Polytrichum alpinum*, jako osobnego zbiorowiska na dzisiejszej tundrze.

Rodziny *Andreaeaceae*, *Dicranaceae*, *Encalyptaceae*, *Bartramiaceae*, *Timmiaceae*, *Climaciaceae*, *Hedwigiaceae* i *Rhytidiaceae* mają swoich przedstawicieli występujących wyłącznie we florach glacialnych, wprowadzie w niezbyt dużej ilości, 1—4 gatunków. Z tych rodzin *Dicranaceae* i *Climaciaceae* są wybitnie borealne, *Andreaeaceae* i *Encalyptaceae* zaś górskie. Gatunki takie, jak *Timmia norvegica* z rodziny *Timmiaceae*, *Conostomum boreale* z rodziny *Bartramiaceae* i może *Hedwigia albicans* z rodziny *Hedwigiaceae*, zeszyły na plejstocenijską tundrę z gór (z Karpat). *Rhytidium rugosum* z rodziny *Rhytidiaceae* przywędrowało z Azji środkowej. Mech *Rhytidiadelphus triquetrus* z powyższej rodziny, rosnący obecnie prawie zawsze w lasach, a znaleziony w warstwach glacialnych (Ludwinów, A. Ż m u d a, 38), musiał się zjawić pewnie już w okresie recesji lądolodu.

W późnym glacie i w postglacie wyodrębniają się, jak można się spodziewać, wprawdzie nie bardzo wyraziście, rodziny, których przedstawiciele rozwijają się obecnie w lasach, a więc:

TABELA 1
Statystyka mchów plejstocenu Polski

Gatunki mchów	Ilość rodzajów	Flory interglacjalne starsze	Flory interglacjalne młodsze	Flory glacialne	Flory późno-glacjalne i postglacjalne	Razem gatunków
<i>Sphagnaceae</i>	1	—	2 (1)	1	1 (1)	5
<i>Andreaeaceae</i>	1	—	—	3	—	3
<i>Fissidentaceae</i>	1	—	—	—	1	1
<i>Ditrichaceae</i>	3	—	(1)	3 (1)	—	4
<i>Dicranaceae</i>	2	—	—	4	—	4
<i>Encalyptaceae</i>	1	—	—	1	—	1
<i>Pottiaceae</i>	3	(1)	(1)	6 (2)	—	8
<i>Bryaceae</i>	2	—	1	2 (1)	(1)	4
<i>Mniaceae</i>	2	—	(1)	7 (1)	4 (1)	12
<i>Aulacomniaceae</i>	1	—	1 (1)	1 (1)	—	3
<i>Meeseaceae</i>	2	—	(1)	3 (1)	(1)	4
<i>Bartramiaceae</i>	2	—	—	2	—	2
<i>Timmaceae</i>	1	—	—	1	—	1
<i>Fontinalaceae</i>	1	1	—	1	—	2
<i>Climaciaceae</i>	1	—	—	1	—	1
<i>Hedwigiaceae</i>	1	—	—	1	—	1
<i>Leucodontaceae</i>	1	—	—	—	1	1
<i>Neckeraceae</i>	2	—	(1)	—	2 (1)	3
<i>Lembophyllaceae</i>	1	—	—	—	1	1
<i>Thuidiaceae</i>	3	1	(1)	3 (1)	1	6
<i>Amblystegiaceae</i>	8	1 (9)	3 (16)	15 (22)	(11)	41
<i>Brachytheciaceae</i>	4	(1)	(2)	6 (1)	3 (2)	11
<i>Entodontaceae</i>	1	(1)	(1)	1 (1)	(1)	2
<i>Plagiotheciaceae</i>	1	—	1	—	2	3
<i>Hypnaceae</i>	4	—	1	9 (1)	1 (1)	12
<i>Rhytidiaceae</i>	2	—	—	2	—	2
<i>Hylocomiaceae</i>	1	—	—	(1)	(1)	1
<i>Polytrichaceae</i>	2	—	—	6 (1)	(1)	7
<i>Frullaniaceae</i>	1	—	—	—	1	1
Razem . . .	56	3 (12)	9 (27)	79 (35)	18 (22)	147

U w a g a: Liczby bez nawiasów oznaczają ilość gatunków występujących tylko w poszczególnych florach, liczby w nawiasach ilość gatunków wspólnych z innymi florami.

Fissidentaceae (*Fissidens taxifolius*), *Leucodontaceae* (*Leucodon sciuroides*), *Lembophyllaceae* (*Isothecium viviparum*), *Neckeraceae* (*Neckera complanata* i *N. pennata*) oraz *Frullaniaceae* (*Frullania dilatata* — jedyny wątrobowiec znaleziony w warstwach plejstocénkich).

Znamy dotychczas z warstw późno-glacialnych i postglacialnych 18 gatunków nieodnalezionych w innych okresach. Jak więc widać z tabeli 1, w najmłodszych okresach mchy zachowały się lepiej niż w warstwach interglacialnych, skąd mamy tylko 12 gatunków nie występujących w innych warstwach i to w podwójnej prawie ilości miejscowości w stosunku do liczby znanych dotychczas flor postglacialnych.

GRUPY EKOLOGICZNE

Mchy reagują w większości przypadków silnie na czynniki ekologiczne, szczególnie zaś na warunki edaficzne (glebowe), dlatego ich kopalne szczątki dają nieraz podstawę do poznania warunków tworzenia się warstw, z których zostały wydobyte, oraz określają rodzaj zbiorowisk roślinnych rozwijających się w ich otoczeniu.

Gatunki mchów plejstocénkich pozwalają na wyodrębnienie 7 grup ekologicznych w znaczeniu najogólniejszym:

1. Grupa gatunków rosnących na tundrze wilgotnej (skrót na tabeli 4 — Tw.). Tundra wilgotna jest to zbiorowisko roślinne bezdrzewne, żyjące w klimacie peryglacialnym, w którym w okresach letnich wody zaskórne występują nieraz na powierzchni. Dzisiaj rozwija się ona w obszarach arktycznych. Spotykamy tutaj przede wszystkim mchy wodne, jak *Aulacomium palustre*, *Bryum ventricosum*, *Calliergon giganteum*, *C. trifarium* (znany obecnie jako relikwit glacialny z okolic Krakowa, Nowej Wsi Szlacheckiej, Podgórek, Przegini Duchownej, znaleziony przez B. Pawłowskiego), *Camptothecium nitens*, *Hypnum pratense* (ten gatunek rośnie dzisiaj jako relikwit glacialny w Przegini Duchownej), *Meesea longiseta*, *Paludella squarrosa* i inne.

2. Grupa gatunków spotykanych na tundrze suchej (Ts) zajmującej tereny suchsze, nieco wyżej położone (pagórki, skałki). Na suchej tundrze rosną gatunki, które obecnie spotykamy u nas przede wszystkim w górach, a na Niżu jako glacialne relikty głównie na głazach narzutowych, jak np. *Andreaea Blytti*, *Conostomum boreale*, *Polytrichum alpinum*, *Rhacomitrium lanuginosum*, *Timmia norvegica*. Są to gatunki, które przybyły na dzisiejszą tundrę z gór postępując za cofającym się lądolodem.

TABELA 2
Ilościowe rozmieszczenie gatunków mchów z poszczególnych grup ekologicznych

Miejscowość	Gatunki						
	Tundry suchej	Tundry wilgotnej	Torfowiskowe	Leśne	Górskie	Wodne	Miejsca otwartych
Flory interglacjalne starsze							
Zydowszczyzna	—	4	—	—	—	—	—
Nowiny Żukowskie	—	3	—	—	1	—	—
Olszewice	—	3	—	—	—	—	—
Tarzymiechy	—	1	3	2	—	2	—
Flory interglacjalne młodsze							
Samostrzelniki	—	3	3	—	—	—	—
Żukiewiczze	—	1	1	—	—	—	—
Rumłówka	—	2	—	—	—	—	—
Janiańce	—	8	4	1	—	—	—
Wydminy	—	1	—	—	—	—	—
Zoliborz	—	—	1	—	—	—	—
Rusinowo	—	1	—	—	—	—	—
Imbramowice	—	1	1	1	—	—	—
Szczerców	—	3	—	—	—	—	—
Bedlno	—	—	1	—	—	—	—
Ziembówka	1	—	1	7	—	1	—
Flory glacialne							
Zamszany	—	2	1	—	2	—	1
Tarnogóra	—	4	1	1	—	—	—
Tarzymiechy	—	2	—	—	—	—	—
Krystynopol	—	3	2	—	—	—	—
Starunia	2	7	7	4	3	—	5
Barycz	3	11	4	4	8	—	4
Walawa	4	8	7	3	1	1	2
Łęki Dolne	1	—	—	1	3	—	1
Ludwinów	8	22	11	7	6	1	3
Łagiewniki	4	2	—	—	—	—	—
Milowice	5	4	9	1	—	—	1
Makoszowy	2	2	1	—	—	—	—
Dziedzice	—	3	1	—	—	—	—
Krościenko n. Dunajcem	2	2	—	3	3	—	2
Flory późno-glacialne i postglacialne							
Roztoki	—	4	3	1	—	—	—
Hamernia	—	2	—	—	—	—	—
Maniowy	—	3	—	1	—	—	—
Konopiska	—	1	—	—	1	—	—
Jędrzejówka	—	3	3	—	—	—	—
Ludwinów	—	—	—	14	—	1	1
Łęki Dolne	—	—	—	4	1	—	—
Łapsze Niżne	1	—	—	7	1	—	—

3. Grupa gatunków torfowiskowych (Tf.). Zaliczamy tu gatunki mchów, które rosną na torfowiskach tak niskich jak i wysokich, a nie odnajdujemy ich obecnie na tundrze w obszarach arktycznych lub są one tam bardzo rzadkie. Z tych gatunków występują w materiale kopalnym następujące: *Calliergon cuspidatum*, *Cratoneurum filicinum*, *Drepanocladus vernicosus* i inne.

4. Grupa gatunków górskich (G.) nie występujących na tundrze lub też znajdujących tam bardzo nielicznie np.: *Andreaea Rothi*, *Encalypta rhabdocarpa*, *Entodon orthocarpus*.

5. Grupa gatunków wodnych (W.), pluszczących się w wodach, nie spotykanych na tundrze, jak np.: *Fontinalis antipyretica*, *F. hypnoides*, *Hygroamblystegium fluviatile*.

6. Grupa gatunków leśnych (L.). Rozwijają się one przede wszystkim w lasach i zaroślach. Z tych wyliczyć tu możemy: *Eurhynchium Swartzii*, *E. Zetterstedti*, *Mnium cuspidatum*, *M. riparium*, *M. Seligeri*, *M. stellare*, *Neckera complanata*, *N. pennata*.

7. Grupa gatunków rosnących na miejscach otwartych (Mo.) na zboczach, na skałkach nie porośniętych lasem. Są to gatunki światłolubne. Spotykamy je nieraz na miejscach, gdzie rozwija się roślinność stepowa. W materiale kopalnym z plejstocenu występują one skąpo. Należą tu: *Chrysohypnum chrysophyllum*, *Camptothecium lutescens*, *Thuidium abietinum*. Zaliczamy też do tej grupy gatunki górskie, które rosną na południowym Niziu, na skałkach wapiennych wraz z kwiatową roślinnością stepową, jak *Rhytidium rugosum*, *Tortella tortuosa* i inne.

Ilościowe występowanie gatunków mchów z wyróżnionych grup ekologicznych w poszczególnych miejscowościach zestawiono na tabeli 2. Wynika z tego zestawienia, że grupa gatunków tundrowych siłą rzeczy najliczniej zjawia się we florach glacialnych. Nie brak jednak we florach interglacialnych gatunków rosnących na tundrze wilgotnej, które utrzymują się w interglacjalach jako relikty z poprzedzających okresów glacialnych. Znaną jest bowiem rzeczą, że na torfowiskach istnieją sprzyjające warunki (duża wilgotność) dla utrzymania się gatunków arktycznych będących relikdami z okresów glacialnych. W niektórych tylko florach interglacialnych brak jest zupełnie gatunków tundrowych (Bedlno, Żoliborz). Wynika to, zdaje się, z bardzo niewielkiej ilości znanych z tych miejscowości gatunków.

Charakterystyczny jest zupełny brak we florach interglacialnych gatunków mchów rosnących na suchej tundrze (gatunków tundrowo-górskich), chociaż gatunki górskie — wprawdzie w nieznacznej ilości —

ale nie rosnące dzisiaj na tundrze arktycznej — zjawiają się w niektórych florach interglacialnych, np. *Tortella fragilis* w Nowinach Żukowskich.

Mniej zrozumiałe jest znalezienie we florach glacialnych (Barycz, Ludwinów, Miłowice, Starunia, Walawa) gatunków leśnych, takich jak: *Amblystegium serpens*, *Hypnum incurvatum*, *Thuidium delicatulum*. Wprawdzie nie znamy dokładnie ich wymagań ekologicznych, możliwe jednak jest, że w warunkach wilgotnych (a takie panują na tundrze) mogą one żyć poza lasem.

W warstwach postglacialnych znajdujemy na ogół duże ilości gatunków leśnych. Występują tu też relikty tundrowe (Konopiska, Łapsze i przede wszystkim Roztoki).

ELEMENTY GEOGRAFICZNE

Spośród mchów plejstocenijskich, ze względu na dzisiejsze ich zasięgi, wydzielić możemy następujące elementy geograficzne:

1. Element pankontynentalny (skrót na tabeli 4 Pkt.). Zaliczamy do tego elementu gatunki, które rozpowszechnione są na ogół na kontynentach półkuli północnej (Eurazja, Ameryka Północna), zachowują się więc tutaj jak element holarktyczny, ale poza tym mają oderwane stanowiska, niekiedy nieliczne, na kontynentach południowych (Ameryka Południowa, południowa Afryka, Australia, Nowa Zelandia). Nie są to gatunki kosmopolityczne, gdyż nie są na półkuli południowej pospolite, natomiast są tam najczęściej rzadkie. Są to najprawdopodobniej gatunki filogenetyczne stare, niekiedy relikty systematyczne o niewielkiej ilości gatunków, o wyjątkowej budowie morfologicznej czy anatomicznej, jak rodzaje: *Andreaea*, *Distichium*, *Hedwigia*, *Polytrichum*, *Sphagnum*.

Wśród gatunków zaliczanych do tego elementu znajdujemy także takie, które obszerne swoje zasięgi zawdzięczają niewątpliwie ptakom błotnym. Są to gatunki niżowe, rosnące masowo na błotach i torfowiskach, jak gatunki rodzajów *Calliergon*, *Chrysohypnum*, *Drepanocladus* i *Scorpidium*.

Wyróżniamy tutaj dwie grupy ekologiczne:

a) Gatunki górskie (oreofity), jak *Andreaea petrophila* (na półkuli południowej występuje na¹ Ziemi Ognistej, na Tasmanii, Nowej Zelandii i w Australii), *Distichium capillaceum* (Ameryka Południowa, Tasmania, Nowa Zelandia, Antarktyda), *Hedwigia albicans* (Australia, Tasmania, Nowa Zelandia), *Heterocladium squarrosulum* (Ekwador), *Hypnum cupressiforme* (Ekwador, Ziemia Ognista, połu-

¹ Rozmieszczenie według Brotherusa (2).

dniowa Afryka, Tasmania, Nowa Zelandia), *Rhacomitrium lanuginosum* (*Rh. hypnoides*, Ziemia Ognista, Nowa Zelandia, Tasmania).

b) Gatunki niżowe: *Amblystegium serpens* (Południowa Ameryka, Kerguele, Nowa Zelandia), *Aulacomnium palustre* (Australia, Tasmania), *Brachythecium salebrosum* (Kerguele, Tasmania), *Calliergon cordifolium* (Nowa Zelandia), *C. cuspidatum* (Argentyna, Nowa Zelandia), *C. sarmentosum* (Georgia Południowa, Nowa Zelandia), *Chrysohypnum polygamum* (Patagonia), *Cratoneurum filicinum* (Natal, Nowa Zelandia), *Drepanocladus aduncus* (Nowa Zelandia), *D. Sentereri* (Kerguele), *D. fluitans* (Tasmania, Nowa Zelandia, Kerguele), *Hypgroamblystegium fluviatile* (Peru), *Hylocomium proliferum* (Nowa Zelandia), *Hypnum cupressiforme* (Tasmania, Nowa Zelandia, Afryka południowa), *Mniobryum albicans* (Falklandy, Nowa Zelandia, Australia wschodnia), *Polytrichum alpinum* (Ziemia Ognista, Georgia Południowa, Kerguele, Australia wschodnia, Tasmania, Nowa Zelandia), *P. commune* (Tasmania, Nowa Zelandia, Australia wschodnia), *P. gracile* (Nowa Zelandia), *P. juniperinum* (Chile, Kraj Magellana, Australia wschodnia), *Scorpidium scorpioides* (Boliwia), *Sphagnum palustre* (Australia), *Thuidium delicatulum* (Ameryka Południowa).

2. Element kosmopolityczny (Kosm.). Różni się od elementu poprzedniego tym, że zaliczone tu gatunki występują mniej więcej licznie na kontynentach obu półkul. Tu należą tylko dwa gatunki: *Ceratodon purpureus* i *Mnium rostratum*.

3. Element holarktyczny (Hol.). Obejmuje gatunki głównie niżowe, rosnące dość pospolicie w całej Holarktydzie, tylko niektóre gatunki nie występują w obszarach arktycznych lub są tam rzadkie (np. *Amblystegium serpens*, *A. varium*, *Anomodon viticulosus*, *Fontinalis hypnoides*, *Pogonatum urnigerum*, *Rhytidiadelphus triquetrus* i inne). Z plejstocenijskich gatunków holarktycznych znamy następujące:

<i>Amblystegium serpens</i> var. <i>rigescens</i>	<i>Calliergon giganteum</i>
	„ <i>stramineum</i>
<i>Amblystegium riparium</i>	<i>Chrysohypnum chrysophyllum</i>
„ <i>varium</i>	<i>Climacium dendroides</i>
<i>Anomodon viticulosus</i>	<i>Cratoneurum commutatum</i>
<i>Barbula convoluta</i>	„ <i>fallax</i>
„ <i>fallax</i>	<i>Dicranella rubra</i>
<i>Brachythecium velutinum</i>	„ <i>cerviculata</i>
<i>Bryum ventricosum</i>	<i>Dicranum scoparium</i>

<i>Ditrichum flexicaule</i>	<i>Mnium marginatum</i>
<i>Drepanocladus lycopodioides</i>	„ <i>riparium</i>
„ <i>exanulatus</i>	„ <i>punctatum</i>
„ <i>intermedius</i>	„ <i>Seligeri</i>
„ <i>vernicosus</i>	„ <i>stellare</i>
<i>Fontinalis antipyretica</i>	<i>Philonotis fontana</i>
„ <i>hypnoides</i>	<i>Ptilium crista castrensis</i>
<i>Hygrohypnum palustre</i>	<i>Plagiothecium silvaticum</i>
„ <i>ochraceum</i>	„ <i>laetum</i>
<i>Hypnum arcuatum</i>	<i>Pogonatum urnigerum</i>
„ <i>incurvatum</i>	<i>Rhytidiadelphus triquetrus</i>
„ <i>pratense</i>	<i>Sphagnum acutifolium</i>
„ <i>reptile</i>	„ <i>amblyphyllum</i>
<i>Mnium cuspidatum</i>	„ <i>squarrosum</i>

Z oreofitów holarktycznych znaleziono w warstwach plejstocenijskich *Hygrohypnum dilatatum* i *Erythrophyllum rubellum*.

4. Element eurazjatycki (Euaz.). Do tego elementu zaliczamy 4 gatunki mchów znanych z plejstocenu, które rosną w Eurazji, a nie ma ich w Ameryce Północnej. Brak ich także w obszarach arktycznych lub są tam rzadkie. Tu należą: *Brachythecium Mildeanum*, *Chrysohypnum helodes*, *Homalia trichomanoides*. Są to gatunki niżowe. Z oreofitów eurazjatyckich znalazł Wilczek (36) w Baryczy rzadko występujący dziś w Tatrach gatunek, mianowicie *Geheebia gigantea*.

5. Element arktyczny (Ar.). Element ten zawiera głównie gatunki mchów, które obecnie rosną masowo na wilgotnej tundrze arktycznej. Są one charakterystyczne dla flor glacialnych.

Element arktyczny trudno jest odróżnić od tzw. elementu arktyczno-alpejskiego, a więc od gatunków, które pierwotnie rosły w górach, a w okresach glacialnych zeszyły z gór na Niż i tu się zmieszały z gatunkami arktycznymi. Po recesji lądolodu wędrowały one z powrotem w góry, a także na północ za ustępującym lądolodem i obecnie spotykamy je dość pospolicie na tundrze arktycznej. Z tego względu do elementu arktycznego zaliczamy tylko te gatunki, które pospolite są dzisiaj na tundrze arktycznej, a w górach (Alpy, Sudety, Tatry) są bardzo rzadkie lub ich tam zupełnie brak. Mają one często reliktove, postglacialne stanowiska na torfowiskach niżowych.

Za arktyczne gatunki uważać musimy następujące:

Bryum lacustre

Camptothecium nitens

Drepanocladus revolvens„ *badius*„ *exanulatus* f. *tundrae**Hygrohypnum polare**Meesea triquetra*„ *longiseta**Mnium affine* var. *integrifolium* (*Mnium integrifolium*)*Paludella squarrosa**Scorpidium turgescens*

Z gatunków rosnących na suchej tundrze zaliczyć tu możemy dwa gatunki, mianowicie: *Andreaea Blytti* i *Aulacomnium turgidum*, z tego względu, że w górach eurazjatyckich są one stosunkowo rzadkie.

6. Element arktyczno-alpejski (Ar. al.). Należą do tego elementu gatunki, które występują z jednej strony dość pospolicie w górach eurazjatyckich (często także w górach Ameryki Północnej), z drugiej zaś strony obficie znajdujemy je głównie na suchej tundrze arktycznej. Mają one też stosunkowo rzadkie, reliktowe stanowiska na obszarach leżących między Arktydą a górami Eurazji.

Z kopalnych gatunków odnalezionych w warstwach plejstocenijskich wyliczyć tu możemy:

*Aulacomnium imbricatum**Brachythecium turgidum**Calliergon Richardsohnii**Cirriphyllum cirrosum**Conostomum boreale* (*C. tetragonum*),*Dicranum elongatum**Encalypta rhabdocarpa**Hypnum Bambergeri*„ *revolutum*„ *callichroum**Meesea trichodes**Polytrichum sexangulare**Pseudostereodon procerrimum**Timmia norvegica**Tortella fragilis*

7. Element subarktyczny (Subar.). Zamieszczamy tu gatunki, które pospolite są na subarktycznych terenach całej Holarktydy (Skandynawia północna, Syberia subarktyczna, obszary Ameryki Północnej), lecz w Arktydzie ich brak lub występują tam rzadko. Na południe od strefy subarktycznej mają reliktowe stanowiska na niżowych torfowiskach.

Następujące gatunki uważamy za subarktyczne: *Mnium rugicum*, *M. cinclidioides*, *Cinclidium stygium*, *C. subrotundum*, *Helodium* (*Thuidium*) *lanatum* i *Calliergon trifarium*.

Drepanocladus exanulatus var. *brachydictyus* f. *excurrens* uważać możemy za gatunek subarktyczno-alpejski, gdyż reliktowe stanowiska na południu posiada obecnie w górach.

8. Element środkowo-azjatycki (Ca.). Wliczamy tu gatunki, które mają swe ośrodki rozmieszczenia przede wszystkim w górach środkowej Azji i stamtąd w pewnych okresach plejstocenu wędrowały daleko na zachód i na północ dochodząc niekiedy aż na tundrę arktyczną. W Arktydzie rosną jednak skąpo.

Obecnie znajdujemy gatunki środkowo-azjatyckie w Polsce w górach (Pieniny, Tatry, Sudety) oraz na Wyżynie Małopolskiej, często wśród zbiorowisk roślin stepowych.

Należą do tego elementu: *Entodon orthocarpus*, *Rhytidium rugosum*, *Thuidium (Abietinella) abietinum* i może też *Tortella tortuosa*.

9. Element euryatlantycki (Eatl.). Gatunki zaliczane do tego elementu rosną najliczniej na obszarach pozostających pod mniejszym lub większym wpływem Atlantyku, tak po stronie europejskiej, jak i amerykańskiej. Wzdłuż gór eurazjatyckich, ze względu na większą wilgotność w wyższych położeniach, posuwają się one jednak dość daleko ku wschodowi, przeważnie do Kaukazu i Persji, rzadziej aż do Altaju (*Eurhynchium Zetterstedtii*) i zachodnich Himalajów (*Neckera complanata*).

Tak samo czasem wzdłuż Morza Bałtyckiego, Białego i Karskiego sięgają aż do północno-zachodniej Syberii (do Jensieju). Niekiedy też z Ameryki Północnej dochodzą do wybrzeży Azji wschodniej (Kamczatka, *Eurhynchium Swartzii*).

Ponieważ właściwy element atlantycki (euatlantycki) nigdy tak daleko na wschód nie sięga, a w zasadzie trzyma się wybrzeży morskich, dlatego za Herzogiem (7) gatunki o zasięgach mniej więcej atlantyckich, lecz dochodzących przeważnie do Kaukazu, nazywam elementem euryatlantyckim.

Z gatunków plejstocenijskich wymienić należy: *Catharinea angustata*, *Ctenidium molluscum*, *Eurhynchium Zetterstedtii*, *E. Swartzii*, *Fissidens taxifolius*, *Frullania tamarisci* (jedyne plejstocenijski wątrobowiec), *Isoetium viviparum*, *Leucodon sciuroides*, *Neckera pennata*, *N. complanata*, *Plagiothecium succulentum*.

10. Element środkowo-europejski (Śr. Eu.). Z tej grupy gatunków mamy w naszym materiale tylko dwa: *Brachythecium (Camptothecium) Geheebii*, gatunek rosnący najpospoliciej w środkowych Niemczech a rzadko w północnej, zachodniej i południowej Europie oraz *Cratoneurum curvicaule* znany głównie z Alp.

11. Element śródziemnomorsko-zachodnio-północnoamerykański (Śm.z.P.A.). Należą do tego elementu gatunki rodzaju *Camptothecium*, mianowicie *C. lutescens* i *C. sericeum*. Występują one przede wszystkim na obszarach położonych nad Morzem Śródziemnym (południowa część Europy, północna Afryka i południowo-zachodnia Azja), a następnie mają oderwane stanowiska w zachodniej części Ameryki Północnej (Kalifornia). U nas znajdujemy te gatunki najpospoliciej w południowej części Polski.

Zadziwiająca dysjunkcję w zasięgach tych gatunków — od obszarów śródziemnomorskich po Kalifornię — tłumaczą nam najprościej według Herzoga (9) wyspy roślin śródziemnomorskich w Azji wschodniej (Japonia, wschodnie Chiny), między innymi także gatunków rodzaju *Camptothecium* (*Homalothecium*), które uważać możemy jako placówki pośrednie między basenem Morza Śródziemnego a Kalifornią, przyjmując naturalnie połączenie Azji Wschodniej z Ameryką Północną przez zatopiony dziś ląd w cieśninie Beringa. Stanowiska dysjunktywne gatunków mchów od Morza Śródziemnego po Kalifornię, to resztki pasa śródziemnomorskiej roślinności istniejącego kiedyś w trzeciorzędzie, zapewne wzdłuż brzegów Tetydy, porozrywanego przez wydzwignięcie gór południowo-azjatyckich a także może przez wpływy epoki lodowej.

12. Element amerykańsko-europejski (Eu. P. A.). Zjawia się on w naszych florach plejstocenijskich bardzo skąpo. Reprezentowany jest przez jeden gatunek *Andreaea Rothii*. Nie występuje on obecnie zupełnie w górach azjatyckich, nie rośnie też na tundrze. Zasięg jego dzisiejszy wytłumaczyć sobie możemy tylko połączeniem Europy z Ameryką stosownie do wymagań teorii Wegenera.

13. Element endemiczny (End.). Na razie znamy jeden tylko gatunek występujący jedynie w plejstocenijskich florach Polski, mianowicie *Hygrohypnum Szaferi* znaleziony w Staruni (32) i Milowicach (14). Naturalnie dalsze badania mchów plejstocenijskich mogą wykryć ten gatunek i w innych krajach.

CHARAKTER GEOGRAFICZNY PLEJSTOCENSKICH FLOR MCHÓW W ZWIĄZKU Z ICH WIEKIEM

Flory interglacjalne

We florach interglacjalnych stwierdzono dotychczas tylko 12 gatunków nieznanymi z innych okresów plejstocenu. Są to przede wszystkim gatunki mchów należące do elementu pankontynentalnego, a więc: *Aulacomnium palustre*, *Hygroamblystegium fluviatile* i *Webera nutans* (znana także

z pliocenu z Krościenka (34), następnie gatunki zaliczane do elementu holarktycznego, jak *Fontinalis hypnoides*, *Hygrohypnum palustre*, *Hypnum reptile*, *Sphagnum acutifolium*, *S. squarrosum* i *Thuidium recurvatum*.

Dziwne jest występowanie w warstwach interglacjalnych tylko trzech gatunków zaliczanych do elementu euryatlantyckiego, przywiązanego do klimatu umiarkowanego pod względem hygrotermicznym. Zjawisko to, jak już wspomniałem, wynika z trudności zachowania się mchów w okresach cieplejszych plejstocenu. Trudno bowiem przypuszczać, ażeby rzeczywiście występowały one w niewielkiej ilości.

Z tych trzech interglacjalnych, euryatlantyckich gatunków jeden znany jest poza tym z postglacjału (*Eurhynchium Swartzii*) a dwa (*Chrysohypnum helodes* i *Plagiothecium succulentum*) występują jedynie w warstwach interglacjalnych.

Z flor interglacjalnych znamy natomiast szereg gatunków rosnących obecnie na tundrze — element arktyczny — a także, choć rzadziej, w górach, należące do elementu arktyczno-alpejskiego, które uważać musimy za relikty z poprzedzających okresów glacialnych, jak *Calliergon trifarium* (Olszewice, Wydminy) *Camptothecium nitens* (Rumłówka, Żydowszczyzna), *Drepanocladus tundrae* (Janiańce), *Hygrohypnum polare* (Szczerców). Tego gatunku nie odnaleziono w poznanych dotychczas florach glacialnych, a obecnie najdalej na południe wysunięte stanowisko reliktowe znajduje się na Polesiu. Ponadto należą tu *Meesea longiseta* (Janiańce) oraz *Thuidium lanatum* (Janiańce).

Z elementu arktyczno-alpejskiego zaliczamy tu *Aulacomnium imbricatum* (Janiańce) a z elementu pankontynentalnego *Scorpidium scorpioides* (Nowiny Żukowskie) będące w Polsce na pewno relikdami glacialnymi.

Poznane dotychczas interglacjalne flory mchów są w porównaniu z florami glacialnymi stosunkowo ubogie. Z tego powodu nie możemy w żaden sposób wykryć jakiejś różnicy w charakterze gatunków mchów między interglacjałem starszym (Masovien I) a ostatnim interglacjałem (Masovien II).

Znamienny jest brak we florach interglacjalnych elementu środkowo-azjatyckiego. Wyjątek stanowi dolina Ziembówki, gdzie występuje jeden z gatunków środkowo-azjatyckich, mianowicie *Tortella tortuosa*, mech, jak już nadmieniałem, szeroko rozprzestrzeniony. Florę z Ziembówki za-

licza zresztą A. Środoń (wiadomość ustna) do okresu oryniackiego, a więc już do interstadiału ostatniego zlodowacenia.

Brak gatunków mchów subtropikalnych, a natomiast zawartość reliktowych gatunków tundrowych odróżnia flory interglacjalne od plioceńskiej flory mchów z Krościenka.

Flory glacialne

Panującymi elementami geograficznymi występującymi we wszystkich florach glacialnych są: element pankontynentalny oraz element holarktyczny. Jest to zupełnie zrozumiałe, gdyż obydwie te elementy rozwijały się w preglacjale w obszarach borealnych Holarktydy, z łatwością więc cofając się na południe mogły się utrzymać w zimniejszych okresach plejstocenu.

Z gatunków należących do elementu pankontynentalnego, a występujących tylko we florach glacialnych, wyliczyć tu możemy:

<i>Amblystegium serpens</i>	<i>Pogonatum urnigerum</i>
<i>Brachythecium salebrosum</i>	<i>Polytrichum commune</i>
<i>Chrysohypnum (Campylium) polygamum</i>	„ <i>gracile</i>
<i>Hedwigia albicans</i>	<i>Racomitrium lanuginosum</i>
<i>Mniobryum albicans</i>	<i>Thuidium delicatulum</i>
	<i>Tortula ruralis</i>

Następujące gatunki holarktyczne znane tylko z flor glacialnych:

<i>Amblystegium rigescens</i>	<i>Fontinalis antipyretica</i>
<i>Barbula convoluta</i>	<i>Hygrohypnum dilatatum</i>
<i>Chrysohypnum chrysophyllum</i>	<i>Hypnum incurvatum</i>
<i>Climacium dendroides</i>	<i>Mnium marginatum</i>
<i>Dicranella cerviculata</i>	„ <i>punctatum</i>
„ <i>rubra</i>	<i>Philonotis fontana</i>
<i>Dicranum scoparium</i>	<i>Ptilium crista castrensis</i>
<i>Drepanocladus lycopodioides</i>	<i>Rhytidiadelphus triquetrus</i>
„ <i>pseudostramineus</i>	<i>Sphagnum amblyphyllum</i>

Ponieważ wyżej wymienione gatunki mchów, znane dotychczas tylko z flor glacialnych, rosną dzisiaj pospolicie w całej Holarktydzie, często poza tundrą arktyczną, gdzie są rzadkie lub niejednokrotnie brak ich tam zupełnie, dlatego przypuścić należy, że wiele z nich przy postępie dalszych badań zostanie napewno znalezionych także w warstwach interglacjal-

nych lub postglacjalnych. Podobnie wiele gatunków z elementów pankontynentalnego i holarktycznego znamy poza florami glacialnymi także z warstw interglacjalnych lub postglacjalnych. Nie będę ich tu wyliczał, gdyż widać to z tabeli 4.

Flora mchów glacialnej „tundry“ na obszarach Polski południowej składała się przede wszystkim z gatunków arktycznych i subarktycznych przybyłych do nas z dalekiej Północy pod naporem nasuwającego się ku południowi lądolodu. Do nich należą następujące gatunki:

<i>Bryum lacustre</i>	<i>Meesea longiseta</i>
<i>Calliergon trifarium</i>	„ <i>triquetra</i>
<i>Camptothecium nitens</i>	<i>Mnium affine</i> var. <i>integrifolium</i>
<i>Cinclidium stygium</i>	„ <i>cinclidioides</i>
„ <i>subrotundum</i>	<i>Paludella squarrosa</i>
<i>Drepanocladus tundrac</i>	<i>Scorpidium turgescens</i>
<i>Hygrohypnum Szaferi</i>	<i>Helodium (Thuidium) lanatum</i>

Zmieszane one były z gatunkami wysokogórskimi (element arktyczno-alpejski), które po obniżeniu się lub zniknięciu górnej granicy lasu zeszyły na Niż z Tatr i Sudetów, jak:

<i>Andreaea petrophila</i>	<i>Hypnum callichroum</i>
<i>Calliergon Richardsohnii</i>	<i>Meesea trichodes</i>
<i>Cirriphyllum cirrosum</i>	<i>Polytrichum sexangulare</i>
<i>Distichium inclinatum</i>	<i>Pseudostereodon procerrimum</i>
<i>Encalypta rhabdocarpa</i>	<i>Timmia norvegica</i>
<i>Hypnum Bambergeri</i>	<i>Tortella fragilis</i>

Niekiedy znajdujemy dziś te gatunki na naszym Niżu, szczególnie na torfowiskach lub na glazach narzutowych jako relikty glacialne.

Jako osobną grupę gatunków tundrowych wymienić musimy gatunki prawdopodobnie pochodzenia amerykańskiego, gdyż nie występują one obecnie w arktycznej Azji, a przybyły do Polski ze Skandynawii. Są to: gatunek arktyczny *Drepanocladus badius*, a z gatunków arktyczno-alpejskich *Andreaea Blytti* i *Conostomum boreale*. Ten ostatni nie rośnie dzisiaj w Ameryce, jest więc może pochodzenia skandynawskiego.

Wyłącznie we florach glacialnych znajdujemy gatunki mchów zaliczane do elementu środkowo-azjatyckiego. Występuje on we florach z Baryczy, Ludwinowa, Łęk Dolnych, Milowic i Staruni. Należą tu 4 gatunki: *Entodon orthocarpus*, *Rhytidium rugosum*, *Thuidium abietinum* i *Tortella*

tortuosa. Rosną one obecnie w Polsce w Tatrach, Pieninach i na Wyżynie Małopolskiej na suchych skałkach wapiennych, często wśród zbiorowisk roślin stepowych.

Nie są one jednak gatunkami stepowymi w ścisłym tego słowa znaczeniu, spotykamy je bowiem bardzo często wysoko w górach. Mianowicie *Rhytidium rugosum*, szczególnie w odmianie *boreale*, rośnie w Alpach do wysokości 3260 m, *Thuidium abietinum* do 2600 m, choć w górach jest nieco rzadszy, w Skandynawii według K. L i m p r i c h t a (18) spotykamy częściej okazy ze sporogonami. *Tortella tortuosa* sięga do wysokości 3400 m, *Entodon orthocarpus* do 2600 m, *Rhytidium rugosum*, według obserwacji L. S a v i c z (22), wytwarza sporogony jedynie w górach, w Alpach na wysokości 3200 m, na Syberii południowej zwykle ponad granicą lasu. Okazy ze sporogonami na Niżu znajdujemy bardzo rzadko. Nie ulega więc wątpliwości, że są to gatunki górskie i światłolubne, pochodzenia środkowo-azjatyckiego, które w plejstocenie zeszyły na Niż i wędrowały wzdłuż gór ku zachodowi.

Inne elementy geograficzne występują we florach glacialnych w bardzo niewielkich ilościach. Z elementu środkowo-europejskiego znajdujemy *Brachythecium (Captothecium) Geheebii*, z eurazjatyckiego *Brachythecium Mildeanum*, *Geheebia gigantea*, z euryatlantyckiego *Catharinea angustata* i *Ctenidium molluscum*, a z elementu kosmopolitycznego *Ceratodon purpureus*.

Słabo reprezentowany jest element endemiczny. Znamy go tylko z flor glacialnych, mianowicie *Hygrohypnum Szaferi* (32).

Ciekawe jest znalezienie we florach glacialnych elementu śródziemnomorsko-zachodnio-północnoamerykańskiego (*Camptothecium lutescens*), który posiada u nas obecnie zasięg podobny do zasięgów gatunków środkowo-azjatyckich. Występuje on we florach z Baryczy, Miłowic i Waławy.

Rzut oka na załączoną mapkę rozmieszczenia miejscowości w Polsce, w których znaleziono flory mchów z okresów glacialnych, wykazuje dość frapujące zjawisko. Mieszczą się one mianowicie wszystkie mniej więcej przy granicy lub też na południe od granicy rozprzestrzenienia łądłodu w okresie przedostatniego zlodowacenia (Varsovien I). Ze względu jednak na mało jeszcze zagęszczoną sieć znalezisk flor plejstocenyjskich trudno jest wyciągać z tego faktu jakieś wnioski. W każdym bądź razie, jak mi się zdaje, nie wystarcza tłumaczenie tego tylko zniszczeniem flor gla-

cyjnych przez łądolód, gdyż to samo musiałyby się stać z większością flor interglacjalnych, znalezionych w dość dużej liczbie na terenach objętych łądolodem.

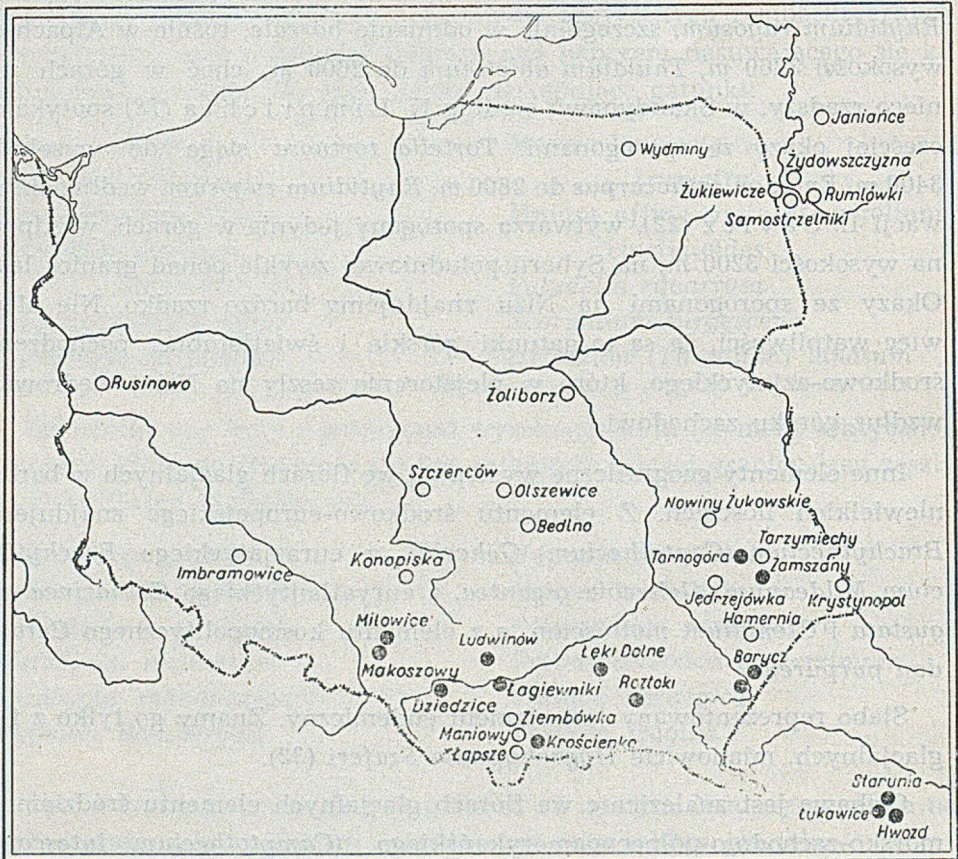


Fig. 1

Rozmieszczenie znalezisk flor mchów czwartorzędowych. Kółka czarne oznaczają miejscowości, w których znaleziono glacialne flory mchów. Kółka białe — miejscowości, z których znane są flory interglacjalne i postglacjalne.

Określenie następstwa wiekowego flor glacialnych na podstawie tylko zawartości gatunków mchów byłoby zbyt jednostronne, ryzykowne i zapewne fałszywe, mówiąc więc tutaj o wieku flor mamy na myśli jedynie wydobyte na jaw pewnych faktów, jakie można wysnuć ze szczegółowej analizy geograficznej flory mchów plejstocenijskich (tabela 3).

TABELA 3

Ilościowe występowanie elementu geograficznego w poszczególnych florach

Elementy geograficzne	Pankontynentalny	Kosmopolityczny	Holaraktyczny	Eurazjatycki	Araktyczny	Araktyczno-alpejski	Subarkaktyczny	Środkowo-azjatycki	Euryatlantyczny	Śroziemnomorsko- -zachodni	Północnoamerykański	Europejsko-amerykański	Endemiczny	Europejski	Środkowo-europejski
Flory interglacjalne starsze															
Żydowszczyzna	2	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Nowiny Żukowskie	2	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Olszewice	—	—	1	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—
Tarzymiechy	5	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Flory interglacjalne młodsze															
Samostrzelniki	1	—	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zukiewicze	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Rumłówka	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Janiańce	5	—	4	—	2	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—
Wydmyny	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—
Żoliborz	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Rusinowo	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Imbramowice	—	—	2	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
Szczerców	1	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Bedlno	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ziembówka	3	1	2	1	—	—	—	1	2	—	—	—	—	—	—
Flory glacialne															
Zamszany	1	—	4	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
Tarnogóra	1	—	3	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Tarzymiechy	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Krystynopol	1	—	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Starunia	7	—	9	—	3	2	1	3	1	—	—	—	1	1	—
Barycz	5	1	9	1	4	7	—	4	1	1	—	—	—	1	—
Waława	7	—	10	1	4	2	1	—	—	1	—	—	—	—	—
Łęki Dolne	1	—	2	—	1	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—
Ludwinów	16	1	17	—	9	7	5	3	—	—	—	—	—	—	—
Łągiewniki	—	—	1	—	3	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Milowice	4	—	6	1	1	2	1	1	—	1	—	—	1	1	1
Makoszowy	1	—	2	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Dziedzice	1	—	2	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Krościenko n/Dunajcem	2	1	6	—	—	2	—	—	1	—	—	—	—	—	—
Flory późno-glacialne i postglacialne															
Roztoki	3	—	4	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Hamernia	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Maniowy	1	1	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Konopiska	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Jędrzejówka	2	—	2	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ludwinów	4	—	6	1	—	—	—	—	4	1	—	—	—	—	—
Łęki Dolne	—	—	1	1	—	—	—	—	4	—	—	—	—	—	—
Łąpsze Niżne	—	—	3	—	—	—	—	—	4	—	—	1	—	—	—

Wychodząc z tego założenia wyróżnić należy wśród 14 znanych dotychczas mchowych flor glacialnych, ze względu na występowanie w nich różnych elementów geograficznych, 5 ich rodzajów:

1. Flora z Zamszan wykazująca poza elementem pankontynentalnym i holarktycznym, występującymi we wszystkich florach glacialnych, element amerykańsko-europejski (*Androaea Rethii*, gatunek górski nie rosnący dziś na tundrze). Brak jest w tej florze elementu środkowo-azjatyckiego. Niewystępowanie elementu arktycznego, wobec faktu, że znane są w tej florze arktyczne gatunki kwiatowe, jest przypadkowe. Jest to najstarsza znana dotychczas flora glacialna mchów. Niewątpliwie jest ona starsza od flor wyszczególnionych niżej.

Czy flory Krystynopola, Tarnogóry i Tarzymiechów zbliżają się wiekowo do Zamszan, na podstawie zawartości gatunków mchów nie można osądzić.

2. Flory, które poza elementem arktycznym i arktyczno-alpejskim zawierają gatunki mchów należące do elementu środkowo-azjatyckiego. Zaliczamy tutaj flory z Baryczy, Ludwinowa, Łęk Dolnych, Milowic i Staruni. Może także do tej kategorii flor zaliczyć należy warstwy z Makoszowych i Walawy, które wprawdzie nie zawierają elementu środkowo-azjatyckiego, ale występuje w nich element eurazjatycki zjawiający się głównie we florach wyżej wymienionych charakteryzujących się zawartością elementu środkowo-azjatyckiego.

Obecność w tych florach elementu środkowo-azjatyckiego wskazuje niewątpliwie na żywą łączność południowej Polski z górami środkowej Azji. Wymiana roślinności między tymi obszarami stosownie do wymagań teorii przesuwania się zlodowaceń z zachodu na wschód (St. Kulczyński, 16) w pełni wystąpić mogła dopiero w zlodowaczeniu środkowo-polskim (Varsovien I, Riss) i to, jak wynika z rozmieszczenia elementów geograficznych w innych florach glacialnych (przede wszystkim w Łągiewnikach, p. niżej), w fazie jego nasuwania się.

We florach z okresu Varsovien I znajdujemy też tundrowe gatunki arktyczne pochodzenia skandynawskiego (może amerykańskiego), np. *Conostomum boreale* (Ludwinów), których brakuje we florze z Zamszan.

3. Flora z Łągiewnik posiada w zdecydowanej przewadze elementy arktyczny i arktyczno-alpejski, nie znajdujemy w niej zupełnie elementu środkowo-azjatyckiego. Ponieważ warstwy z Łągiewnik leżą nieco wyżej w dolinie rzeki Wilgi niż warstwy z Ludwinowa pochodzące niewątpliwie z okresu Varsovien I, dlatego i warstwy z Łągiewnik uważać musimy za przynależne do tego samego okresu, ale powstałe w fazie pełni zlodowacenia, ze względu na przewagę elementów arktycznego i arktyczno-alpejskiego.

W pełni zlodowacenia Varsovien I, jak sądzić można z braku elementu środkowo-azjatyckiego we florze z Łagiewnik, gatunki należące do tego elementu cofały się na południe (na południowe stoki Tatr), zostawiając tylko gdzieś (Pieniny, Wyżyna Małopolska), na cieplejszych wapiennych skałkach reliktywne stanowiska istniejące do dzisiaj. Nazywam je dlatego reliktywami, ponieważ nie spotykamy w późniejszych florach (Krościenko, Roztoki) gatunków zaliczanych do elementu środkowo-azjatyckiego. Wyjątkowo we florze mchów znalezionych w dolinie Ziemkówki, zaliczanej przez A. Środonia do interstadiału oryńskijskiego, znamy 1 gatunek należący do tego elementu (*Tortella tortuosa*). Jest to jednak gatunek bardziej eurymeryczny i dziś ma też szersze rozmieszczenie niż inne gatunki uważane za element środkowo-azjatycki.

4. Flora z Krościenka nad Dunajcem, gdzie nie ma elementów arktycznego i środkowo-azjatyckiego, a występuje element arktyczno-alpejski. Flora ta została na podstawie występowania roślinności wyższej określona jako pochodząca z okresu ostatniego zlodowacenia Varsovien II (Wł. Szafer, 12). Brak elementu arktycznego tłumaczy Wł. Szafer odcięciem tej miejscowości w czasie ostatniego zlodowacenia klimatem leśnym od tundry północnej.

5. Flora z Dziedzic pod względem mchowym jest bardzo uboga. Możliwe, że to ubóstwo jest powodem, że znajdujemy tu poza elementem pankontynentalnym i holarktycznym, skąpo tylko element arktyczny. Flora mchów nie wnosi tu nic szczególnego.

Flory późno-glacialne i postglacialne

Flora późno-glacialna z Roztok w swoim składzie gatunkowym mchów bardzo zbliżona jest do flory z Dziedzic. Nie znaleziono w niej mchów arktyczno-alpejskich, co jest dziwne, ponieważ z wyższych roślin występuje tam kosówka (*Pinus mughus*) i czeremcha skalna (*Prunus petrea*, Wł. Szafer, 28). Natomiast znany jest z Roztok gatunek mchu arktyczny (*Camptothecium nitens*), co jest zgodne też z florą roślin wyższych (*Betula nana*, Szafer, 28).

Z niewielkiej ilości poznanych dotychczas flor postglacialnych wyliczyć możemy 19 gatunków mchów nie występujących w warstwach glacialnych i interglacialnych. Z tych najwięcej (7) należy do elementu euratlantyckiego: *Eurhynchium Zetterstedtii*, *Fissidens taxifolius*, *Frullania tamarisci*, *Isothecium viviparum*, *Leucodon sciuroides*, *Neckera complanata*, *N. pennata*. 10 gatunków zaliczamy do elementu holarktycznego:

Anomodon viticulosus, *Brachythecium velutinum*, *Mnium cuspidatum*, *M. riparium*, *M. Seligeri*, *M. stellare*, *Plagiothecium laetum*, *P. silvaticum*, *Sphagnum recurvum* i *Thuidium tamariscifolium*.

Skąpo występują gatunki należące do elementu śródziemnomorsko-północnoamerykańskiego — jeden gatunek *Camptothecium sericeum* (Ludwinów) oraz do elementu europejsko-amerykańskiego — także jeden gatunek (*Hypnum fastigiatum*, Łąpsze Dolne).

Charakterystyczny jest brak, jak dotychczas, elementu środkowo-azjatyckiego, arktyczno-alpejskiego i subarktycznego oraz występowanie stosunkowo niewielkiej ilości reliktyw glacialnych (Jędrzejówka).

ZMIANY FLORY MCHÓW W POLSCE W CIĄGU PLEJSTOCENU W ŚWIETLE FAKTÓW KOPALNYCH

Znaczne obniżenie temperatury, jakie nastąpiło w całej Holarktydzie w plejstocenie, wygubiło w Polsce cieplejsze elementy mchów: kolchidzki *Pleuropus euchloron*, indomalajski *Pinatella alopecuroides*, śródziemnomorski *Eurynchium meridionale* (znane nam z Krościenka, 34). W miejsce tamtych gatunków przybyły w plejstocenie na nasze ziemie z obszarów północnych gatunki bardziej eurytermiczne należące do elementu pankontynentalnego, jak *Amblystegium serpens*, *Calliergon cuspidatum*, *Cratoneurum filicinum*, *Drepanocladus aduncus*, *Polytrichum juniperinum*, *Scorpidium scorpioides* a także gatunki holarktyczne takie, jak *Amblystegium riparium*, *Calliergon giganteum*, *C. sarmentosum*, *C. stramineum*. Należą one obecnie do głównego zrębu naszej flory mchów.

W czasie zimnych glacialów wędrowały z dalekiej północy do Polski na peryglacialną tundrę gatunki arktyczne i subarktyczne, które znajdujemy obecnie tu i ówdzie na torfowiskach jako relikty glacialne, a więc: *Camptothecium nitens*, *Cinclidium stygium*, *Calliergon trifarium*, *Mnium affine* var. *integrifolium*, *M. cinclidioides*, *Paludella squarrosa* i *Helodium lanatum*.

Z gór skandynawskich przywędrowały w tych okresach gatunki, które rosną dziś jako tzw. element arktyczno-alpejski w Tatrach (*Andreaea Blyttii*, *Aulacomnium turgidum*, *Brachythecium turgidum*).

Górskie gatunki tatrzańskie i sudeckie schodziły w okresach glacialnych na niżową tundrę peryglacialną, a w czasach recesji lądolodów cofały się z powrotem w góry, a także wędrowały za topniejącym lądolodem do obszarów subarktycznych, jak np. *Andreaea petrophila*, której na dzisiejszej tundrze arktycznej nie spotykamy, lub sięgały aż na suchą tundrę, jak *Calliergon Richardsohni*, *Hypnum Bambergeri*, *H. calli-*

chroum, *H. revolutum*, *Polytrichum sexangulare*, *Pseudostereodon procerimum* (znany dzisiaj tylko z Sudetów), *Timmia norvegica*, *Tortella fragilis*.

Ponieważ nie możemy obecnie z pewnością stwierdzić, czy są to gatunki pochodzenia górskiego czy arktycznego, dlatego zaliczamy je także do elementu arktyczno-alpejskiego.

Pewną część tych gatunków znajdujemy jeszcze dzisiaj na północy Polski, jako relikty glacialne na głazach narzutowych. Z powodu zniszczenia głazów narzutowych stają się one tam coraz rzadsze.

Niektóre gatunki arktyczne, rosnące u nas w plejstocenie na tundrze, dziś już w Polsce nie rosną. Znajdujemy je obecnie tylko w krainach subarktycznych. Należą do nich następujące gatunki: *Bryum lacustre* (gatunek znany prócz tego z Europy północno-zachodniej), następnie *Cinclidium subrotundum*, *Drepanocladus badius*, *Scorpidium turgescens*.

Do zupełnie wymarłych należy *Hygrohypnum Szaferi*. Jest to gatunek utrzymujący się tylko w specjalnych warunkach plejstocenu.

Tundrowe (pankontynentalne, holarktyczne i arktyczne) gatunki mchów przywędrowały na teren Polski najprawdopodobniej już w okresie pierwszych zlodowaceń, głównie pewnie w czasie największego polskiego zlodowacenia (Cracovien). Nie mamy wprawdzie na to bezpośrednich kopalnych dowodów. Duża jednak ilość reliktyw arktycznych i arktyczno-alpejskich, jakie znamy z warstw pochodzących z okresu przedostatniego interglacjału (Masovien I) świadczy, że gatunki te rosły na naszej tundrze już przynajmniej w poprzedzającym okresie glacialnym (Cracovien), jak np. *Tortella fragilis* w Nowinach Żukowskich, *Calliergon trifarium* w Olszewicach, *Camptothecium nitens* w Żydowszczyźnie.

Przedostatni okres glacialny (Varsovien I) poza rozszerzeniem istniejącego już zapewne od pierwszych zlodowaceń elementu arktycznego i subarktycznego, nie mówiąc o stanowiących zawsze zrąb flory mchów elementach pankontynentalnym i holarktycznym, wprowadził na nasze ziemie nowy górsko-stepowy element środkowo-azjatycki, mianowicie następujące gatunki: *Entodon orthocarpus*, *Rhytidium rugosum*, *Thuidium abietinum*, *Tortella tortuosa*.

Wtedy powrócił do nas wyparty zapewne przez poprzednie zlodowacenia stary element śródziemnomorski, wykazujący dzisiaj dysjunkcję zasięgową między obszarami śródziemnomorskimi a Kalifornią (*Camptothecium lutescens* i może *C. sericeum*; nie znamy wprawdzie tego ostatniego gatunku z warstw glacialnych a dopiero z postglacjału — Ludwinów).

Rozprzestrzenienie omawianych wyżej elementów środkowo-azjatyckiego i śródziemnomorsko-amerykańskiego odbywało się najprawdopodobniej w fazie transgresji lodowca w Varsovien I, nie spotykamy bowiem tych elementów we florze z okresu największego nasilenia glacjału (Łągiewniki). Nie znajdujemy ich we florach interglacjalnych, a tylko we florze z interstadiału oryniackiego, odnalezionej w dolinie Zięmbówki, występuje skąpo *Tortella tortuosa*.

Nie znamy gatunków środkowo-azjatyckich z postglacjału, co wskazuje na to, że nie miały one wtedy warunków masowego rozwoju, a dopiero wpływ gospodarki człowieka spowodował pewne rozszerzenie ich zasięgów. Z tych powodów obecne stanowiska tych gatunków w Pieninach i na Wyżynie Małopolskiej uważać musimy za stanowiska reliktowe z okresu przedostatniego zlodowacenia.

Kopalne szczątki mchów plejstocénskich dowodzą więc, że już pierwsze (krakowskie?) zlodowacenie wygubiło cieplejsze elementy flory mchów plioceńskich i wprowadziło do Polski arktyczne i subarktyczne gatunki. Przedostatnie, środkowo-polskie zlodowacenie wzbogaciło florę mchów w nowe górsko-stepowe gatunki pochodzenia środkowo-azjatyckiego. Natomiast ostatnie zlodowacenie nie wpłynęło na ogólną zmianę charakteru flory mchów. W tym okresie nie wtargnęły do Polski żadne nowe elementy.

Nikła ilość szczątków kopalnych nie pozwala na odtworzenie składu flory mchów w ciepłych okresach interglacjalnych. Leśny element eurya może euatlantycki rozwijał się na pewno w interglacjalach, sądząc po zachowanej florze roślin wyższych, lecz mchy ciepłolubne w warstwach interglacjalnych nie zachowały się i dlatego silniej zaznaczają się euryatlantyckie gatunki dopiero w postglacjale (Ludwinów, Łęki Dolne, Łapsze Niżne, tabela 3).

L I T E R A T U R A

1. Bremówna M. — Flora kopalna z Jędrzejówki koło Biłgoraja. (On the fossil flora of Jędrzejówka near Biłgoraj). *Starunia* nr 29, Kraków 1950.
2. Brotherus F. — Musci. Natürliche Pflanzenfamilien. *Engler und Prantl*, Bd. 9, 10, Ed. 2, Leipzig 1924, 1925.
3. Chałubiński T. — Enumeratio Muscorum Frondosorum Tatrensium hucusque cognitorum. *Pam. Fizjogr.* t. 6 Warszawa 1886.
4. Dixon H. — Catalogus fossilium. *Editio Jongmans*, pars 13, Neubrandenburg 1927.
5. Gams H. — Manual of Bryology. Chapt. XI, Quaternary Distribution, Hague 1932.
6. Gams H. — Zur Geschichte einiger Wassermoose. *International Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie. Verh.* Bd. 3, Leipzig 1927.
7. Gams H. — Flora mchów Staruni pod względem edaficznym i klimatycznym. (Die Moose von Starunia als Vegetations- und Klimazeugen). *Starunia* nr 2, Kraków 1934.
8. Hartmann F. — Die fossile Flora von Ingramsdorf. *Inaug. Dissert.* Wrocław 1907.
9. Herzog Th. — Geographie der Moose, Jena 1926.
10. Klimaszewski M. — Zur Stratigraphie der Diluvialablagerungen in den Westkarpaten und ihrem Vorland. *Starunia* nr 13, Kraków 1936.
11. Klimaszewski M., Szafer Wł. — Plejstocen w Łękach Dolnych koło Tarnowa. *Starunia* nr 19, Kraków 1945.
12. Klimaszewski M., Szafer Wł., Szafran B., Urbański J. — Flora dryasowa w Krościenku nad Dunajcem. (The dryas flora of the river Dunajec). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 24, Warszawa 1950.
13. Konior K. — O profilu plejstocenijskim w Dziedzicach z przyczynkami paleontologicznymi H. Hoyer, K. Piecha, R. Wilczka i K. Wodzickiego. (Über ein Profil des Pleistozäns in Dziedzice mit paläontologischen Beiträgen von H. Hoyer, K. Piech, R. Wilczek und K. Wodzicki). *Starunia* nr 11, Kraków 1936.
14. Kozłowska A. — Ukształtowanie utworów dyluwialnych i flora dryasowa okolic Milowic i Makoszowych. *Muzeum Śląsk. w Katowicach*, t. 3, 6, Katowice 1933.
15. Krause P., Gross H. — Das Interglazial von Angerburg (Węgorzewo) nebst Bemerkungen über einige andere ostpreussische Interglaziale. *R. St. Bodenforsch. Jahrb.* Bd. 60, Berlin 1941.
16. Kulczyński St. — Das boreale und arktisch-alpine Element in der mitteleuropäischen Flora. *Acad. Pol. Sci. Lett. Bull. Intern.* Cracovie 1923.

17. Lilpop J. — O utworach międzylodowcowych w Olszewicach pod Tomaszowem Mazowieckim. II Flora utworów międzylodowcowych w Olszewicach. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd. Kom. Fizjogr.* t. 64, Kraków 1929.
18. Limpricht K. — Die Laubmoose Deutschland, Oesterreichs und der Schweiz. II Aufl. Bd. I, II, III. Leipzig 1890, 1895, 1904.
19. Lindberg S., Arnell H. — Musci Asiae Borealis. *Kungl. Svenska Vetensk. Akad. Handl.* Bd. 23, nr 10, Stockholm 1890.
20. Piech K. — Interglazial von Szczerców. *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 8, z. 2, Kraków 1932.
21. Raniecka J. — Pollenanalytische Untersuchungen des Interglazials Żoliborz. *Acta Soc. Pol.* t. 8, Warszawa 1932.
22. Savicz L. — Sur la fructification de *Rhytidium rugosum* en Russie. *Anal. Bryol.* vol. 1, Hague 1928.
23. Stark P., Firbas T., Overbeck F. — Die Vegetationsentwicklung des Interglazial von Rinnersdorf (Rusinowo) in der östlichen Mark Brandenburg. *Abh. Nat. Vers. Bremen.* Bd. 28. Sonderheft. Bremen 1932.
24. Szafer Wł. — Eine Dryasflora bei Krystynopol in Galizien. *Acad. Sci. Lett. Bull. Intern.* Ser. B. Cracovie 1912.
25. Szafer Wł. — O florze i klimacie okresu międzylodowcowego pod Grodnem. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd. Kom. Fizjogr.* t. 60, Kraków 1925.
26. Szafer Wł. — Zarys stratygrafii polskiego dyluwium na podstawie florystycznej. *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 5, Kraków 1928.
27. Szafer Wł. — The oldest Interglacial in Poland. *Acad. Pol. Sci. Lett. Ser. B, Cracovien* 1931.
28. Szafer Wł. — Flora plioceńska z Krościenka nad Dunajcem. (The pliocene Flora of Krościenko in Poland). *Pol. Akad. Umiej. Rozpr. Dz. B.* nr 1, Kraków 1946.
29. Szafer Wł. — Późny glacial w Roztokach pod Jasłem. (Late-Glacial in Roztoki near Jasło). *Starunia* nr 26, Kraków 1948.
30. Szafer Wł., Jaroń B. — Plejstocenijskie jezioro pod Jasłem. (Pleistocene lake near Jasło). *Starunia* 8, Kraków 1935.
31. Szafer Wł., Trela J., Ziembianka M. — Flora interglacialna z Bedlna koło Końskich. *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 7, Kraków 1931.
32. Szafran B. — Mchy dyluwium w Staruni. (Diluvial mosses from Starunia). *Starunia* 1, Kraków 1934.
33. Szafran B. — Przeżytki z epok ubiegłych we florze mchów Polski i wschodnich krain sąsiednich. *Ochr. Przyr. Rocznik*, t. 18, Kraków 1948.
34. Szafran B. — Mosses from the Pliocene deposits of Krościenko in Poland. *Acad. Pol. Sci. Lett. Bull. Intern.* Ser. B. Kraków 1948.
35. Środoń A. — przyczynek do historii rozwoju lasu w Karpatach Wschodnich. (Contribution to the Forest history in the eastern Carpathians). *Starunia* 25, Kraków 1948.
36. Wilczek R. — Starodyluwialne mchy Walawy i Baryczy. *Acta. Soc. Bot. Pol.* t. 9, suppl. Warszawa 1932.
37. Weyland H. — Beiträge zur Kenntnis fossiler Moose 1. Die Moose der oberpliozän Flora des frankfurter Klärbeckens. *Senckenbergiana* Bd. 7, H. 1/2. Frankfurt a. M. 1924.
38. Żmuda A. — Fossile Flora des Krakauer Diluviums. *Acad. Pol. Sci. Lett. Bull. Intern.* Kraków 1914.

Дронислав ШАФРАН

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ МХИ ПОЛЬШИ И СОСЕДНИХ ВОСТОЧНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

(с 1 фиг в тексте)

РЕЗЮМЕ

Содержание

В настоящей работе автор представляет составление видов мхов, найденных в плейстоценовых отложениях Польши и в нескольких местностях за ее пределами.

По сравнению с высшей растительностью мох в плейстоценовых отложениях сохраняется плохо. Из ледниковых отложений до сих пор познано 114 видов (54,4%) с 14 местностей, из межледниковых 42 (21,3%) с 15 местностей, а из поздних ледниковых и после-ледниковых отложений 42 вида (21,3%) с 8 местностей.

Среди видов плейстоценовых мхов выделены 7 экологических групп, а в размещении отличены 13 географических элементов.

Во всех плейстоценовых флорах прежде всего выступают панкоинтентальный и голарктический элементы Арктический и арктическо-альпийский элемент находится в большом количестве в ледниковых флорах, зато в межледниковых отложениях и послеледниковых выступают они реже как реликты предыдущих гляциалов. В флорах межледниковых и послеледниковых преобладают панкоинтентальный и голарктический элементы.

Эвриатлантический элемент появляется обильнее в послеледниковых отложениях.

В настоящей работе автор составляет виды мхов, найденных в плейстоценовых отложениях Польши и некоторых местностей (Старуня, Янянце, Румлювка, Самостржельники, Жукевиче, Жидовицзна), расположенных за ее пределами (табель 4).

По сравнению с высшей растительностью мхи и в еще большей степени печеночки в плейстоценовых образованиях плохо сохраняются, т. к. нежные стебельки мхов гораздо скорее разлагаются чем твердые плоды, чешуи или древесина цветочных растений.

Возможность сохранения мхов зависит от химической структуры ячеистой оболочки (Вейлянд 37), от петрографического, а следовательно и химического состава субстрата, в котором складываются остатки и наконец от климатических условий, господствующих в данное время.

Из гляциальных отложений до настоящего времени известны 114 видов (57,4%) из 14 местностей, из межледниковых отложений 42 вида (21,3%) с 15 мест, из позднегляциальных и постгляциальных отложений также 42 вида (21,3%), но только с 8 местностей.

Статистически-систематические соотношения составлены на таб. 1. Из таблицы видно, что обильнее всего в плейстоценовой флоре мхов выступают виды из семейства *Amblystegiaceae* и *Hypnaceae*. Виды прочих семейств появляются сравнительно мало.

Из плейстоценовых видов мхов выделены 7 экологических групп как следует: 1. Группа видов, встречающихся в сухой тундре. 2. Группа видов растущих во влажной тундре. 3. Группа видов торфянистых не растущих в тундре. 4. Группа лесных видов. 5. Группа горных видов, ныне растущих чаще всего выше границы леса. 6. Группа водяных видов. 7. Группа видов, растущих в открытых местах (склоны холмов не покрытые деревьями, безлесные скалы). Количественное появление видов причисляющихся к отдельным экологическим группам для каждой местности представляет таблицу 2.

Согласно нынешнему географическому размещению найденных в польском плейстоцене видов мхов можно выделить средних 13 географических элементов, а именно:

1. Панконтинентальный элемент, содержащий виды мхов, распространенных на материках северного полушария, имеющих кроме того оторванные, зачастую немногочисленные местонахождения на южном полушарии (Южная Америка, Австралия, Новая Зеландия).

2. Космополитический элемент, обычный на обоих полушариях.

3. Голарктический элемент.

4. Евразийский элемент, содержащий виды, которые в настоящее время не выступают в Северной Америке.

5. Арктический элемент.

6. Арктическо-альпийский элемент.

7. Субарктический элемент.

8. Центрально-азиатский элемент, содержащий виды, происходящие из центральной Азии, которые в периоде II варшавского оледенения (рисс) переселялись на запад, а также и на север, иногда даже на тундру.

9. Эвриатлантический элемент (Герцог 9) содержит виды растущие в местностях, которые подвергались влияниям океанического климата и в противопоставлении к эвратлантическому элементу, достигающие вплоть до Карпат, Кавказа, Персии (а даже и до западных Гиммалай), а вдоль Балтийского, Белого и Карского моря достигают иногда северо-западной Сибири.

10. Центрально-европейский элемент.

11. Средиземноморско - западно - североамериканский элемент. Виды, принадлежащие к этому элементу обнаруживают дизъюнкцию между средиземноморской областью и Калифорнией.

12. Американско-европейский элемент, к которому принадлежащие виды в настоящее время не выступают совершенно в горах Азии.

13. Эндемический элемент содержит один вид известный с польских плейстоценовых флор, а именно: *Hygrohypnum Szaferi* (32).

Виды причисленные к отдельным элементам отмечены в польском тексте.

Во всех плейстоценовых флорах выступают прежде всего панконтинентальные и голарктические элементы (см. таблицу 3). Элементы арктический и арктическо-альпийский находятся в большем количестве в гляциальных флорах, тогда как в межледниковых и постгляциальных слоях они выступают реже, в виде реликтов с предыдущих ледниковых периодов. Центрально-азиатский элемент появляется почти исключительно только во флорах варшавского I оледенения (рисс).

В интергляциальных и постгляциальных флорах преобладают панконтинентальный и голарктический элементы. Эвриатлантический элемент появляется в обилии в постгляциале. Небольшое количество остатков ископаемых мхов не позволяет отобразить состава флоры мхов в теплых интергляциальных периодах, а также не дает возможности обнаружить разницу в характере мхов между интергляциалом старшим (миндель-рисс) и последним интергляциалом (рисс-вюрл)

Bronisław SZAFRAN

PLEISTOCENE MOSSES FROM POLAND AND THE ADJACENT EASTERN TERRITORIES

(with 1 fig. in the text)

SUMMARY

Abstract

In this paper the author gives the correlation of moss species found in Pleistocene layers in Poland and in several localities situated beyond the border of this country

Compared with the plants of higher order, the mosses will be ill preserved in Pleistocene beds. So far 114 species (57,4%) coming from Glacial formations have been recognized in 14 localities, 42 species (21,3%) from Interglacial formations in 15 localities, and another 42 species (21,3%) from late-Glacial and Postglacial formations in 8 localities.

Among the Pleistocene moss species 7 ecological groups have been distinguished and in the distribution 13 geographical elements have been discerned.

In all the Pleistocene floras it is the Pancontinental and the Holarctic elements that occur above all. The Arctic and the Arctic-Alpine elements are met with in greater quantities in Glacial floras, whereas in Interglacial and Postglacial ones they occur more rarely and merely as relics from previous Glacials. In Interglacial and Postglacial floras the Pancontinental and Holarctic elements are predominant. The Euryatlantic element appears more abundantly in the Postglacial.

In this paper the author gives the correlation of the species of mosses found in the Pleistocene beds in Poland as well as in several localities situated beyond her frontiers, viz.: Starunia, Janiańce, Rumłówka, Samostrzelniki, Żukiewicze, Żydowszczyzna (table 4).

Compared with flowering plants, mosses and — to a still greater extent — hepatics are badly preserved in Pleistocene beds as the delicate stems of mosses undergo decomposition much more quickly than the hard fruits, scales and timber of flowering plants.

The possibility of preservation of mosses depends upon the chemical structure of the cellular membrane (Weyland, 37), on the petrographical — and thus also the chemical — composition of the substratum where the remnants have been deposited, and, finally, on climatic conditions prevailing at that time.

Among Glacial formations 114 species (57,4%) from 14 localities have so far been recognized, among Interglacial ones 42 (21,3%) coming from 15 places, and among late-Glacial and Postglacial ones another 42 (21,3%), but from only 8 localities.

The statistical-systematical relations have been correlated in table 1. It shows that among Pleistocene floras the most abundantly occurring are species of the family *Amblystegiaceae*, followed by those of the *Hypnaceae*. Species of other families are relatively scarce.

The Pleistocene species of mosses have been classed into 7 ecological groups:

1. The group of species encountered in the dry tundra.
2. The group of species growing in the humid tundra.
3. The group of peat-bog species not growing on the tundra at all.
4. The group of silvan species.
5. The group of mountain species growing at present most frequently above the forest limit.
6. The group of aquatic species.
7. The group of species growing in open spaces (treeless hill slopes, deforested cliffs).

Quantitatively the occurrence of species reckoned among particular ecological groups regarding each respective locality is exhibited in table 2.

According to the present-day geographical distribution of the species of mosses of the Polish Pleistocene, 13 geographical elements are distinguishable among them; there are the following:

1. The Pancontinental element assembling species of mosses widespread on continents of the northern hemisphere and having, besides, detached, most frequently not numerous habitats on the southern hemisphere (South America, Australia, New Zealand).
2. The Cosmopolitic element common on both hemispheres.
3. The Holarctic element.
4. The Eurasiatic element comprising species which now-a-days do not occur in North America.
5. The Arctic element.
6. The Arctic-Alpine element.
7. The Subarctic element.

8. The Central-Asiatic element comprising species from central Asia, which during the period Varsovien II (glaciation Riss) migrated westward and northward, sometimes as far as the tundra.
9. The Euryatlantic element (Herzog, 9) comprising species growing on areas subject to influence of the oceanic climate, and, unlike the Euatlantic element, extending as far as the Caucasus (Persia and in fact the Western Himalaya) and along the Baltic, White and Kara Seas reach sometimes up to the northwest Siberia.
10. The Central-European element.
11. The Mediterranean-West-North-American element; species belonging to this element show a disjunction between the Mediterranean regions and California.
12. The American-European element; at the present time species belonging to it do not occur at all in the mountains of Asia.
13. The Endemic element comprising one species known from the Polish Pleistocene floras, viz: *Hygrohypnum Szaferi* (25).

The species reckoned among particular elements are specified in the Polish version (pages 14—19).

In all Pleistocene floras it is the Pancontinental and the Holarctic elements that occur above all (see table 3). The Arctic and Arctic-Alpine elements are met with in greater numbers in Glacial floras, while in Interglacial and post Glacial beds they occur more rarely and merely as relics from the previous Glacials. The Central-Asiatic element appears almost exclusively among floras dating from the period Varsovien I (Riss).

In Interglacial and Postglacial floras the Pancontinental and the Holarctic elements are predominant. The Euryatlantic element is more frequently encountered in the Postglacial.

The small number of fossil remnants of mosses does neither permit to reconstruct the composition of the moss floras in the warm Interglacial periods nor detect the difference, in the nature of mosses, between the older (Mindel — Riss) and the last Interglacial (Riss — Würm).

Bogumił KRYGOWSKI

PROFIL GEOLOGICZNY STANOWISK INTERGLACJALNYCH W KALISZU

(z 1 tabl.)

Streszczenie

Autor w przekroju poprzecznym doliny Proсны w Kaliszu, skonstruowanym na podstawie siedmiu wierceń, wyróżnia: 1. miocen (formacja lignitowa), 2. pliocen (pstre iły poznańskie) i 3. czwartorzęd. W tym ostatnim zaś wydziela następujące poziomy: a. morenę zlodowacenia Cracovien, b. piaski interglacjału Masovien I, c. morenę zlodowacenia Varsovien I, d. piaski, mułki i torfy interglacjału Masovien II, e. piaski (utwór peryglacjalny) — ekwiwalent zlodowacenia Varsovien II, f. piaski, gliny typu mad rzecznych — holocen.

Cała seria czwartorzędowa jest włożona w wielkie zagłębienie dolinne wieku przedplejstoczeńskiego. Ta dolina Praprosny ulega na przestrzeni od schyłku pliocenu do dzisiejszego dnia kolejnemu zasypywaniu (w glacialach) i odgrzebywaniu (w interglacialach). Dzisiejsza dolina Proсны jest odpreparowaną doliną Praprosny.

WSTĘP

Ustalenie pozycji stratygraficznej odkrytego przez St. Tołpę interglacjalnego torfu w Kaliszu (12) wymagało przeprowadzenia szeregu wierceń. Prace te podjął Państwowy Instytut Geologiczny zlecając kierownictwo naukowe nad wierceniami oraz opracowanie materiałów wiertniczych autorowi niniejszego artykułu.

Z uwagi na fakt, iż odkryte przez Tołpę stanowisko interglacjalnego torfu znajdowało się na tarasie wysokim doliny Proсны w Kaliszu, uznano za celowe wykonanie wierceń na linii poprzecznej w stosunku do doliny. Przeprowadzone na tej linii wiercenia w ilości ośmiu (por. profil oraz zestawienie wierceń str. 59—65) oraz odkrywki (cegielnie, żwirownie) dostarczyły bogatego materiału do nakreślenia stosunkowo dokładnego przekroju poprzecznego, naświetlającego zarówno stratygrafię samego czwartorzędu jak i jego stosunek do podłoża.

W celu zaś wyeliminowania dowolności w konstruowaniu przekroju posłużono się metodą granulometryczną; wzięto więc pod uwagę przy łączeniu poszczególnych warstw: 1) uziarnienie, 2) skład petrograficzny oraz 3) stopień obtoczenia ziarna — w ujęciu ilościowym prócz oczywiście innych cech natury opisowej. Metoda ta, zastosowana jako jedna z pierwszych prób tego rodzaju podejścia do stratygrafii czwartorzędu, ułatwiła w naszym przypadku — jak to się niżej okaże — rozpozniowanie czwartorzędu, którego układ w starej dolinie Proсны jest w wysokim stopniu skomplikowany i trudny do uporządkowania w sensie stratygraficznym przy zastosowaniu jedynie kryterium opisowego.

OGÓLNY OPIS TERENU

Kalińska wysoczyzna dyluwialna, leżąca w poziomie około 145 m, jest rozcięta przebiegającą z SE na NW doliną Proсны o szerokości około 3 800 m, licząc od załamania wysoczyzny w dolinę, i głębokości z górą 35 m. Tyle bowiem wynosi różnica w Kaliszu między powierzchnią wysoczyzny a dnem doliny. W dolinie zarysowują się: 1) taras zalewowy, wznoszący się ponad poziomem wody w rzece (w okresie suszy) 2—2,5 m i 2) taras wysoki, położony nad tarasem zalewowym na wysokości 12—25 m. Ten ostatni występuje po obydwu stronach doliny, chociaż miejscami zupełnie zanika, jak to widać z prawej strony przekroju, w Tyńcu, gdzie wysoczyzna opada ku dolinie stromym zboczem bez wyraźniejszych stopni. Na tym samym jednakże zboczach, nieco na południe od wyżej opisanego stanowiska, mianowicie w cegielni tynieckiej (por. tabl. I, przekrój F-G-H-I) taras wysoki jest wykształcony w klasycznej formie. Lewobrzeżny taras doliny Proсны w Kaliszu jest bardzo szeroki (do 1200 m) i w stronę zachodnią, ku wysoczyźnie łagodnie podnosi się od minimalnej wysokości 12 m do maksymalnej 25 m przy brzegu wysoczyzny. Niewątpliwie to wyraźne nachylenie tarasu w stronę osi doliny jest m. in. wynikiem sypania stożków napływowych w pasie przy krawędzi wysoczyzny przez potoki wybiegające z wysoczyzny w dolinę.

Dolina Proсны, jak z powyższego szkicu morfologicznego wynika, jest formą rozległą i wyraźną, a co najciekawsze — formą dolinną starą, odpreparowaną na starej linii hydrograficznej, założonej już w powierzchni plioceńskiej, co uwidacznia załączony przekrój. Widać żeń, iż przedczwartorzędowe wcięcie dolinne było głębokie. Dolina bowiem przebijająca cały pliocen sięgając swym dnem do mioceńskiej formacji lignitowej. Zatem głębokość starej doliny wynosiła 70 m, gdy głębokość doliny dzisiejszej liczy zaledwie 35 m, tj. o połowę mniej. Dodać należy ponadto, że nie jest to zagłębienie o charakterze lokalnym, gdyż nieprzebity plejstocen w wier-

ceniu w Grabowie, miejscowości położonej w odległości 30 km na południe od Kalisza, także w dolinie Proсны, świadczy, iż stara, głęboka przedczwartorzędowa dolina Proсны występuje na znacznej przestrzeni.

Dolina ta uległa w plejstocenie kilkakrotnemu zasypywaniu i kilkakrotnemu odnowieniu. Dzisiejsza dolina Proсны na opisanym odcinku jest zatem przykładem doliny odpreparowanej.

Fakt stwierdzenia w Kaliszu głęboko wciętej w powierzchnię pliocen-ską przedczwartorzędowej doliny popiera tezę o erozyjnym pooraniu powierzchni pliocenkiej w okresie jeszcze przed nasunięciem się lądolodu. Teza ta, jeśli chodzi o Nizinę Wielkopolską, zarysowała się już na podstawie profilu Kujaw A. S. M a k o w s k i e g o (6), a ostatnio została podniesiona w pracy autora, traktującej o stosunku plejstocenu do podłoża na terenie Niziny Wielkopolskiej (4).

UTWORY WYSTĘPUJĄCE W PRZEKROJU I PRÓBA ICH ROZPOZIOMOWANIA

W przekroju poprzecznym doliny Proсны w Kaliszu występują poczynając od dna:

- a) miocen (1)¹
- b) pliocen (2)
- c) plejstocen (od 3 do 10)
- d) holocen (11).

Miocen wykształcony jest w postaci piasków kwarcowych przelawionych węglem brunatnym. Charakterystyczną cechą tych piasków jest ich silna graniastość, co wyraża bardzo niski wskaźnik obtoczenia, wynoszący 0,023.

Spoczywający na miocenie pliocen jest rozwinięty w facji typowych ilów poznańskich, które na omawianym terenie osiągają miąższość do 70 m.

Jego powierzchnia jest wybitnie nierówna, widoczna jest w niej rozległa i głęboka dolina. Wypełnienie tej doliny przez utwory lodowcowe niezbicie dowodzi, że musiała ona istnieć już w okresie przedplejstoceni-skim, że zatem jest to forma stara.

Akumulacja lodowcowa wyzyskała zagłębienie wypełniając je potężną serią najróżnorodniejszych utworów, których łączna miąższość dzisiaj, po częściowym zniesieniu ich na linii doliny, wynosi w sumie 40 m, co w zestawieniu z przeciętną miąższością plejstocenu omawianego obszaru, wahającą się około 5 m, reprezentuje serię plejstoceni-ską o wyjątkowej grubości w tej części Niziny Wielkopolskiej.

¹ Liczby oznaczają numerację poszczególnych utworów i poziomów na załączonym przekroju (tabl. I).

Miąszość plejstocenu na wysoczyźnie kaliskiej, bezpośrednio nad doliną — jak to uwidacznia profil — jest nieznaczna, na prawym brzegu wynosi bowiem 10 m, a na lewym zaledwie kilka m, przy czym w pewnych miejscach wygasa nawet całkowicie, a na powierzchnię wychodzi pliocen. Jak z powyższego wynika, miąszość plejstocenu jest bardzo zmienna z tym, że na ogół większa jest ona, a nawet maksymalna, w zagłębiniach pliocenu a minimalna na jego wyniesieniach. Nie trzeba uzasadniać, że utwory lodowcowe o nikłej miąszości przedstawiają jedynie drobny fragment profilu plejstocenińskiego, gdy seria utworów lodowcowych znaczniejszej miąszości — jak to ma miejsce w dolinie Proсны — reprezentuje pełniejszy profil, lecz także mocno zredukowany. Pamiętać bowiem należy, że seria glacialna wypełniła dolinę, w której działały na przemian poprzez cały plejstocen akumulacja i erozja, tak że z poszczególnych poziomów zachowały się tylko fragmenty. Niewątpliwie pokłady glin były w dolinie znaczniejsze, niż to obecnie notujemy. Mimo wszystko potężna erozja, ożywiająca się co pewien okres na starej linii hydrograficznej, nie zdołała wymieść w całości utworów nagromadzonych w dolinie w okresie, kiedy przeważała akumulacja.

Próba rozpozniomowania plejstocenu, wypełniającego dolinę Proсны w Kaliszu, rzuca światło na dzieje geologiczne i rozwój krajobrazu omawianego obszaru w czasie epoki lodowej aż po czasy obecne.

Jak już wzmiankowano, na wysoczyźnie kaliskiej utwory plejstocenińskie są cienkie i niewątpliwie reprezentują drobny ułamek całego profilu plejstocenińskiego. I tak na prawym brzegu występuje jeden pokład gliny, gdy na lewym piaski i glina. Zupełnie inny obraz plejstocenu spotykamy w dolinie, gdzie występuje kilka poziomów glin zwałowych, żwirów i piasków. Zachowały się tu także pokłady interglacialnych torfów.

Spróbujmy zanalizować tę zróżnicowaną serię, a może uda się chociażby w przybliżeniu odtworzyć dzieje geologiczne omawianego obszaru w epoce lodowej.

PLEJSTOCEN

Utwory zlodowacenia Cracovien i interglacialu Masovien I

Przedplejstocenińska dolina Proсны składa się, jak to uwidacznia przekrój (tabl. I), z dwóch rowów: głębszego — wschodniego i płytszego — zachodniego, rozdzielonych wyraźnym wałem o wysokości około 20 m, zbudowanym z pliocenu. To charakterystyczne urozmaicenie dna doliny miało niewątpliwie wpływ na sposób zasypywania jej przez utwory glacialne, a także — zdaje się — przyczyniło się do przetrwania serii plejstocenińskiej w tak znacznej miąszości. I tak np. utwory glacialne rowu

zachodniego płytszego, leżącego niejako peryferycznie w odniesieniu do głównej osi doliny, zachowały się lepiej, podczas gdy na linii osi doliny zostały zniesione lub przeobrażone aż do spągu.

Na dnie obydwu rowów występują żwiry i szara glina zwałowa, przy czym w rowie zachodnim glina (4) jest podślana sporą warstwą żwiru (3) o miąższości około 8 m, który jest najprawdopodobniej fluwioglacjałem poprzedzającym glinę zwałową.

W rowie wschodnim glina zwałowa, również szara, tej podkładki żwirowej nie posiada. Glina (4) spoczywa tu bezpośrednio na plicenie, przy

Rodzaj materiału	Wiercenie, nr analizy w tabeli	Wskaźniki ¹			
		uziarnie- nia	petrograficzne		obtocze- nia
			A/B)	Kr/Os	
glina zwałowa, szara (4) z rowu zachodniego	I, 1	0,198	2,237	0,832	0,310
glina zwałowa, szara (4) z rowu wschodniego	V, 13	0,202	1,561	0,974	0,310

¹ Zastosowanie metody granulometrycznej w niniejszej pracy wymaga przynajmniej krótkiego objaśnienia, jeśli wartości wskaźnikowe, użyte w artykule, mają być zrozumiane. Na głębsze wnikięcie w metody granulometryczne nie ma w niniejszej pracy miejsca. Szeroko jest ona potraktowana w innej pracy autora (5).

Granulometria zastosowana w niniejszej pracy ujmuje:

1) uziarnienie, 2) skład petrograficzny oraz 3) obtoczenie ziarna.

Uziarnienie czyli skład mechaniczny ujęto według międzynarodowo ustalonych frakcji wielkościowych. W celu jednak łatwiejszego ilościowego ujęcia uziarnienia autor wyraził go stosunkiem części grubych ($> 0,5 \text{ mm}$) A do części drobnych ($< 0,5 \text{ mm}$) B, tj. A/B, co nazwano wskaźnikiem uziarnienia. I tak np. wskaźnik $A/B = 3,000$ oznacza, że w utworze tym przypada na ziarno $> 0,5 \text{ mm}$ 75% a na ziarno $< 0,5 \text{ mm}$ 25%, gdyż $75 : 25 = 3$. Wskaźnik zaś 0,019 oznacza, że w utworze przypada na ziarno $> 0,5 \text{ mm}$ 1%, a na ziarno $< 0,5 \text{ mm}$ 99%, gdyż $1 : 99 = 0,019$.

Przy rozpatrywaniu składu petrograficznego uwzględniono frakcję ziarna 2–3 mm, tj. frakcję nadającą się jeszcze do petrograficznej analizy a najpospolitszą w utworach plejstocenijskich. Te dwa ostatnie momenty zadecydowały o wyborze frakcji. Ona bowiem daje najpełniejszy obraz utworów plejstocenijskich.

Skład petrograficzny ujęto rozdzielając ziarno według czterech grup:

I — kwarcy (ziarno kwarcowe)

II — krystalinice bez kwarców (skalenie, pirokseny, augity, fragmenty skał krystalicznych jak granit, porfir itp.)

IIIw — osadowce wapienne

czym zachowała się jedynie na zboczu zachodnim tego rowu, zniesiona została natomiast całkowicie w osi doliny. Jest godne podkreślenia, że glina ta w bezpośrednim sąsiedztwie garbu dolinowego, w całości zbudowanego z iltu pliczeńskiego, aczkolwiek w zasadzie również szara, wykazuje jednak silną domieszkę iltu pliczeńskiego, przyjmuje nawet jego barwę, jest bardziej ilasta i masywna oraz posiada daleko mniej części piaszczysto-zwirowych niż glina szara rowu zachodniego. Jednakże już partia stropowa gliny z rowu wschodniego wykazuje uderzające podobieństwo do gliny z rowu zachodniego. Abstrahując od cech widocznych — takich jak analogiczne zabarwienie, ten sam habitus — cech, nie wytrzymujących krytyki jako kryteria do ustalania stratygrafii plejstocenijskiej — wskaźniki granulometryczne w dostateczny sposób wykazują związek opisanych wyżej szarych glin obydwu rowów. Dane te przedstawia powyższe zestawienie, z którego widać, iż niektóre wskaźniki są w obu przypadkach niemal identyczne; chodzi tu szczególnie o wskaźniki najtrwalsze jak O/G — wskaźnik obtoczenia i Kw/Kr — jeden ze wskaźników petrograficznych, przedstawiający stosunek ziarna kwarcowego do krystalicznego.

Z wskaźników tych wynika, że zarówno skład petrograficzny jak i stopień obtoczenia ziarna obydwu glin zwałowych jest niemal identyczny. Fakt ten, jak również położenie obydwu glin w spągu profilu plejstocenu, skłania do uznania ich za jeden poziom. Jest to więc glina zwałowa dolna rejonu.

IIIp — osadowce niewapienne (piaskowce, łupki itp.).

Udział poszczególnych grup w danym materiale określa jego typ petrograficzny.

Jego typ petrograficzny określają także i to może jeszcze w widoczniejszy i prostszy sposób wskaźniki petrograficzne, które obliczono w podobny sposób jak w Danii i Niemczech (7) z tym, że w naszym przypadku uwzględniono ziarno drobne, gdy za granicą operuje się przeważnie grubym materiałem. W tym leży zasadnicza różnica.

Pierwszy wskaźnik Kr/Os wyraża stosunek ziarna krystalicznego do osadowego. Drugi Kw/Kr — ziarna kwarcowego do krystalicznego. A oto kilka przykładów. Wskaźnik Kr/Os = 1,000 oznacza, że w danej próbce zarówno na ziarno krystaliczne jak i osadowe przypada po 50% ($50 : 50 = 1,000$). Im niższa wartość wskaźnika, tym większy udział w danym materiale ziarna krystalicznego. Nie trzeba uzasadniać, iż obecność lub nieobecność ziarna osadowego lub ziarna krystalicznego (grupy II) mówi o typie utworu, o zniszczeniu materiału krystalicznego, wchodzącego w jego skład, w czasie transportu ze Skandynawii na Niż Polski.

Obtroczenie ziarna ustalono przy pomocy aparatu autora (2) rozdzielając próbkę ziarna o średnicy 1 mm na kilka klas obtoczenia (ziarno okrągłe, półokrągłe, graniaste itd.). Stosunkiem ziarna okrągłego do graniastego wyrażono ogólny stopień zniszczenia (obtroczenia) ziarna — co autor określił wskaźnikiem obtoczenia — O/G.

Jest rzeczą zrozumiałą, że operowanie jedynie wskaźnikami nie zawsze prowadzi do celu, często szczegółowa analiza wartości procentowych okazuje się niezbędną.

Położenie jej na dnie przedplejstoczeńskiej doliny a pod serią żwirów, piasków i gliny zwałowej górnej¹ skłania do przyjęcia, że jest to glina zlodowacenia Cracovien. Czy wypełniała ona w całości rozległą dolinę, trudno odpowiedzieć. Niewątpliwie warstwa gliny była grubsza i mięszkość, jaką dzisiaj notujemy dla gliny zlodowacenia krakowskiego w dolinie Proсны, jest w stosunku do pierwotnej znacznie zredukowana. Stosunkowo ubogie rezydium blokowe po tej glinie, znajdujące się w rowie wschodnim, wskazywałoby na mniejszą mięszkość gliny. Dodać wszelako należy, że kryterium ilości bloków po rozmytej glinie jest niepewne.

Glina zwałowa dolna uległa potężnemu rozmyciu w interglacjale Masovien I i to, jak przyjąć należy, w jego pierwszej części. Erozja pracuje w tym okresie na potężną skałę, odgrzebuje starą dolinę aż do jej pierwotnego dna, a nawet częściowo dno to pogłębia — przypuszczalnie około 5 m. Do tego niemal całkowitego wymięcenia lub przeobrażenia gliny zwałowej dolnej dochodzi w rowie wschodnim, podczas gdy w rowie zachodnim erozja interglacialna nie sięga już tak głęboko.

Po rozmytej krakowskiej glinie zwałowej (4) oraz jej fluwioglacjale (3) pozostał w rowie zwał żwirów, głazów i piasków (5) — utworu o charakterze wybitnie mieszanym. Prócz bowiem elementów zdecydowanie północnych znaczną część stanowi materiał mioceniński, lokalny, przyniesiony przez wody płynące z południa. Otoczaki węgla brunatnego, żwir kwarcowy oraz piasek kwarcowy o wybitnie graniastym ziarnie, to materiał lokalny, występujący w dużym procencie w opisanych żwirach.

Wskaźniki petrograficzne Kr/Os z wartościami od 8,870 do 2,818 oraz Kw/Kr z wartościami od 1,190 do 1,148 wskazują, iż skład petrograficzny omawianych żwirów jest bardzo zbliżony do składu gliny zwałowej, aczkolwiek zostały one silnie przemyte. Jest to jeszcze jeden dowód na związek tych żwirów z gliną zwałową, na której bezpośrednio spoczywają. Jedynie wskaźnik obtoczenia (O/G) tych żwirów i dolnej gliny zwałowej jest różny. Mianowicie dla gliny wynosi ponad 0,300 dochodząc nawet do 0,600 (np. dla gliny z Grabowa), natomiast dla żwirów spada do 0,180, 0,141, zbliżając się do wartości 0,023, charakteryzującej piasek mioceniński. To odchylenie należy, jak przypuszczam, wyjaśnić faktem usunięcia ze żwirów ziarna drobniejszego o wskaźniku 0,300, charakterystycznego dla dolnej gliny zwałowej a naniesienia na jego miejsce piasku miocenińskiego z południa — piasku wybitnie graniastego o minimalnej wartości wskaźnikowej.

¹ W depresji mogileńskiej pokład gliny zwałowej Varsovien I liczy 66 m, w Grabowie na południe od Kalisza 29 m.

Te przeobrażenia składu żwirów wykryte dzięki granulometrii wskazują, że wody, które zniszczyły utwory zlodowacenia krakowskiego, płynęły z południa.

Potężna erozja daje w konsekwencji rozległą dolinę typu doliny odpreparowanej. Odpreparowanie sięga do powierzchni zaznaczonej na przekroju linią II (tabl. I). Na powierzchni tej erozja się zatrzymuje. Przychodzi druga faza interglacjału Masovien I scharakteryzowana wzmoczoną akumulacją. Potężny rów wschodni zostaje wypełniony drobnym, jednolitym piaskiem kwarcowym (6) serii o ogólnej miąższości 22 m. Możliwe, że pierwotnie miąższość serii była znacznie większa, prawdopodobnie jednak została ona w części stropowej zniesiona. Bardzo niski wskaźnik obtoczenia tego piasku $O/G = 0,023$ skłania do powiązania tego materiału z utworami mioceńskimi, dla których charakterystyczny jest, jak już podniesiono, piasek graniasty. Jest to więc materiał zupełnie plejstoceniowi obcy, który przyniesiony został z obszarów leżących na południe od Kalisza.

Utwory zlodowacenia Varsovien I

Zlodowacenie Varsovien I jest reprezentowane w przekroju kaliskim przez glinę zwałową górną oraz żwiry i piaski.

Gлина zwałowa występuje, jak to przekrój uwidacznia, w trzech miejscach (7): w rowie zachodnim, gdzie spoczywa na sporej serii żwirów, w rowie wschodnim, w partii przylegającej do garbu dolinnego oraz na prawobrzeżnej wysoczyźnie. Miąższość jej waha się w granicach od 3 m w dolinie do z górą 10 m na wysoczyźnie. Stosunkowo nieznaczna miąższość gliny zwałowej w dolinie jest niewątpliwie efektem zdenudowania jej, pierwotnie była ona tutaj zapewne znaczniejsza. Sytuacja stratygraficzna gliny zwałowej górnej w dolinie jest zupełnie jasna: spoczywając na glinie krakowskiej, od której oddzielona jest sporą serią żwirów (5), niewątpliwie przynależy do następnego zlodowacenia — Varsovien I. Do zaliczenia gliny zwałowej górnej obu rowów do jednego poziomu stratygraficznego skłania: 1) położenie jej niemal w tym samym poziomie, 2) ta sama miąższość, 3) to samo szare zabarwienie i ten sam habitus, a przede wszystkim 4) te same wskaźniki granulometryczne; kształtują się one dla obydwu stanowisk gliny jak następuje:

Rodzaj materiału	Wiercenie, nr analizy w tabeli	A/B	Kr/Os	Kw/Kr	O/G
głina zwałowa z rowu zachodniego (7)	II, 3	0,166	1,610	0,730	0,196
głina zwałowa z rowu wschodniego (7)	IV, 7	0,188	1,935	0,803	0,166

Jest to obraz granulometryczny typowej gliny zwałowej, która od krakowskiej różni się tym, że posiada wskaźnik obtoczenia znacznie niższy. Określenie sytuacji stratygraficznej gliny zwałowej, występującej na prawobrzeżnej wysoczyźnie, napotyka trudności, gdyż glina ta leży bezpośrednio na utworach plioceńskich i niczym nie jest przykryta. Pomocna okazuje się tu analiza granulometryczna, której wynik podaje poniższe zestawienie:

Rodzaj materiału	Wiercenie, nr analizy w tabeli	A/B	Kr/Os	Kw/Kr	O/G
glina zwałowa z prawego brzegu (25)	VII, 25	—	1,280	0,867	0,048
glina zwałowa z prawego brzegu (26)	VII, 26	1,239	0,832	1,120	0,119

Wykazuje ona podobieństwo tej gliny do gliny zwałowej z dna doliny. Szczególnie wskaźnik obtoczenia, który wynosi dla tego pokładu gliny 0,048 i 0,119, wyklucza związek jej z gliną krakowską, wykazującą daleko wyższy wskaźnik obtoczenia ziarna (ponad 0,300). Pokład gliny zwałowej z prawobrzeżnej wysoczyzny tworzy zatem z górną gliną z doliny ten sam poziom należący do Varsovien I.

W przeciwieństwie do gliny z prawobrzeża, nie posiadającej ani podścielającego fluwioglacjału ani jakiegokolwiek nadbudowy w postaci górnych żwirów i piasków, gliny w obrębie doliny przedstawiają inny pod tym względem obraz. I tak w rowie zachodnim glina zwałowa spoczywa na serii żwirów (5) o miąższości z górą 10 m. W zagłębieniu wyciętym w glinie pojawiają się powtórnie żwiry (8) nieco grubsze od żwirów spod gliny.

Obraz granulometryczny obydwu żwirów przedstawia poniższe zestawienie:

Rodzaj materiału	Wiercenie, nr analizy w tabeli	A/B	Kr/Os	Kw/Kr	O/G
żwir pod gliną (5)	II, 2	3,000	98,97	6,079	0,915
żwir nad gliną (8)	III, 5	4,600	96,10	15,190	0,013

Z zestawienia tego widać, iż w obydwu przypadkach ziarno osadowe zostało niemal całkowicie zniszczone (Kr/Os = 96,10 i 98,97), przy czym zachowały się jedynie nikłe resztki ziarna osadowego niewapiennego.

Wskaźnik Kw/Kr, wykazujący wartość 6,079 do 15,190 poucza, że żwir leżący pod gliną, w którym na ziarno kwarcowe przypada około 85% a na skaleniowe i fragmenty skał krystalicznych około 15%, silniej wiąże się z gliną zwałową niż żwir leżący na glinie, w którym na ziarno skaleniowe, przypada tylko nieco powyżej 5% a reszta, tj. około 95%, przypada na ziarno kwarcowe. Ten wysoki procent ziarna kwarcowego nie jest jedynie wynikiem zniszczenia żwiru plejstocencego, żwir leżący pod gliną wykazuje bowiem piętno bardzo silnego zniszczenia, a mimo to procent ziarna kwarcowego jest niższy, ale jest wynikiem silniejszego udziału w nim żwiru kwarcowego pochodzenia miocencego, pospolicie znanego na południe od Kalisza. Nie tylko jednak to różni obydwie żwiry, ale także i wskaźnik obtoczenia, potwierdzający wyżej wysunięte wnioski i decydujący o przynależności obu poziomów żwirów.

Wskaźnik obtoczenia żwiru leżącego pod gliną jest wysoki $O/G = 0,915$ i nawiązuje raczej do gliny krakowskiej o wskaźniku obtoczenia od 0,310 do 0,633 (Mikstat) niż do glin górnych środkowo-polskich o daleko niższych wskaźnikach obtoczenia $O/G =$ od 0,048 do 0,196. Żwir ten powstał zatem z rozmycia gliny krakowskiej. Zupełnie inny obraz przedstawia pod tym względem żwir leżący na glinie. Tutaj wskaźnik obtoczenia $O/G = 0,013$. W przeciwieństwie więc do żwiru leżącego pod gliną o ziarnie silniej obtoczonym, ten żwir ma ziarno wybitnie graniaste, świeże. Jest to więc żwir, którego powstanie należy powiązać nie tylko z rozmyciem gliny zwałowej górnej, lecz także z silnym dopływem ziarna formacji lignitowej. Tylko bowiem ta formacja, o ziarnie na omawianym terenie wybitnie graniastym, mogła tak znacznie obniżyć wartość wskaźnika obtoczenia. Wszystkie te wyżej przedstawione dane granulometryczne skłaniają do potraktowania obydwu żwirów jako odrębnych jednostek stratygraficznych, wykluczając tym samym inną kombinację łączenia tych żwirów, która mogłaby się nasunąć z samej sytuacji położenia.

Seria utworów zlodowacenia Varsovien I na zboczu wschodnim garbu dolinnego przedstawia się nieco odmiennie. Seria ta o ogólnej miąższości 16 m składa się poczynając od góry: z pokładu gliny o miąższości 3 m oraz podścielających ją piasków i żwirów o łącznej miąższości 13 m, w których poczynając od góry występują: soczewka grubszych żwirów, następnie w spągu dwie cienkie warstwy gliny zwałowej (po 0,5 m miąższości) z tym, że na drugiej glinie licząc od spągu występuje pokład grubych żwirów i głazów. Wskaźniki granulometryczne, szczególnie zaś wskaźniki obtoczenia (por. 8 i 9), skłaniają do powiązania tej serii z górnym poziomem gliny, tj. — ze zlodowaceniem Varsovien I.

Utwory interglacjalne Masovien II i zlodowacenia Varsovien II

W interglacjale Masovien II ma miejsce, podobnie jak i w interglacjale poprzednim, gwałtowne niszczenie utworów zlodowacenia Varsovien I i to szczególnie na linii doliny. Z pokładu gliny zwałowej (7) pozostał tu taj jedynie poziom grubych żwirów i głazów (8). Zasypana przez łądół dolina ulega ponownemu odpreparowaniu uzyskując głębokość około 48 m. Erozja przebija całkowicie utwory zlodowacenia Varsovien I i opiera się dopiero na drobnych piaskach interglacjalu Masovien I (6). Wyrównana przez utwory lodowcowe rzeźba znowu się ożywiła. Powierzchnię morfologiczną z tej fazy rzeźbotwórczej oznaczono na profilu linią III.

Spoczywające na tej powierzchni utwory przedstawiają materiały sedymentacji wodnej, dołem grube, ku górze coraz drobniejsze. Z fazy interglacjalnej, kiedy wody więcej erodowały niż akumulowały, pochodzą żwiry i piaski żwirowe (8) na garbie dolinnym oraz żwiry i głazy (8) występujące we wschodnim rowie doliny. Wobec tego, że utwory żwirowe pierwszego stanowiska leżą około 10 m wyżej od żwirów stanowiska drugiego, należy przyjąć, że pierwsze są nieco starsze — pochodzą prawdopodobnie ze schyłku glacialu a początku interglacjalu, kiedy wody działały jeszcze w całej dolinie i to na znacznie wyższym poziomie. Ciekawe, że żwiry te w spągu posiadają — jak to wynika z poniżej zestawionych wskaźników — charakter miocenijski przejawiający się w wysokich wartościach wskaźnikowych Kr/Os i Kw/Kr, a bardzo niskiej wartości O/G, w stropie zaś wyraźny charakter glacialny. Tutaj tylko wskaźnik Kr/Os jest wysoki, gdy Kw/Kr i O/G jest niski i typowy dla glacialu. Wskazy-

Rodzaj materiału	Wiercenie, nr analizy w tabeli	Wskaźniki			
		uziarnienia	petrograficzne		obtroczenia
			A/B	Kr/Os	
żwir (8) spągowa partia	III, 5	4,600	96,10	15,190	0,013
żwir, piasek (8) stropowa partia	IV, 6	0,398	29,01	0,757	0,138

wało by to, że wody płynęły w tym okresie na zmianę raz z południa, drugi raz z północy. Wody południowe nadawały osadowi piętno miocenijskie, północne zaś piętno glacialne.

Z tego okresu akumulacyjnego lub erozyjno-akumulacyjnego zachowuje się tylko fragment, właśnie na wale dolinnym. Erozja postępuje dalej odpreparowując rów wschodni doliny. W tej części doliny erozja i tym razem postąpiła głębiej niż w rowie zachodnim. Peryferyczne położenie

rowu zachodniego w odniesieniu do osi doliny oraz garb dolinny odegrały rolę konserwatora utworów naakumulowanych w tej części doliny.

W drugiej fazie interglacjału, fazie wzmożonej akumulacji, rów wschodni ulega zasypaniu do znacznej wysokości, jak przypuszczać można na podstawie profilu, szczególnie zaś owej resztki żwirów na garbie dolinnym, co najmniej do wysokości 25 m, licząc od dna odpreparowanego przez wody interglacialne rowu.

Żwir (8) z tego dna wykazują wielką zmienność wskaźnika obtoczenia. W warstwie tej bowiem liczącej zaledwie 7 m spotykamy idąc od dołu w górę następujące wskaźniki obtoczenia (O/Gr):

0,350	0,421	0,163	0,551
-------	-------	-------	-------

Czyli są to wartości charakterystyczne zarówno dla gliny zlodowacenia Cracovien (w trzech przypadkach) jak i Varsovien I. To przemieszanie materiału jest znamienne dla osadów rzecznych nanoszonych z różnych pól zmywania.

Powyżej poziomu grubych żwirów (8) występuje spora seria utworów drobnopiaszczystych i mułków, osiągająca ogólną miąższość przeszło 20 m. W tej serii widzimy także i utwory torfiaste, występujące — jak uwidacznia przekrój — raczej w dolnej części serii drobnopiaszczystej, przy czym obydwie soczewki torfów znajdują się w wyraźnych zagłębieniach, wyciętych bądź w płaszczyźnie gliny górnej, jak to ma miejsce w rowie zachodnim, bądź w płaszczyźnie żwirów dolno-interglacialnych, jak to ma miejsce w rowie wschodnim. W obu stanowiskach torfy są przykryte wyłącznie przez piaski i mułki, wyraźnie warstwowane, a więc niewątpliwy sedyment wodny. Zasypanie piaskami doliny do znacznej wysokości należy odnieść do zlodowacenia Varsovien II, które podniosło bazę erozyjną.

H O L O C E N

Po zlodowaceniu Varsovien II nadchodzi znowu faza wzmożonej erozji. Dolina ulega kolejnemu odpreparowaniu do głębokości około 20 m i to — co należy podkreślić — wyłącznie w rowie wschodnim. Rów zachodni pozostaje niemal nietknięty. Faza ponownego zasypywania zaczyna się poziomem drewna i kłoców. Jest to spągowa warstwa holocenu. Ponad nią występują piaski i gliny typu mad rzecznych. Łączna miąższość tej serii wynosi około 5,5 m.

Z całego wyżej przedstawionego opisu wynika, iż stara dolina Proсны ulega trzykrotnemu zasypaniu i trzykrotnemu odpreparowaniu, przy czym każde następne odpreparowanie i zasypanie są słabsze, co by wskazywało na pewną stabilizację w rozwoju doliny na linii opisywanego profilu.

DZIEJE CZWARTORZĘDU OKOLICY KALISZA W UJĘCIU TABELARYCZNYM

Wiek	Działająca siła	Efekty się działających	Przypuszczalny towarzyszący ruch terenu
schyłek pliocenu	intensywna erozja	Pierwotna powierzchnia plioceńska, zapewne wykazująca tylko nieznaczne deniwelacje, ulega głębokiemu rozcięciu. W opisywanym przypadku powstaje rozległa dolina o szerokości 3800 m i głębokości 70 m, dając w konsekwencji daleko silniejsze sfałowanie powierzchni, niż to wykazuje powierzchnia dzisiejsza. Tę tak przeobrażoną powierzchnię plioceńską przedstawia na przekroju linia I.	+ Przyczyny wzmocnienia erozji należy szukać zapewne w ogólnym podniesieniu się opisywanego obszaru.
zlodowacenie Cracovien	akumulacja łądolodu i jego wód	Na silnie urozmaiconą powierzchnię plioceńską nasuwa się łądolód zlodowacenia Cracovien, którego fluwioglacjały (3) oraz szara glina zwalowa (4) wyrównują wszelkie deniwelacje terenowe, dolina Prozny ulega zasypaniu do znacznej wysokości. Prawdopodobnie na jej linii pozostała jedynie lekka zakłębłość, od której zaczął się w fazie następnej proces odpreparowania plioceńskiej doliny.	
interglacjal Masovien I (faza I)	bardzo intensywna erozja	Powierzchnia utworzona przez łądolód krakowski ulega niszczeniu już w czasie regresji łądolodu, główny jednak okres niszczenia ma miejsce w I-iej fazie interglacjalu Masovien I, kiedy to erozja osiąga najwyższą siłę — jak to uwidacznia przekrój. Wymiata ona utwory zlodowacenia Cracovien ze starej doliny aż do preglacjalnego jej dna, częściowo nawet pogłębiając tę starą dolinę. Gлина zlodowacenia Cracovien zachowała się jedynie we fragmencie na zachodnim zboczu doliny. Tym samym stara plioceńska rzeźba została prawie w całości przywrócona, gdyż utwory glacialne na wysoczyźnie również uległy zdenudowaniu. Rzeźbę z tej fazy odnawiania krajobrazu przedstawia na przekroju linia II. Z tą fazą rozmywania należy połączyć zwał głazów i żwirów (5), zalegających najgłębszą część preglacjalnej doliny.	+ Przyczyną tej niezwykle silnej erozji było zapewne dźwignięcie się łądu w następstwie odciążenia go przez łądolód.

Wiek	Działająca siła	Efekty sił działających	Przypuszczalny towarzyszący ruch terenu
interglacjał Masovien I (faza II)	wzmoczona akumulacja	Głęboka dolina wycięta w płaszczyźnie utworów zlodowacenia krakowskiego ulega zasypaniu przez drobne piaski kwarcowe (6) naniesione przez wody rzeczne, które płynęły z południa. Do jakiej wysokości sięgnęło to zasypanie — nie wiadomo, gdyż część stropowa, która zawierała prawdopodobnie także soczewki torfu, uległa zniszczeniu. Pozostała część, tj. część dolna liczy mimo zniszczenia z górą 20 m miąższości.	— Znaczne zasypanie wiąże się zapewne z ogólnym zapadaniem terenu.
zlodowacenie Varsovien I	akumulacja łądolodu i jego wód	Na złagodzoną skutkiem intensywnej akumulacji rzeźbę interglacialną nasuwa się łądolód środkowo-polski, którego utwory jeszcze bardziej zacierają deniwelacje. Fluwioglacjalny i glina zwałowa (7) wypełniają w pierwszym rzędzie dolinę, pojawiają się także i na wysoczyźnie. I tym razem — jak należy przyjąć — dolina nie uległa całkowitemu wyrównaniu. Z kilku poziomów glin zlodowacenia środkowo-polskiego, występujących w obrębie doliny, wynikałoby, że lodowiec na linii doliny oscylował.	
interglacjał Masovien II (faza I)	silna erozja	Powierzchnia utworzona przez materiały zlodowacenia środkowo-polskiego ulega, szczególnie na osi doliny, silnemu niszczeniu. Wschodnia część doliny zostaje odpreparowana do głębokości z górą 40 m, na tym odcinku utwory zlodowacenia środkowo-polskiego ulegają zniesieniu. Na miejscu pozostaje jedynie poziom żwirów i głazów (8), resztką po glinie zwałowej. Dolina jest więc znowu odgrzebana, ale już nie do dawnych głębokości, skutkiem czego staje się łagodniejsza. Tę postać ilustruje na przekroju linia III.	+
interglacjał Masovien II (faza II)	silna akumulacja	Dolinę wypełniają utwory rzeczne: piaszczyste i mułkowe, w których na pewnej wysokości pojawiają się soczewki torfu, wcześniej nieco w rowie wschodnim doliny (tu mamy cały profil florystyczny z fazami według St. Tołpy (12) idąc od dołu zimną, ciepłą i zimną) i później w rowie zachodnim, gdzie seria torfowa wykazuje w spągu florę ciepłą a u góry zimną.	—

Wiek	Działająca siła	Efekty sił działających	Przypuszczalny towarzyszący ruch terenu
złodowacenie Varsovien II	akumulacja	Utwory torfowe zostają przykryte piaskami drobnymi, pylastymi i mułkami, których miąższość osiąga z górą 10 m.	
holocen (faza I)	erozja	Znowu dochodzi, ale już tylko do nieznacznego odpreparowania starej doliny w płaszczyźnie utworów złodowacenia Varsovien II. Dno tego wycięcia oznaczono na przekroju linią IV.	
holocen (faza II — dzisiejsza)	akumulacja	Dolina ulega ponownemu, ostatniemu w rozwoju doliny, zasypaniu. Seria ta zaczyna się poziomem drewna i kłoców ku stropowi przechodząc w piaski i gliniaste mady rzeczne.	

Jak zatem ze schematycznego ujęcia rozwoju doliny Proсны w Kaliszu wynika, dolina ta przeżywała 5 faz erozyjnych i 5 faz akumulacyjnych. Poza fazą erozyjną mającą miejsce na schyłku pliocenu późniejsze fazy erozji przypadają na interglacjały i to ich dolną część. Tak więc silne wcięcia notujemy w interglacjale Masovien I, nieco słabsze w interglacjale Masovien II i w postglacjale, najslabsze jest dzisiejsze¹. Fazy akumulacyjne zaś są dwojakiego typu: lodowcowego i wodnego, i występują — pierwsze w glaciałach: krakowskim i środkowo-polskim, — drugie w interglacjalach: Masovien I, Masovien II i to w ich stropowych częściach. Także glaciał Varsovien II jest reprezentowany tutaj wyłącznie w facji wodnej.

Zestawiając na przemian występujące siły: erozję i akumulację, należy stwierdzić, iż mimo istniejącej tendencji odnawiania doliny, akumulacja zwycięża, stara dolina Proсны jest coraz płytsza, akumulacja w wyraźny sposób przeważa nad erozją.

¹ W płaszczyźnie tarasu zalewowego

NAWIĄZANIE DO PROFILÓW OBSZARÓW PRZYLEGLYCH

Okolice Kalisza łącznie z przyległymi obszarami nie była dotychczas szczegółowo i systematycznie badana w zakresie stratygrafii plejstocenińskiej. Materiał zebrany przez J. Premikę (9), jednego z pierwszych badaczy tej połaci Niziny Wielkopolskiej, jako niedostateczny, nie mógł dać pełnego schematu stratygrafii plejstocenu międzyrzecza warciańsko-prośnieńskiego. Najgłębsze podane przezeń wiercenie z tego terenu wynosi 22 m i nie przebija plejstocenu, same zaś odsłonięcia przedstawiając najczęściej jedynie drobny fragment profilu plejstocenińskiego nie dostarczają materiału pozwalającego na pełne opracowanie stratygrafii czwartorzędu.

Na ogół plejstocen omawianego obszaru Niziny Wielkopolskiej jest cieniutki, co potwierdzają liczne odkrywki, w których pod nikłą powłoką czwartorzędu widoczny jest pliocen (3, 4). Znaczniejsze miąższości plejstocenu spotyka się w obrębie dolin, leżących na linii starych preglacjalnych dolin. Tutaj — jak to ma miejsce także w dolinie Proсны — plejstocen osiąga miąższość do 50 m i więcej. Zjawisko to, na które zwraca m. in. uwagę J. Premika omawiając stratyografię basenu Proсны i środkowej Warty (9), występuje powszechnie i na innych obszarach Niziny Wielkopolskiej. W preglacjalnej depresji mogileńskiej plejstocen osiąga 100 m (4, 6). Są to niewątpliwie punkty najpełniejszych profili plejstocenu. Niestety brak dotychczas dobrze opracowanych profili wiertniczych z tych stref dolinnych, które ułatwić mogłyby paralelizację stratygrafii czwartorzędu poszczególnych obszarów Polski. Punktów, w których napotkano kilka poziomów glin, przedzielonych utworami interglacjalnymi, jest na omawianym terenie zaledwie kilka, przy czym najczęściej są to również profile silnie zredukowane. Aby nie sięgać za daleko, gdyż celem niniejszej pracy jest jedynie dokładniejszy opis i interpretacja profilu kaliskiego, przytoczę kilka profili z omawianego terenu, które ujęto na załączonym zestawieniu. Zorientuje to o stanie opracowania tej części Niziny Wielkopolskiej i rzuci światło na możliwości synchronizacyjne stratygrafii plejstocenu w tej części Polski.

Z zestawienia widać, że profile z poszczególnych obszarów Wielkopolski są tylko cząstkowe. Za najpełniejsze i najbardziej do siebie zbliżone można uznać profile z Kalisza i Dzbanek. W profilach tych widzimy trzy poziomy glacie, w tym dwa — dolne — w postaci typowych glin zwalowych i trzeci — górny — w postaci utworów wodnych, oraz dwa interglacie. Jeśli glinę dolną uznać za glinę zlodowacenia Cracovien, za czym przemawia m. in. sytuacja stratygraficzna, to glina następna odpowiadałaby zlodowaceniowi środkowo-polskiemu i to — jak przyjmuje I. Jurkiewiczowa (1) dla profilu z Dzbanek — fazy maksymalnego zasięgu.

Zestawienie niektórych ważniejszych profili

Kalisz wg B. Krygow- skiego	Dzbanki, Szczerców wg I. Jurkie- wiczowej (1)	Dzbanki wg J. Premika i K. Piecha (8, 9)	Mogilno wg B. Krygow- skiego (4)	Żmigród wg M. Schwarz- bacha (10)
1	2	3	4	5
Seria piasków ze żwirkami (7—10 m) ¹⁾	piaski ze żwirami (rezyduum po mo- renie)	brązowa glina zwałowa	brązowa glina zwa- łowa (5—10 m)	seria piasków nad interglacjalami
torfy z piaskami i mułkami nad- i podległymi (10 m)	torfy i mułki z piaskami nad- i podległymi (13 m)	torfy w stropie i w spągu z ła- mami warwowymi	brak	seria piasków z mu- szelkami i florą
szara lub brązowa glina zwałowa (10 m)	glina zwałowa (7 m)	szara glina zwałowa	szara glina zwa- łowa (35—66 m)	szara glina zwa- łowa (?)
seria drobnych piasków (22 m)	seria piasków z ła- mami warwowymi w stropie i spągu (42 m)	nie dowiercono	seria piasków i mułków (15—70 m)	nie dowiercono
szara glina zwa- łowa (8 m)	szara glina zwałowa (10 m)	nie dowiercono	szara glina zwa- łowa lub zwał gła- zów i żwirów (do 7 m)	nie dowiercono

¹⁾ miąższość utworu.

Obydwie te gliny przedzielone są najczęściej sporą serią piasków, piasków ilastych oraz iłów o ogólnej miąższości do 50 m. Jest to seria niezmiernie charakterystyczna i mimo braku resztek florystycznych i faunistycznych niewątpliwie interglacjalna. W profilu kaliskim seria ta — jak to wykazały badania granulometryczne — została naniesiona przez rzeki płynące z południa, zatem przez wody z kierunku „nieglacjalnego“.

Warto zauważyć, że analogiczna seria, lecz o jeszcze większej miąższości, występuje w depresji mogileńskiej, co dało autorowi podstawę do zsynchronizowania profilów z dorzecza Proсны z profilem mogileńskim oddalonym od Kalisza prawie o 100 km.

Dolne części obu profilów wykazują zupełną analogię. Tu i tam licząc od spągu występują poziomy: 1) zlodowacenia Cracovien, 2) interglacjału Masovien I i 3) zlodowacenia Varsovien I. W Kaliszu występują jeszcze poziomy: interglacjału Masovien II, którego w Mogilnie brak, oraz poziom glacjału Varsovien II (w postaci utworów rzecznych). Ten poziom ma odpowiednik w górnej brązowej glinie zwałowej profilu mogileńskiego.

Ponad gliną górną w obu profilach występuje seria torfowa, w Kaliszu zawierająca typowy pełny profil florystyczny z zimną florą w spągu, ciepłą w środku i znowu zimną górą, jak to ustaliły najnowsze badania pyłkowe St. Tołpy (12). Jest to więc seria niewątpliwie interglacjalna.

Spoczywające na niej piaski ze żwirem w Dzbankach I. Jurkiewicza (1) określa jako rezydium po zniesionej na linii doliny Warty glinie zwałowej. W tym ujęciu opisany wyżej interglacjał znajduje się między dwoma poziomami glin zwałowych, tj. między dwoma poziomami bezpośredniej akumulacji lodowcowej. Zdaniem I. Jurkiewicza dolny poziom reprezentuje maksymalny zasięg zlodowacenia środkowo-polskiego, czyli, jak je określa, Varsovien Ia, górny zaś poziom — zlodowacenie Warty, tj. Varsovien Ib — zlodowacenie wysuwane przez P. Woldstedta (13, 14) już kilka razy, zawsze jednak z dużą ostrożnością.

W tej sytuacji interglacjał leżący między poziomami Varsovien Ia i Varsovien Ib oznacza I. Jurkiewiczowa jako Masovien IIa.

Nie wchodząc w to, czy cieniutka warstwa piasków i żwirów (około 1 m) w Dzbankach istotnie reprezentuje rezydium po zniesionej na linii doliny morenie, pragnę stwierdzić, iż ponadtorfowe utwory w Kaliszu, to seria miąższości około 10 m piasków średnio- i drobnoziarnistych oraz mułków. Żwirek lub żwir trafia się w niej jedynie sporadycznie i to szczególnie w strefie przyboczowej, gdzie złożenie grubego materiału (także soliflukcyjne) zapewne miało miejsce w czasie formowania się serii nadtorfowej.

Jest to więc seria zawdzięczająca swe powstanie wodom płynącym. Brak w niej grubszego materiału w postaci głazów czy chociażby żwirów — jak to ma miejsce w Dzbankach — skłania do odrzucenia poglądu, iż seria ta jest ewentualnie rezyduum po rozmytej glinie zwałowej.

Niemniej utwór ten spoczywając na interglacjale jest niewątpliwie ekwiwalentem zlodowacenia, które miało miejsce bezpośrednio po okresie interglacjalnym. Najprawdopodobniej jest to ekwiwalent zlodowacenia Varsovien II.

Być może, że faza interglacjalna zaznaczyła się w profilu kaliskim jedynie wcięciem w płaszczyźnie piasków nadtorfowych, a glaciał ostatni wzmożoną akumulacją w pogłębionej nieco dolinie, akumulacją, która złączyła się następnie z akumulacją holoceniską.

Próba więc wkomponowania zlodowacenia Warty w omawiane profile, szczególnie zaś w profil kaliski raczej komplikuje interpretację stratygrafii plejstocenu omawianego terenu. Po wprowadzeniu go w schemat stratygraficzny brak ekwiwalentów ostatnich faz epoki lodowej.

Na tle opisanych profilów profil J. P r e m i k a (9), okazuje się częstokowym, przy czym już sama sytuacja stratygraficzna nakazała postawić go wyżej w tabeli synchronistycznej, niż to uczynił sam autor. Profil ze Żmigrodu opracowany przez M. S c h w a r z b a c h a (10), aczkolwiek przedstawia interglaciał z fauną, jako cząstkowy nie wnosi nic nowego i nie przyczynia się do wyjaśnienia stratygrafii plejstocenińskiej. Sam autor określił opisany przez siebie interglaciał alternatywnie. Może to być według niego albo interglaciał Solawa-Warta, albo Warta-Wisła.

Reasumując powyższe rozważania należy stwierdzić, iż w profilu kaliskim zarysowują się zupełnie wyraźnie trzy glaciały, przy czym dwa pierwsze, tj. Cracovien i Varsovien I, są dokumentowane gliną zwałową, ostatni natomiast utworami rzecznyymi (dolinnymi), czyli był to glaciał, który omawianego obszaru nie zajął.

LITERATURA

1. Jurkiewiczowa I. — Profil geologiczny interglacjału w Szczercowie i Dzbankach Kościuszkowskich. *Państw. Inst. Geol. Biul.* 67. Warszawa 1952.
2. Krygowski B. — Bericht über eine neue Methode der Selektion der Sandkörner nach ihrem Rundungsgrade. *Tow. Nauk. Warsz. Arch. Miner.* t. 13. Warszawa 1937.
3. Krygowski B. — Materiały do chronologii dyluwium. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.* nr 2. Poznań 1949.
4. Krygowski B. — Zagadnienia czwartorzędu i podłoża środkowej części Niziny Wielkopolskiej. *Państw. Inst. Geol. Biul.* 66. Warszawa 1952.
5. Krygowski B. — Plejstocen Polski Zachodniej w świetle badań granulometrycznych. *Państw. Inst. Geol. Biul.* 70, Warszawa 1952.
6. Makowski A. S. — Węgle brunatne w Polsce — obszar północno-zachodni. *Państw. Inst. Geol.* Warszawa 1935.
7. Münnich G. — Quantitative Geschiebprofile aus Dänemark und Norddeutschland mit besonderer Berücksichtigung Vorpommers. *Geol. Paläont. Inst. Ernst-Moritz-Arndt Univ. Abh.* XV. Greifswald 1936.
8. Piech K. — Das Interglazial in Szczerców (östlich v. Wieluń). *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 8, z. 2. Kraków 1932.
9. Premik J. — Über die Ausbildung und Gliederung des Diluviums in Südwestlichen Teil Mitteleuropas. *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 8, z. 2. Kraków 1932.
10. Schwarzbach M. — Ein Interglazial aus Nordschlesien. *Znbl. Miner. Geol. Paläont.* Jg. 1942. Abt. B. Nr 7. Stuttgart.
11. Szafer Wł. — Zarys stratygrafii polskiego dyluwium na podstawie florystycznej. *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 5. Kraków 1928.
12. Tołpa St. Flora interglacjana w Kaliszu. *Państw. Inst. Geol. Biul.* 68. Warszawa 1952.
- 12a. Preobrażeńskij I. A. — O formach zieren. *Trudy Instituta Geologičeskich Nauk, Akademija Nauk Sojuza SSR, Wypusk* 21, Petrografičeskaja seria (Nr 7) 1940.
13. Woldstedt P. — Das Eiszeitalter. Berlin 1926.
14. Woldstedt P. — Erläuterungen zur geologisch-morphologischen Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes. 1 : 1 500 000. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1935.

TABELA 5

Dane granulometryczne dla utworów przekroju poprzecznego doliny Prosnys w Kaliszu

L. p.	Rodzaj materiału	Miejsce pobrania próbek	Głębokość pobrania próbki w m	Uziarnienie								Typ (wskaźnik) uziarnienia $\frac{A}{B} = U$	Skład petrograficzny żwirku o średnicy 2—3 mm							Obtroczenie ziarna o średnicy 1 mm				Typ (wskaźnik) obtroczenia $\frac{R + r}{a + A} = \frac{O}{G}$	Uwagi		
				wielkość ziarna w mm									I			II				Klasy ziarna według stopnia obtroczenia							
				A				B					I	Ia	II	IIIw		IIIp		typ (wskaźniki)		R	r			a	A
				żwir, żwirek, piasek, pył, il w mm												kwarce	krzemienie	krystaliczne bez kwarców	osadowce		$\frac{I + II}{IIIw + IIIp} = \frac{Kr}{Os}$	$\frac{I}{II} = \frac{Kw}{Kr}$	0-5°			5-10°	10-15°
< 10	10-5	5-3	3-2	2-1	1-0,5	> 0,5																					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25			
1	Gлина szara	Kalisz wiercenie I	18	0,20	1,18	0,95	0,57	2,66	10,98	83,50	0,198	31,79	0,25	38,19	20,00	0,75	2,237	0,832	2,1	21,5	75,1	1,1	0,310	(w tym lignitu 1,75%)			
2	Gлина brązowa	" II	7	0,49	2,00	1,53	0,92	3,08	7,30	84,70	0,184	28,00	—	38,30	31,00	2,25	1,998	0,730	0,7	17,6	76,9	4,7	0,225	(w tym 1% limonitu)			
3	Gлина szara	" II	10	1,32	1,24	0,93	0,61	3,81	5,89	86,10	0,166	25,75	0,75	35,25	31,25	7,00	1,610	0,730	0,7	15,7	76,8	6,8	0,196	(w tym tzn. w grupie osadwców lignitu 3,25%)			
4	Żwir	" II	21	2,25	7,50	5,38	3,67	18,88	37,31	25,01	3,000	83,27	2,00	13,73	—	1,00	98,97	6,079	5,5	42,3	45,8	6,4	0,915				
5	Żwir z piaskiem	" III	7-11	7,47	9,08	8,91	2,98	6,62	36,20	17,85	4,600	92,00	0,85	6,00	—	1,27	96,10	15,190	—	1,30	51,00	47,70	0,013				
6	Piasek	" IV	5	—	—	1,31	0,34	1,80	24,50	71,70	0,398	47,70	0,66	49,00	0,66	2,00	29,01	0,757	0,58	11,52	33,70	54,10	0,138				
7	Gлина brązowa	" IV	5-7	0,94	1,35	0,85	0,56	3,04	9,68	83,56	0,188	29,33	0,33	36,33	30,66	3,33	1,935	0,803	1,42	12,82	82,40	3,42	0,166				
8	Piasek z otoczkami krystalicznymi	" IV	12	26,25	4,56	2,82	1,46	7,47	23,10	34,44	1,950	40,45	0,30	32,00	25,45	1,80	2,645	1,230	—	14,79	58,01	26,44	0,184				
9	Gлина szara	" IV	15,5	—	2,14	1,66	1,00	3,18	18,83	73,17	0,366	32,60	0,57	34,00	28,90	3,80	1,536	0,961	0,8	9,1	87,70	2,3	0,111				
10	Gлина szarozielonawa (pliocen przerobiony)	" IV	29	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,57	11,50	47,10	40,90	0,137				
11	Żwir	" V	20	4,31	9,52	11,79	4,09	13,31	17,53	39,43	1,570	50,00	1,00	46,00	—	3,00	32,00	1,078	1,5	26,6	68,6	3,3	0,391				
12	Żwirek	" V	30	—	0,86	2,16	2,68	23,35	41,39	29,60	2,378	28,75	—	47,26	21,00	3,00	3,162	0,610	0,8	15,2	70,8	13,1	0,191				
13	Gлина szara	" V	34	0,29	1,20	1,30	0,56	3,70	9,80	83,19	0,202	29,50	—	30,25	35,00	3,25	1,561	—	0,6	23,1	68,9	7,3	0,310	(w tym 1% lignitu)			
14	Piasek	" VI	3-4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,7	17,4	63,2	17,0	0,238	ziarno zżarte			
15	Piasek ze żwirem	" VI	5-6	10,45	16,30	14,40	5,20	17,80	15,81	19,30	4,120	52,57	1,71	43,14	—	2,57	37,30	0,974	2,0	33,5	41,7	22,8	0,551				
16	Piasek ze żwirkiem	" VI	7-8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,8	13,2	64,9	21,1	0,163				
17	Piasek	" VI	8-9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,6	18,3	67,5	11,7	0,421				
18	Żwir	" VI	11-12	36,80	5,30	4,80	1,90	9,40	12,60	29,20	2,410	48,10	0,86	38,00	8,60	4,30	6,285	1,280	1,5	24,3	73,1	0,4	0,350				
19	Piasek	" VI	32-35	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,8	4,8	76,3	18,0	0,050				
20	Żwirek	" VI	39	16,10	4,80	5,60	4,35	21,80	26,80	22,85	2,6303	47,60	1,32	41,10	6,00	4,00	8,870	1,268	—	12,3	81,1	6,6	0,141				
21	Żwir	" VI	36	1,22	5,69	7,83	4,07	28,05	43,60	9,54	9,300	39,35	0,33	34,32	21,00	5,00	2,818	1,158	2,4	12,8	83,1	1,7	0,180	(lignit obecny)			
22	Piasek ze żwirem	" VI	40	3,15	2,60	5,38	4,32	14,49	51,57	18,45	4,430	40,00	0,67	33,45	19,00	6,66	4,680	1,148	1,2	11,5	81,2	6,2	0,146	(lignit obecny)			
23	Piasek kwarcowy	" VI	40	—	—	—	—	0,50	4,50	95,00	—	100,00	—	—	—	—	—	1,190	0,0	2,3	38,5	60,1	0,023				
24	Gлина brązowa	Kalisz — Tyniec	1,5	0,92	0,36	0,52	0,38	3,03	7,43	87,28	0,145	38,05	0,32	55,40	—	6,03	15,55	0,702	2,1	17,7	79,3	0,8	0,247	(konkrecje limonitowe)			
25	Gлина szara	wiercenie VII	2	—	—	—	—	—	—	—	—	26,00	0,28	30,02	38,90	4,55	1,280	0,867	0,85	3,39	85,60	9,78	0,048				
26	Gлина szara	" VII	8	13,80	3,57	2,72	1,82	6,62	22,34	48,23	1,239	23,48	1,56	21,00	49,00	4,45	0,832	1,120	0,85	9,71	82,9	6,5	0,119				
27	Gлина szara	Śliwniki	około 3	1,68	1,36	1,34	1,58	2,91	3,68	87,44	0,144	21,60	—	25,60	50,40	1,60	0,90	0,842	1,2	21,0	76,3	1,5	0,286				
28	Gлина szara	Śliwniki	około 7	2,66	1,45	1,28	1,36	3,13	4,20	85,72	0,167	15,33	—	32,66	43,00	9,00	0,92	0,468	0,5	5,4	84,2	9,9	0,062				
29	Gлина szara	Grabów	—	0,75	0,97	0,97	0,94	2,96	4,91	88,20	0,130	42,40	0,60	25,60	21,80	4,00	2,66	1,660	2,1	35,8	62,1	—	0,609				
30	Gлина szara	Mikstat	—	0,76	1,95	2,70	2,05	6,50	9,40	76,90	0,312	25,60	0,20	38,60	30,60	4,40	1,84	0,662	3,5	35,3	59,3	1,9	0,633				

ZESTAWIENIE WIERCEŃ I ODSŁONIEŃ
PRZEKROJU POPRZECZNEGO DOLINY PROSNY W KALISZU¹

Wiercenie I				
nr warstwy	głębokość w m	miąższość	opis utworów	wiek
1	0,0— 0,7	0,7	piasek z głazikami i żwirem (z rzadka), jasnoszary, humusowy, północnego pochodzenia, <i>HCl</i> —,	czwartorzęd
2	0,7— 1,1	0,4	głina piaszczysta z głazikami i żwirem, jasnoszara (humus), <i>HCl</i> —,	
3	1,1— 2,2	1,1	piasek ze żwirkiem, żółty lub rdzawy, szczególnie w partii spągowej, obok ziarna kwarcowego ziarno skaleniowe, granitowe, <i>HCl</i> —,	
4	2,2— 4,1	1,9	piasek drobny, nieco ilasty (sporadyczne ziarna żwirku), białawy ze smugami żółtymi, po wyschnięciu zwięzły, <i>HCl</i> —, (na głębokości 3,1 m lustro wody),	
5	4,1— 5,5	1,4	mulek silnie ilasty, humusowy, z lekkim odcieniem brązowym (typ mady mułkowo-ilastej), <i>HCl</i> —, w spągu mulek słabo ilasty,	
6	5,5— 6,6	1,1	namul torfowy ciemnoszary (na mokro czarniawy), widoczny pył i drobnoziarnisty piasek kwarcowy, <i>HCl</i> —, (gwałtowny napór wody, lustro wody podniosło się o 0,5 m),	
7	6,6— 9,7	3,1	torf konsystencji wiotkiej (jakby nie sprasowany), czarno-brunatny z nierozłożonymi częściami makroflory, w części środkowej czysty, bez części mineralnych, w stropie i spągu części mineralne widoczne, <i>HCl</i> —,	
8	9,7—10,6	0,9	mulek ilasty, ciemnoszary, w stropie luźniejszy, z silną domieszką próchnicy, <i>HCl</i> —,	
9	10,6—12,2	1,6	mulek słabo ilasty, szary, <i>HCl</i> —,	
10	12,2—13,0	0,8	głina piaszczysta ze żwirem północnym, szara, <i>HCl</i> +,	
11	13,0—16,2	3,2	żwir gruby (głaziki), żwirek, piasek słabo zlepiony iłem, szary; żwir północny otoczony — konsystencją przypomina żwir zwałowy; <i>HCl</i> +,	
12	16,2—22,0	5,8	głina zwięzła ze żwirem północnym i głazikami, szara, <i>HCl</i> +, (analiza 1),	
13	22,0—25,0	3,0	piasek (dużo skalenia), partiami lekko zlepiony, jasno-żółty.	

¹ Oznaczenie wierceń i odsłoneń zgodne z przekrojem (tabl. I)

Wiercenie II

nr warstwy	głębokość w m	miąższość	opis utworów	wiek
1	0,0—0,4	0,4	piasek humusowy, ciemnoszary, ze żwirem i gładzikami o średnicy do 6 cm,	czwartorzęd
2	0,4—1,7	1,3	piasek żółto-rdzawy ze żwirem (fragmenty skał krystalicznych północnych), partiami silnie zlimonityzowany, zlepiony w gruzełki, bardzo słabo ilasty, przypomina przemytą i wyjąłowioną glinę zwałową HCl —,	
3	1,7—2,3	0,5	piasek pylasty, jasny ze smuzkami żółtymi i brązowymi, słabo ilasty, HCl —,	
4	2,3—2,6	0,3	piasek (o średnicy 0,25—0,5 mm), żółty, miejscami rdzawy, dość silnie zlimonityzowany,	
5	2,6—7,1	4,5	piasek (o średnicy 0,25—0,5 mm, pojedyncze ziarnka do 1 mm), biały, w ogólnej masie kwarcowej kilka % przypada na ziarno skaleniowe, augitowe i in.; piasek zupełnie luźny, HCl —,	
6	7,1—7,9	0,8	glina brązowa, zwięzła z gładzikami, miejscami posiada partie szare, HCl +, (analiza 4); glina ta jest częścią zwiertzałą niżej leżącej warstwy 7,	
7	7,9—13,0	5,1	glina szara, zwięzła z gładzikami, soczewkami marglu i gliny czerwonej, HCl +, (analiza 3),	
8	13,0—19,0	6,0	żwir gruby, jasnoszary, o średnicy 5—30 mm (i więcej); ze żwirkiem i piaskiem, żwir gruby, dość dobrze obtoczony, żwirek słabiej, w żwirze grubym dominuje kwarc; fragmenty skał krystalicznych (granity, porfiry), osadowych (piaskowiec krzemionkowy) schodzą na plan drugi; ogólnie fragmenty skał krystalicznych wykazują silne zniszczenie,	
9	19,0—26,0	7,0	żwir jak nadległy, tylko koloru żółtego, zawiera również materiał północny, obok białego kwarcu trafia się lityt, agat itp. (analiza 2),	
10	26,0—28,0	2,0	żwir gruby, jasny, o średnicy do 5 cm, z drobnym żwirkiem i piaskiem; ziarno żwiru obtoczone, obok kwarcu, który przeważa, występuje ziarno granitowe i piaskowcowe,	
11	28,0—31,0	3,0	żwir gruby, kwarcowy z domieszką materiału północnego, żółty i rdzawy od limonitu zlepiającego żwir w spągu, tworzącego także konkracje limonitowe; HCl —,	
12	31,0—33,0	2,0	ił zielonawy, tłusty, HCl —,	
13	33,0—38,0	5,0	ił jasnozielonawy z czerwonymi plamami, tłusty, HCl —.	

Wiercenie III

nr warstwy	głębokość w m	miąższość	opis utworów	wiek
1	0,0— 0,5	0,5	gleba ciemna, piaszczysto-pylasta, <i>HCl</i> —,	czwartorzęd
2	0,5— 1,5	1,0	mułek jasnożółty, słabo ilasty, <i>HCl</i> —,	
3	1,5— 2,5	1,0	mułek żółty z plamami rdzawymi, silniej ilasty, <i>HCl</i> —,	
4	2,5— 4,5	2,0	mułek jasnozielonawy, chudy, <i>HCl</i> —,	
5	4,5— 7,5	3,0	żwir z piaskiem i z gładzikami (granity i in.), brązowy, miejscami lekko zlepiony, <i>HCl</i> — (w spągu gładz średnicy 9 cm),	trzeciorzęd (pliocen)
6	7,5—11,5	4,0	żwir gruby (przewaga kwarcu), obtoczony, w stropie gładziki o średnicy do 8 mm (analiza 5),	
7	11,5—14,0	2,5	ił tłusty, zielonawy z czerwonymi i żółtymi plamami, <i>HCl</i> —,	
8	14,0—16,0	2,0	ił tłusty, zielonawy z żółtymi plamami, <i>HCl</i> —,	
9	16,0—22,0	6,0	ił tłusty, zielonawy z plamami żółtymi i czerwonymi, <i>HCl</i> —,	
10	22,0—28,0	6,0	ił lub mułek ilasty (zmienia się na przemian), zielonawy ze słabymi plamami żółtymi górą, <i>HCl</i> —,	
11	28,0—37,0	9,0	ił tłusty, ciemnozielony ze słabymi plamami żółtymi i czerwonymi, <i>HCl</i> —.	

Wiercenie IV

nr warstwy	głębokość w m	miąższość	opis utworów	wiek
1	0,0— 3,5	3,5	piasek pylasty, górą płowy, niżej żółty, tylko sporadycznie trafia się w nim żwir, <i>HCl</i> —,	czwartorzęd
2	3,5— 4,0	0,5	piasek jak wyżejległy, silniej pylasty, lepi się w gruzelki, <i>HCl</i> —,	
3	4,0— 5,0	1,0	piasek żółto-rudy, z rzadka ze żwirem, luźny, <i>HCl</i> — (analiza 6),	
4	5,0— 8,0	3,0	glina zwałowa, szara, marglista, <i>HCl</i> + (analiza 9),	
5	8,0— 9,3	1,3	glina zwałowa brązowa, silnie piaszczysta, <i>HCl</i> +,	
6	9,3—10,0	0,7	żwir gruby (o średnicy do 3 cm) krystaliczny z jasnożółtym piaskiem, <i>HCl</i> —,	
7	10,0—11,0	1,0	piasek szaro-żółty ze żwirem o średnicy do 1 cm,	
8	11,0—14,0	3,0	piasek szaro-żółty z otoczkami krystalicznymi i osadowymi o średnicy do 5 cm (analiza 8),	
9	14,0—15,5	1,5	bruk gładzów (otoczek) krystalicznych i osadowych (wapień mało),	
10	15,5—16,2	0,7	glina zwałowa brązowa, marglista, <i>HCl</i> + (analiza 9),	
11	16,2—17,8	1,6	piasek drobny, szary, <i>HCl</i> + słabo,	
12	17,8—19,0	1,2	glina zwałowa, szaro-zielonawa, słabo marglista, <i>CHI</i> + słabo przeobrażony materiał plioceniński,	
13	19,0—21,0	2,0	piasek drobny, szary, <i>HCl</i> +,	

nr warstwy	głębokość w m	miąższość	opis utworów	wiek
14	21,0—25,0	4,0	glina zwałowa, szara, tłusta, przerobiony il plicieński, <i>HCl</i> + słabo,	czwartorzęd
15	25,0—26,0	1,0	piasek drobny, szary, <i>HCl</i> + słabo,	
16	26,0—29,0	3,0	glina zwałowa, szara z odcieniem zielonawym, tłusta (przerobiony il plicieński), <i>HCl</i> + słabo (analiza 10).	

Wiercenie V

nr warstwy	głębokość w m	miąższość	opis utworów	wiek
1	0,0—0,6	0,6	piasek drobnoziarnisty (ziarno mniejsze od 0,25 mm), silnie humusowy, ciemnoszary,	czwartorzęd
2	0,6—2,7	2,1	piasek drobny (przewaga ziarna o średnicy 0,10—0,25 mm i 0,25—0,50 mm), kwarcowy (skałek rzadki), jasnożółty, dołem zlimonityzowany i stąd ciemnożółty lub rdzawy i częściowo zlepiony <i>HCl</i> —,	
3	2,7—3,2	0,5	mułek jasnożółty z warstewkami rdzawego drobnego piasku, <i>HCl</i> —,	
4	3,2—4,4	1,2	piasek drobny, nieco grubszy od piasku z warstwy 2, wśród ziarna grubszego trafia się skałek i augit,	
5	4,4—8,0	3,6	piasek pylasty, jasnożółty, słabo zlepiony, średnica ziarna 0,01—0,25 mm,	
6	8,0—8,4	0,4	piasek drobny jak wyżej leżący, zlimonityzowany, żółto-rdzawy, słabo zlepiony,	
7	8,4—10,4	2,0	piasek słabo ilasty, żółto-rdzawy, widoczne warstewki silniej zlimonityzowane, <i>HCl</i> —,	
8	10,4—10,8	0,4	mułek ilasty, humusowy, ciemnoszary (typowy utwór starorzecza — mada rzeczna), <i>HCl</i> —,	
9	10,8—11,4	0,6	glina piaszczysta (z rzadko trafiającym się grubszym ziarnem krystalicznym do 10 mm), po wyschnięciu zwięzła, szaro-żółta (znac wpływ humusu), <i>HCl</i> —,	
10	11,4—11,5	0,1	mułek silnie ilasty (niemal il), humusowy, ciemnoszary (po wyschnięciu bardzo zwięzły), widoczne subtelne warstwowanie, <i>HCl</i> —,	
11	11,5—12,0	0,5	namuł torfowy, ciemnobrązowy, ze znaczną domieszką ziarna piasku, <i>HCl</i> —,	
12	12,0—12,8	0,8	torf ciemnobrunatny z bardzo nieznaczną domieszką piasku, widoczne nierozłożone części roślinne, <i>HCl</i> —,	
13	12,8—13,2	0,4	namuł torfowo-próchnicowy, ciemnoszary, ze znacznie mniejszą domieszką piasku o średnicy ziarna do 1 mm; widoczne części roślinne, <i>HCl</i> —,	
14	13,2—13,6	0,4	namuł próchnicowy, ciemnoszary z dość znaczną domieszką piasku, po wyschnięciu zwarty, <i>HCl</i> —,	
15	13,6—14,4	0,8	mułek silnie ilasty, humusowy, ciemnoszary (po wyschnięciu bardzo zwięzły), typ mady rzecznej, <i>HCl</i> —,	

nr warstwy	głębokość w m	miąższość	opis utworów	wiek
16	14,4—18,0	3,6	piasek drobny, w ogólnej masie o średnicy mniejszej od 0,25 mm, wśród ziarna grubszego o średnicy do kilku mm (skrajnie 5 mm) występuje prócz kwarcu skażeń lub fragmenty granitu i innych skał krystalicznych; kolor piasku ciemnoszary od obecności humusu, HCl —; kwarc duży i okrągły z miocenu,	czwartorzęd
17	18,0—19,1	1,1	piasek jak wyżejległy, tylko nieco drobniejszy i jasnożółty.	
18	19,1—22,5	3,4	piasek żółty ze żwirkiem i grubym żwirem o średnicy 3—10 mm, skrajnie do kilku cm, na żwir składają się fragmenty granitów, porfirów, i in. skał północnych. Żwir na ogół słabo obtoczony. W niektórych partiach piasek wykazuje lekkie zlepienie HCl.	trzeciorzęd (pliocen)
19	22,5—28,0	5,5	piasek jasny ze żwirkiem i sporadycznie trafiającym się ziarnem grubego żwiru o średnicy do kilku cm. Skład jak wyżejległego żwiru. Partiami lekkie zlepienie, HCl — (analiza 11),	
20	28,0—32,0	4,0	żwirek jasnoszary, silnie przemyty, z dużą ilością ziarna północnego. Trafia się ziarno o średnicy do 10 mm. Jest lekko zlepiony, HCl — analiza 12),	
21	32,0—36,5	4,5	głina zwałowa, szara marglista, HCl+, bardzo zwiąta (analiza 13),	
22	36,5—37,0	0,5	ił zielonkawy z żółtymi plamami i konkrecjami wapiennymi HCl —.	

Wiercenie VI

nr warstwy	głębokość w m	miąższość	opis utworów	wiek
1	0,0— 1,0	1,0	piasek drobny brunatno-rdzawy, zlimonityzowany, lekko zlepiony,	czwartorzęd
2	1,0— 2,0	1,0	piasek drobny jasnożółty z plamami rdzawymi lub ciemnożółtymi, lekko zlepiony,	
3	2,0— 4,0	2,0	piasek drobny (o średnicy poniżej 1 mm), jasnoszary z mika, zupełnie luźny (analiza 14),	
4	4,0— 5,0	1,0	piasek drobny, ciemnoszary (czarniawy) z dużą ilością fragmentów zwęglonego drewna oraz drobnymi soczewkami wiwianitu,	
5	5,0— 7,0	2,0	żwir gruby z piaskiem (materiał północny i lokalny) i gładzikami o średnicy ponad 5 cm. Stopień obtoczenia żwiru różny (analiza 15).	
6	7,0— 8,0	1,0	piasek szary ze żwirkiem i żwirem o średnicy do 1 cm (pochodz. miejscowego i północnego) analiza 16)	
7	8,0—11,0	3,0	piasek jak wyżejległy tylko z większą domieszką żwiru i żwirku obtoczonego lub graniastego (analiza 17)	
8	11,0—12,0	1,0	gruby żwir ze żwirkiem i piaskiem (trafiają się gładziki o średnicy ponad 5 cm). Żwir mieszaną miejscowy i półn. Partiami masa żwirowo-piaszczysta lekko zlepiona iłem i zabarwiona humusem na odcień szary, ciemny (analiza 18),	

nr warstwy	głębokość w m	miąższość	opis utworów	wiek
9	12,0—25,0	13,0	piasek drobny o średnicy poniżej 0,5 mm, szary z miką, zupełnie luźny,	} czwartorzęd
10	25,0—30,0	5,0	piasek jak wyżej legły, widoczne ziarno skaleniowe i in., ziarno grubsze trafia się sporadycznie,	
11	30,0—34,0	4,0	piasek jasnoszary (jak wyżejległy) ze żwirkiem krystalicznym oraz sporadycznie pojawiającymi się gładzikami o średnicy do kilku cm (analiza 19),	
12	34,0—36,0	2,0	żwirek jasnoszary ze żwirem i otoczkami (granity, piaskowce, wapienie), o średnicy do 5 cm (analiza 20),	
13	36,0—38,0	2,0	żwirek jasnoszary z dużymi otoczkami granitu, piaskowca, węgla brunatnego i czarnego od pyłu manganowego piaskowca mioceńskiego (słabo związane); zachowanie się otoczek o znacznych rozmiarach (średnica kilka do kilkunastu cm) wskazuje na krótką drogę transportu,	
14	38,0—40,0	2,0	żwirek jasnoszary ze żwirem (granit, porfir, wapień i in.), z otoczkami o średnicy do 10 cm, szczególnie dołem coraz więcej gładzików (analiza 21),	
15	40,0—44,0	4,0	piasek kwarcowy, drobny, czarny (od pyłu manganowego), w którym znajduje się dużo otoczek skał północnych oraz węgla brunatnego; oprócz otoczek średnicy do 15 cm znajdują się bloki, które zatrzymały wiercenie (analiza 22).	

Przed paru laty wiercono około 250 m dalej na północ od tego otworu i według informacji wiertacza odwiercono:

do głębokości około 30 m — piaski i żwiry,
poniżej 30 m — il (plioceński).

Wiercenie VII

nr warstwy	głębokość w m	miąższość	opis utworów	wiek
1	0,0—0,5	0,5	gleba ciemna, gliniasta, HCl —,	} czwartorzęd
2	0,5—2,0	1,5	gлина zwałowa, szara z odcieniem lekko brązowym, HCl + (analiza 25),	
3	2,0—10,0	8,0	gлина zwałowa, szara, HCl + (analiza 26),	
4	10,0—12,0	2,0	il tłusty, zielonawy z czerwonymi plamami, HCl —,	
5	12,0—21,0	9,0	il tłusty, zielonawy z żółtymi i brązowymi plamami HCl —, miejscami bardzo słabo burzy się w HCl,	
6	21,0—24,0	3,0	mułek ilasty, żółtawo-zielonawy, HCl + (szczególnie część środkowa),	
7	24,0—27,0	3,0	jak warstwa 5, HCl + (szczególnie górą),	
8	27,0—28,0	1,0	il tłusty, zielonawy z plamami czerwonymi, HCl —,	
9	28,0—33,0	5,0	il tłusty, zielonawy, HCl —,	
10	33,0—34,0	1,0	il tłusty, zielonawy z plamami czerwonymi, HCl —,	
11	34,0—35,0	1,0	il tłusty, zielonawy z plamami żółtymi.	

Odsłonięcie A — cegielnia

głębokość w m	opis utworów
0 — 5	głina zwałowa, brązowa, szara przełożona żwirami,
5 — i głębiej	ił pstry (poznański); cały profil wykazuje silne zaburzenia gładitektoniczne.

Odsłonięcie B — żwirownia (przy torze kolejowym)

głębokość w m	opis utworów
0 — 4	piaski i żwiry warstwowane,
4 — i głębiej	ił pstry (poznański).

Odsłonięcie C — podcięty erozyjnie brzeg koryta rzecznego

głębokość w m	opis utworów
0 — 2	głina piaszczysta brązowa (mada rzeczna)

Odsłonięcie D — glinianka przy drodze

głębokość w m	opis utworów
0 — 2	głina zwałowa, brązowa (bloki),
2 — 2,5	piasek, żwir warstwowany
2,5 — i głębiej	ił pstry (poznański).

Odsłonięcie E — wykop na 1,5 m (głina zwałowa)

Odsłonięcie F — koryto rzeczne (mada piaszczysto-gliniasta)

Odsłonięcie G — na zboczu

głębokość w m	opis utworów
0 — 0,5	deluwium piaszczyste,
0,5 — i głębiej	ił pstry (poznański)

Odsłonięcie H — cegielnia

Odsłonięcie I — wykop na 1 m (głina zwałowa)

głębokość w m	opis utworów
0 — 1	piasek (deluwium)
1 — i głębiej	ił pstry (poznański)

Богумил КРЫГОВСКИЙ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПРОФИЛЬ МЕЖЛЕДНИКОВЫХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ В КАЛИШЕ

(с 1 табл.)

РЕЗЮМЕ

Содержание

В поперечном разрезе долины реки Просны в Калише сделанным на основании 7 бурений, автор выделяет отложения: 1. миоценовые (лигнитовая формация), 2. плиоценовые (пестрые познанские глины) и 3. четвертичные.

В последних же выделяет следующие горизонты: **a)** морену краковского оледенения, **b)** пески I межледникового периода мазовецкого, **c)** морену I варшавского оледенения, **d)** пески или торфы II межледникового периода мазовецкого, **e)** пески (перигляциальное образование) — эквивалент II варшавского оледенения, **f)** пески и глины типа речных наносов — голоцен.

Вся свита четвертичных образований вложена в большую впадину долины доплейстоценового возраста. Эта долина пра-Просны от склона плиоцена до настоящего времени подвергается очередной засышке (в гляциалах) и откапыванию (в межледниковых периодах). Долина реки Просны в настоящее время является восстановленной долиной пра-Просны.

Ввиду открытия Ст. Толпой местонахождения межледникового торфа в долине реки Просны в Калише, Государственный Геологический Институт поручил автору настоящей статьи произвести детальное исследование четвертичных отложений этого района. Бурения произведенные в пределах долины и имеющиеся обнажения дали возможность начертить довольно точный поперечный разрез долины Просны в Калише, который приложен в конце работы. Во время буровых работ оказалось, что кроме местонахождения межледникового торфа открытого Толпой существует и другое местонахождение (ближе настоящей оси долины) а не исключена возможность, что в долине имеется их больше.

С целью более точного проанализирования стратиграфии четвертичных отложений, а также и отображения развития морфологии района Калиша, в первую очередь взяты во внимание чертветичные отложения долины. Ибо оказалось — как это показывает разрез — что мощность четвертичных отложений в пределах долины много больше (свыше 40 м) чем на возвышенности и тем самым репрезентирует более полный профиль четвертичных отложений чем возвышенность с малым покровом плейстоцена (до 10 м). Такое расположение выясняет плейстоценовая поверхность, которая на линии настоящей долины Просны создает глубокую и обширную долинную впадину, в значительной степени заполненную четвертичными отложениями. Факт залегания самой старшей моренной глины (краковское оледенение) на самом дне данной впадины доказывает, что она существовала еще перед наступлением скандинавских материковых ледников и затем, что вся подплейстоценовая поверхность перед наступлением материкового льда была эрозионно изборождена. Ледниковая аккумуляция воспользовалась этой впадиной, заполняя ее до значительной высоты. Здесь создавались самые мощные слои плейстоценовых отложений, тогда как на смежной наддолинной возвышенности, где было превосходство эгзарации, мощность плейстоцена очень незначительна.

Однако и долина не была лишена разрушающих сил, удаляющих то, что накопила ледниковая или водно-ледниковая аккумуляция. Следовательно, анализируя приложенный разрез оказалось, что после аккумуляционной фазы, которая засыпала долину (однако никогда полностью) приходила фаза эрозии, которая восстанавливала долину.

Каждому гляциалу предшествовала интенсивная эрозия выносящая из долины материал, нанесенный в аккумуляционной фазе. Сам гляциал вторично засыпывает долину. Эта характерная засыпка и выкапывание долины повторяется несколько раз, краковское и варшавское I и II оледенения производят засыпку, интергляциалы в I-ой фазе эрозию, во второй аккумуляцию. Весьма вероятным кажется, что этот процесс последовательной засыпки и откапывания достигающий амплитуды до 70 м следует связать не только с местными изменениями эрозионной базы — в зависимости от временной остановки материкового льда, — но также и со следовательным поднятием и опусканием упомянутого района в связи с нагрузкой или разгрузкой площади массой материкового льда в зависимости от его трансгрессии и регрессии.

Несмотря на постоянное возобновление эрозии на линии долины Просны плейстоценовый профиль, с которым здесь мы встретились несомненно более полный, чем на возвышенности. Однако и здесь он

сильно сокращен. Из отдельных моренных глин здесь остались преимущественно только небольшие остатки.

Если речь идет о разделении на горизонты отложений самой четвертичной системы, то с целью исключения произвольности связи отдельных материалов использованы гранулометрические методы. Принятые во внимание показатели:

1. Состав зерна A/B ¹.
2. петрографические: Kr/Os , Kw/Kr и
3. окатанность O/G

в большой степени помогли связать эти партии материалов в отдельные горизонты, при которых макроскопические критерии подвели.

Оказалось, что появляется разница между нижней глиной (краковского оледенения) и верхней глиной (варшавское оледенение I) хотя и внешний вид обеих глин почти одинаковый, ибо имеют типичную серую окраску. Разница заключается в том, что глина краковского оледенения обладает высшими качественными показателями Kr/Os и O/G и низким Kw/Kr , а глина варшавского I оледенения имеет высокий показатель только Kr/Os , тогда как остальные показатели Kw/Kr и O/G репрезентируют низкие значения.

Разница описанная выше разрешила отделить одну глину от другой. Гранулометрические показатели позволили также, по крайней мере в части, отделить северный материал от материалов местного происхождения. Особенно вспомогательным оказался показатель окатанности O/G , очень низкий для миоценовых песков и далеко высший для гляциальных отложений. Так напр. когда показатель среды для моренных отложений северного происхождения больше чем 0,100 (достигает величины свыше 0,200, 0,300 и даже 0,500), то для миоценовых песков падает до ниже 0,050. Именно такую величину показывает свита песков отделяющая нижнюю моренную глину от верхней, что прямо доказывает миоценовое происхождение этих песков. Они были нанесены в долину пра-Просны с районов, расположенных южнее г. Калиша, т. е. с района поверхностного нахождения лигнитовой формации.

A/B = отношение мелкого зерна к крупному.

Kr/Os = отношение кристаллического зерна к осадочному.

Kw/Kr = отношение кварцевого зерна к кристаллическому, причем принято во внимание зерно диаметром 2—3 мм.

O/G = отношение кварцевого зерна (диам. 1 мм) круглого к ограненному зерну. Показатель окатанности до сих пор должным образом не изучен и не использован для исследовательских целей. Следует упомянуть, что оценю значение этого вопроса советский исследователь И. А. Преображенский посвятил этому вопросу статью в бюллетене Академии Наук СССР описывая в ней также и эксперименты автора, произведенные в этой отрасли.

Из вышеуказанного следует, что свита данных песков была нанесена в межледниковом периоде между краковским оледенением и варшавским I (т. е. в межледниковом периоде мазовецком I), и то водой, которая протекала так как и в настоящее время с юга на север.

В результате исследований, представленных выше, удалось нарисовать детальный поперечный разрез долины Просны в Калише, в котором выступают:

в подошве — миоцен — кварцевые пески (1)¹ с лигнитом, выше — плиоцен — пестрые глины, иознанские (2) и в кровле — четвертичные отложения.

Четвертичные отложения поднимаясь от подошвы показывают следующие горизонты:

Оледенение краковское — гравий и моренная глина (3 и 4).

Мазовецкий I интергляциал — пески, галечник (5 и 6).

Оледенение варшавское I — гравий и моренная глина (7).

Мазовецкий II интергляциал — пески, илы, торф (8 и 9).

Оледенение варшавское II — галечник, пески, илы, глины, отложения перигляциального типа (10).

Голоцен — пески, глины — отложения типа наносов со слоем древесины в подошве (11).

Следовательно в описанном районе отмечаем три гляциала, в том числе два первые заняли описанный район, когда последний материковый лед (варшавское II оледенение) в своем наиболее к югу выдвинутом простирании был отдален от района г. Калиша около 50 км. Отсюда отложения описанного района по возрасту соответствующие варшавскому II оледенению являются типа перигляциального.

В конечном эффекте процессов засыпания и восстановления старой плейстоценовой долины Просны побеждает аккумуляция. На линии старой долины до настоящего времени сохранилась обширная долина Просны. Могучая аккумуляция, которая имела место в гляциалах и частично в интергляциалах только способствовала тому, что она сделалась более мелкой.

¹ Нумерация отложений (горизонтов) на профиле (тавл. Д).

Bogumił KRYGOWSKI

GEOLOGICAL PROFILE OF INTERGLACIAL STATIONS AT KALISZ

(with 1 pl.)

SUMMARY

Abstract

In the transverse profile of the Prosna valley at Kalisz, constructed on the grounds of seven bore-holes, the author distinguishes: 1. the Miocene (lignite formation); 2. the Pliocene (Poznań variegated clays) and 3. the Quaternary. In the latter he distinguishes the following horizons: a. moraine of the glaciation Cracovien; b. sands of the Interglacial Masovien I; c. moraine of the glaciation Varsovien I; d. sands, silts and peats of the Interglacial Masovien II; e. sands (periglacial formation) which are an equivalent of the glaciation Varsovien II; f. sands and clays of the type of fluvial silts pertaining to the Holocene.

The whole Quaternary series is contained in a huge valley-like depression of the pre-Pleistocene age. From the close of the Pliocene to the present time this old Prosna valley has been undergoing alternate filling up (in Glacials) and uncovering (in Interglacials). The present-day Prosna valley is the reconstructed valley of the old Prosna.

In connexion with the discovery by St. Tołpa of a station of Interglacial peat in the Prosna valley, on the area of the town of Kalisz, the author of this paper undertook, at the request of the Geological Survey of Poland, to conduct detailed investigation concerning the Quaternary on the said area. Drillings specially executed for that purpose as well as already existing outcrops (loam and gravel pits) rendered it possible to draw the transverse profile of the Prosna valley, which subsequently — conformably to the purpose of the study — permitted: 1. to analyse in detail the stratigraphy of the Quaternary and 2. to reconstruct the history of the morphological landscape of the Kalisz region in the Pleistocene.

In order to facilitate the division into horizons of the Pleistocene the granulometric method was applied. Following indicators were taken into consideration:

- (1) of the grain size — A/B^1
- (2) petrographical — Kr/Os , Kw/Kr
- (3) of the rounding — O/G .

Particularly the last two indicators proved to be of much help. Thus came into view the difference between the clay of the glaciations Cracovien and Varsovien I, as the former possesses high values of the indicator Kr/Os and O/G and a low value of the indicator Kw/Kr , while the latter has a high value only of the indicator Kr/Os and those of both remaining indicators, viz: Kw/Kr and O/G are low. It appeared further that glacial gravels (glacifluvial) have a granulometric aspect like that of glacial clays, e. g. they have a similar degree of rounding (indicator O/G), while the gravels and sands of the Interglacial Masovien I are to the utmost angular and strikingly differ from the northern Pleistocene material. The indicator of these sands shows the lowest value ($O/G = 0,050$) recorded on the area concerned and analogical with the Miocene sands (lignite formation) underlying the Pleistocene. This leads to the following conclusion: the Interglacial series was formed by the washing out of the Miocene.

The succession of formations occurring in the Kalisz profile is as follows: the Miocene in the bottom (quartz sands of lignit formation), the Pliocene (Poznań variegated clays) above it, covered with a Pleistocene mantle of largely varying thickness. The fact that within the valley the Pleistocene is placed in a deep depression cut out from the area of the Pliocene surface proves that in the pre-Glacial, i. e. in the period preceding the advancement of the Scandinavian inland ice, there must have already existed a vast and deep valley on the line of the present-time Prosna valley. This valley — as it may be concluded from the analysis of the stratigraphy of the Quaternary formations filling it up — was three times filled up at the time of the Glacials (Cracovien, Varsovien I and Varsovien II) and reconstructed at the time of the Interglacials (in

¹ A/B = the relation between coarse and fine grain. Kr/Os = the relation between crystalline and sedimentary grain. Kw/Kr = the relation between quartz and crystalline grain, taking into consideration grains of 2—3 mm in diameter. O/G = the relation between quartz grain (1 mm in diameter) round and angular. The indicator of the rounding has not yet been adequately studied and made use of for research purposes. It should be mentioned that, appreciating the importance of this problem, the Soviet scientist I. A. Preobrazenskij has consecrated to it a considerable article in the bulletin of the Academy of Science of USSR, including also the experiments carried out by the author in this realm.

their first phases). The Holocene also brought about reconstruction. At present the valley undergoes slow filling up.

Stress should be laid that the younger the erosive and accumulating processes the less intense is their activity.

This characteristic alternation of erosion and accumulation in the Proсна valley from the close of the Pliocene to the present day was responsible for the fact that particular glacial and interglacial horizons within the valley have survived either in mere fragments or have been subject to transformation. Nevertheless, within the valley the maximum thickness of the Quaternary (over 40 m) is recorded and includes — so it seems — all the Pleistocene horizons (although reduced), whereas in the upland above the valley the Quaternary reaches the thickness of several (up to 10) metres and represents merely a fraction of the Pleistocene profile.

As it is displayed in the profile, the following horizons are perceivable in the valley (from bottom to top):

Cracovien — Glacial: gravels and morainic clay (3 and 4),

Masovien I — Interglacial: sands and gravels (5 and 6),

Varsovien I — Glacial: gravels and morainic clay (7),

Masovien II — Interglacial: sands, silts and peat (8 and 9),

Varsovien II — Glacial: gravels, sands, silts, clays, and formations of periglacial type (10),

Holocene — sands, clays, formations of silt type with layer of timber in bottom (11)¹.

On the area concerned we record three glacials, of which the first two occupied the described place at the time when the last inland ice (Varsovien II) was, in its southernmost extension, about 50 km distant from the area of Kalisz. Therefore the formations from the area described, with regard to their age corresponding to the Glaciation Varsovien II, are of the periglacial type.

¹ Figures in brackets denote the numbering of formation in the profile.

Stanisław TOŁPA

FLORA INTERGLACJALNA W KALISZU

(z 4 fot. i 5 fig. w tekście)

Streszczenie

Na wysokim tarasie doliny rzeki Prozny w Kaliszu występują dwa torfowiska interglacjalne. W jednym profilu zawarty jest pełny obraz rozwoju szaty leśnej. Większość warstw torfowych z Kalisza rozwinęła się w okresie panowania termofilnych lasów mieszanych (*Quercetum mixtum*). Pod torfami leżą dwa poziomy utworów glacialnych odpowiadające zlodowaceniom Cracovien i Varsovien I a między nimi seria interglacjalna Masovien I. Opisane torfowiska należą do interglacjalu Masovien II, a w stropie ich leżą utwory piaszczyste związane ze zlodowaceniem Varsovien II, którego ładolód nie sięgnął Kalisza.

WSTĘP

Wiadomości zaczerpnięte u studniarzy o występowaniu pokładów torfowych, na które natrafiono podczas kopania studni w różnych punktach miasta Kalisza, zachęciły mnie do bliższego zainteresowania się nimi, gdyż przypuszczałem, że należą one do plejstocęńskich utworów torfowych. Korzystając z zasiłku Funduszu Kultury Narodowej przystąpiłem w 1938 r. do poszukiwań w tym kierunku. W wykopanym otworze studziennym przy ul. Kresowej nr 3 natrafiłem istotnie na złożę torfów plejstocęńskich o miąższości około 3,5 m. Torfy te zostały wówczas przeze mnie wyeksploatowane i częściowo nawet opracowane pod względem botanicznym. Na skutek działań wojennych w 1939 r. wszystkie materiały uległy całkowitemu zniszczeniu.

Po wojnie, w 1945 r. przystąpiłem do ponownego wydobywania materiałów torfowych ze stanowiska przy ul. Kresowej nr 3. Koszty związane z ich eksploatacją poniósł Zarząd Miasta Kalisza, który wykazał dużo zainteresowania i zrozumienia dla przeprowadzonych badań naukowych.

Prace nad plejstocęńskimi torfami z Kalisza zostały przyspieszone, kiedy zainteresował się nimi Państwowy Instytut Geologiczny, a w szczególności kierownik Grupy Niżu Polskiego, dr E. Rühle. Liczne wierce-

nia, jakie z ramienia Państw. Inst. Geol. przeprowadził w okolicy Kalisza doc. dr B. Krygowski umożliwiły poznanie stratygrafii plejstocenu w tym terenie oraz przyczyniły się do krytycznej oceny wieku odkrytych pokładów torfowych. Ponadto w jednym z przeprowadzonych wierceń geologicznych koło Szkoły Mechanicznej w Kaliszu natrafiono na nowe pokłady torfów plejstocenijskich, które pozwoliły na rozszerzenia badań nad florą plejstocenijską tych okolic.

Badania zatem flory plejstocenijskiej z Kalisza oparte są na materiale torfowym z dwu profili: jeden pochodzi z wiercenia geologicznego przy Szkole Mechanicznej, drugi został pobrany z otworu studziennego przy ul. Kresowej nr 3. Prace badawcze były prowadzone przez Państwowy Instytut Geologiczny w Warszawie.

SYTUACJA MORFOLOGICZNO-GEOLOGICZNA TORFÓW PLEJSTOCENIJSKICH W KALISZU

Szczegółowe opracowanie stratygrafii plejstocenu kaliskiego w oparciu o liczne wiercenia geologiczne zawarte jest w pracy B. Krygowskiego. Dlatego w tej publikacji poruszę krótko tylko te zagadnienia z geologii plejstocenu w Kaliszu, które bezpośrednio łączą się z problematyką badanych torfów.

Plejstocenijskie torfy zostały odkryte w obrębie miasta Kalisza w dwu oddzielnych stanowiskach. Oba stanowiska znajdują się na wysokim tarasie doliny rzeki Prosnys. Leżą one na osi biegnącej prostopadle do ciągu doliny. Jedno stanowisko leży niedaleko krawędzi doliny, drugie zaś wysunięte jest o 1 km dalej i znajduje się na wyższym wzniesieniu tarasu. Przeprowadzone wiercenia geologiczne wykazały, że pokłady torfów obu stanowisk nie są ze sobą połączone. Występują tu zatem dwa oddzielne pokłady torfowe, które powstały w dwu odrębnych torfowiskach plejstocenijskich.

Z badań geologicznych wynika, że obydwie te torfowiska plejstocenijskie leżą na pokładach glin, żwirków i piasków, które uważa się za osady zlodowacenia Cracovien i Varsovien I oraz interglacjalny Masovien I. W stropowej partii przykryte są warstwami piasków, które genetycznie związane są z oscylacją lodowca okresu Varsovien II. Z tego by wynikało, że powstanie i rozwój torfów kaliskich przypada na okres interglacjalny Masovien II. Przypuszczenie to znalazło potwierdzenie w wynikach badań botanicznych, przeprowadzonych na materiałach kopalnych pochodzących z obu odkrytych torfowisk.

STRATYGRAFIA TORFOWISK PLEJSTOCENSKICH

W plejstocenских torfach kaliskich zachowały się w dość dobrym stanie nie tylko te części roślin, które ze względu na swą budowę wykazują dużą odporność na procesy rozkładu, ale również szczątki roślin mało pod tym względem odporne. Pozwoliło to na dość dokładne prześledzenie kolejnego następstwa roślin oraz na odtworzenie poszczególnych etapów ich sukcesji w narastających pokładach torfowych.

TORFOWISKO PLEJSTOCENSKIE KALISZ I

Pokłady tego torfowiska zostały wykryte w wierceniu na skraju tarasu doliny Proсны, koło Szkoły Mechanicznej w Kaliszu (wiercenie nr 5). W wierceniu tym seria pokładów torfowych i storciałych piasków zamknięta jest między poziomami 1120—1350 cm. Czysty torf pozbawiony domieszek piasku występuje od poziomu 1200 do 1300 cm. W spągu profil czystego torfu podścielony jest wkładką torfu detrytusowego miąższości 40 cm; w partii stropowej spoczywa również na nim warstwa torfu detrytusowego, grubości 30 cm. Ogólnie można przyjąć, że miąższość warstw torfowych po włączeniu nawarstwień torfu detrytusowego wynosi w torfowisku plejstocenским Kalisz I 170 cm. W części dolnej jak i górnej profilu warstwy torfowe przechodzą stopniowo w utwory piaszczyste zawierające coraz mniejsze ilości części organicznych (fig. 2).

Jak wynika z analizy warstw profilu, torfowisko Kalisz I powstało w zagłębieniu, którego dno stanowiły piaski muliste o dużej domieszce części ilastych.

W procesie zatorfienia wzięły udział przede wszystkim mchy, jak *Drepanocladus aduncus*, *D. Sendtneri* i *Meesea triquetra*. Zakłęsłości torfowiska wypełniała woda, w której rozwijały się liczne gatunki roślin wodnych: *Potamogeton alpinus*, *P. fluitans*, *P. perfoliatus*, *P. pusillus*, *P. obtusifolius*, gatunki *Ranunculus* *Batrachium*, *Hippuris vulgaris*, *Najas flexilis*, *Sparganium minimum*, *Zannichellia palustris* i inne. Rozwijające się torfowisko zale-

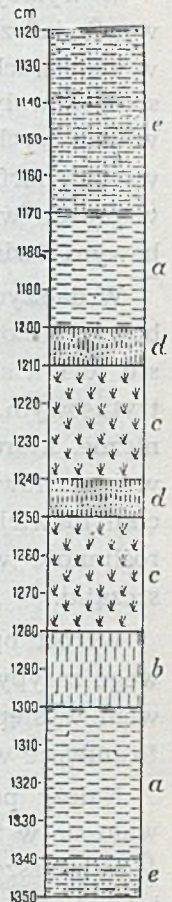


Fig. 2

Profil torfowiska plejstocenского Kalisz I
 a — torf detrytusowy, b — torf mszysty, c — torf wierzbowy, d — torf mszysto-turzycowy, e — piasek z detrytusem roślinnym.

wane było przez wody, osadzające w początkowej fazie drobny, zawieszinowy piasek w tworzącym się torfie. Proces ten z czasem zostaje przerywany, gdyż w poziomie od 1300 do 1280 *cm* spotykamy się z nawarstwieniami torfu mszystego, który zupełnie pozbawiony jest piasku.

W wyższych poziomach na torfie mszystym rozwinął się torf wierzbowy. Świadczą o tym bardzo liczne szczątki drewna wierzby, jakie się tutaj w warstwach torfu spotyka. Wskazuje to na gorsze warunki wodne, które spowodowały rozwinięcie się na podsuszonym torfowisku gęstych zarośli wierzbowych. W miarę, jak korzystniej układał się poziom wodny dla wzrostu torfowiska, zakrzewienie znikало z jego powierzchni, a spotykane w profilu wkładki torfu turzycowo-mszystego, położone na torfie wierzbowym, świadczą o wzmożonym tempie procesów torfotwórczych.

W dalszych warstwach (fig. 2) pojawia się w profilu znowu torf wierzbowy, co stoi w związku z pogorszeniem się warunków wodnych dla wzrostu torfowiska. W górnej części torfowiska mamy poziomy z torfem detrytusowym, przechodzące w stropie w nawarstwienia piaszczysto-organiczne, które zamykają serię poziomów torfowych. Przez cały ciąg rozwoju torfowiska plejstoczeńskiego istniały w zagłębieniach jego powierzchni niewielkie zbiorniki wody, w których utrzymywała się przejściowo roślinność wodna, o czym świadczą znajduwane w torfie liczne jej szczątki.

Wzrost opisanego torfowiska został zahamowany na skutek stopniowego zasypywania jego powierzchni warstwami piaszczystymi pod wpływem występujących w tym okresie intensywnych spływów wód. Miało to miejsce w początkowym okresie glacjału Varsovien II.

Należy podkreślić, że narastanie torfu w torfowisku Kalisz I odbywało się w tempie bardzo powolnym, o czym świadczy mała stosunkowo jego miąższość (170 *cm*) w porównaniu z długim czasem trwania okresu interglacjalnego. Wyniki bowiem analizy botanicznej wskazują, że wytworzenie głównej masy torfu w tym profilu przypada na interglacjal Masovien II. Przyczyna powolnego wzrostu tego torfowiska leży niewątpliwie w niekorzystnych warunkach hydrologicznych, w jakich torfowisko Kalisz I znajdowało się w czasie swego wzrostu.

TORFOWISKO PLEJSTOCZEŃSKIE KALISZ II

Na wyższym poziomie tarasu doliny Proсны, w odległości 1 *km* od torfowiska Kalisz I w kierunku wschodnim, występują w profilu geologicznym (wiercenie nr I) pokłady torfowe torfowiska plejstoczeńskiego

Kalisz II. Pokłady te znajdują się w poziomie od 540 do 909 cm. Miąższość warstw torfowych wynosi tutaj 369 cm. Pokłady torfu zarówno w części spągowej jak i stropowej oddzielone są od sąsiadujących z nimi utworów geologicznych wkładkami torfu detrytusowego, wykazującego zwłaszcza w części górnej dość silne spiaszczenie (fig. 3).

Cały przekrój torfu spoczywa w dolnych partiach profilu na warstwach gliny lodowcowej oraz na żwirach pochodzenia północnego osadzonych tutaj na skutek działalności zlodowacenia Varsovien I.

W partii stropowej torfowisko Kalisz II przykryte jest materiałami piaszczystymi z rozrzuconymi wśród nich gdzieniegdzie żwirikami należącymi stratygraficznie do glaciału Varsovien II. Utwory torfowe Kalisz II mieściłyby się zatem, podobnie jak torfowisko Kalisz I, w zasięgu interglaciału Masovien II.

Dno torfowiska Kalisz II zbudowane jest z plastycznego łu jeziornego. Torfowisko zatem wzięło swój początek z niewielkiego spłyconego jeziora plejstocenskego. Na jego dnie spotykamy liczne szczątki roślin wodnych, jak *Potamogeton acutifolius*, *P. fluitans*, *P. perfoliatus*, *P. obtusifolius* itp. bardzo liczne owoce *Ceratophyllum demersum*, *C. submersum*, dalej *Najas marina*, *Nymphaea alba*, *Brasenia purpurea* oraz turzycy: *Carex pseudocyperus*, *C. gracilis*, *C. stricta*. W wyższym poziomie do turzycy dołączają się mchy, jak *Calliargon trifarium*, *Meesea triquetra*, przygotowujące podłoże pod dalszy rozwój torfowiska. Torf detrytusowy wyściełający dno torfowiska zbudowany jest przeważnie ze szczątków roślin wodnych. Na nim leżą warstwy torfu sfagnowo-turzycowego. Głównym składnikiem tego torfu jest *Sphagnum cymbifolium*, które stanowi około 50% jego masy. W wyższych poziomach pojawiają się inne gatunki torfowców, jak *Sphagnum recurvum*, *S. medium* oraz w pewnej ilości *Eriophorum vaginatum*.

Skład wymienionej roślinności informuje nas o tym, że jezioro przeobraziło się dość szybko w torfowisko wykazujące tendencje rozwojowe w kierunku torfowiska wysokiego. Ten kierunek rozwojowy podyktowany był swoistymi warunkami hydrologicznymi, w jakich zna-

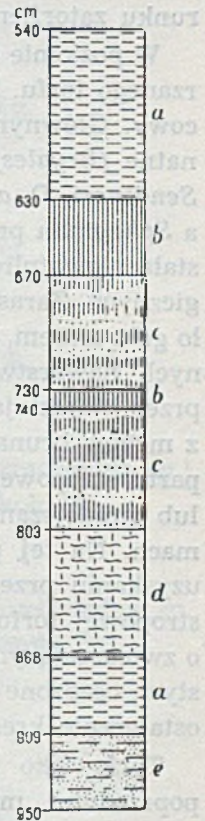


Fig. 3

Profil torfowiska plejstocenskego Kalisz II
 a — torf detrytusowy, b — torf turzycowo-mszysty, c — torf mszysto-turzycowy, d — torf sfagnowo-turzycowy, e — plastyczny łu jeziorny.

lażło się zamierające jezioro. Należy przyjąć, że było ono pozbawione w tym czasie przepływu, w związku z czym warunki środowiska sprzyjały rozwojowi torfowiska przejściowego z tendencją do przejścia w kierunku zatorfienia wysokiego.

W poziomie 803 cm obserwujemy gwałtowną zmianę w jakości wytwarzanego torfu. Zamiast torfu sfagnowego pojawia się torf mszysto-turzytowy. Głównymi składnikami masy torfowej stają się odtąd mchy brunatne (*Bryales*), jak *Calliergon trifarium*, *Drepanocladus revolvens*, *D. Sendtneri*, *D. aduncus* itp. oraz turzyce, np. *Carex lasiocarpa*, *C. stricta*, a *Sphagnum* prawie zupełnie zanika. Ta nagła zmiana w jakości torfu została niewątpliwie spowodowana zmianą w układzie warunków hydrologicznych. Zarastające jezioro, pozbawione początkowo przepływu, uzyskało go z czasem, wskutek czego zmienił się zasadniczo charakter wytwarzanych nawarstwień torfowych, pod wpływem przesączających się wód przez narastające torfowisko. Ten sam rodzaj torfu, składający się z mchów brunatnych i turzyc, ciągnie się bez większych zmian aż do partii stropowej torfowiska. Zmiana polega co najwyżej na zwiększaniu lub zmniejszaniu się ilości mchów lub turzyc w poszczególnych poziomach. Na tej podstawie możemy twierdzić, że torfowisko Kalisz II po uzyskaniu przepływu zachowało go do końca swego istnienia. W części stropowej torfowisko zostało przykryte warstwami torfu detrytusowego o zwiększającym się ku górze spiaszczeniu. Warstwy materiałów piaszczystych osadzone na powierzchni torfowiska przez silne przecieki wód kładą ostatecznie kres jego rozwojowi.

Torfowisko plejstocieńskie Kalisz II w porównaniu z torfowiskiem poprzednim miało korzystniejszy układ hydrologiczny, dzięki czemu mogło wytworzyć pokłady torfowe o znacznej miąższości. Ponadto na szybkość narastania torfu wskazuje tutaj brak w torfie większych ilości materiału drzewnego w przeciwieństwie do torfowiska Kalisz I, które było przez dłuższy okres czasu prawie zupełnie zalesione.

Wykaz ważniejszych gatunków roślin, które brały udział w tworzeniu się torfu w obu torfowiskach plejstocieńskich, podany został w materiałach stratygraficznych.

WYNIKI ANALIZY STRATYGRAFICZNO-BOTANICZNEJ
TORFOWISKO PLEJSTOCENSKIE KALISZ I

Głębokość w cm	Opis utworów
1120—1130	Piasek z detrytusem roślinnym Detrytus organiczny około 35%. Piasek drobnoziarnisty, zawiesinowy około 65%.
1130—1140	Piasek z detrytusem roślinnym Detrytus organiczny około 35%. Tkanki roślinne nieoznaczalne, rzadkie. Piasek drobnoziarnisty, zawiesinowy około 65%.
1140—1150	Piasek z detrytusem roślinnym Detrytus roślinny około 40%. Piasek drobnoziarnisty, zawiesinowy około 60%.
1150—1160	Piasek z detrytusem roślinnym Detrytus roślinny około 40%. Tkanki roślinne nieoznaczalne, rzadkie. <i>Drepanocladus</i> sp. ¹ rzadki. Piasek drobnoziarnisty, zawiesinowy około 60%.
1160—1170	Piasek z detrytusem roślinnym Detrytus roślinny około 40%. Tkanki roślinne nieoznaczalne, rzadkie. <i>Drepanocladus</i> sp. rzadki. Piasek drobnoziarnisty, zawiesinowy około 60%.
1170—1180	Torf detrytusowy — siaszczony Nieoznaczalne szczątki roślinne około 45%. Starte tkanki drzew liściastych około 15%. Piasek drobnoziarnisty około 40%.
1180—1190	Torf detrytusowy — siaszczony Detrytus roślinny około 40%. Starte tkanki drzew liściastych i szpilkowych około 20%. Piasek drobnoziarnisty około 40%.
1190—1200	Torf detrytusowy — siaszczony Detrytus roślinny około 40%. Starte tkanki drzew liściastych około 20%. <i>Drepanocladus aduncus</i> rzadki. Piasek drobno- ziarnisty około 40%.
1200—1210	Torf mszysto-turzycowy Korzonki turzyc około 20%. <i>Bryales</i> około 40%: <i>Drepanocla-</i> <i>clus Sendtneri</i> (dużo); <i>D. aduncus</i> +. <i>Sphagnum cymbifolium</i> rzadkie. Drewno ² : <i>Salix</i> sp. 27 sztuk. <i>Sporangia</i> paproci li-

¹ Mchy *Bryales* z plejstocенских torfów z Kalisza oznaczył mgr M. J a s n o w s k i. Szczegółowe opracowanie materiałów ukaże się w osobnej publikacji.

² Materiał drzewny z kaliskich torfów plejstocенских opracowała mgr J. J a s n o w s k a.

czne. Detrytus roślinny około 30%. Piasek drobnoziarnisty około 10%.

1210—1220 Torf wierzbowy

Drewna: *Salix* sp. 7 sztuk, *Pinus* sp. 3; *Fraxinus* sp. 2. *Sporangia* paproci częste. Korzonki turzyc rzadkie. *Bryales*: *Drepanocladus Sendtneri* +; *D. aduncus* +. *Sphagnum cymbifolium* dość liczne. Tkanki *Eriophorum* sp., *Pediastrum* i inne glony.

1220—1230 Torf wierzbowy

Drewna około 20%. *Salix* sp. 23 sztuk; *Quercus* sp. 3. *Bryales* około 30%: *Drepanocladus aduncus* var. *Kneiffii* +; *D. aduncus* var. *polycarpus* +; *Meesea triquetra* +. *Sphagnum* sp. około 10%. *Sporangia* paproci częste. Korzonki turzyc rzadkie. Piasek drobnoziarnisty około 30%.

1230—1240 Torf wierzbowy

Drewna: *Salix* sp. 51 sztuk, *Pinus* sp. 2. Listki *Sphagnum* sp. rzadkie. *Sporangia* paproci. *Bryales*: *Drepanocladus aduncus* var. *Kneiffii* +; *Acrocladium cuspidatum* +. *Pediastrum*. Piasek drobnoziarnisty około 15%.

1240—1250 Torf mszysto-turzycowy

Bryales około 40%: *Meesea triquetra* (dużo); *Scorpidium scorpioides* +; *Drepanocladus revolvens* +. Korzonki turzyc około 10%. Drewna około 3%: *Salix* sp. 12 sztuk; *Fraxinus* sp. 3; *Quercus* sp. 2. Detrytus roślinny około 30%. Piasek drobnoziarnisty około 2%.

1250—1260 Torf wierzbowy

Drewna około 30%: *Salix* sp. 41 sztuk; *Pinus* 3. *Bryales* około 20%: *Meesea triquetra* +; *Scorpidium scorpioides* +; *Drepanocladus* sp. +. Korzonki turzyc około 10%. *Sporangia* paproci rzadkie. Listki *Sphagnum* sp. rzadkie. Detrytus roślinny około 40%.

1260—1270 Torf wierzbowy

Drewna około 20%: *Salix* sp. 43 sztuk; *Pinus* sp. 4. *Bryales* około 30%: *Meesea triquetra* (dużo); *Drepanocladus* sp. +. *Sphagnum cymbifolium* rzadkie. *Sporangia* paproci.

1270—1280 Torf wierzbowy

Drewna: *Salix* sp. 27 sztuk; *Quercus* 1. *Bryales*: *Meesea triquetra* (dość dużo); *Drepanocladus aduncus* var. *polycarpus* +. *Sphagnum cymbifolium* +, *S. medium* rzadkie. Spo-

- rangia* paproci rzadkie. *Pediastrum* sp. rzadkie. Piasek drobnoziarnisty około 15%.
- 1280—1290 Torf mszysty
Bryales około 40%: *Drepanocladus Sendtneri* (dużo); *D. revolvens* (dość dużo); *Meesea triquetra* +. Listki *Sphagnum* sp. dość sporo. Drewna: *Salix* sp. 3 sztuki; *Quercus* sp. rzadki. Piasek drobnoziarnisty około 10%.
 Fragmenty liści *Ceratophyllum* sp. Glony kolonijne rzadkie.
- 1290—1300 Torf mszysty
Bryales około 50%: *Drepanocladus Sendtneri* (dużo); *D. revolvens* +. Listki *Sphagnum cymbifolium* +. Glony kolonijne. Spikule gąbek. Drewno: *Pinus* sp. 9 szt. Piasek drobnoziarnisty około 10%.
- 1300—1320 Torf detrytusowy spiaszczony. Detrytus roślinny około 35%. *Bryales* około 15%: *Drepanocladus Sendtneri* (dość dużo); *D. revolvens* +; *D. aduncus* var. *polycarpus* +. Spikule gąbek. Drewna: *Betula* sp. 9 sztuk; *Pinus* sp. 15. Piasek drobnoziarnisty około 40%.
- 1320—1330 Torf detrytusowy spiaszczony. Detrytus roślinny około 50% złożony głównie ze startych tkanek *Bryales*: *Drepanocladus Sendtneri* +; *D. aduncus* var. *polycarpus* +. *D. exannulatus* +; *Meesea triquetra* +. Drewno: *Pinus* sp. 6 sztuk. Piasek drobnoziarnisty około 50%.
- 1330—1340 Torf detrytusowy spiaszczony. Detrytus roślinny około 50%. *Bryales*: *Drepanocladus aduncus* +; *D. Sendtneri* +; *Meesea triquetra* +; *Aulacomnium palustre* rzadkie. Spikule gąbek. Piasek drobnoziarnisty około 50%.
- 1340—1350 Piasek z detrytusem roślinnym
 Detrytus roślinny około 35%. Piasek drobnoziarnisty około 65%.

TORFOWISKO PLEJSTOCENSKIE KALISZ II

Głębokość
 w cm

Opis utworów

- 540—565 Torf detrytusowy silnie spiaszczony.
 Nieoznaczalny detrytus roślinny około 35%. *Sporangia* paproci rzadkie. Okrzemki rzadkie. Drewna: *Picea* sp. lub *Larix* sp.¹ w ilości 27 sztuk; *Pinus* sp. 12 gałązek; *Salix* sp. 12 sztuk; *Betula* sp. 3 sztuki.

¹ Materiał drzewny zawarty w torfie składał się przeważnie z cienkich gałązek. Wobec braku w nich rdzenia, nie można było na podstawie stosunków anatomicznych rozstrzygnąć, czy występuje tu świerk czy modrzew.

- 565— 610 Torf detrytusowy silnie spiaszczony. Nieoznaczalny detrytus roślinny około 40%. *Bryales*: *Drepanocladus aduncus* var. *polycarpus* ++, *D. exannulatus* f. *Rothae* ++, *D. aduncus* var. *Kneiffii* +. Drewna: *Picea* sp. lub *Larix* sp. 48 sztuk; *Pinus* sp. 23; *Betula* sp. 39; *Salix* sp. 3. Piasek drobnoziarnisty około 60%.
- 610— 630 Torf detrytusowy spiaszczony. Korzonki turzyc rzadkie. *Sporangia* paproci rzadkie. *Bryales*: *Drepanocladus exannulatus* f. *Rothae* ++, *D. aduncus* var. *Kneiffii* +, *D. Sendtneri* +, *Calliergon cordifolium* (?) +. Drewna: *Betula* sp. 24 gałązek; *Pinus* sp. 15 sztuk; *Picea* sp. lub *Larix* sp. 9; *Salix* sp. 2. Piasek drobnoziarnisty około 55%.
- 630— 670 Torf turzycowo-mszysty spiaszczony. Korzonki turzyc około 20%. *Bryales* około 20%: *Drepanocladus aduncus* var. *Kneiffii* (dużo); *Meesea triquetra*. Detrytus roślinny około 20%. Piasek drobnoziarnisty około 40%.
- 670— 688 Torf mszysto-turzycowy spiaszczony. Korzonki około 25%. *Bryales* około 30%: *Meesea triquetra* (masowo); *Drepanocladus aduncus* var. *Kneiffii* +; *D. aduncus* var. *polycarpus* +; *D. Sendtneri* +; *D. exannulatus* +. Drewno: *Salix* sp. 104 sztuki. Detrytus roślinny około 15%. Piasek drobnoziarnisty około 30%.
- 688— 730 Torf mszysto-turzycowy. Korzonki turzyc około 15%. *Bryales* około 70%: *Meesea triquetra* (masowo); *Drepanocladus aduncus* var. *Kneiffii* (dużo); *D. aduncus* var. *polycarpus* +; *D. Sendtneri* +. Okrzemki rzadkie; igły gąbek rzadkie. Drewno: *Salix* sp. 6 sztuk. Piasek drobnoziarnisty około 15%.
- 730— 740 Torf turzycowo-mszysty. Tkanki i korzonki turzyc około 15%. Tkanki *Nymphaceae* około 20%. *Sporangia* paproci rzadkie. *Bryales*: *Drepanocladus aduncus* var. *Kneiffii* ++; *D. Sendtneri* +; *Meesea triquetra* +. Detrytus roślinny około 45%. Piasek drobnoziarnisty około 10%.
- 740— 750 Torf mszysto-turzycowy. Korzonki turzyc około 15%. *Bryales* około 40%: *Calliergon trifarium* (masowo); *C. giganteum* +; *Drepanocladus Sendtneri* (dużo); *D. revolvens* +. Drewno: *Picea* sp. lub *Larix* sp. 23 sztuki; *Pinus* sp. 6; *Salix* sp. 22; *Betula* sp. 12. Igły gąbek. Detrytus roślinny około 30%. Piasek drobnoziarnisty około 15%.

- 750— 765 Torf mszysto-turzycowy. Korzonki turzyc około 15%. *Bryales* około 60%: *Calliergon trifarium* (masowo); *Drepanocladus Sendtneri* +; *D. lycopodioides* +; *D. revolvens* +. Drewna: *Betula* sp. 30 sztuk; *Salix* sp. 12; *Quercus* sp. 3; *Picea* sp. lub *Larix* sp. 6. Detrytus roślinny około 20%. Piasek drobnoziarnisty około 5%.
- 765— 780 Torf mszysto-turzycowy. Korzonki turzyc około 15%. *Bryales* około 70%: *Drepanocladus Sendtneri* (masowo); *D. revolvens* (dość dużo); *D. revolvens* f. *Cossonii* +; *D. lycopodioides* +; *D. aduncus* var. *polycarpus* +; *Calliergon trifarium* (dużo). Drewna: *Picea* sp. 4 sztuki; *Salix* sp. 2. Detrytus roślinny około 15%.
- 780— 803 Torf mszysto-turzycowy. Korzonki turzyc około 15%. *Bryales* około 70%: *Calliergon trifarium* (masowo); *Drepanocladus revolvens* +; *D. Sendtneri* +; *D. badius* (?) +. *Sphagnum cymbifolium* około 10%. Drewno: *Betula* sp. 10 szt.
- 803— 828 Torf sfagnowo-turzycowy. *Sphagnum* około 50%: *Sphagnum cymbifolium* (masowo); *S. medium* +; *S. recurvum* +; *S. acutifolium* rzadkie; *S. cf. Russowii* rzadkie; *Eriophorum vaginatum* +. *Bryales* około 10%: *Calliergon trifarium* (dużo); *Drepanocladus Sendtneri* +; *Meesea triquetra* rzadka. Korzonki turzyc około 15%. Reszta – detrytus roślinny.
- 828— 868 Torf sfagnowo-turzycowy. *Sphagnum* około 40%: *S. cymbifolium* (masowo); *S. recurvum* +. *Eriophorum vaginatum* +. *Bryales* około 20%: *Meesea triquetra* ++, *Calliergon trifarium* rzadki. Korzonki turzyc około 10%. Fragmenty liści *Ceratophyllum* sp. Sporangia paproci rzadko. Drewna: *Quercus* sp. 3 sztuki; *Betula* sp. 5.
- 868— 891 Torf detrytusowy. Detrytus złożony głównie z tkanek roślin wodnych (*Nymphaeaceae*). Fragmenty liści *Ceratophyllum* sp. Listki *Sphagnum cymbifolium* rzadkie. *Bryales* rzadkie: *Meesea triquetra* ++; *Calliergon trifarium* rzadki; *Drepanocladus aduncus* rzadki. Sporangia paproci rzadkie. Drewna: *Betula* sp. 6 sztuk; *Fraxinus* sp. 6. Ślady piasku.
- 891— 909 Torf detrytusowy. Detrytus złożony ze startych tkanek roślin wodnych. Fragmenty liści *Ceratophyllum* sp. *Bryales* rzadkie: *Meesea triquetra* +; *Calliergon trifarium* +. Listki *Sphagnum cymbifolium* rzadkie. Drewna: *Betula* sp. 5 sztuk; *Salix* sp. 8. Piasek drobnoziarnisty około 30%.
- 909— 950 Plastyczny il jeziorny bez szczątków roślinnych ze śladami pyłków: *Quercus*, *Tilia*, *Corylus*.

WYNIKI ANALIZY MIKROSKOPOWEJ

Próbki torfów plejstocenijskich z Kalisza zawierały na ogół dość dobrze zachowany materiał pyłkowy. Bardzo małą ilość pyłków posiadały torfy spiaszczone oraz il jeziorny. Zestawienia oraz diagramy pyłkowe oparto na 200 ziarnach pyłkowych znalezionych w poszczególnych poziomach. W profilu Kalisz I poddano analizie poziomy w odstępach co 10 cm. Ponieważ w trakcie pracy stwierdzono, że mamy tu do czynienia z torfowiskiem o bardzo słabym przyroście, przeto dodatkowo, dla kontroli, analizowano niektóre poziomy w odstępach co 2 cm. Odnosiło się to zwłaszcza do poziomów, w których występował pyłek graba.

Profil Kalisz II analizowano poziomami o znacznie większych odstępach. Poza tym odstępki te nie były równe z uwagi na to, że pobierano próbki do analizy nie za pomocą świdra, lecz przez wykopywanie warstw torfu ze studni. W tym profilu również stosowano dla kontroli dodatkową analizę poziomów o zagęszczonych odstępach. Badania dodatkowe nie wniosły żadnych istotnych zmian w skład flory pyłków obu badanych torfowisk.

Przy procentowym obliczaniu ilości pyłków drzew w obu profilach wyłączono *Corylus* z uwagi na jej duży stopień pylności i podano jej wartości w cyfrach bezwzględnych. Również wykres dla leszczyny wykonano posługując się wartościami bezwzględnymi.

CHARAKTERYSTYKA FLORY LEŚNEJ W PROFILU TORFOWISKA KALISZ I

Obraz rozwoju flory leśnej w przekroju torfowiska plejstocenijskiego Kalisz I podano w zestawieniu liczbowym pyłków drzew i innych roślin na tabeli 6 oraz przedstawiono na fig. 4. Jest rzeczą niezmiernie interesującą, że w krótkim stosunkowo odcinku profilu (220 cm) utrwalony został długi okres historii plejstocenu, w którego czasie zachodziły kilkakrotnie głębokie przeobrażenia w składzie szaty leśnej. Było to możliwe, ponieważ dzięki lokalnym warunkom hydrologicznym narastanie warstw torfowiska odbywało się niezmiernie powoli.

W poziomach dolnych torfowiska (od 1300 do 1290 cm) występuje faza lasu sosnowo-brzozowego. Udział sosny w procentowym składzie tego lasu wynosi ponad 70%, brzozy zaś około 30%. Lasy sosnowo-brzozowe zaczęły się tu rozwijać po wycofaniu się lodowca okresu Varsovien I i ustąpieniu tundry.

W poziomie 1200 cm zaczynają się pojawiać gatunki flory ciepłolubnej, jak *Tilia*, *Quercus*, *Corylus*, ponadto razem z nimi w niewielkim procencie występuje *Picea* i *Alnus*, w wyższych nieco poziomach *Acer* i *Ulmus*.

TABELA 6
Profil pylkowy Kalisz I

Głębokość pobrania próbki w cm	% <i>Pinus</i>	% <i>Betula</i>	% <i>Salix</i>	% <i>Picea</i>	% <i>Abies</i>	<i>Corylus</i>	% <i>Tilia</i>	% <i>Alnus</i>	% <i>Quercus</i>	% <i>Acer</i>	% <i>Carpinus betulus</i>	% <i>Ulmus</i>	<i>Spory Aspidium</i>	<i>Spory Sphagnum</i>	<i>Pyłki traw</i>	<i>Pyłki Ericaceae</i>	<i>Pyłki Nuphar</i>	<i>Pyłki Typha</i>
1120	72,5	22,0	5,0	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	1	4	22	2	—	—
1130	61,5	35,0	3,0	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	31	1	—	—
1140	63,0	32,0	3,0	2,0	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2	45	1	—	—
1150	58,0	35,0	3,0	2,0	—	4	2,0	—	—	—	—	—	—	16	22	1	—	—
1160	73,0	17,0	2,0	7,0	—	—	—	1,0	—	—	—	—	1	9	18	—	—	—
1170	32,0	4,0	0,5	31,5	24,0	10	0,5	4,0	1,0	—	2,5	—	71	22	—	2	—	—
1180	31,5	7,5	1,5	26,0	21,5	24	3,0	5,5	1,0	—	2,5	—	47	18	13	4	1	—
1190	32,0	2,5	1,5	17,5	39,5	20	2,5	2,0	1,0	—	11,5	—	48	21	15	2	—	—
1200	33,0	6,0	3,0	8,0	2,0	198	16,0	8,0	19,0	1,0	4,0	—	133	23	14	—	—	4
1210	44,0	8,0	2,0	9,0	—	182	3,0	5,0	23,0	4,0	1,0	1,0	172	11	13	1	—	5
1220	31,0	7,0	2,0	10,0	2,0	128	24,0	12,0	9,0	—	1,0	2,0	97	44	16	1	—	5
1230	39,0	7,0	0,5	12,0	0,5	111	14,0	10,0	16,0	0,5	—	0,5	181	15	11	—	—	1
1240	69,0	8,0	—	11,0	—	57	—	—	10,0	—	—	2,0	82	9	16	—	—	8
1250	78,0	10,0	—	2,0	—	42	—	2,0	7,0	1,0	—	—	60	16	11	—	—	1
1260	54,0	21,0	3,5	3,5	—	52	0,5	1,5	14,5	1,5	—	—	66	17	10	3	1	—
1270	52,0	14,5	0,5	5,5	—	77	3,0	2,5	20,5	1,5	—	—	121	24	14	7	1	—
1280	49,5	41,0	1,0	—	—	15	1,5	1,0	3,5	1,5	—	1,0	38	15	8	1	1	—
1290	44,0	48,0	2,5	1,0	0,5	10	0,5	0,5	3,0	—	—	—	35	7	13	1	—	—
1310	66,5	29,5	4,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	49	—	—	—
1320	72,0	25,0	3,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	19	—	—	1
1330	71,0	26,0	3,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	29	—	—	—
1340	77,0	18,0	5,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	11	—	—	—

W ten sposób przechodzimy do drugiej fazy leśnej, jaka się z kolei tutaj rozwinęła, tj. termofilnego lasu mieszanego. Panowanie lasu mieszanego ze znacznym udziałem *Quercus*, *Tilia*, z domieszką *Acer* i *Ulmus*, z bogatym podszyciem *Corylus* rozciąga się od poziomu 1290 do 1170 cm.

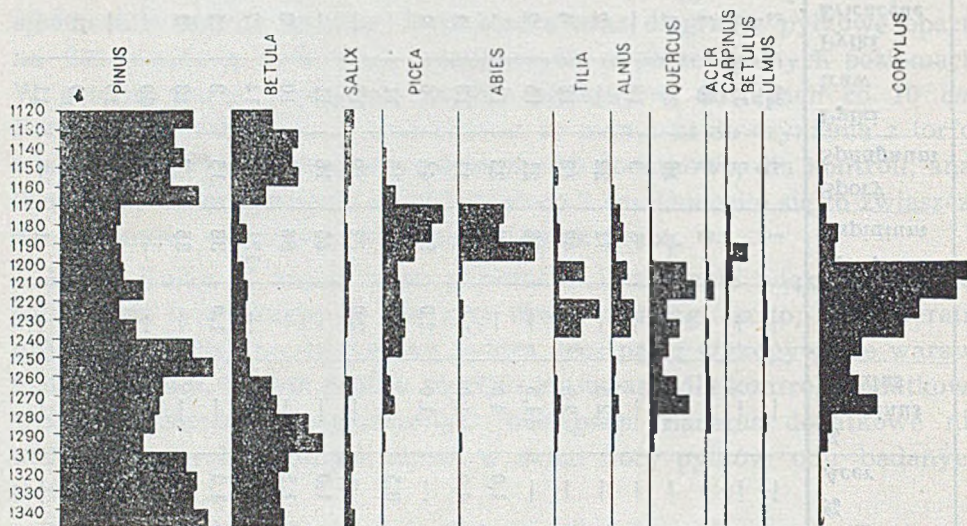


Fig. 4
Profil pyłkowy Kalisz I.

W drugiej połowie tej fazy leśnej zjawia się *Carpinus betulus* a nieco później *Abies*. Skład lasu mieszanego ulega przejściowo zmianie, gdyż wyciska na nim swe piętno obecność *Carpinus betulus*. Jest to zatem trzecia faza leśna.

W wyższym poziomie ilość elementów lasu mieszanego spada, a wybija się na pierwszy plan *Abies*. Udział jodły w strukturze szaty leśnej wyraża się wartością około 40%. Lasy jodłowe tworzą czwartą fazę leśną.

Pod koniec dominacji jodły obserwujemy dość silny wzrost w spektrach pyłkowych *Picea*. W składzie lasu dominują w piątej fazie przez pewien czas oba te gatunki drzew.

Poziom 1170 cm stanowi przełom w obrazie flory leśnej. Znikają prawie zupełnie składniki lasu mieszanego oraz jodła, a pojawiają się na ich miejsce znowu lasy sosnowo-brzozowe z minimalnym udziałem świerka. Byłaby to szósta faza w rozwoju szaty leśnej w plejstocenie kaliskim. Ta głęboka zmiana w strukturze leśnej wywołana została radykalną zmianą warunków klimatycznych na skutek zbliżania się lodowca Varsovien II.

W profilu pyłkowym torfowiska plejstoceniowego Kalisz I, mimo jego niewielkiej miąższości, zapisał się długi okres rozwoju flory leśnej a po-

średnio także przebieg zmian klimatycznych, jakie miały miejsce od schyłku glacjału Varsovien I aż do początku glacjału następnego Varsovien II. Zmiany te charakteryzują się kolejnym następstwem faz leśnych. Postępując od dołu, tj. od warstw związanych ze zlodowaceniem Varsovien I, wyróżniamy tutaj następujące fazy leśne:

- I faza lasu sosnowo-brzozowego,
- II faza lasu mieszanego lipowo-dębowego,
- III faza lasu mieszanego z udziałem graba,
- IV faza lasów jodłowych,
- V faza leśna świerkowo-jodłowa,
- VI faza powrotnego panowania lasu sosnowo-brzozowego.

CHARAKTERYSTYKA FLORY LEŚNEJ W PROFILU TORFOWISKA KALISZ II

Wyniki analizy pyłkowej dla torfowiska Kalisz II przedstawia tabela 7 oraz diagram pyłkowy, fig. 5.

Dolne poziomy torfowiska zawierają bardzo liczną florę pyłków ciepłego lasu mieszanego. Spotykamy tu znaczne zagęszczenie pyłków *Tilia*, *Quercus*, *Corylus* oraz *Carpinus betulus*. Z tego wynika, że torfowisko Kalisz II zaczęło się tworzyć w okresie rozwoju lasu mieszanego, w fazie lasów grabowych.

Dolne poziomy torfu w tym torfowisku spoczywają na ile jeziornym, który odznacza się ubóstwem pod względem zawartości pyłków. Analizując liczne preparaty z warstw ilu stwierdzono, że najczęściej powtarzają się tu ziarna pyłku lipy, dębu i leszczyzny. Z tego wynikałoby, że poziomy warstw ilastych, tworzących dno torfowiska, powstały w fazie panowania lasu mieszanego lipowo-dębowego

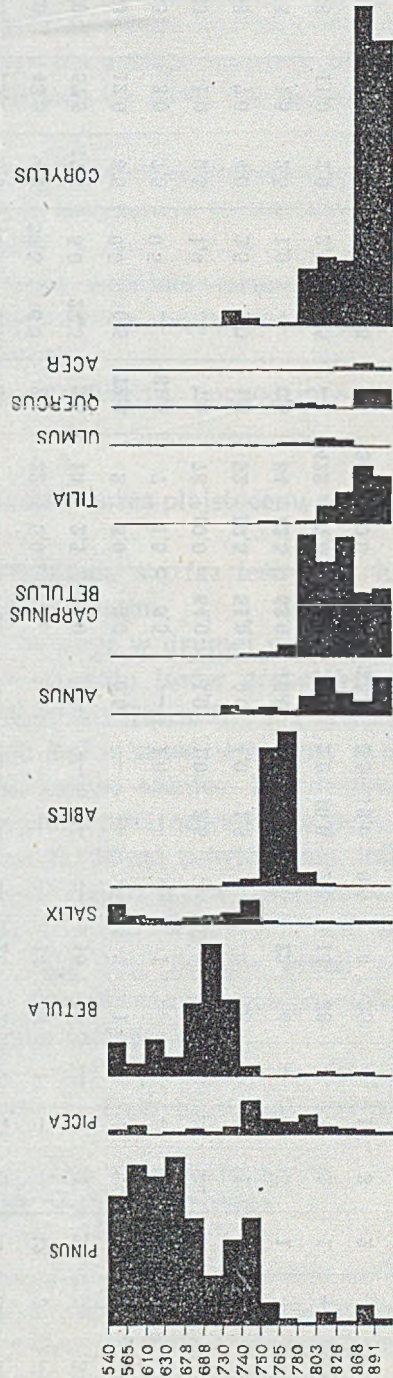


Fig. 5. Profil pyłkowy Kalisz II.

TABELA 7
Profil pylkowy Kalisz II

Głębokość pobrania próbki w cm	% Pinus	% Picea	% Betula	% Salix	% Abies	Corylus	% Alnus	% Carpinus betulus	% Tilia	% Ulmus	% Quercus	% Acer	Spory Aspidium	Spory Sphagnum	Spory Lycopodium	Pyłki traw	Pyłki Ericaceae	Pyłki Typha	Pyłki Nuphar	Pyłki Nymphaea
540	68,5	3,0	17,5	11,0	—	—	—	—	—	—	—	—	3)	32	—	—	4	—	—	—
565	85,5	5,0	7,0	4,5	—	—	—	—	—	—	—	—	73	22	2	1	3	—	—	—
610	77,0	0,5	19,5	3,0	—	—	—	—	—	—	—	—	196	15	—	4	5	—	—	—
630	87,5	1,0	10,0	1,5	—	—	—	—	—	—	—	—	77	1	—	—	—	—	—	—
678	56,5	2,5	37,5	3,5	—	—	—	—	—	—	—	—	26	—	1	—	5	—	—	—
688	25,5	0,5	70,0	4,0	—	—	—	—	—	—	—	—	28	2	3	11	2	—	—	—
730	43,5	4,0	39,5	6,0	2,0	22	5,0	—	—	—	—	—	14	9	1	—	—	42	2	—
740	57,5	17,5	5,0	22,5	3,0	10	2,5	2,0	—	—	—	—	10	19	—	4	1	22	—	3
750	12,0	8,5	0,5	0,5	72,0	2	3,0	3,0	0,5	—	—	—	7	1	—	5	—	—	—	—
765	3,0	7,5	0,5	—	81,0	7	1,5	5,5	—	1,0	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
780	1,0	9,5	1,0	—	7,0	78	10,0	64,0	1,0	1,0	2,5	—	4	4	—	—	—	—	—	—
803	7,0	4,0	2,5	1,0	1,0	92	19,5	51,0	9,0	4,0	1,0	—	—	13	—	—	1	—	—	—
828	1,5	2,5	1,0	—	0,5	84	12,5	63,0	16,0	2,5	—	0,5	22	4	—	—	5	1	—	—
868	11,0	2,0	2,0	0,5	—	422	7,0	34,0	29,0	2,0	10,0	2,5	11	38	—	5	1	1	—	—
891	4,0	1,5	—	0,5	—	377	20,0	36,0	25,0	2,5	10,0	0,5	6	35	—	19	3	2	—	—

Pokłady torfu leżące na dnie ilastym zawierają pyłki lasu mieszanego, wśród których wybijają się na pierwszy plan grabowe z: społy leśne. Udział w nich graba jako elementu podstawowego wynosi ponad 60%.

W górnych poziomach *Carpinus betulus* zostaje wyparty przez *Abies*, której ilość w drzewostanie leśnym wzrasta do 80%, jak można wnioskować z ilości zachowanych pyłków.

Następna faza leśna zaznacza się zmniejszeniem procentu jodły na korzyść *Picea*, wskutek czego w górnym horyzoncie torfowiska pojawiają się przejściowo lasy świerkowo-jodłowe.

Od poziomu 730 cm w górę zanikają zupełnie termofilne elementy leśne oraz jodła, a na ich miejsce przychodzą wyłącznie lasy sosnowo-brzozowe z niewielką domieszką świerka.

Porównując diagramy pyłkowe obu torfowisk, dochodzimy do następujących konkluzji:

1. Torfowisko Kalisz I obejmuje dłuższy okres plejstocenu aniżeli torfowisko Kalisz II.
2. Zawiera ono pełny obraz kształtowania się faz leśnych i klimatycznych między jednym glacjałem a drugim.
3. Torfowisko Kalisz II zaczęło się tworzyć w drugiej połowie panowania lasu mieszanego, tj. w fazie rozwoju lasów grabowych; dalsze jego fazy układają się jak w torfowisku Kalisz I.
4. Następstwo faz oraz ich charakter jest w zasadzie zgodny w obu torfowiskach. Zaznaczają się jednak pewne różnice. Przede wszystkim uderzają w profilu Kalisz I niskie wartości procentowe pyłku graba w porównaniu z profilem Kalisz II. Mimo powtórzenia mikroskopowych analiz poziomu z grabem i zagęszczenia odstępów w pobieraniu próbek, nie zdołano osiągnąć tutaj większych wartości dla tego gatunku drzewa. Dlatego małą ilość pyłków graba w torfowisku Kalisz I tłumaczyć należy ograniczonym występowaniem tego gatunku w najbliższym sąsiedztwie torfowiska.
5. Porównanie profilów pyłkowych z obu torfowisk pozwoliło określić niejednakowe tempo zachodzących w nich procesów wzrostowych.

INTERPRETACJA WIEKU WARSTW GEOLOGICZNYCH NA PODSTAWIE ANALIZY MIKROSKOPOWEJ

Analiza mikroskopowa dostarcza klucza do określenia wieku niektórych warstw profilu plejstoceńskiego z Kalisza. Wyniki analizy mikroskopowej dowiodły, że główna masa torfów w Kaliszu powstała w okresie panowania termofilnego lasu mieszanego, a więc w stadium interglacialnym. Inter-

glacjał ten w dolnej partii torfowiska Kalisz I przechodzi poprzez zimną fazę lasu sosnowo-brzozowego w okres glacialny, którego istnienie znaczą w profilu pokłady glin i żwirów lodowcowych. W stropowej części obu torfowisk mamy fazę lasu zimnego, która prowadzi do utworów młodszego zlodowacenia.

Flora pyłków drzew leśnych zachowana w obu torfowiskach odznacza się wysokim procentem gatunków ciepłolubnych oraz dużą ilością pyłków graba i jodły. Szczególnie charakterystycznie zachowuje się w przebiegu profilu pyłkowego grab, jodła i świerk. Lasy grabowe dochodzą w tym interglacjale do największego rozprzestrzenienia w drugiej połowie okresu panowania lasów mieszanych. Lasy zaś jodłowe — u schyłku tego okresu. Świerk razem z jodłą tworzy zespoły leśne pod koniec okresu interglacialnego.

Tego rodzaju zachowanie się wymienionych składników flory leśnej obserwowano również w innych profilach pyłkowych zaliczanych do interglacjału *Masovien II*. Między innymi profile pyłkowe z Kalisza wykazują wielką pod tym względem zgodność z profilami interglacialnymi ze Szercowa i Dzbanek Kościuszkowskich, którym przypisuje się przynależność do interglacjału *Masovien II*.

Torfy plejstocenijskie z Kalisza wytworzyły się zatem w interglacjale *Masovien II*, mając w spągu utwory lodowcowe *Cracovien* i *Varsovien I*, a w stropie utwory rzeczne glacjału *Varsovien II*, którego lądolód nie dotarł do okolicy Kalisza.

WYNIKI ANALIZY MAKROSKOPOWEJ SZCZĄTKÓW ROŚLINNYCH

W torfach plejstocenijskich z Kalisza wykryto liczne szczątki makroskopowe roślin w postaci owoców, nasion, drewna, rzadziej liści. Część oznaczonych szczątków podano już przy charakterystyce stratygraficznej poszczególnych poziomów torfowych. Odnosi się to szczególnie do mchów, turzyc i szczątków drewnien, których użyto jako elementu przewodniego do wyróżnienia i sklasyfikowania jakości nawarstwień torfowych.

Większość szczątków pochodzi z roślinności wodnej i błotnej. Roślinność błotna w niewielkim tylko stopniu może się przyczynić do scharakteryzowania właściwości klimatu, w którym żyła. Lepiej do tego celu nadaje się roślinność wodna, aczkolwiek nie spełnia tego w sposób tak precyzyjny, jak to obserwujemy przy zastosowaniu metody analizy pyłków drzew leśnych.

Wyróżniony przy pomocy metody pyłkowej interglacjał *Masovien II* w torfach kaliskich znajduje pełne potwierdzenie w makroskopowym materiale kopalnym. W poziomach torfów wytworzonych w interglacjale

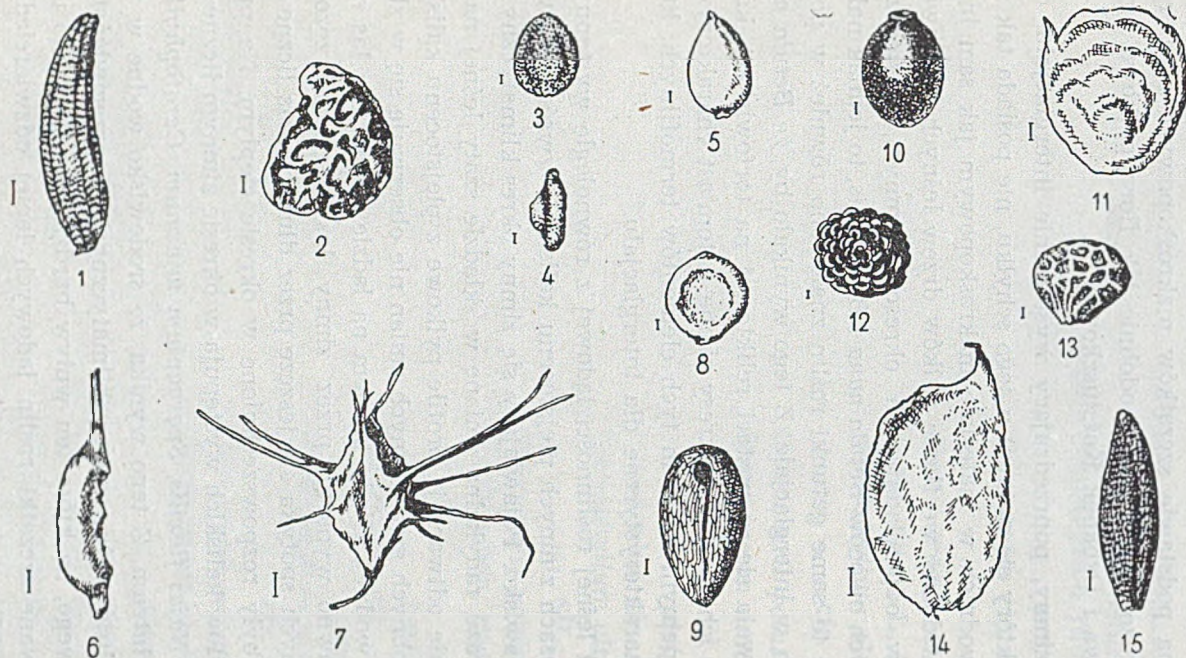


Fig. 6

Szczałki roślinne z torfu interglacialnego w Kaliszu

1 — *Leontodon autumnalis* L., owoc (spłaszczony); 2 — *Rubus idaeus* L., pestka (spłaszczona); 3 — *Lysimachia thyrsoflora* L., nasienie; 4 — *Lysimachia thyrsoflora* L., widok z boku; 5 — *Urtica dioica* L., owoc; 6 — *Zannichellia palustris* (Mich.) L., część owocu; 7 — *Rumex maritimus* L., owoc; 8 — *Ranunculus sceleratus* L., owoc; 9 — *Pedicularis palustris* L., nasienie; 10 — *Aldrovanda vesiculosa* L., nasienie; 11 — *Alisma Plantago* L., owoc; 12 — *Stellaria palustris* Ehrh., nasienie; 13 — *Potentilla* cfr. *silvestris* Neck., orzeszek; 14 — *Sagittaria sagittifolia* L., owoc; 15 — *Najas flexilis* (Willd.) Rost. et Schm. owoc.

znajdujemy bowiem szczątki takich gatunków termofilnych, jak *Quercus* sp. (drewno), *Fraxinus* sp. (drewno), *Acer platanoides* (skrzydlak), *Carpinus betulus* (orzeszki), *Sambucus nigra* (pestki), *Rumex maritimus*, *Najas marina*, *Nymphaea alba*, *Aldrovanda vesiculosa*, *Brasenia purpurea*. Flora odtworzona na podstawie szczątków makroskopowych z interglacjału kaliskiego bardzo przypomina, podobnie jak flora pyłkowa, interglacjał ze Szczercowa i Dzbanek Kościuszkowskich.

Pierwszy okres zimny, poprzedzający wystąpienie interglacjału, oraz drugi okres zimny, który się pojawił u jego schyłku, nie posiada tak wyraźnych form przewodnich w materiale makroskopowym jak sam interglacjał oraz jak to widzimy we florze pyłków drzew leśnych. Wprawdzie w poziomach torfów, odpowiadających okresom zimnym, stwierdzono obecność dość licznych owoców *Betula nana* i *B. humilis*, to jednak należy mieć na uwadze, że te same gatunki roślin znaleziono również w poziomach wytworzonych w interglacjale. Z tego wynikało by, że *Betula nana* i *B. humilis* znajdowała się w postaci reliktovej na torfowiskach kaliskich przez cały czas ich rozwoju. Okresy zimne natomiast charakteryzują się dość dobrze zupełnym brakiem tych elementów termofilnych, które wymieniono jako charakterystyczne dla interglacjału.

Przy paralelizacji leśnej roślinności lądowej z równolegle występującą florą wodną w okresach zimnych plejstocenu kaliskiego zwrócono uwagę na jedno ciekawe zjawisko. Pojawiający się zimny okres klimatyczny powoduje prawie od razu radykalną zmianę w składzie szaty leśnej na lądzie, jak to doskonale odtwarzają profile pyłkowe z plejstocenu kaliskiego. Tymczasem podobnych gwałtownych zmian nie obserwuje się w zbiorniku roślinności wodnej. Kiedy bowiem na lądzie termofilny las mieszany został już dawno wyparty przez zimny las sosnowo-brzozowy, w zbiornikach wodnych spotyka się jeszcze przez dłuższy czas liczne gatunki roślin, które były rozpowszechnione w okresie ciepłym. Na przykład w profilach torfów kaliskich występują w okresie zimnym liczne gatunki *Potamogeton*, *Najas flexilis*, *Sparganium minimum*, *Ceratophyllum demersum*, *Nuphar luteum*. Z tego wynika, że środowisko wodne w wysokim stopniu niweluje wpływ zmian klimatycznych w przeciwieństwie do środowiska lądowego, na które ten wpływ bardziej bezpośrednio uderza. Dlatego zachowane szczątki roślin lądowych lepiej odzwierciedlają zmiany i wahnięcia klimatyczne aniżeli pozostałości roślin wodnych.

Poniżej podaję zestawienie makroskopowych szczątków roślinnych, tak jak występowały one w poszczególnych poziomach obu torfowisk:

TABELA 8
Szczałki makroskopowe roślin z torfowiska Kalisz I¹

Głębokość w cm	Fazy klimatyczne	Gatunki roślin
1120—1130	Zimna faza lasu sosnowo-brzozowego Glacja Varsovien II	<i>Heleocharis palustris</i> (L.) R. Br. (4), <i>Potamogeton filiformis</i> Pers. (1), „ „ <i>perfoliatus</i> L. (11), <i>Ranunculus</i> cfr. <i>aquatilis</i> (sensu lato) L. (25), <i>Carex gracilis</i> Curt. (1), <i>Urtica dioica</i> L. (1), <i>Myriophyllum alternifolium</i> DC. (1), „ „ cfr. <i>spicatum</i> L. (3).
1130—1140	„ „	<i>Heleocharis palustris</i> (L.) R. Br. (4), <i>Potamogeton mucronatus</i> Schrad. (1), „ „ <i>perfoliatus</i> L. (5), <i>Ranunculus</i> cfr. <i>aquatilis</i> L. (16), <i>Myriophyllum alternifolium</i> DC. (3), „ „ cfr. <i>verticillatum</i> L. (4),
1140—1150	„ „	<i>Heleocharis palustris</i> (L.) R. Br. (2), <i>Potamogeton mucronatus</i> Schrad. (1), „ „ <i>perfoliatus</i> L. (3), <i>Ranunculus</i> cfr. <i>aquatilis</i> L. (16), „ „ <i>sceleratus</i> L. (2), <i>Myriophyllum alternifolium</i> DC. (2), „ „ cfr. <i>spicatum</i> L. (1),
1150—1160	„ „	<i>Heleocharis palustris</i> (L.) R. Br. (1), <i>Potamogeton acutifolius</i> LK. (1), „ „ <i>nitens</i> Web. (1), „ „ <i>perfoliatus</i> L. (5), „ „ <i>Zizii</i> M. et K. (1), <i>Ranunculus</i> cfr. <i>aquatilis</i> L. (14), : „ „ <i>sceleratus</i> L. (7),

¹ Wymieniony materiał kopalny odnosi się głównie do owoców i nasion. Tam, gdzie miano do czynienia z innymi częściami roślin, zaznaczano je osobno w nawiasach. Liczby w nawiasach oznaczają ilość szczałków.

Głębokość w cm	Fazy klimatyczne	Gatunki roślin
1160—1170	Faza lasu świerkowo-jodłowego Koniec interglacjału Masovien II	<i>Oenanthe Phellandrium</i> (L.) DC. (1), <i>Myriophyllum alternifolium</i> DC. (4), <i>Heleocharis palustris</i> (L.) R. Br. (1), <i>Potamogeton rutilus</i> Wolfg. (1), „ „ <i>Zizii</i> M. et K. (1), <i>Carex pseudocyperus</i> L. (1), <i>Ranunculus</i> cfr. <i>aquatilis</i> L. (5), „ „ <i>sceleratus</i> L. (2), <i>Hippuris vulgaris</i> L. (1), <i>Potentilla</i> sp. (1), <i>Sparganium minimum</i> Fr. (1), <i>Myriophyllum alternifolium</i> DC. (2),
1170—1180	„ „	<i>Potamogeton lucens</i> L. (2), „ „ <i>perfoliatus</i> L. (5), <i>Ranunculus</i> cfr. <i>aquatilis</i> L. (15), „ „ <i>sceleratus</i> L. (2), <i>Comarum palustre</i> L. (1), <i>Myriophyllum alternifolium</i> DC. (2),
1180—1190	Faza lasów jodłowych	<i>Heleocharis palustris</i> (L.) R. Br. (2), <i>Potamogeton perfoliatus</i> L. (2), <i>Ranunculus</i> cfr. <i>aquatilis</i> L. (12), „ „ <i>sceleratus</i> L. (4),
1190—1200	Faza lasów miesza- nych z domieszką grabu	<i>Heleocharis palustris</i> (L.) R. Br. (3), <i>Carex vesicaria</i> L. (4), <i>Potamogeton praelongus</i> Wulf. (1), „ „ <i>rutilus</i> Wolfg. (1), <i>Ranunculus</i> cfr. <i>aquatilis</i> L. (9), <i>Sparganium minimum</i> Fr. (2), <i>Myriophyllum alternifolium</i> DC. (1),
1200—1210	Faza lasów mieszanych dębowo-lipowych	<i>Scirpus Tabernaemontani</i> Gmel. (11), <i>Carex dioica</i> L. (2), „ <i>gracilis</i> Curt. (7), „ cfr. <i>flava</i> (sensu lato) L. (3), „ <i>pseudocyperus</i> L. (∞),

Głębokość w cm	Fazy klimatyczne	Gatunki roślin
		<p><i>Ranunculus</i> cfr. <i>aquatilis</i> L. (2), „ „ <i>sceleratus</i> L. (4), <i>Menyanthes trifoliata</i> L. (1), <i>Rumex maritimus</i> L. (1), <i>Aldrovanda vesiculosa</i> L. (2), <i>Oenanthe Phellandrium</i> (L.) DC. (1), <i>Rubus idaeus</i> L. (1), <i>Urtica dioica</i> L. (5), <i>Lycopus europaeus</i> L. (6), <i>Ceratophyllum demersum</i> L. (2), „ „ <i>submersum</i> L. (4), <i>Salix</i> sp. (drewno, 27 sztuk).</p>
1210—1220	Faza lasów mieszanych dębowo-lipowych	<p><i>Scirpus Tabernaemontani</i> Gmel. (2), <i>Carex caespitosa</i> L. (1), „ <i>pseudocyperus</i> L. (7), <i>Ranunculus sceleratus</i> L. (1), <i>Lycopus europaeus</i> L. (2), <i>Menyanthes trifoliata</i> L. (1), <i>Aldrovanda vesiculosa</i> L. (2), <i>Ceratophyllum demersum</i> L. (2), „ „ <i>submersum</i> L. (1), <i>Nymphaeaceae</i> (tkanki), <i>Salix</i> sp. (drewno, 7 sztuk), <i>Fraxinus</i> sp. (drewno, 2 sztuki), <i>Pinus</i> sp. (drewno, 3 sztuki).</p>
1220—1230	„ „	<p><i>Scirpus Tabernaemontani</i> Gmel. (9), <i>Potamogeton pusillus</i> L. (10), <i>Carex</i> cfr. <i>flava</i> L. (3), „ <i>pseudocyperus</i> L. (23), „ <i>riparia</i> Curt. (1), <i>Ranunculus sceleratus</i> L. (16), <i>Aldrovanda vesiculosa</i> L. (1), <i>Urtica dioica</i> L. (5), <i>Lycopus europaeus</i> L. (7), <i>Ceratophyllum demersum</i> L. (1),</p>

Głębokość w cm	Fazy klimatyczne	Gatunki roślin
1230—1240	Faza lasów mieszanych dębowo-lipowych	<p><i>Nymphaceae</i> (liczne tkanki), <i>Salix</i> sp. (drewno, 24 sztuki), Quercus sp. (drewno, 3 sztuki), <i>Betula verrucosa</i> Ehrh. (1 owoc), <i>Scirpus Tabernaemontani</i> Gmel. (1), <i>Potamogeton filiformis</i> Pers. (1), <i>Carex caespitosa</i> L. (1), „ <i>dioica</i> L. (2), „ <i>cf. flava</i> L. (2), „ <i>pseudocyperus</i> L. (12), Nymphaea alba L. (1), <i>Ranunculus sceleratus</i> L. (12), <i>Oenanthe Phellandrium</i> (L.) DC. (1), <i>Urtica dioica</i> L. (12), <i>Lycopus europaeus</i> L. (5), <i>Ceratophyllum submersum</i> L. (3), <i>Salix</i> sp. (drewno, 51 sztuk), <i>Pinus</i> sp. (drewno, 2 sztuki).</p>
1240—1250	„ „	<p><i>Betula verrucosa</i> Ehrh. (2 owoce), <i>Carex pseudocyperus</i> L. (1), <i>Ranunculus sceleratus</i> L. (3), <i>Menyanthes trifoliata</i> L. (1), <i>Lycopus europaeus</i> L. (1), <i>Urtica dioica</i> L. (5), <i>Ceratophyllum demersum</i> L. (1), <i>Cenococcum geophilum</i> Fries. (1), <i>Nuphar luteum</i> (blizny kwiatowe), <i>Salix</i> sp. (drewno, 12 sztuk), Fraxinus sp. (drewno, 3 sztuki). Quercus sp. (drewno 2 sztuki).</p>
1250—1260	„ „	<p><i>Betula verrucosa</i> Ehrh. (1 owoc), <i>Carex pseudocyperus</i> L. (4), <i>Ranunculus sceleratus</i> L. (1), Aldrovanda vesiculosa L. (1), <i>Lycopus europaeus</i> L. (1), <i>Salix</i> sp. (drewno, 41 sztuk), <i>Pinus</i> sp. (drewno, 3 sztuki).</p>

Głębokość w cm	Fazy klimatyczne	Gatunki roślin
1260—1280	Faza lasów mieszanych dębowo-lipowych	<p><i>Scirpus Tabernaemontani</i> Gmel. (2) <i>Carex</i> cfr. <i>flava</i> L. (7), „ <i>pseudocyperus</i> L. (8), „ <i>panicea</i> L. (1), „ <i>Goodenoughii</i> Gay. (1), „ <i>vesicaria</i> L. (1), <i>Potamogeton filiformis</i> Pers. (1), <i>Sparganium</i> cfr. <i>simplex</i> Huds. (1), <i>Nymphaeaceae</i> (liczne tkanki), <i>Ranunculus sceleratus</i> L. (8), <i>Urtica dioica</i> L. (13), <i>Ceratophyllum demersum</i> L. (1), <i>Lycopus europaeus</i> L. (8), <i>Myriophyllum alternifolium</i> DC. (1), <i>Mentha aquatica</i> L. (2), <i>Salix</i> sp. (drewno, 70 sztuk), Quercus sp. (drewno, 1 sztuka), <i>Pinus</i> sp. (drewno, 4 sztuki).</p>
1280—1290	<p>„ „</p> <p>Początek interglacjału Masovien II</p>	<p><i>Betula verrucosa</i> Ehrh. (18 owoców, 1 łuska owoc.), <i>Betula pubescens</i> Ehrh. (5 owoców), <i>Potamogeton alpinus</i> Balb. (1), „ „ <i>vaginatus</i> Turcz. (2), <i>Carex</i> cfr. <i>flava</i> L. (3), „ <i>pseudocyperus</i> L. (8), <i>Najas marina</i> L. (1), <i>Ranunculus</i> cfr. <i>aquatilis</i> L. (3), „ „ <i>sceleratus</i> L. (1), <i>Menyanthes trifoliata</i> L. (3), <i>Ceratophyllum submersum</i> L. (1), <i>Salix</i> sp. (drewno, 3 sztuki), Quercus sp. (drewno, 1 sztuka),</p>
1290—1310	<p>Zimna faza lasu sosnowo-brzozowego</p> <p>Glacjał Varsovien I</p>	<p><i>Betula verrucosa</i> Ehrh. (16 owoców, 2 łuski owoc.) <i>Betula pubescens</i> „ (3 owoce, 6 łusek owoc.),</p>

Głębokość w cm	Fazy klimatyczne	Gatunki roślin
		<p><i>Betula humilis</i> Schrk. (1 owoc), <i>Heleocharis palustris</i> (L.) R. Br. (2), <i>Potamogeton alpinus</i> Balb. (1), " " <i>fluitans</i> Rth. (10), " " <i>perfoliatus</i> L. (2), " " <i>praelongus</i> Wulf. (5), " " <i>natans</i> L. (1), " " <i>pusillus</i> L. (4), " " <i>vaginatus</i> Turcz. (1), <i>Carex dioica</i> L. (1), " <i>gracilis</i> Curt. (4), " <i>lasiocarpa</i> Ehrh. (2), " <i>pseudocyperus</i> L. (1), " <i>vesicaria</i> L. (5), <i>Rumex maritimus</i> L. (1), <i>Ranunculus</i> cfr. <i>aquatilis</i> L. (1), " " <i>sceleratus</i> L. (2), <i>Menyanthes trifoliata</i> L. (2), <i>Nymphaea alba</i> L. (1), " " " L. (blizna liściowa), Nymphaeaceae (tkanki), <i>Nuphar luteum</i> (L.) Sibth et Sm. (1), <i>Sparganium minimum</i> Fr. (1), <i>Hippuris vulgaris</i> L. (1), <i>Myriophyllum alternifolium</i> DC. (1), <i>Viola</i> cfr. <i>silvestris</i> (Lam.) Rchb. (3) <i>Potentilla</i> cfr. <i>silvestris</i> Neck. (2), <i>Arctostaphylos uva ursi</i> L. (1), <i>Pinus</i> sp. (drewno, 21 sztuk), <i>Betula</i> sp. (drewno, 9 sztuk).</p>
1310—1320	Zimna faza lasu sosnowo-brzozowego	<p><i>Betula verrucosa</i> Ehrh. (12 owoców, 1 łuska owoc.) <i>Betula pubescens</i> " (21 owoców, 5 łusek owoc.),</p>

Głębokość w cm	Fazy klimatyczne	Gatunki roślin
		<p><i>Betula nana</i> L. (1 owoc), <i>Potamogeton alpinus</i> Balb. (4), " " <i>fluitans</i> Rth. (11), " " <i>polygonifolius</i> Pourr. (1), " " <i>pusillus</i> L. (4), " " <i>vaginatus</i> Turcz. (1), <i>Carex gracilis</i> Curt. (5), " <i>stricta</i> Good. (3), " <i>vesicaria</i> L. (4), <i>Sparganium minimum</i> Fr. (15), " " cfr. <i>simplex</i> Huds. (1), <i>Ranunculus</i> cfr. <i>aquatilis</i> (2), <i>Menyanthes trifoliata</i> L. (1), <i>Nuphar luteum</i> (L.) Sibth. et Sm. (4) <i>Cenococcum geophilum</i> Fries. (1), <i>Viola</i> cfr. <i>silvestris</i> (Lam.) Rehb. (2), <i>Marchantia polymorpha</i> (plecha), <i>Pinus</i> sp. (drewno, 6 sztuk).</p>
1320—1330	Zimna faza lasu sosnowo-brzozowego	<p><i>Betula pubescens</i> Ehrh. (2 owoce, 1 łuska owoc), <i>Betula pubescens</i> Ehrh. (2 owoce, 1 łuska owoc), <i>Heleocharis palustris</i> (L.) R. Br. (12), <i>Potamogeton alpinus</i> Balb. (3), " " <i>fluitans</i> Rth. (3), " " <i>praelongus</i> Wulf. (1), " " <i>perfoliatus</i> L. (4), " " <i>pusillus</i> L. (1), " " <i>natans</i> L. (1), " " <i>obtusifolius</i> M. et K. (2), " " <i>trichoides</i> Cham. et Schlecht. (1),</p>

Głębokość w cm	Fazy klimatyczne	Gatunki roślin
		<p><i>Sparganium minimum</i> Fr. (23), <i>Ranunculus</i> cfr. <i>aquatilis</i> L. (5), <i>Nuphar luteum</i> (L.) Sibth. et Sm. (2), <i>Viola</i> sp. (3), <i>Cenococcum geophilum</i> Fries. (1),</p>
1330—1340	Zimna faza lasu sosnowo-brzozowego	<p><i>Betula verrucosa</i> Ehrh. (2 owoce), <i>Heleocharis palustris</i> (L.) R. Br. (2), <i>Potamogeton alpinus</i> Balb. (7), „ „ <i>fluitans</i> Rth. (6), „ „ <i>perfoliatus</i> L. (4), „ „ <i>pusillus</i> L. (19), „ „ <i>obtusifolius</i> M. et K. (1), „ „ <i>rutilus</i> Wolfg. (1), „ „ <i>vaginatus</i> Turcz. (1),</p> <p><i>Sparganium minimum</i> Fr. (40), <i>Ranunculus</i> cfr. <i>aquatilis</i> L. (7), <i>Myriophyllum alternifolium</i> DC. (1) <i>Viola</i> cfr. <i>silvestris</i> Lam. Rchb. (1), <i>Cenococcum geophilum</i> Fries. (2),</p>
1340—1350	„ „	<p><i>Heleocharis palustris</i> (L.) R. Br. (1) <i>Potamogeton alpinus</i> Balb. (1), „ „ <i>fluitans</i> Rth. (5), „ „ <i>filiformis</i> Pers. (3), „ „ <i>perfoliatus</i> L. (2), „ „ <i>praelongus</i> Wulf. (2), „ „ <i>pusillus</i> L. (1), „ „ <i>obtusifolius</i> M. et K. (2), „ „ <i>rutilus</i> Wolfg. (2),</p> <p><i>Sparganium minimum</i> Fr. (13), <i>Ranunculus</i> cfr. <i>aquatilis</i> L. (4),</p>

Głębokość w cm	Fazy klimatyczne	Gatunki roślin
1350—1360	Zimna faza lasu sosnowo-brzozowego	<i>Betula nana</i> L. (2 owoce), <i>Heleocharis palustris</i> (L.) R. Br. (1), <i>Potamogeton alpinus</i> Balb. (1), „ „ <i>fluitans</i> Rth. (5), „ „ <i>praelongus</i> Wulf. (3), „ „ <i>obtusifolius</i> M. et K. (2), „ „ <i>vaginatus</i> Turcz. (2), <i>Sparganium minimum</i> Fr. (7), <i>Ranunculus</i> cfr. <i>aquatilis</i> L. (5),
1360—1370	„ „	<i>Potamogeton alpinus</i> Balb. (2), „ „ <i>fluitans</i> Rth. (5), „ „ <i>perfoliatus</i> L. (1), „ „ <i>praelongus</i> Wulf. (2), „ „ <i>pusillus</i> L. (5), „ „ <i>natans</i> L. (3), „ „ <i>obtusifolius</i> M. et K. (3), „ „ <i>rutilus</i> Wolfg. (1), „ „ <i>vaginatus</i> Turcz. (1), „ „ <i>zosteraceus</i> Fries. (1), <i>Sparganium minimum</i> Fr. (9), <i>Ranunculus</i> cfr. <i>aquatilis</i> L. (6), <i>Hippuris vulgaris</i> L. (1), <i>Zannichellia palustris</i> L. (1), <i>Najas flexilis</i> (Willd.) Rost. et Schm. (1), <i>Myriophyllum alternifolium</i> DC. (1)
1370—1380	„ „	<i>Potamogeton alpinus</i> Balb. (2), „ „ <i>fluitans</i> Rth. (2), „ „ <i>natans</i> L. (1), <i>Sparganium minimum</i> Fr. (3), <i>Ranunculus</i> cfr. <i>aquatilis</i> L. (3), <i>Oenanthe Phellandrium</i> (L.) DC. (1), <i>Cenococcum geophilum</i> Fries. (1),

TABELA 9
Szczątki makroskopowe roślin z torfowiska Kalisz II

Głębokość w cm	Fazy klimatyczne	Gatunki roślin
540—565	Zimna faza lasu sosnowo-brzozowego Glacjal Varsovien II	<i>Potamogeton perfoliatus</i> L. (3), <i>Carex pseudocyperus</i> L. (1), „ <i>vesicaria</i> L. (1), <i>Menyanthes trifoliata</i> L. (4), <i>Salix</i> sp. (drewno, 12 sztuk), <i>Betula</i> sp. (drewno, 3 sztuki), <i>Pinus</i> sp. (drewno, 12 sztuk), <i>Picea</i> lub <i>Larix</i> (drewno, 27 sztuk),
565—610	„ „	<i>Betula verrucosa</i> Ehrh. (1 owoc, 1 luska owoc), „ <i>nana</i> L. (1 owoc), <i>Menyanthes trifoliata</i> L. (2), <i>Betula</i> sp. (drewno, 39 sztuk), <i>Pinus</i> sp. (drewno, 23 sztuki), <i>Picea</i> lub <i>Larix</i> sp. (drewno, 48 sztuk),
610—630	„ „	<i>Betula verrucosa</i> Ehrh. (150 owo- ców), „ <i>pubescens</i> Ehrh. (11 owoców), „ <i>humilis</i> Schrk. (2 owoce), <i>Carex</i> cfr. <i>Davalliana</i> Sm. (1), „ <i>Goodenoughii</i> Gay. (10), „ <i>gracilis</i> Curt. (1), „ <i>pseudocyperus</i> L. (14), „ <i>lasiocarpa</i> Ehrh. (∞), <i>Menyanthes trifoliata</i> L. (3), <i>Lycopus europaeus</i> L. (3), <i>Urtica dioica</i> L. (3), <i>Potentilla</i> cfr. <i>recta</i> L. (1), <i>Betula</i> sp. (drewno, 24 sztuki), <i>Pinus</i> sp. (drewno, 15 sztuk), <i>Salix</i> sp. (drewno, 2 sztuki), <i>Picea</i> lub <i>Larix</i> sp. (drewno, 9 sztuk).

Głębokość w cm	Fazy klimatyczne	Gatunki roślin
630—678	Zimna faza lasu sosnowo-brzozowego	<p><i>Betula verrucosa</i> Ehrh. (18 owoców, 6 łusek owoc.), „ <i>pubescens</i> „ (6 owoców, 6 łusek owoc.), „ <i>humilis</i> Schrk. (1 owoc), „ <i>nana</i> L. (3 owoce), <i>Carex Goodenoughii</i> Gay. (1), „ <i>lasiocarpa</i> Ehrh. (∞), „ <i>pseudocyperus</i> L. (6), <i>Menyanthes trifoliata</i> L. (65), <i>Potentilla</i> cfr. <i>silvestris</i> Neck. (2).</p>
678—688	„ „	<p><i>Betula verrucosa</i> Ehrh. (48 owoców, 15 łusek owoc.), „ <i>pubescens</i> Ehrh. (31 owoców, 15 łusek owoc.), „ <i>humilis</i> Schrk. (3 owoce), „ <i>nana</i> L. (1 owoc), <i>Potamogeton praelongus</i> Wulf. (8), „ „ <i>nitens</i> Web. (1), „ „ <i>obtusifolius</i> M. et K. (1), <i>Carex</i> cfr. <i>canescens</i> L. (1), „ <i>pseudocyperus</i> L. (9), „ <i>lasiocarpa</i> Ehrh. (∞), <i>Cyperus flavescens</i> L. (1), <i>Sparganium minimum</i> Fr. (1), <i>Alisma plantago</i> L. (1), <i>Najas flexilis</i> (Willd.) Rost. et Schm. (2), <i>Pedicularis palustris</i> L. (5), <i>Ceratophyllum demersum</i> L. (5), „ „ <i>submersum</i> L. (1), <i>Menyanthes trifoliata</i> (110), <i>Urtica dioica</i> L. (4), <i>Cenococcum geophilum</i> Fries. (1), <i>Leontodon autumnalis</i> L. (1), <i>Rosa</i> sp. (3), <i>Salix</i> sp. (drewno, 104 sztuki).</p>

Głębokość w cm	Fazy klimatyczne	Gatunki roślin
688—730	Zimna faza lasu sosnowo-brzozowego	<p><i>Betula verrucosa</i> Ehrh. (46 owoców, 10 łusek owoc.), „ <i>pubescens</i> Ehrh. (13 owoców, 12 łusek owoc.), „ <i>humilis</i> Schrk. (1 owoc), „ <i>nana</i> L. (3 owoce), <i>Potamogeton acutifolius</i> Lk. (9), „ „ <i>fluitans</i> Rth. (14), „ „ <i>mucronatus</i> Schrad. (3), „ „ <i>natans</i> L. (4), „ „ <i>nitens</i> Web. (1), „ „ <i>praelongus</i> Wulf. (40), „ „ <i>pusillus</i> L. (3), „ „ <i>obtusifolius</i> M. et K. (26) „ „ <i>rutilus</i> Wolfg. (2), „ „ <i>Zizii</i> M. et K. (1), <i>Carex caespitosa</i> L. (1), „ <i>Goodenoughii</i> Gay. (16), „ <i>gracilis</i> Curt. (1), „ <i>lasiocarpa</i> Ehrh. (48), „ <i>pseudocyperus</i> L. (7), <i>Nuphar luteum</i> (L.) Sibth. et Sm. (1), <i>Menyanthes trifoliata</i> L. (167), <i>Lycopus europaeus</i> L. (5), <i>Ceratophyllum demersum</i> L. (4), <i>Comarum palustre</i> L. (1), <i>Urtica dioica</i> L. (1), <i>Potentilla</i> sp. (2), <i>Anemone Pulsatilla</i> L. (1), <i>Cenococcum geophilum</i> Fries. (1), <i>Salix</i> sp. (drewno, 6 sztuk).</p>

Głębokość w cm	Fazy klimatyczne	Gatunki roślin
730—740	Faza lasów świerkowo-jodłowych Koniec interglacjalu Masovien II	<p><i>Betula verrucosa</i> Ehrh. (143 owoce, 17 łusek owoc.), „ <i>pubescens</i> Ehrh. (44 owoce, 16 łusek owoc.), „ <i>humilis</i> Schrk. (2 owoce), „ <i>nana</i> L. (2 owoce), <i>Potamogeton alpinus</i> Balb. (3), „ „ <i>acutifolius</i> Lk. (10), „ „ <i>fluitans</i> Rth. (24), „ „ <i>lucens</i> L. (1), „ „ <i>perfoliatus</i> L. (11), „ „ <i>praelongus</i> Wulf. (122), „ „ <i>pusillus</i> L. (1), „ „ <i>mucronatus</i> Schrad. (6), „ „ <i>natans</i> L. (2). „ „ <i>nitens</i> Web. (6), „ „ <i>obtusifolius</i> M. et K. (15) „ „ <i>rutilus</i> Wolfg. (6), <i>Carex</i> cfr. <i>flava</i> L. (1), „ <i>gracilis</i> Curt. (1), „ <i>lasiocarpa</i> Ehrh. (51), „ cfr. <i>magellanica</i> Lam. (9), „ <i>pseudocyperus</i> L. (4), <i>Sagittaria sagittifolia</i> L. (1), <i>Polygonum lapathifolium</i> L. (2), <i>Nuphar luteum</i> (L.) Sibth. et Sm. (5), <i>Najas flexilis</i> (Willd.) Rost. et Schm. (4), „ <i>marina</i> L. (1), <i>Nymphaea alba</i> L. (2), <i>Pumex maritimus</i> L. (1), <i>Ceratophyllum demersum</i> L. (5), „ „ <i>submersum</i> L. (1), <i>Menyanthes trifoliata</i> L. (59), <i>Urtica dioica</i> L. (3),</p>

Głębokość w cm	Fazy klimatyczne	Gatunki roślin
740—750	Faza lasów jodłowych	<p><i>Myriophyllum alternifolium</i> DC. (1), <i>Nymphaceae</i> (liczne tkanki), <i>Marchantia polymorpha</i> (plecha), <i>Salix</i> sp. (drewno, 3 sztuki),</p> <p><i>Betula humilis</i> Schrk. (1 owoc), „ <i>nana</i> L. (1 owoc), <i>Heleocharis palustris</i> (L.) R. Br. (1), <i>Potamogeton fluitans</i> Rth. (5), „ „ <i>lucens</i> L. (1), „ „ <i>perfoliatus</i> L. (49), „ „ <i>praelongus</i> Wulf. (40), „ „ <i>natans</i> L. (1), „ „ <i>obtusifolius</i> M. et K. (2), „ „ <i>vaginatus</i> Turcz. (1), <i>Carex</i> cfr. <i>magellanica</i> Lam. (1), „ <i>stricta</i> Good. (1), <i>Polygonum lapathifolium</i> L. (1), <i>Ranunculus</i> cfr. <i>aquatilis</i> L. (1), <i>Nuphar luteum</i> (L.) Sibth. et Sm. (2), „ „ (blizny korzeniowe), <i>Nymphaceae</i> (tkanki), <i>Rumex maritimus</i> L. (17), <i>Ceratophyllum demersum</i> L. (10), „ „ <i>submersum</i> L. (1), <i>Oenanthe Phellandrium</i> (L.) DC. (16), <i>Myriophyllum</i> cfr. <i>verticillatum</i> L. (2), <i>Cenococcum geophilum</i> Fries. (4), <i>Betula</i> sp. (drewno, 12 sztuk), <i>Salix</i> sp. (drewno, 22 sztuki), <i>Pinus</i> sp. (drewno, 6 sztuk), <i>Picea</i> lub <i>Larix</i> sp. (drewno, 23 sztuki),</p>

Głębokość w cm	Fazy klimatyczne	Gatunki roślin
750—765	Faza lasów jodłowych	<i>Carex lasiocarpa</i> Ehrh. (1), <i>Menyanthes trifoliata</i> L. (5), <i>Ceratophyllum demersum</i> L. (4), <i>Betula</i> sp. (drewno, 30 sztuk), <i>Salix</i> sp. (drewno, 12 sztuk), <i>Quercus</i> sp. (drewno, 3 sztuki), <i>Picea</i> lub <i>Larix</i> sp. (drewno, 6 sztuk),
765—780	Faza lasów mieszanych z przewagą graba	<i>Betula verrucosa</i> Ehrh. (2 owoce), <i>Carpinus betulus</i> L. (7), <i>Potamogeton perfoliatus</i> L. (3), <i>Scirpus mucronatus</i> L. (1), <i>Carex lasiocarpa</i> Ehrh. (1), „ <i>stricta</i> Good. (34), <i>Nuphar luteum</i> (blizny korzeniowe), <i>Lycopus europaeus</i> L. (1), <i>Cenococcum geophilum</i> Fries. (2), <i>Salix</i> sp. (drewno, 2 sztuki), <i>Picea</i> sp. (drewno, 4 sztuki),
780—803	„ „	<i>Carpinus betulus</i> L. (2), <i>Sambucus nigra</i> L. (1), <i>Carex lasiocarpa</i> Ehrh. (2), „ <i>stricta</i> Good. (7), „ <i>Goodenoughii</i> Gay. (1), <i>Nymphaea alba</i> (blizny liściowe), <i>Ceratophyllum demersum</i> L. (1), <i>Betula</i> sp. (drewno, 30 sztuk), <i>Fraxinus</i> sp. (drewno, 4 sztuki), <i>Picea</i> lub <i>Larix</i> (drewno, 10 sztuk),
803—828	„ „	<i>Betula verrucosa</i> Ehrh. (11 owo- ców), <i>Carpinus betulus</i> L. (2), <i>Sambucus nigra</i> L. (1), <i>Carex gracilis</i> Curt. (1), „ <i>lasiocarpa</i> Ehrh. (2), „ <i>stricta</i> Good. (2),

Głębokość w cm	Fazy klimatyczne	Gatunki roślin
		<p><i>Nymphaea alba</i> L. (1), „ „ (blizny liściowe), <i>Nuphar luteum</i> (blizny korzeniowe), <i>Menyanthes trifoliata</i> L. (10),</p>
828—863	Faza lasów mieszanych z przewagą graba	<p><i>Carpinus betulus</i> L. (13), <i>Carex gracilis</i> Curt. (2), „ <i>pseudocyperus</i> L. (1), „ <i>stricta</i> Good. (12), <i>Najas marina</i> L. (4), <i>Ceratophyllum demersum</i> L. (32), <i>Betula</i> sp. (drewno, 5 sztuk), <i>Quercus</i> sp. (drewno, 3 sztuki),</p>
863—891	„ „ „ „	<p><i>Carpinus betulus</i> L. (8), <i>Acer platanoides</i> L. (1), <i>Potamogeton acutifolius</i> L. k. (56), „ „ <i>fluitans</i> Rth. (3), „ „ <i>lucens</i> L. (2), „ „ <i>perfoliatus</i> L. (2), „ „ <i>praelongus</i> Wulf. (1), „ „ <i>obtusifolius</i> M. et K. (31) „ „ <i>vaginatus</i> Turcz. (3), <i>Carex gracilis</i> Curt. (2), „ <i>pseudocyperus</i> L. (1), „ <i>stricta</i> Good. (12), <i>Najas marina</i> L. (10), <i>Ceratophyllum demersum</i> L. (99), „ „ <i>submersum</i> L. (7), <i>Brasenia purpurea</i> Mich. (2), <i>Betula</i> sp. (drewno, 6 sztuk), <i>Fraxinus</i> sp. (drewno, 6 sztuk),</p>

Głębokość w cm	Fazy klimatyczne	Gatunki roślin
891—909	Faza lasów mieszanych z przewagą graba Interglacjał Masovien II	<i>Carpinus betulus</i> L. (7), <i>Potamogeton acutifolius</i> L. k. (78), „ „ <i>fluitans</i> Rth. (1), „ „ <i>perfoliatus</i> L. (1), „ „ <i>praelongus</i> Wulf. (1), „ „ <i>obtusifolius</i> M. et K. (8), „ „ <i>vaginatus</i> Turcz. (1), <i>Najas marina</i> L. (3), <i>Ceratophyllum demersum</i> L. (39), „ „ <i>submersum</i> L. (4), <i>Salix</i> sp. (drewno, 8 sztuk), <i>Betula</i> sp. (drewno, 5 sztuk),

UWAGI METODYCZNE ORAZ OGÓLNE ZESTAWIENIE WYKRYTYCH GATUNKÓW ROŚLIN

Przy oznaczaniu makroskopowych szczątków kopalnych posługiwałem się diagnostyką, podaną co do wielu gatunków roślin w różnych pracach paleobotanicznych polskich i obcych oraz materiałem porównawczym z zielników. Dlatego też chcąc uniknąć powtarzania, nie przytaczam szczegółowych opisów morfologicznych ani anatomicznych, na których się oparłem przy ich oznaczaniu. Duże trudności napotykałem przy wyróżnianiu gatunków następujących rodzajów: *Carex*, *Myriophyllum*, *Potentilla*, *Sparganium*, *Ranunculus* cfr. *aquatilis* oraz *Viola*.

Oznaczając turzycę oparłem się głównie na cechach budowy orzeszka. W materiałach kopalnych bowiem spotyka się prawie zawsze orzeszki, natomiast rzadziej dobrze zachowane pęcherzyki turzyc. W oparciu o cechy morfologiczne i anatomiczne orzeszków turzyc opracowano osobny klucz do ich oznaczania. Segregację gatunkową turzyc przeprowadzono według tego klucza. Zostanie on wydany w osobnej publikacji.

Z gatunków *Myriophyllum* oznaczono pewnie *M. alternifolium*, stosując pomiary owocków i stwierdzając na ich powierzchni obecność charakterystycznych guzków.

W materiale kopalnym z Kalisza występowało dość dużo pestek *Sparganium minimum*. Oznaczono ten gatunek na podstawie pomiarów (długość 2,5—3,0 mm) oraz cech budowy anatomicznej.

Wyróżnienie gatunków rodzaju *Potentilla*, *Ranunculus* cfr. *aquatilis* oraz *Viola* ze względu na brak obszerniejszego materiału porównawczego oraz wyraźnych cech diagnostycznych trudne było do przeprowadzenia.

Rodzaj *Potamogeton* opracowano na podstawie klucza J. Mądalskiego.

W torfach kaliskich występowały w niektórych poziomach masowo skrzydlaki i łuski owocowe *Betula*. Na podstawie budowy nieuszkodzonych skrzydlaków można dość dobrze posegregować gatunki *Betula*. W razie zniszczenia błoniastego aparatu lotnego zachodzi trudność wyróżnienia *Betula verrucosa* od *B. pubescens*. W takich przypadkach oparto diagnozę na kształtach skrzydlaków tych dwu gatunków. Skrzydlaki *Betula verrucosa* są na ogół najszersze w części środkowej, *B. pubescens* zaś w części górnej.

Wykryta roślinność w kaliskich torfach plejstocęńskich przedstawia się w ogólnym zestawieniu następująco:

Pinus sp.

Picea sp.

Abies sp.

Larix sp.

Quercus sp.

Tilia sp.

Fraxinus sp.

Alnus sp.

Salix sp.

Acer platanoides L.

Carpinus betulus L.

Betula verrucosa Ehrh.

„ *pubescens* Ehrh.

„ *nana* L.

„ *humilis* Schrk.

Corylus avellana L.

Sambucus nigra L.

Rosa sp.

Sagittaria sagittifolia L.

Alisma plantago L.

Potamogeton acutifolius Lk.

„ „ *alpinus* Balb.

„ „ *filiformis* Pers.

„ „ *fluitans* Rh

„ „ *lucens* L.

„ „ *mucronatus* Schrad.

- Potamogeton natans* L.
 „ „ *nitens* Web.
 „ „ *perfoliatus* L.
 „ „ *polygonifolius* Pourr.
 „ „ *praelongus* Wulf.
 „ „ *pusillus* L.
 „ „ *obtusifolius* M. et K.
 „ „ *rutilus* Wolfg.
 „ „ *trichoides* Cham. et Schlecht.
 „ „ *vaginatus* Turcz.
 „ „ *Zizii* M. et K.
 „ „ *zosteraceus* Fries.
- Zannichellia palustris* L.
Najas marina L.
 „ *flexilis* (Willd.) Rost. et Schm.
- Cyperus flavescens* L.
Scirpus Tabernaemontani Gmel.
 „ *mucronatus* L.
- Heleocharis palustris* (L.) R. Br.
Eriophorum vaginatum L.
Carex caespitosa L.
 „ *canescens* L.
 „ *dioica* L.
 „ cfr. *Davalliana* Sm.
 „ cfr. *flava* (sensu lato) L.
 „ *gracilis* Curt.
 „ *Goodenoughii* Gay.
 „ cfr. *magellanica* Lam.
 „ *lasiocarpa* Ehrh.
 „ *panicea* L.
 „ *pseudocyperus* L.
 „ *riparia* Curt.
 „ *stricta* Good.
 „ *vesicaria* L.
- Sparganium minimum* Fr.
 „ „ cfr. *simplex* Huds.
- Urtica dioica* L.
Polygonum lapathifolium L.
Rumex maritimus L.
Ranunculus cfr. *aquatilis* (sensu lato) L.
 „ „ *sceleratus* L.

- Anemone Pulsatilla* L.
Nuphar luteum (L.) Sibth. et Sm.
Nymphaea alba L.
Brasenia purpurea Mich.
Ceratophyllum demersum L.
 " " *submersum* L.
Viola sp.
 " cfr. *silvestris* (Lam.) Rchb.
Aldrovanda vesiculosa L.
Rubus idaeus L.
Comarum palustre L.
Potentilla sp.
 " cfr. *recta* L.
 " cfr. *silvestris* Neck.
Myriophyllum alternifolium DC.
 " " cfr. *spicatum* L.
 " " cfr. *verticillatum* L.
Hippuris vulgaris L.
Oenanthe Phellandrium (L.) DC.
Arctostaphylos uva ursi L.
Lycopus europaeus L.
Menyanthes trifoliata L.
Pedicularis palustris L.
Stellaria palustris Ehrh.
Lysimachia thyrsoiflora L.
Mentha aquatica L.
Leontodon autumnalis L.
Cenococcum geophilum Fries.
 Bryales (według M. Jasnowskiego).
Aulacomnium palustre (L.) Schwaegr.
Calliergon cordifolium? (Hedw.) Kindb.
 " " *cuspidatum* (L.) Kindb.
 " " *giganteum* (Schpr.) Kindb.
 " " *trifarium* (W. et M.) Kindb.
Drepanocladus aduncus (Hedw.) Kindb.
 " " " var. *polycarpus* (Hedw.)
 Moenkem. (Bland)
 " " " var. *Kneiffii* (Hedw.) Moenkem.
 " " *lycopsioides* (Schpr.) Warnst.
 " " " f. *Rothae* (Gümb.)
 Warnst. de Not.

Drepanocladus Sendtneri (Schpr.) Warnst.

„ „ *revolvens* (Sw.) Moenkem.

Meesea triquetra (L.) Aongstr.

Scorpidium scorpioides Limpr.

Sphagna:

Sphagnum cymbifolium (Ehrh.) Warnst.

„ *medium* Limpr.

„ *recurvum* (P. B.) Warnst.

„ *acutifolium* Warnst.

„ cfr. *Russowii* Warnst.

Hepaticae:

Marchantia polymorpha L.

Literatura

1. Bertsch K. — Früchte und Samen. Ein Bestimmungsbuch zur Pflanzenkunde der vorgeschichtlichen Zeit, Stuttgart 1941.
2. Doktorowsky W. S. — Die interglaziale Flora in Russland. *Geol. Fören. Förhand.* Bd. 51. H. 3. Stockholm 1929.
3. Dyakowska J. — Interglacjał w Ściejowicach pod Krakowem. *Starunia*, 17. Kraków 1939.
4. Dyakowska J. — Interglacjał w Kątach koło Sromowiec Wyżnich (Pieniny). *Starunia*, 23. Kraków 1947.
5. Klimaszewski M., Szafer Wł. — Plejstocen w Łękach Dolnych koło Tarnowa. *Starunia*, 19. Kraków 1945.
6. Kozłowska A. — Ukształtowanie utworów dyluwialnych i flora driasowa z okolic Milowic i Makoszów. *Muzeum Śląsk. D. III*, nr 6, Katowice 1933.
7. Krygowski B. — Profil geologiczny stanowisk interglacialnych w Kaliszu. *Państw. Inst. Geol., Biul.* 68. Warszawa 1952.
8. Kulczyński St. — Flora międzylodowcowa z Timoszkowicz w Nowogródzkiem. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd. Kom. Fizjogr.* t. 63. Kraków 1928.
9. Kulczyński St. — Die altdiluvialen Dryasfloren der Gegend Przemyśl. *Acta Soc. Bot. Pol.* Vol. IX, nr 1—2, Kraków 1932.
10. Mądalski J. — Plejstocenska flora ze Ściejowic koło Krakowa. *Starunia*, 10. Kraków 1935.
11. Mądalski J. — Cechy morfologiczne pestek europejskich gatunków Potamogeton (Tourn.) L. i klucz do oznaczania ich szczątków dyluwialnych. *Prace Wrocł. Tow. Nauk. Seria B.* Nr 24, Wrocław 1949.
12. Passendorfer E., Lilpop J., Trela J. — O utworach międzylodowcowych w Olszewicach pod Tomaszowem Mazowieckim. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd. Kom. Fizjogr.* t. 64, Kraków 1929.
13. Szafer Wł. — Zarys stratygrafii polskiego dyluwium na podstawie florystycznej. *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 5. Kraków 1928.
14. Szafer Wł. — The oldest Interglacial in Poland. *Acad. Pol. Sci. Lett. Bull. Intern.* Ser. B. Cracovien 1931.
15. Trela J. — Interglacjał w Samostrzelnikach pod Grodnem. *Starunia*, 9. Kraków 1935.

Станислав ТОЛПА

МЕЖЛЕДНИКОВАЯ ФЛОРА В КАЛИШЕ

(с 5 фиг. в тексте)

РЕЗЮМЕ

Содержание

На высокой террасе долины Просны в Калише находятся два горизонта межледниковых торфов. В одном профиле заключена полная картина развития лесного покрова. Большинство торфяных образований отложилось в периоде господства термофильных лесов (*Quercetum mixtum*). Под торфом залегают два горизонта флювиогляциальных отложений соответствующие оледенению краковскому и I варшавскому. Между этими ледниковыми отложениями находится свита отложений I мазовецкого межледниковия. Описанные торфяники принадлежат ко II мазовецкому межледниковью, а в их кровле залегают песчанистые отложения связанные со II варшавским оледенением материковый лед которого не достиг окрестностей Калиша.

В Калише, в западной Польше, во время геологических исследований обнаружены два местонахождения плейстоценовых торфяников расположенные друг от друга на расстоянии около 1 км. Эти торфяники находятся на высокой террасе долины реки Просны.

Торфяные слои обоих местонахождений находятся на отложениях I варшавского оледенения и покрыты речными образованиями связанными со II варшавским оледенением. Обнаруженные пласты плейстоценовых торфов были бы затем отложениями, которые образовались во II мазовецком межледниковии. Ботанический анализ этих торфяных пластов имел целью выяснить:

1. Действительно-ли торф из Калиша является отложением межледникового периода.
2. Соответствует-ли по возрасту II мазовецкому межледниковому периоду.

Кроме того результаты ботанических исследований способствовали установлению возраста нижних геологических слоев старшего оледенения и кровельных слоев.

Торфы и Калиша образовались в двух отдельных плейстоценовых торфяниках (Калиш I и Калиш II). Сохранившиеся в хорошем состоянии растительные остатки дали возможность отобразить ботанический состав пластов торфа и проследить последовательность растительных видов, составляющих эти торфяники.

Плейстоценовый торфяник Калиш I содержит торфяные слои мощностью 170 см. Он состоит главным образом из торфа содержащего *Salix* sp., а только кое-где находятся в нем включения торфа с осокой и мхами. Ботанический состав торфяных слоев указывает на то, что упомянутый торфяник образовался в дефицитных гидрологических условиях, вследствие чего имел малый прирост и почти за все время своего развития был покрыт кустами и лесом.

Толщина пластов торфа торфяника Калиш II составляет 369 см. Главными элементами торфяных слоев являются разные виды *Bryales* и их массовое присутствие свидетельствует о благоприятных водных условиях и о сильном темпе торфообразовательных процессов.

Торфяник Калиш II был основан на месте плейстоценового озера, которое сделалось мелководным. Об этом свидетельствует присутствие на его дне озерной глины и большое количество остатков водяных растений. Нижние пласты торфа в этом торфянике состоят главным образом из *Sphagnum cymbifolium* и осоки. В высших горизонтах доходят: *Sphagnum medium*, *Sphagnum recurvum*, *Eriophorum vaginatum*. Затем в обмелевшем плейстоценовом озере сначала образовался переходный торф с тенденцией перехода в верховый торфяник. Но в высших частях профиля выступает резкая перемена в составе растительности и торфяник переходный преобразовывается в низменный. Причиной этой перемены в наследствии таких обособленных растительных групп были гидрологические отношения. В начальной фазе развития торфяник Калиш II был закрыт и лишен проплыва воды. Эти условия способствовали тогда в создании переходных торфов. Однако с момента, когда начался проплыв воды, преобразился в торфяник низменного типа.

Омертвление обоих плейстоценовых торфяников было вызвано заиливанием их слоев песков, нанесенных и осажденных проплывающими водами в первое время II варшавского оледенения.

Возраст исследованных торфов был установлен на основании микроскопического (пыльцевого) анализа и растительных остатков, заключенных в пластах обоих плейстоценовых торфяников. Таким путем установлено, что большинство торфяных слоев Калиша начало развиваться во время господства термофильных смешанных лесов (*Quercetum mixtum*) следовательно в межледниковой стадии.

Несмотря на небольшую толщину слоев торфа, торфяник Калиш I обнимает более долгий период истории плейстоцена, чем торфяник Калиш II. В его профиле заключена полная картина развития лесного покрова, а косвенно и климатических изменений, которые тогда существовали на территории Калиша между упомянутыми оледенениями. Картина эта поступаая от I варшавского оледенения до II представляется в изменениях лесного покрова в следующем виде:

- I. Фаза сосново-березовых лесов;
- II. Фаза смешанных дубово-липовых лесов;
- III. Фаза смешанных лесов с преобладанием граба;
- IV. Фаза господства пихтовых лесов;
- V. Фаза преобладания елово-пихтовых лесов;
- VI. Фаза возвращения сосново-березовых лесов.

Торфяник Калиш II гораздо моложе, т. к. был основан во второй половине межледникового периода в фазе господства грабовых лесов и содержит только III, IV, V и VI лесную фазу.

Присутствие в исследованном отложении значительного процента видов термофильных деревьев и характерная последовательность лесных фаз, особенно фазы грабовых лесов, пихтовых и елово-пихтовых указывают на то, что здесь имеет место II мазовецкое межледниковие. Выступающие же внизу торфяника Калиш I сосново-березовые леса принадлежат к периоду отступления ледника I варшавского оледенения, а сосново-березовые леса, которые снова появились в VI фазе в профилях обоих плейстоценовых торфяников, были бы связаны с приближением II варшавского оледенения.

Кроме пыльцы макроскопические растительные остатки указывают также на межледниковый характер обоих торфяных профилей, т. к. содержат такие термофильные виды растений как-то: *Brasenia purpurea*, *Nymphaea alba*, *Aldrovanda vesiculosa*, *Carpinus betulus*, *Acer platanoides*, *Fraxinus* sp., *Quercus* sp. и другие. Лесная и водная растительность плейстоценовых торфяников в Калише по своему составу очень похожа на ископаемую растительность из отложений II мазовецкого межледниковия окрестностей Щерцова и Дзбанек Косьцюшковских.

В связи с произведенными исследованиями межледниковых отложений в Калише было обращено внимание на одно характерное явление. Анализируя ископаемые растительные остатки замечено, что при переходе напр. из теплого периода в холодный в составе материко-лесной флоры почти сейчас-же происходит резкое изменение, тогда как в водной флоре еще долгое время удерживается значительная часть видов, которые были распространены в теплом периоде. Отсюда следует, что водная среда в высокой степени нивелирует влияние климатических изменений, которые зато действуют более радикально на материковую среду. Материковая флора затем была бы более точным инструментом при определении климатических изменений в прошлых геологических эпохах, чем водная растительность

Stanisław TOŁPÁ

INTERGLACIAL FLORA AT KALISZ

(with 5 fig. in the text)

SUMMARY

Abstract

At Kalisz, on a high terrace of the valley of the river Prosna, occur two horizons of Interglacial peats. One of the profiles contains the full picture of the development of the forest flora. At Kalisz the greater part of peat beds developed at the time of the prevalence of thermophile mixed forests (*Quercetum mixtum*). The peats overlie two horizons of glaci-fluvial formations corresponding to the glaciations Cracovien and Varsovien I and confined between them a Masovien I Interglacial series. The peat-bogs referred to belong to the Interglacial Masovien II, and in their top lie arenaceous formations connected with the glaciation Varsovien II, whose inland ice did not extend as far as the environs of Kalisz.

Two loci of Pleistocene peats, situated at a distance of approximately 1 km from each other, were discovered at Kalisz, western Poland, during the carrying of geological researches. These peats lie upon an elevated terrace of the valley of the river Prosna.

In the geological profile the peat beds of both loci rest on formations of the glaciation Varsovien I, and in the top part they are covered with fluvial beds bound up with the glaciation Varsovien II. Thus the discovered deposits of Pleistocene peats seem to have been formed during the Interglacial period (Masovien II). When conducting the botanical analysis of the mentioned peat deposits, the author intended — as his main task — to bring to light: 1. whether the Kalisz peats were actually formations of the Interglacial period and 2. whether they corresponded, chronologically, to the Interglacial Masovien II. Moreover, the results of botanical investigation accounted for the determination of the age of both the lower beds of the older glaciations and of the top beds.

The Kalisz peats were formed in two separate Pleistocene peat-bogs (Kalisz I and Kalisz II). Well preserved plant remnants permitted to

reconstruct the botanical composition of the peat deposits formed there as well as to follow the succession of plant species constituting these peat-bogs.

The Pleistocene peat-bog Kalisz I comprises beds of peat 170 cm thick. They consist chiefly of osier (*Salix* sp.) peat, and it is but occasionally that intercalations of reed-grass-moss peat occur among them. The botanical composition of the peat beds points at the fact that the mentioned peat-bog was formed under deficit hydrological conditions, which involved its very weak growth and brought about the fact that during nearly all the time of its development it was covered with shrubs and forests.

The peat-bog Kalisz II contains peat beds 369 cm thick. Here the main constituents of the peat beds are sundry species of *Bryales* as well as reed-grasses. Their mass presence bears witness to favourable water conditions and to a quick pace of peat-forming processes.

The peat-bog Kalisz II was developed in the place of a Pleistocene lake which had become shallower; this fact is evidenced by the presence of lacustrine clay at its bottom and by great numbers of aquatic plant remains.

The lower peat beds of this peat-bog are composed chiefly of *Sphagnum cymbifolium* and of reed-grasses. In the upper appears an admixture of: *Sphagnum medium*, *Sphagnum recurvum* and *Eriophorum vaginatum*. We may hence conclude that initially in the Pleistocene lake become shallower intermediate peat was formed; it trended towards passing into high peat. In the upper of the profile, however, a sudden change in the plant composition appears and the intermediate peat-bog is converted into a lowland reed-grass-moss peat-bog. The cause of these changes in the succession of so contrasting plant associations were hydrological conditions. In the initial phase of its development the peat-bog Kalisz II was closed and lacked in influx. These conditions then favoured the formation of intermediate peats. With the moment, however, when any influx began to exist it was converted into a peat-bog of lowland type.

The dying out of both Pleistocene peat-bogs was caused by obstruction with sand deposits carried and deposited by waters flowing down at the beginning of the glacial period Varsovien II.

The age of the investigated peats was determined on the grounds of microscopic (pollen) and macroscopic analysis of plant remnants contained in the deposits of both Pleistocene peat-bogs. It was thus ascertained that the major part of the Kalisz peat beds had developed at the time of the prevalence of thermophile mixed forests (*Quercetum mixtum*), i. e. in the Interglacial stage.

Despite the small thickness of its peat beds, the peat-bog Kalisz I comprises a longer phase of the history of the Pleistocene than the peat-bog Kalisz II. Its peat profile contains the full picture of the development of the silvan flora and, indirectly, of the climatic changes that took place on the area of the present-day Kalisz between the aforementioned glaciations. From the glaciation Varsovien I to Varsovien II this picture of the alterations of the forest flora appears as follows:

- Phase I — pine-birch forests;
- Phase II — mixed oak-lime forests;
- Phase II — mixed forests with predominance of the hornbeam;
- Phase IV — prevalence of fir forests;
- Phase V — predominance of spruce-fir forests;
- Phase VI — return of pine-birch forests.

The peat-bog Kalisz II is much younger, for it was formed in the latter half of the Interglacial period in the phase of prevalence of hornbeam forests; it includes only silvan phases III, IV, V, and VI.

The presence of a considerable percentage of thermophile species in the Interglacial under investigation, the peculiar sequence of silvan phases, and, especially, the phases of hornbeam, fir, and spruce-fir forests are indicative of the fact that we have to do with the Interglacial Masovien II. On the other hand, the pine-birch forests occurring at the bottom of the peat-bog Kalisz I date from the time of the recession of the glacier Varsovien I, whereas the pine-birch forests reappearing in phase IV in the profiles of both Pleistocene peat-bogs are likely to be associated with the approach of the glaciation Varsovien II.

Besides the pollens, the microscopic plant remnants are indicative of the interglacial character of both peat profiles, since they also contain thermophile species of plants, such as: *Brasenia purpurea*, *Nymphaea alba*, *Aldrovanda vesiculosa*, *Carpinus betulus*, *Acer platanoides*, *Fraxinus* sp., *Quercus* sp., and the like.

With regard to composition, the aquatic and silvan floras of the Kalisz Pleistocene peat-bogs are very much the same as the fossil of the Interglacial Masovien II in the environs of Szczerców and Dzbanki Kościuszkowskie near Wieluń.

Maria TURNAU-MORAWSKA

UTWORY RZECZNE DOLINY BUGU MIĘDZY TERESPOLEM A WYSZKOWEM

(z 1 tabl. i 4 fig. w tekście)

Streszczenie

Analizy petrograficzne, głównie mikroskopowe, osadów rzecznych Bugu przeprowadzone na próbkach z wierceń dostarczonych przez Państwowy Instytut Geologiczny dostarczyły wstępnych spostrzeżeń nad poznaniem sedimentacji utworów rzecznych Bugu. Spostrzeżenia te były oparte na pomiarach wielkości i kształtu ziarn oraz na analizie składu mineralnego osadów.

WSTĘP

W latach 1949—1950 Zakład Mineralogii i Petrografii Uniwersytetu M. Curie-Skłodowskiej w Lublinie opracował dostarczony przez Państwowy Instytut Geologiczny w Warszawie materiał z wierceń, wykonanych w latach 1941 i 1942 w dolinie Bugu, na odcinku Terespol — Wyszaków. Badania objęły środkowy odcinek doliny Bugu między Terespołem a Wyszakowem; między tymi miejscowościami, w charakterystycznych miejscach, a mianowicie na linii Krzyczew — Woroblin, Nur — Rostki, Małkinia — Brok oraz Rybno — Barcice wykonano wiercenia badawcze w celu prześledzenia budowy geologicznej utworów występujących w dnie doliny. Wiercenia sięgały głębokości od 7 do 15 m i na wielu odcinkach przebiły utwory rzeczne i sięgnęły warstw plejstocénskich, występujących w postaci gliny zwałowej, oraz leżących pod nią piasków i mułków. Znaczna jednak większość powierzono do opracowania materiału, składającego się z około tysiąca próbek wagi 300—400 g, pochodząca z utworów rzecznych, wykształconych jako żwir, piaski wapniste lub bezwapienne, ze żwirem lub bez niego, miejscami silnie żelaziste, mułki czysto kwarcowe, wapniste lub ilaste, podrzędnie jako ły; prócz wymienionych utworów w dolinie występują również lokalnie torfy.

Materiał został opracowany głównie metodą analizy mikroskopowej preparatów z piasków i skał podobnych oraz preparatów z wydzielonych osobno minerałów rzadkich. Prócz tego stosowano metodę obserwacji i pomiarów makroskopowych oraz badania przy użyciu lupy binokularnej. Wreszcie celem uzyskania wniosków co do pochodzenia materiału piaszczysto-łilastego, osadzonego w dorzeczu Bugu, przeprowadzono analizę mikroskopową płytek cienkich, wykonanych z głównych typów petrograficznych żwirów, towarzyszących średnio- i drobnoziarnistym utworom. W opracowaniu materiału wzięli udział — poza autorem tej notatki, ówczesnym kierownikiem Zakładu — asystenci: mgr M. J a h n, mgr J. T r e m b a c z o w s k i, mgr J. M o j s k i i mgr K. Ł y d k a.

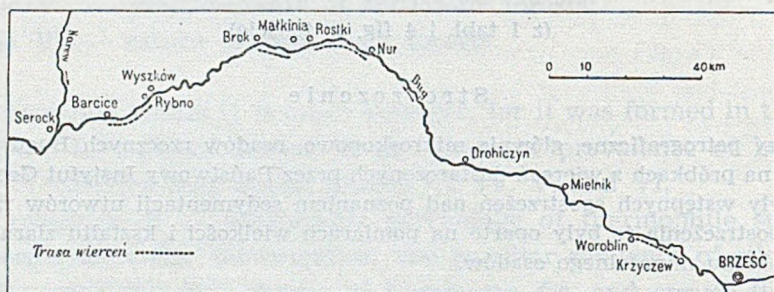


Fig. 7

Szkic sytuacyjny wierceń w dolinie Bugu na odcinku Krzyczew—Barcice.

W przedstawieniu wyników tej pracy pomijam większość danych liczbowych oraz szczegółowych opisów próbek, streszczając te wyniki przy pomocy odpowiednich rysunków i zestawień oraz wniosków uzyskanych z danych analitycznych. Możliwe, że w przyszłości wszystkie te szczegóły okażą się interesujące w nawiązaniu do geologicznego opracowania terenu, lub konkretnych praktycznych zagadnień. W chwili obecnej stanowiłyby one jednak zbyt objętościowy i mało interesujący balast.

WYNIKI POMIARÓW

Wyniki pomiarów wielkości ziarn badanych utworów zilustrowane są na tablicy II, zawierającej przekroje podłużne poszczególnych odcinków doliny Bugu, idąc w dół dzisiejszego koryta rzeki od Krzyczewa do Barcic. Osady zostały tu rozsegregowane na podstawie składu mineralnego (wyodrębnienie ilów, glin i torfów od utworów piaszczystych i mułkowych), a w obrębie osadów o podobnym charakterze petrograficznym na podstawie wielkości ziarn. Przyjęto następujące klasy wielkości ziarn dla piasków lub mułków:

- 1) 0,04—0,06 mm
- 2) 0,06—0,08 „
- 3) 0,08—0,1 „
- 4) 0,1 —0,2 „
- 5) 0,2 —0,4 „
- 6) 0,4 —0,6 „
- 7) 0,6 —0,8 „

Podział ten nie jest oparty na żadnej z obecnie stosowanych klasyfikacji dla celów analizy mechanicznej, lecz na eksperymentalnej krzywej H a z e n a (16), wyrażającej zależność szybkości transportu od wielkości ziarn. Wszelkie inne typy klasyfikacji dają podział zbyt mało zróżnicowany tam, gdzie chodzi o dokładniejsze rozsegregowanie piasków drobno- i średnioziarnistych. Poza tym klasyfikacja H a z e n a pozwala na przyporządkowanie określonym grupom wielkości ziarn określonych szybkości osadzania się, które dają wskazówki co do szybkości prądu wody transportującej dziś osadzony materiał. Żwirry występujące w niektórych piaskach nie zostały wzięte pod uwagę przy klasyfikacji osadów. Ze względu na ich zróżnicowany charakter petrograficzny i często interesujące kształty, zasługują one na bliższą analizę i opis, jednak są tak podrzędne w stosunku do piasków (zwłaszcza jeśli oblicza się ich procent nie wagowo, lecz w stosunku do ilości ziarn piasku), że nie mogą być uważane za charakterystyczne przy klasyfikacji piasków¹.

Wyniki badań zostały zestawione na tablicy II, która daje przekrój podłużny czterech odcinków doliny Bugu, reprezentujący serię osadów, klasyfikowanych na podstawie zmierzonych wielkości ziarn.

W przekroju tym wielkości ziarn osadów są podane według głębokości pobrania próbki i jej położenia w przekroju podłużnym. Głębokość wyrażona jest tu w metrach, natomiast odległości próbek są przerysowane z profilów, wykonanych przez St. Z w i e r z a. Po odpowiednim zaznaczeniu wielkości ziarn próbek piasku w profilu zgrupowano je w klasy wielkości ziarn w podanej powyżej klasyfikacji H a z e n a.

¹ Odnosnie do ewentualnych zarzutów, że analizowany materiał pochodzi z próbek z wierceń i nie nadaje się do szczegółowej klasyfikacji ze względu na przemieszanie materiału w czasie wierceń, zwracam uwagę, że takiego zarzutu nie wysunie nikt, kto poznał dokładnie opracowany przeze mnie materiał. Ostre zróżnicowanie barwy poszczególnych próbek, zróżnicowanie w składzie skaleni i minerałów rzadkich, z których pewne typy odpowiadają osadom o pewnej określonej grubości, konsekwentna zmiana wielkości ziarn i konsekwentne wiązanie się pewnych serii w profilu (jak widać na rysunkach) wskazują, że takie przemieszanie na ogół nie zachodziło i że próbki były starannie pobierane.

Klasy zostały przyjęte jako oddzielne warstwy jednej serii sedymentacyjnej. W przyjętej tu klasyfikacji skały kwarcowe o wielkości ziarn poniżej 0,06 mm zostały określone jako mułki według skali Wentwortha, aczkolwiek wiadomo mi jest, że niektórzy przyjmują górną granicę wielkości ziarn dla piasków 0,1 mm, inni 0,2 mm. Sprawa wymaga jeszcze konkretnego i powszechnego ustalenia. Utwory o charakterze gleb są pozostawione w profilu jako białe, niekreskowane warstwy. Iły oraz skały podobne są odpowiednio znaczone i klasyfikowane nie tyle na podstawie wielkości ziarn, która przy użyciu naszych metod mikroskopowych nie była ściśle ustalona, ile na podstawie składu mineralnego (mniej niż 50% kwarcu).

Przedstawione tu rozmieszczenie wielkości ziarn piasków i mułków badanego terenu wskazuje, że we wszystkich badanych odcinkach dorzecza Bugu, z wyjątkiem odcinka Krzyczew — Woroblin, najbardziej charakterystyczną wielkością ziarn jest wielkość w granicach 0,2—0,4 mm, odpowiadająca szybkości transportu 2—4 cm/sek. Piaski grubsze tworzą zwykle tylko nikle soczewki w głębszych warstwach, a piaski drobniejsze przeważają w górnych partiach profilu. Najbardziej wyrównane wielkości ziarn są na odcinku Rybno — Barcice, co zdaje się wskazywać na powolne i stopniowe zmniejszanie się natężenia prądu wody niosącej materiał na tym odcinku doliny. Inaczej przedstawia się odcinek Krzyczew — Woroblin. Przeważają tu piaski drobniejsze o wielkości ziarn od 0,1 do 0,2 mm i są one więcej zróżnicowane, jak gdyby pochodząc z częściowego rozmycia i rozdrobnienia piasków wcześniej osadzonych.

Warto jest porównać wykonane w naszym Zakładzie (przez J. Moskiewego) profile, w których podstawą do klasyfikacji są zmierzone wielkości ziarn, z innymi (nie przedstawionymi tutaj), opartymi na jakościowo wyróżnionych cechach petrograficznych osadów, jak zawartość żwiru, wapnistość i makroskopowa ocena wielkości ziarn. Profile takie wykonał dla tego samego terenu i dla ułatwienia nam pracy prowizorycznie mgr St. Zwieryz, opierając się na opisach próbek dołączonych do materiału z wierceń. Serie osadów wyróżnione na podstawie wyżej wymienionych cech układają się tu w sposób mniej przejrzysty i trudniejszy dla wyciągnięcia wniosków. Nasza klasyfikacja, aczkolwiek także prowizoryczna i uwzględniająca głównie tylko jedną cechę ilościową — wielkość ziarn (jest to o tyle uzasadnione, że skład mineralny piasków jest dość jednostajny) — wydaje się bardziej racjonalna i dająca co najmniej pewne konkretne informacje. Uwzględnianie wapnistości przy klasyfikacji piasków tego terenu wydaje mi się o tyle nieistotne, że kalcyt pochodzi tu bardzo często z rozmycia żwirów wapieni lodowcowych.

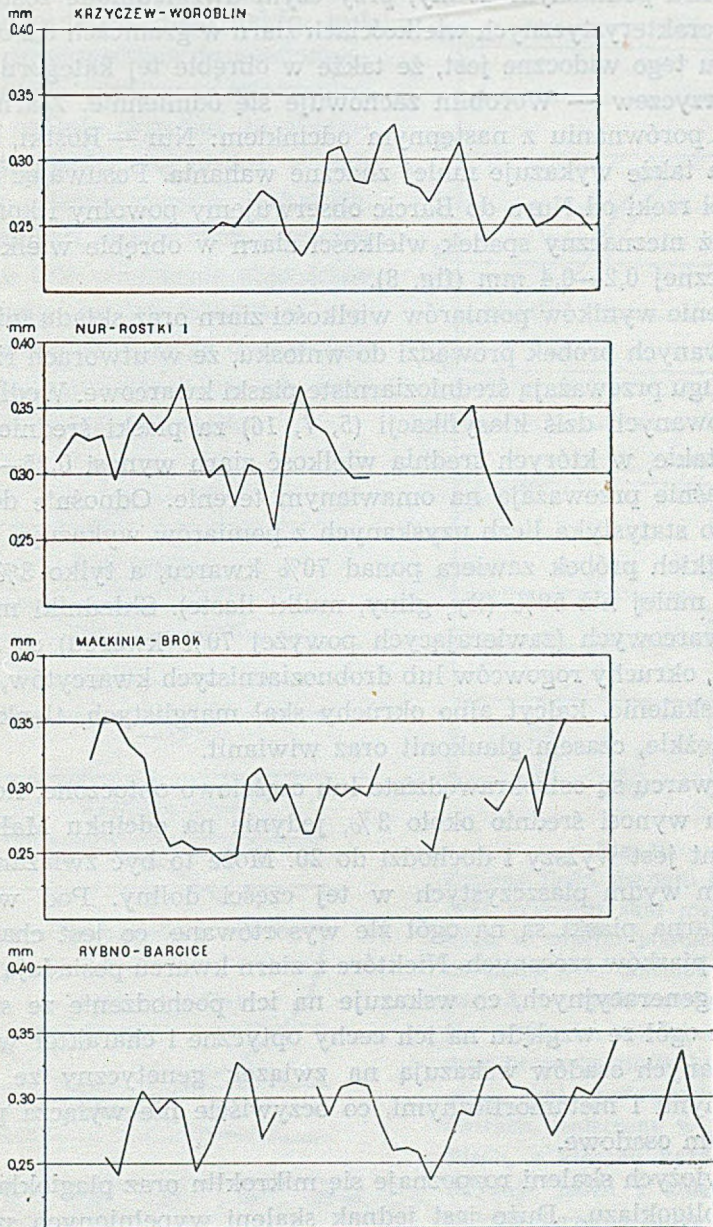


Fig. 8

Zmiany wielkości ziarn wzdłuż doliny Bugu w obrębie piasków o wielkości ziarn 0,2—0,4 mm, najpospolitszych na tym terenie.

Prócz omówionych profilów sporządzono diagram wielkości ziarn piasku w profilu podłużnym doliny, przy czym uwzględnione zostały tylko piaski o charakterystycznych wielkościach ziarn w granicach 0,2 do 0,4 cm. Z diagramu tego widoczne jest, że także w obrębie tej kategorii piasków odcinek Krzyczew — Woroblin zachowuje się odmiennie. Ziarno piasku jest tu, w porównaniu z następnym odcinkiem: Nur — Rostki, wybitnie mniejsze, a także wykazuje mniej znaczne wahania. Posuwając się natomiast w dół rzeki od Nuru do Barcic obserwujemy powolny i konsekwentny, chociaż nieznaczny spadek wielkości ziarn w obrębie wielkości charakterystycznej 0,2—0,4 mm (fig. 8).

Zestawienie wyników pomiarów wielkości ziarn oraz składu mineralnego analizowanych próbek prowadzi do wniosku, że w utworach rzecznych dorzecza Bugu przeważają średnioziarniste piaski kwarcowe. Według większości stosowanych dziś klasyfikacji (5, 7, 16) za piaski średnioziarniste uważa się takie, w których średnia wielkość ziarn wynosi 0,25—0,5 mm, a takie właśnie przeważają na omawianym terenie. Odnośnie do składu mineralnego statystyka liczb uzyskanych z pomiarów wykazuje, że około 85% wszystkich próbek zawiera ponad 70% kwarcu, a tylko 3% próbek zawiera go mniej niż 50% (iły, gliny, mułki ilaste). Składniki mineralne piasków kwarcowych (zawierających powyżej 70% kwarcu) są następujące: kwarc, okruchy rogowców lub drobnoziarnistych kwarcytów, rzadziej krzemieni, skalenie, kalcyt albo okruchy skał marglistych, tlenki żelaza, minerały ciężkie, czasem glaukonit oraz wiwianit.

Ziarna kwarcu są ostrokrawędziste lub częściowo obtoczone, ilość ziarn obtoczonych wynosi średnio około 3%, jedynie na odcinku Małkinia — Brok procent jest wyższy i dochodzi do 20. Może to być związane z występowaniem wydm piaszczystych w tej części doliny. Pod względem wielkości ziarna piaski są na ogół źle wysortowane, co jest charakterystyczne dla piasków rzecznych. Niektóre z ziarn kwarcu posiadają szczątki obwódki regeneracyjnych, co wskazuje na ich pochodzenie ze skał osadowych. Na ogół ze względu na ich cechy optyczne i charakter wrostków kwarcu badanych osadów wskazują na związek genetyczny ze skałami magmatycznymi i metamorficznymi, co oczywiście nie wyłącza przejścia przez stadium osadowe.

Wśród świeżych skaleni rozpoznaje się mikroklin oraz plagioklasy z serii albitu i oligoklazu. Dużo jest jednak skaleni wypełnionych szarą lub rdzawą substancją ilastą, często nierozpoznawalnych. Ilość skaleni w piaskach jest na ogół duża, dochodzi do dwudziestu kilku procent, średnio wynosi około 9%, i nie widać konsekwentnego zróżnicowania w profilu podłużnym. Natomiast w profilu pionowym ilość skaleni maleje z głębokością, o ile w tym profilu ani w pobliżu nie ma większej ilości żwiru. Najwię-

cej skaleni jest w mułkach, gdzie jednak przeważa plagioklaz nad skałeniami potasowym, podczas gdy w piaskach na ogół przeważa skałeniami potasowy. Stwierdzenie tego faktu jest ważnym przyczynkiem do wiadomości o procesach wietrzenia minerałów. Dziś jest ogólnie przyjęte, że plagioklaz wietrzeje łatwiej aniżeli skałeniami potasowy. Nasze analizy wskazują, że w pewnych warunkach wchodzi w grę nie tyle wietrzenie chemiczne plagioklazów, ile ich łatwiejsze rozkruszanie się na cząstki drobniejsze i związane z tym unoszenie ich wraz z partiami pylastymi osadu.

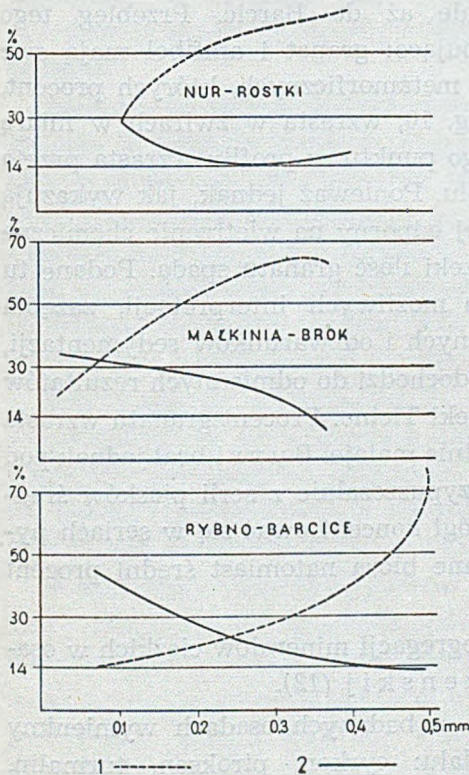


Fig. 9

Zmiany ilości granatu i amfibolu w profilu pionowym doliny Bugu
1 — granat, 2 — amfibol.

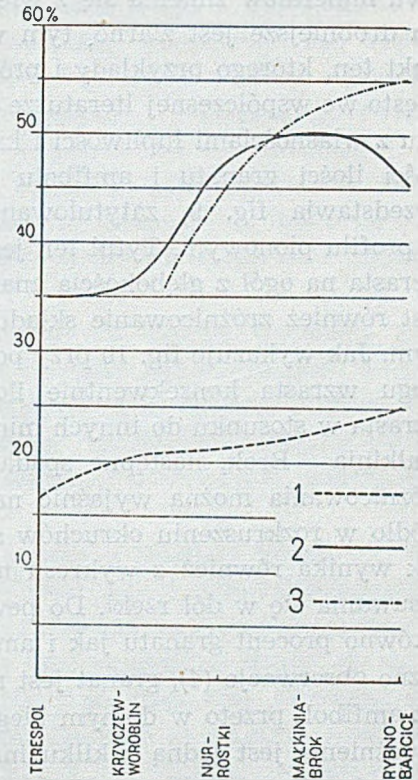


Fig. 10

Zmiany ilości granatu i amfibolu oraz procentu skał metamorficznych w profilu podłużnym doliny Bugu, 1 — amfibol, 2 — granat, 3 — skały metamorficzne. Na wykresie przedstawiono średnie procenty amfibolu i granatu oraz skał metamorficznych w żwirach, zmierzone w kilku profilach, z których każdy charakteryzuje jeden z kolejnych odcinków dorzecza Bugu. Odległości poziome wybranych profili podane są tu jako równe, co nie odpowiada ściśle rzeczywistości, lecz nie wpływa wybitnie na kształt krzywej.

Wśród minerałów ciężkich analizowanych utworów przeważają amfibol zielony oraz granat, głównie typu almadynu. Stosunek ilościowy tych dwu minerałów zmienia się z wielkością ziarna całego osadu, mianowicie im drobniejsze jest ziarno, tym więcej amfibolu na niekorzyść granatu. Fakt ten, którego przykłady i próby wyjaśnienia są rozpatrywane bardzo często we współczesnej literaturze petrograficznej (1, 4, 8, 12), stoi w związku z własnościami łupliwości i kształtu tych minerałów. Ilustrację zależności ilości granatu i amfibolu od wielkości ziarn piasku lub mułku przedstawia fig. 9, zatytułowana: Zmiany ilości granatu i amfibolu w profilu pionowym. Tytuł ten jest o tyle uzasadniony, że wielkość ziarn wzrasta na ogół z głębokością analizowanych osadów. Bardzo interesujące jest również zróżnicowanie składu minerałów ciężkich w profilu podłużnym. Jak wykazuje fig. 10 przy posuwaniu się w dół obecnego biegu rzeki Bugu wzrasta konsekwentnie ilość amfibolu, natomiast ilość granatu wzrasta w stosunku do innych minerałów ciężkich aż do początku odcinka Małkinia — Brok, następnie spada stale aż do Barcic. Przebieg tego zróżnicowania można wyjaśnić następująco: granat i amfibol mają swe źródło w rozkruszeniu okruchów skał metamorficznych, których procent, jak wynika również z wykresu na fig. 10, wzrasta w żwirach w miarę posuwania się w dół rzeki. Do pewnego punktu w profilu wzrasta przeto zarówno procent granatu jak i amfibolu. Ponieważ jednak, jak wykazują liczne obserwacje (4), granat jest mniej odporny na wietrzenie chemiczne niż amfibol, przeto w dolnym biegu rzeki ilość granatu spada. Podane tu wyjaśnienie jest jedną z kilku innych możliwych interpretacji, ząębą się tu bowiem szereg czynników zależnych i od warunków sedymentacji, i od dopływu materiału. C. B u r r i (1) dochodzi do odmiennych rezultatów przy badaniu współczesnych osadów rzeki Ticino. Procent granatu wzrasta tu z biegiem rzeki, ilość amfibolu wybitnie maleje. B u r r i brał jednak pod uwagę minerały ciężkie otrzymane przypuszczalnie z serii piasków średnioziarnistych, podczas gdy amfibol mógł koncentrować się w seriach pylastych dolnego biegu rzeki. Nasze dane biorą natomiast średni procent minerału w całym profilu.

Interesującą dyskusję odnośnie do segregacji minerałów ciężkich w osadach przeprowadza J. A. P r e o b r a z e n s k i j (12).

Inne minerały ciężkie występujące w badanych osadach wymienimy w kolejności ich procentowego udziału: cyrkon, piroksen, turmalin, staurolit, cjanit, rutyl, epidot, biotyt, apatyt, muskowitz, chloryt, andaluzyt, korund. Z wymienionych minerałów za mało charakterystyczne dla utworów lodowcowych uważam: cyrkon, rutyl i turmalin, które są tak odporne na wietrzenie, że bywają zazwyczaj pospolite we wszystkich utworach

piaszczystych i mułkowych. Staurolit i cjanit są często obok cyrkonu przeważającymi minerałami ciężkimi utworów kredowych i trzeciorzędowych Polski środkowej (14), zatem ich większa koncentracja w pewnych seriach rozpatrywanych utworów rzecznych mogłaby wskazywać na większy udział erodowanych osadów przedczwartorzędowych. Jednak wyraźnego różnicowania tych minerałów nie zauważono. Piroksen, przeważnie jednoskośny i należący do augitu lub diopsydu, barwy zielonawej lub brunatnej, jest swym pochodzeniem związany prawdopodobnie raczej z utworami plejstocenijskimi. To samo dotyczy pozostałych, ilościowo mało znaczących minerałów rzadkich (stosunki ilościowe minerałów ciężkich podane są w tabeli 8).

Z innych składników mineralnych badanych osadów wymienię glaukonit, na ogół obecny tylko w śladach i w stanie nadwietrzalym. Większe ilości świeżego glaukonitu (ponad 1%) występują na odcinku Krzyczew — Woroblin, co świadczy albo o większym udziale erodowanych osadów przedczwartorzędowych, albo o złych warunkach oksydacji w osadach tego odcinka.

Również na ogół w śladach, czasem jednak w ilościach ponad 1%, występuje w osadach dorzecza Bugu wiwianit, barwy atramentowo-niebieskiej o wybitnym pleochroizmie. Barwa niebieska świadczy o częściowym utlenieniu żelaza wchodzącego w skład tego minerału, który w stanie zupełnie świeżym jest bezbarwny i podobny do gipsu (16). Wiwianit spotyka się w dostrzegalnych makroskopowo ilościach w piaskach i mułkach na odcinku Krzyczew — Woroblin, a także Nur — Rostki i to przeważnie w próbkach wziętych spod koryta rzeki.

Przechodzę do charakterystyki żwirów badanych osadów, które — jak wspomniałam — nie odgrywają ilościowo większej roli, jednak z pewnych względów zasługują na omówienie. Ich kształty i wielkość rzucają światło na warunki sedymentacji, a różnicowanie petrograficzne dorzuca drobny przyczynek do charakterystyki naszego plejstocenu.

W kształtach elementów żwirów grubszych (1—8 cm maksymalnej średnicy) uderza ich ostrokrawędzistość oraz obfitość form trójgraniastych zarówno u twardych skał magmatycznych jak i u miękkich wapieni. Kształty te wskazują, że materiał nie mógł być toczony w korycie rzeki, co najwyżej przesuwany wraz z piaskiem, i że szybkość prądu wody na dnie koryta była niewielka, 10—50 cm/sek według schematów przyjętych dotychczas i opartych na danych obserwacyjnych osadów współczesnych i rozważań teoretycznych (6, 7, 9, 10, 11, 13). Również na ogół z ziarn mało obtoczonych składa się żwir drobniejszy o średnicy 2—10 mm; procent ziarn obtoczonych dochodzi czasem do kilkunastu, nie wykazując jednak żadnej

TABELA 8
Minerały ciężkie w profilu doliny Bugu

Miejscowość i nr profilu	głębo- kość w m	granat	amfibol	stau- rolit	czjanit	piroksen	cyrkon	turma- lin	rutyl	apatyt	epidot	anda- luzyt	biotyt	chloryt	musko- wit	korund
Terespol 1(9408) 3(9410)	1,80-6,00	51	4	7	3	7	15	11	2		1					
	0,00-0,65	22	19	3	2	15	20	3	8	1	3		2		1	
	0,65-1,65	36	23	5		4	20	1	3	1	4	1	2			
	1,65-2,70	28	21	3	2	3	17	8	2	3	5		4	1	3	
	2,70-4,25	21	23	13	9	4	9	11	2	1	6		3			
	4,25-8,65	50	15	3	1	2	10	6			6	2	3			
Krzyczew-Woroblin 19(9609)	0,60-2,15	28	32	1	4	8	13	5	2	1	2	1	1			
	2,15-3,65	31	21	5	7	12	9	2	1	5	2	2	3		1	
	3,65-7,30	47	13	7	5	10	7	4	3	1	2		1		2	
	20(9610)	0,20-0,90	35	23	4	8	5	3	13	2		3				3
Nur-Rostki I 9(9466)	0,90-5,20	31	19	2	9	7	5	5		3			6	4		
	5,20-7,00	56	10	2	1	10	9	2		1	8					2
	0,00-1,10	29	29		3	10	12	6	3	1	2	1	2			2
Małkinia-Brok 8(9532)	1,10-1,65	56	16	7			3	1	1		8		5			3
	1,65-4,80	59	17	3	4	5	5	1	3	1			2		2	
	0,00-0,50	22	33	2	2	6	10	3	1	3	7	2	3	3	2	
Rybno-Barcice 20(9656)	0,50-3,90	64	23	4	2		3	3					1			
	3,90-7,00	65	11	2	2	1	6	2			3	2	4	1	3	
	0,00-1,80	16	43	2	7	6	9	3	1	2	5		3	1	3	
	1,80-4,00	44	18		6	10	5	8	1	3	3				2	
	4,00-7,00	78	14		2	6				1						

prawidłowości w profilach. Wielkość elementów żwirów wzrasta na ogół (nie z reguły) wraz z wielkością ziarn piasku zmieszanego ze żwirem, natomiast w profilu podłużnym dorzecza nie zauważono zróżnicowania¹.

Analiza składu petrograficznego żwirów dorzecza Bugu była najbardziej zajmującym fragmentem opracowania materiału, aczkolwiek wyniki tej pracy nie mają szczególnego znaczenia dla stratygrafii czwartorzędu.

Wobec tego, że na ogół elementy żwirów badanych osadów nie są znacznych wymiarów i że nie rozporządzaliśmy materiałem porównawczym, a skały północne nie są bynajmniej (dla nie-specjalisty) łatwe do makroskopowego rozpoznania — stosowaliśmy analizę mikroskopową szlifów². Celem pracy było tu przeprowadzenie statystyki występujących w żwirach tego terenu typów skalnych. Nawiasowo podkreślić można piękno obrazów mikroskopowych niektórych typów, przykuwających uwagę petrografa: spotyka się klasyczne i cenne dla celów dydaktycznych granity pismowe. Wśród skał metamorficznych pospolite są migmatyty, które czasem nawet w mikroskopowych obrazach ujawniają dwa zupełnie odmiennie etapy rozwojowe skały. Obserwuje się różne łupki i amfibolity intrudowane przez magmę granitowo-pegmatytową. Poza tym wśród skał metamorficznych interesujące są gnejsy plagioklazowo-biotytowe z ortytem, gnejsy gedrytowe, sylimanitowe, łupki epidotowe zawierające obok pisytycytu różowy piemontyt, amfibolity różnego typu z granatem lub bez niego. Ze skał magmatycznych zasadowych zasługują na uwagę gabra i diabazy oliwinowe, te ostatnie zwykle silnie zmienione przez autometamorfozę. Wśród skał wapiennych występują różne typy wapieni paleozoicznych, często wapienie koralowe oraz inne, czasem z obfitą fauną trudną do oznaczenia w szlifach.

Skład petrograficzny żwirów przedstawiony jest w tabeli 9. Procent wapieni obliczony jest tu oddzielnie w stosunku do sumy wszelkich innych typów skalnych (obliczonej na 100%), aby zaznaczyć tendencję do wzrostu procentu tych żwirów najmniej odpornych na transport wraz z biegiem dzisiejszego Bugu, aż do odcinka Małkinia — Brok i ponowny spadek procentu. W tabeli skład petrograficzny żwirów podany jest dla każdego odcinka doliny osobno, zaznacza się tu wspomniany i przedstawiony na fig. 10 wzrost procentu skał metamorficznych, zwłaszcza łupków łyszcy-

¹ Jednostajność w rozmieszczeniu wielkości ziarn w osadach rzecznych stwierdza między innymi A. Cailleux (2).

² Mogę zapewnić początkującego petrografa zajmującego się analizą żwirów plejstoceńskich, że nawet w wyróżnianiu skał magmatycznych, osadowych i metamorficznych metodą czysto makroskopową — może popełniać znaczne błędy i że do wniosków jego pracy nie można mieć zaufania.

TABELA 9
Skład petrograficzny żwirów doliny Bugu

Nazwa przekroju	granity i dioryty kwarcowe	dioryty gabra	porfiryty diabazu	pegmatyty	gnejsy migmatyty	kwarcyty żyłowe i metamorficz.	łupki łyszczkowe	amfibolity	piaskowce kwarcyty	krzemienie rogowce	wapienie margle
Terespol	14	—	—	30	—	28	—	—	14	14	13
Krzyczew-Woroblin	20	4	—	4	20	4	16	—	28	4	17
Nur-Rostki	23	10	—	5	32	10	5	10	5	—	16
Małkinia-Brok	15	9	6	3	34	3	9	9	9	3	21
Rybno-Barcice	24	4	4	1	35	4	20	—	8	—	17
Skład średni	19	6	2	9	25	9	10	4	12	4	17

kowych wraz z biegiem dzisiejszego Bugu oraz podany jest skład średni dla całego badanego terenu. Pewne wnioski nasuwają się z rozpatrzenia tej średniej, jeśli ją porównamy ze składem skał prekambryjskich w Fennoskandii, obliczonym przez Sederholm a.

Rodzaje skał	Skały prekambryjskie Fennoskandii w %	Żwiry dorzecza Bugu w %
Skały rodziny granitu	53	28
Skały zasadowe	8	12
Migmatyty i gnejsy	26	25
Łupki łyszczkowe	9	10
Kwarcyty i piaskowce	4	12
Rogowce i krzemienie	—	4
Kwarcze żyłowe i metamorficzne	—	9

Zestawienie to wskazuje, że skład analizowanych żwirów nie odbiega znacznie od składu skał prekambryjskich Fennoskandii, a różnice byłyby jeszcze mniejsze, gdybyśmy pominęli w żwirach ostatnio wymienione typy skał, które nie są przypuszczalnie północnego pochodzenia, a także wyodrębnili piaskowce erodowane na naszych terenach od północnych — co nie jest jednak łatwe do przeprowadzenia. Mniejsza ilość granitów i skał pokrewnych wśród analizowanych żwirów w stosunku do skał skandynawskich *in situ* może być tłumaczona na przykład większą odpornością na wietrzenie mechaniczne wielkich granitowych głazów narzutowych w stosunku do skał łupkowatych lub warstwowych. Można podać i wiele

innych interpretacji tych faktów, ale za powyższą interpretacją przemawia obfitość wielkich bloków granitowych oraz bardziej masywnych migmatytów na terenie Polski, bloków, które najtrudniej ulegały rozdrobnieniu na żwiry unoszone przez rzeki.

WNIOSKI OGÓLNE

Dyskusja bogatego materiału analitycznego osadów dorzecza Bugu, szczególnie w zestawieniu z rozwijającą się żywo za granicą analizą współczesnych i kopalnych utworów rzecznych — analizą przez nas ledwo zapoczątkowaną — powinna być zasadniczo znacznie obszerniejsza niż przedstawiona w niniejszej notatce. Spodziewam się, że w przyszłości nasz materiał analityczny będzie mógł być lepiej wyzyskany i więcej zrozumiały w miarę lepszego poznania stosunków geologicznych i sedimentologicznych terenu. W chwili obecnej wszelkie zbyt daleko idące wnioski wyciągnięte z danych analitycznych wydają mi się przedwczesne i ryzykowne. Dlatego też wnioski oparte na wynikach naszej pracy podane są w formie tymczasowych uwag i spostrzeżeń:

1) Odcinek Krzyczew — Woroblin wyróżnia się w stosunku do innych części doliny Bugu na przestrzeni Krzyczew — Barcice przewagą piasków drobnoziarnistych w stosunku do średnioziarnistych oraz większym zróżnicowaniem w typach osadów, zarówno pod względem wielkości ziarn jak i składu mineralnego. W osadach tego odcinka występuje świeży glaukonit w ilości ponad 1%, nieobecny lub obecny tylko w śladach na pozostałej części badanego terenu.

2) Na odcinku Nur — Rostki do Barcic przeważają w osadach średnioziarniste piaski kwarcowe o coraz bardziej jednostajnej wielkości ziarn, w miarę posuwania się w dół rzeki. Piaski te są na ogół słabo wysortowane i wykazują nieznaczną obróbkę mechaniczną. Większy procent ziarn obtoczonych występuje na odcinku Małkinia — Brok.

3) Skład mineralny piasków badanego terenu — których charakterystyką jest bogactwo w skałenie i minerały ciężkie oraz przeważnie mniejsza lub większa zawartość kalcytu i okruchów skał wapienistych — jest mało zróżnicowany w profilu podłużnym. Jedynie wśród minerałów rzadkich zaznacza się wyraźny wzrost procentu amfibolu a granat wzrasta początkowo, potem jego procent szybko się zmniejsza. W profilu pionowym amfibol i granat zachowują się antagoniście. Procent granatu wzrasta na ogół z głębokością w związku ze wzrostem wielkości ziarn osadu, natomiast procent amfibolu na ogół maleje z głębokością w związku z tym, że łatwiej ulegający rozdrobnieniu minerał dostaje się do osadów drobnoziarnistych. Pewne zróżnicowanie w pro-

filu pionowym wykazuje również stosunek skażenia potasowego do plagioklastu; ten ostatni dzięki łatwiejszemu wietrzeniu mechanicznemu dostaje się w większej koncentracji do osadów bardziej drobnoziarnistych.

3) Żwiry wchodzące w skład piasków dorzecza Bugu dochodzą do 8 cm średnicy, są ostrokrawędziste i często mają formy trójgraniaste. Kształty te nasuwają myśl, że żwiry te nie były toczone, lecz przesuwane wraz z piaskiem lub pozostawały nieruchomo na dnie koryta rzeki w czasie transportu materiału bardziej drobnoziarnistego.

4) Skład petrograficzny żwirów jest bardzo zróżnicowany; przeważają w nich skały metamorficzne, których procent wzrasta w kierunku biegu dzisiejszego Bugu. Średni skład nie odbiega znacznie od składu skał prekambryjskich Fennoskandii podawanego przez Sederholma.

LITERATURA

1. Burri C. — Sedimentpetrographische Untersuchungen an alpinen Flussanden. *Schweiz. Miner. u. Petrogr. Mitt.* IX. 1929.
2. Cailleux A. — Les alluvions anciennes de la Seine et de la Marne au voisinage du confluent. *Carte Géol. de France. Bull.* 1943.
3. Daly R. A. — Igneous rocks and the depths of the earth. 1933.
4. Dryden L., Dryden C. — Comparative rates of weathering of some common heavy minerals. *Journ. of Sediment. Petrol.* 1946.
5. Gołąb J. — Zasady zdjęć geologicznych. 1951.
6. Hjulström F. — Studies of morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. Upsala 1935.
7. Krumbein W. C., Pettijohn F. J. — Manual of Sedimentary Petrology 1938.
8. Łogwinenko H. W. — Niekotoryje woprosy mineralogii i petrografii osadocnych porod. *Zapiski Wsiesoj. Miner. Obszcz.* 1949.
9. Menard H. W. — Sediment movement in relation to current velocity. *Journ. of Sediment. Petrol.* 1950.
10. Milner H. B. — Sedimentary Petrography. 1940.
11. Nevin C. — Competency of moving water to transport debris. *Am. Geol. Soc. Bull.* vol. 57. 1946.
12. Preobrażenskij J. A. — O podczetach mineralnowo petrograficzeskowo-sostawa obłomocznych porod. *Akad. Nauk SSSR Inst. Geol. Nauk.* 1946.
13. Szwecow M. C. — Petrografia osadocnych porod. 1948.
14. Turnau-Morawska M. — Piaskowiec albski okolic Rachowa nad Wisłą. *Uniw. M. Curie-Skłodowskiej Ann.* Lublin 1948.
15. Turnau-Morawska M. — Spostrzeżenia dotyczące sedymentacji i diagenety sarmatu Wyżyny Lubelskiej. *Uniw. M. Curie-Skłodowskiej Ann.* Lublin 1949.
16. Twenhofel W. H. — Principles of sedimentation. 1939.
17. Zieleniewski S. — O wiwianitach bagiennych niżu polskiego: *Arch. Miner.* Warszawa 1945.

Мария ТУРНАУ-МОРАВСКАЯ

РЕЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ДОЛИНЕ Р. БУГА МЕЖДУ ТЕРЕСПОЛЕМ И ВЫШКОВОМ

(с 1 табл. и 4 фиг. в тексте)

РЕЗЮМЕ

Содержание

Петрографический анализ, главным образом микроскопический, отложений бассейна реки Буг, произведенный на образцах полученных с бурений, которые исполнил Государственный Геологический Институт, предоставили вступительные наблюдения для ознакомления с седиментацией аллювиальных отложений этого района. Эти наблюдения были основаны на измерениях величины и формы зерен, а также и на анализе минерального состава отложений.

Материал полученный с бурений в бассейне реки Буга на отрезке Тересполь—Вышкув, произведенных в периоде 1941—1942 г. автором и вспомогательными научными сотрудниками отдела Минералогии и Петрографии Университета им. М. Кюри-Скловской в Люблине был разработан при помощи петрографических методов, главным образом путем микроскопических анализов и макроскопических наблюдений и измерений. На основании обмеров величины зерен отложений а также и классификации их по шкале, позволяющей указать скорость седиментации для отдельных видов отложений — исполнены предварительные профили, которые в будущем можно будет сравнить с результатами, еще до сих пор не опубликованными, геологических наблюдений в этом районе. Эти профили показывают, что в бассейне реки больше всего распространены пески величиною зерна 0,2—0,4 мм, соответствующие скорости транспорта 2—4 см/сек и что по мере приближения к конечному отрезку долины отложения эти лучше рассортированы. Отрезок Кржычев—Вороблин в отношении величины зерна, сегрегации и минерального состава отложений ведет себя иначе.

чем остальная часть исследованного района и характеризуется присутствием свежего глауконита в отложениях. Минеральный состав отложений в продольном профиле долины мало различается, только отчетливо выделяется рост количества амфибола, идя вниз по реке

В вертикальном профиле отмечается антагонистическое поведение плагиоклаза и калиевого полевого шпата с одной стороны и амфибола и граната среди тяжелых минералов с другой. Плагиоклаз и амфибол подвергаются иначе, чем калиевый полевой шпат и гранат, концентрации в более мелкозернистых отложениях, благодаря их более легкому механическому выветриванию, связанному с кливажем. Галечник, сопутствующий некоторым пескам обычно не играет в исследованных отложениях важной роли и причина их большей или меньшей концентрации не может быть выяснена только на основании образцов, без знакомства местности. Однако это является очень интересно и как очень различный и интересный петрографический характер и как главным образом источник детритического материала более мелкозернистых отложений. Их анализ был произведен путем микроскопических исследований в тонких пластинках, что правда не дало возможности сравнения с эрратическими руководящими валунами, однако дало возможность сделать довольно детальную петрографическую классификацию галечника и статистическое сопоставление выступающих здесь видов пород. Оказалось, что больше всего распространены среди гравия метаморфические породы, процент которых увеличивается соответственно с течением нынешним Буга, что выясняет рост процента амфибола и граната в этом направлении. Средний петрографический состав галечника исследованного района незначительно отклоняется от состава докембрийских пород на территории Фенноскандии, представленного Седеггольмом. Изучение величины и формы компонентов галечника, в которых встречается много ограненных камней с характерной эоловой обработкой, приводит к выводу, что гальки принимали незначительное участие в движениях речных отложений во время транспорта и седиментации, но и во всяком случае не были катанные по дну, так как такой вид транспорта мог бы повлиять отрицательно на их трехгранную форму.

Maria TURNAU-MORAWSKA

FLUVIAL DEPOSITS IN THE BUG VALLEY BETWEEN TERESPOL AND WYSZKÓW

(with 1 pl. and 4 fig. in the text)

SUMMARY

Abstract

Petrographic, chiefly microscopic, analyses of sediments of the Bug basin, conducted on samples from drillings executed by the Geological Institute of Poland, supplied the preliminary observations for the knowledge of the alluvial formations of this terrain. These observations were based on measurements of the size and shape of grains, as well as on the analysis of the mineral composition of the sediments.

The material obtained from drillings made in 1941—1942 in the Bug basin, along the sector Terespol — Wyszaków, has been studied by the author of this paper and auxiliary scientific workers from the Institute of Mineralogy and Petrography at the M. Curie-Skłodowska University, Lublin, with the application of petrographic methods, chiefly microscopic analysis beside macroscopic observations and measurements. On the grounds of measurements of the grain size of sediments and on the grounds of their classification according to a scale permitting to indicate the rate of sedimentation regarding particular types of sediments, provisional profiles have been made so as to be correlated, in future, with the results of geological observations made over the said area and yet unpublished. These profiles show that the most abundant formations in the Bug basin are sands whose grains reach the size of 0,2—0,4 mm, corresponding to the rate of transport 2—4 cm/sec and that the nearer the final sector of the valley the better the sediments are sorted. The sector Krzyczew — Wołoblin behaves unlike the rest of the area under investigation as regards volume, segregation, and mineral composition, and is characterized by the presence of fresh glauconite in sediments. The mineral composition of sediments is little differentiated in the longitudinal profile of the valley, it is but the downstream increase of the quantity of amphibole that comes

clearly into view. In the vertical profile one can notice the antagonistic behaviour of the plagioclase and potassic feldspar on one hand and of the amphibole and garnet, among heavy minerals, on the other. Unlike the potassic feldspar and garnet, the plagioclase and amphibole are subject to concentration in finer-grained sediments owing to their easier mechanical weathering and the ensuing cleavage. Gravels accompanying certain sands do not play any considerable part in the investigated sediments, and the causes of their lesser or greater concentration cannot be elucidated merely on the grounds of samples supplied and without the knowledge of the terrain concerned. Yet they are of interest both in respect of their highly differentiated and curious petrographic character and as the main source of detritic material of finer-grained sediments. The analysis of them was conducted by means of macroscopic examination in thin slides which, although did not render it possible to correlate them with index erratic boulders, yet facilitated the fairly detailed petrographic classification of the gravels and the statistical correlation of the sorts of rocks occurring here. It appears that the most frequent amidst the gravels are metamorphic rocks whose percentage rises downstream along the course of the present-day river Bug; this phenomenon explains the increase of the amphibole and garnet percentage in this direction. The average petrographical composition of the gravels over the area under investigation deviates slightly from the composition of the pre-Cambrian rocks on the area of Fennoscandia given by Sederholm. The study concerning the size and shape of elements of the gravels, among which numerous angular pebbles bearing the traces of eolian work are met with, suggests that the said gravels took but a slight part in the movements of fluvial sediments during transport and sedimentation, anyway that they were not rolled along the bottom, as this kind of transport would have to destroy their three-cornered shape.

Marian STANGENBERG i Kazimiera ŻEMOYTEL

SKŁAD CHEMICZNY OSADÓW JEZIORA CHARZYKOWSKIEGO

(z 15 fig. w tekście)

Streszczenie

Autorzy opracowali 102 próbki osadów głębszych i przybrzeżnych Jeziora Charzykowskiego znajdującego się w części południowej Pojezierza Pomorskiego. Określono barwę i konsystencję oraz zanalizowano zawartość procentową: związków organicznych (1,35—39,81%), części nierozpuszczalnych (29,5—93,1%), wapnia (2,1—47,01%), żelaza (0,46—19,63%) i fosforu (0,05—0,75%) rozpuszczalnego po spaleniu w 25% kwasie solnym na zimno.

Suche osady miały barwę piaskową, piaskowo-szarą, szarą i brunatną, zależnie od przewagi w nich części nierozpuszczalnych, wapnia czy też związków organicznych. Konsystencja mułków wysuszonych była od pylastej do zlewnych, nie kruszących się brył.

Osady Jeziora Charzykowskiego przedstawiają typ osadów mieszanych lub krzemianowych.

WSTĘP

Jezioro Charzykowskie położone jest na południowych krańcach wielkiej strefy sandrowej najmłodszego pasma moren czołowych zlodowacenia bałtyckiego na Pojezierzu Pomorskim na północny zachód od Chojnic.

Najbliższa okolica jeziora zbudowana jest z piasków i żwirów sandrowych, od strony południowej znajdują się obszary piaszczyste i gliniaste moreny dennej, a nieco dalej wzgórze moreny czołowej.

Jakkolwiek zarys brzegów i kształty dna Jeziora Charzykowskiego zbliżone są do jezior typu rynnowego, jednakże geneza jego jest bardziej skomplikowana, o czym świadczy szereg wyodrębnionych dość płaskich mis jeziornych połączonych w jedną całość płytszymi, jak gdyby rynnowymi, odcinkami jeziornymi.

Badania limnologiczne Jeziora Charzykowskiego prowadzone przez Zakład Limnologii i Rybactwa Uniw. i Politech. we Wrocławiu zapoczątkowane zostały w 1947 r. Obok innych cech przyrodniczych (S t a n g e n -

berg, 15) badania dotyczący zagadnienia składu chemicznego osadów, głębszych i przybrzeżnych, składu chemicznego roślin wodnych itp. W niniejszej pracy został omówiony skład chemiczny osadów tego jeziora.

Skład chemiczny osadów jezior jest stosunkowo mało poznany. Najbardziej znane i obszerne prace dostarczyły materiałów do podziału osadów jeziornych na dwie wielkie grupy „gytia“ i „dy“ (L. v. Post 9), lub „sapropel“ i „tyrfopel“ (H. Potonié 10) na podstawie koloru wilgotnych i wyschniętych osadów, ich konsystencji, ciężaru właściwego, stopnia rozkładu związków organicznych i ich pochodzenia oraz z gruba określonej zawartości wapnia.

W klasyfikacji jezior szkockich W. A. Casperi (2) wyróżnia trzy główne typy osadów: 1) piasek, 2) glinę i 3) muł brunatny (humusowy) oraz trzy dalsze, rzadsze typy, a mianowicie: 4) muł okrzemkowy, 5) żelazisty, 6) wapienny, według dominującego w nich składnika, jednak bliższych analiz chemicznych nie podaje.

Podobnie G. Lundquist (5) wyróżnia 6 typów osadów: 1) gliniasty, 2) wapienny, 3) gytii glonowej, 4) gytii gliniastej, 5) „dy“ i 6) osadów żelazistych, opierając się przy ich wyróżnianiu przede wszystkim na proporcji w występowaniu gliny, węgla wapnia i szczątków organizmów roślinnych (stopień ich rozkładu i współdziałanie poszczególnych grup planktonu roślinnego i zwierzęcego). Często definiowane przez niego pojęcia różnych gytii nie znajdują bardziej szczegółowego zobrazowania w składzie chemicznym.

E. Naumann (7) przyjmuje te podziały i używa ich do charakterystyki wyróżnionych przez siebie typów jezior, jednak bliższego znaczenia tych typów osadów w odniesieniu do składu chemicznego również i u tego autora nie znajdujemy.

Zupełnie inne podejście wykazują badacze amerykańscy, którzy unikają klasyfikowania osadów jeziornych, natomiast wolą opierać się przy każdorazowej ich charakterystyce na konkretnie stwierdzonym składzie chemicznym np. C. S. Black (1) zbadał osad 18 jezior; C. Juday, E. A. Birge, W. W. Meloche (4) 21 jezior. Jako wyraz pewnej niechęci do ogólnego klasyfikowania typów osadów bez oparcia się na szczegółowych analizach chemicznych można uważać opinię P. S. Welch'a (19) o klasyfikacji G. Lundquista (5) i „Ponieważ ta klasyfikacja znajduje się dopiero w opracowaniu, przeto nie będziemy do niej przywiązywali wagi; można ją uwzględniać jedynie w ścisłym związku ze szczegółowym opracowaniem osadów dennych“. Nowsze i bardzo obszerne prace G. Lundquista (6) przedstawiają ogromne materiały charaktery-

zujące mikroskopowy skład osadów jeziornych. Potrzebę obszernych badań składu chemicznego osadów jeziornych szczególnie podkreśla w swym podręczniku W a s m n u d (17).

W Polsce skład chemiczny osadów jeziornych badał tylko M. S t a n g e n b e r g. Materiał zebrany ze 143 jezior suwalskich (M. S t a n g e n b e r g, 13) i opracowany na zawartość związków organicznych, części nierozpuszczalnych, wapnia, żelaza i fosforu jest najobszerniejszy z tego rodzaju w literaturze światowej. Badania składu chemicznego gleb pod 98 stawami (M. S t a n g e n b e r g, 14) z 13 rozrzuczonych po całej Polsce gospodarstw dostarczyły między innymi podstaw do zrozumienia przekształceń, jakim podlega gleba dna stawowego pod wpływem corocznych zalewów wodą i wpływu składu chemicznego wody na kształtowanie się osadów dennych. Zanalizowano tam również sprawę współwystępowania części nierozpuszczalnych i związków organicznych, wapnia i żelaza, wapnia i fosforu oraz fosforu i żelaza w wierzchniej warstwie dna stawowego. W pracy z 1949 r. omawia M. S t a n g e n b e r g (16) na obszernym materiale zagadnienie zawartości azotu całkowitego i węgla w osadach jeziornych różnych typów oraz wzajemną zależność w występowaniu tych składników.

W ogromnej większości wyżej wymienionych prac zakładano milcząco przy charakterystyce typów osadów jeziornych poszczególnych jezior, że w obrębie całego śródzieżerza (a nieraz i całej misy jeziora) osady są tego samego typu i o niemal jednakowym składzie chemicznym. Także wyróżniając pojęcie typów „dy“ i „gytia“ jakby przyjmowano, że jest to osad o ustalonym składzie i we wszystkich jeziorach jednakowy, chociaż z drugiej strony np. G. L u n d q u i s t wyróżnia na zasadzie analizy mikroskopowej gytie glonową i gytie gliniastą, jakby wyczuwając ich różny skład chemiczny.

Pierwszą próbą jakby wyrwania się z tego szablonu, na jaką natknęliśmy się w literaturze, było zbadanie zróżnicowania składu chemicznego osadów w obrębie jeziora Tippecance (I. T. W i l s o n, D. F. O p d y k e, 18), które doprowadziło do wykreślenia map rozmieszczenia wapnia, związków organicznych i części nierozpuszczalnych w tym jeziorze. Także M. S t a n g e n b e r g (13) bada na 8 stanowiskach różnice w składzie chemicznym osadów jeziora Wigry, a na 25 stanowiskach tego jeziora różnice w zawartości węgla i azotu całkowitego, wykazując, że różnice w składzie mogą być bardzo znaczne i nieraz — przy dzisiejszym stanie naszych wiadomości — zupełnie nieoczekiwane.

Badania uczonych radzieckich, szczególnie B. W. P e r f i l j e w a (11) wykazały, że także uwarstwienie osadów jeziornych w głąb nie jest jednorodne, że grubość warstw przyrastającego znacznie osadu jest różna i ma

skład różny. Obszerne materiały do charakterystyki tego zagadnienia w Jeziorze Zurychskim przedstawił F. Nipkov (8), a P. Groschopf (3) przeprowadził wiercenia osadów na kilkanaście metrów głęboko i stwierdził istnienie znacznych różnicowań w tych profilach, odpowiadających tysiącom lat wieku jeziora Plöner we wschodnim Holsztynie.

Próbując uchwycić związek między typem limnologicznym jeziora a typem jego osadów, M. Stangenberg (13) dochodzi do wniosku, że istnieje on tylko w bardzo grubych zarysach, natomiast w poszczególnych przypadkach typ i skład chemiczny osadów głębinowych jeziora jest nową, uzupełniającą charakterystykę jeziora cechą, której jakości z innych — zwykle badanych własności jeziora — przewidzieć nie można i która wobec powyższego każdorazowo w przyrodniczych badaniach jezior powinna być szczegółowo poznawana. Najprawdopodobniej stwierdzone w obrębie jeziora różnice w jakościowym i ilościowym składzie fauny dennej mogłyby niejednokrotnie znaleźć wytłumaczenie w różnicach składu chemicznego zamieszkiwanych przez nią osadów.

Mając powyższe uwagi na względzie, przystępując do opracowania składu chemicznego osadów Jeziora Charzykowskiego, usiłowano poniżej na dość obfitym materiale przedstawić: 1) jaki może być skład chemiczny i typ osadów w obrębie jednego jeziora, 2) do jak skrajnego zróżnicowania może dochodzić w takim zbiorniku, 3) czym i jak mogą się różnić poszczególne misy jeziora, 4) jaki może być wpływ rzeki przepływającej przez jezioro i 5) czy istnieje ściślejszy związek we współwystępowaniu poszczególnych składników osadów w jeziorze.

Interpretowanie składu chemicznego osadów, w nawiązaniu do kształtu dna jeziora i do jakości geologicznej i fito-socjologicznej brzegów oraz do istniejących w jeziorze dopływów, powinno dać obraz wpływów allochtonicznych i geologicznych. Poza tym wciąż otwarte pozostaje pytanie, czy nie można by wyzyskać olbrzymich zasobów energetycznych ukrytych w gytii lub czy też nie można by z gytii okrzemkowej produkować ziemi okrzemkowej, która tak bardzo potrzebna jest w wielu dziedzinach naszego przemysłu.

W czasie pomiarów batymetrycznych na Jeziorze Charzykowskim pobrano spod lodu w dniach 24. II. — 4. III. 1948 r. 102 próbki osadów jeziornych na stanowiskach oznaczonych kolejnymi numerami (fig. 11).

Próbki osadów pobierano dna czerpakiem Ekmana. Po wysuszeniu w temperaturze nie przekraczającej 100°C rozcierano je w moździerzu i dosuszano jeszcze raz w temperaturze 105°C. Do analizy brano około 5 g suchego osadu, ważąc z dokładnością do 0,1 mg. Osad spalano w parownikach kwarcowych w piecu elektrycznym w temperaturze 650°C. Obliczo-

ną z różnicy wag stratę po wyprażeniu przyjęto za zawartość związków organicznych; była ona nieco większa od straty powstałej przez spalenie znajdujących się w osadach związków organicznych, gdyż w pewnym stopniu uległy rozkładowi węglany wapnia na tlenek wapnia, czemu w warunkach pracy trudno było zapobiec. Ponieważ próbki nasze były opracowywane w sposób podobny i zgodnie z metodami podanymi w literaturze, przeto uzyskane w powyższy sposób liczby dla zawartości związków organicznych są z sobą i z danymi innych autorów porównywalne. Oznaczenia związków organicznych dokonał inż. Bortkiewicz w ramach powierzonych sobie prac. Pozostałość po spaleniu (popiół) przenoszono ilościowo do kolb na 500 ml ze szklanymi korkami i zalewano każdą próbkę 100 ml kwasu solnego (1:3). Po upływie 4 tygodni i po częstym wytrząsaniu przesączano roztwór do kolby miarowej na 250 ml., przemywając osad i kolbę wodą destylowaną, po czym uzupełniano zawartość wodą destylowaną do kreski.

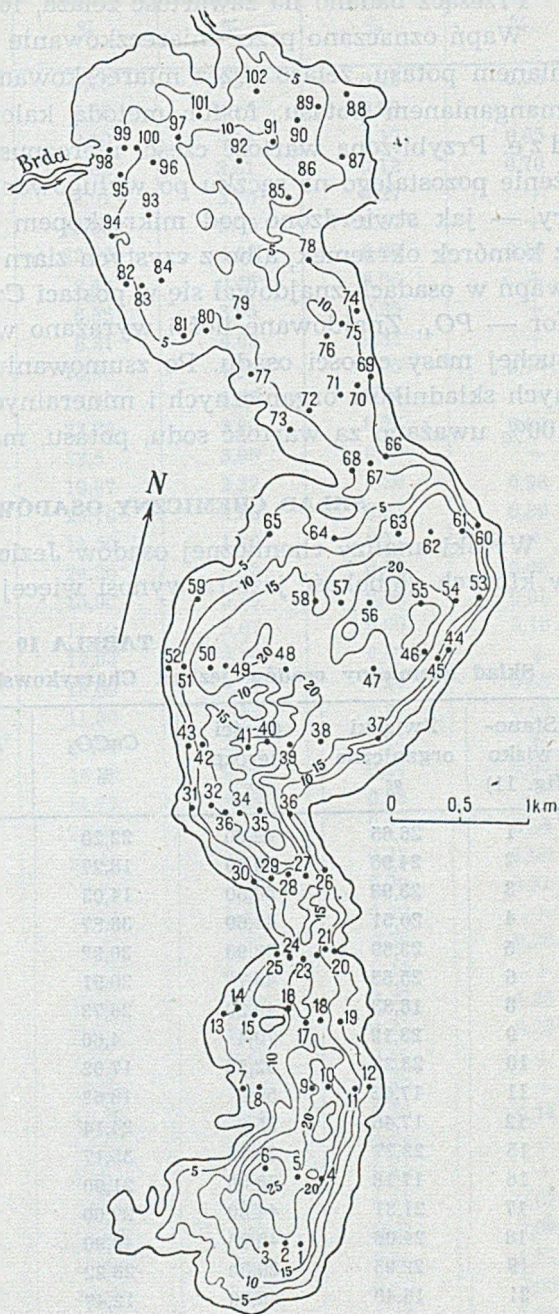


Fig. 11
Miejsca pobrania próbek z dna Jeziora Charzykowskiego. (Izobaty prowadzone co 5 m).

Przesącz badano na zawartość żelaza, fosforanów i wapnia.

Wapń oznaczano przez miareczkowanie szczawianu wapnia nadmanganianem potasu, żelazo przez miareczkowanie zredukowanego żelaza nadmanganianem potasu, fosfor metodą kalorymetryczną według Zinza d z e. Przybliżoną wartość części nierozpuszczalnych obliczano przez wążenie pozostałego na sączku po wylugowaniu kwasem solnym osadu, który — jak stwierdzono pod mikroskopem — składał się albo wyłącznie z komórek okrzemek, albo z czystych ziarn kwarcu. Przyjęto założenie, że wapń w osadach znajdował się w postaci CaCO_3 , żelazo — Fe(OH)_3 , a fosfor — PO_4 . Znajdowane ilości wyrażano w procentach w odniesieniu do suchej masy całości osadu. Po zsumowaniu procentów wyżej wymienionych składników organicznych i mineralnych brakujący procent do sumy 100% uważano za wartość sodu, potasu, magnezu, glinu itp.

SKŁAD CHEMICZNY OSADÓW JEZIORNICH

Wyniki analizy chemicznej osadów Jeziora Charzykowskiego z miejsc, w których głębokość jeziora wynosi więcej niż 5 m, ilustruje tabela 10.

TABELA 10

Skład chemiczny osadów jeziora Charzykowskiego z głębokości poniżej 5 m

Stano- wisko (fig. 11)	Związki organiczne %	Część nierozp. %	CaCO_3 %	Fe(OH)_3 %	PO_4 %	Inne %
1	26,65	42,60	22,20	4,07	0,45	1,03
2	24,95	50,50	18,27	4,20	0,53	1,55
3	23,98	56,50	14,03	4,54	0,65	0,30
4	20,51	41,60	33,87	2,60	0,44	0,98
5	23,69	38,98	30,92	5,36	0,41	1,64
6	25,55	40,7	20,91	11,88	0,49	0,47
8	18,33	49,30	26,73	4,37	0,28	0,99
9	23,12	70,4	4,60	2,43	0,14	+
10	23,23	52,58	17,02	6,19	0,76	0,22
11	17,62	59,4	18,68	3,86	0,35	0,09
12	17,46	55,2	24,14	2,83	0,37	+
15	22,77	33,32	35,17	4,87	0,41	3,46
16	17,18	56,60	21,90	3,88	0,11	0,33
17	21,31	44,80	27,00	5,32	0,27	1,30
18	24,06	46,90	40,90	4,86	0,33	0,35
19	22,05	29,50	28,22	4,06	0,67	+
21	16,40	45,00	12,47	5,30	0,30	+
22	26,75	65,70	24,07	3,90	0,49	0,89
23	23,60	43,90	24,89	3,90	0,36	0,35
24	14,43	70,90	11,86	2,50	0,29	0,02
27	15,49	55,80	13,37	15,22	0,09	0,03
28	13,04	53,30	13,30	19,63	0,32	0,41

Stano- wisko (fig. 11)	Związki organiczne %	Części nierozp. %	CaCO ₃ %	Fe(OH) ₃ %	PO ₄ %	Inne %
29	2,95	83,08	9,10	4,57	0,22	0,08
30	8,09	83,90	5,05	3,18	0,23	+
31	6,50	80,40	8,10	4,18	0,17	0,65
32	6,57	79,98	9,82	3,81	0,12	0,70
33	30,38	42,50	23,01	3,85	0,27	+
34	24,17	45,30	25,30	5,35	0,17	+
35	23,58	49,00	22,90	4,03	0,33	0,16
36	10,76	86,00	3,40	0,46	0,05	+
37	20,10	69,70	6,55	3,95	0,35	+
38	24,90	63,20	8,31	4,08	0,31	+
39	27,77	47,10	18,90	4,94	0,55	0,74
40	27,03	54,10	12,90	5,65	0,34	+
41	27,87	44,60	23,20	3,76	0,22	0,35
42	17,15	54,1	23,5	5,05	0,20	+
43	9,53	67,20	19,87	2,22	0,20	0,98
44	2,18	66,10	25,70	4,86	0,27	0,89
45	2,00	85,30	11,50	1,70	0,17	+
46	18,10	53,80	24,30	3,63	0,15	0,02
47	25,66	52,70	15,00	5,59	0,24	0,81
48	26,51	56,90	11,10	5,67	0,66	0,16
49	23,98	58,50	12,93	4,20	0,43	+
50	27,73	48,60	18,09	4,71	0,24	0,63
51	13,10	70,60	11,80	3,55	0,32	0,63
53	11,77	64,6	20,00	3,1	0,61	+
54	25,63	60,70	10,00	3,26	0,34	0,07
55	23,70	52,15	18,20	5,57	0,38	+
56	14,35	61,80	20,90	2,26	0,64	0,05
57	21,95	42,80	29,30	4,63	0,32	1,00
58	4,70	77,50	7,50	9,49	0,30	0,51
59	23,45	52,40	18,95	5,02	0,29	+
60	4,50	84,30	4,40	6,31	0,20	0,29
61	21,15	60,50	9,10	9,62	0,34	+
62	29,66	47,70	18,40	2,64	0,35	1,25
63	21,48	50,10	24,0	3,83	0,32	0,27
64	7,62	63,80	23,0	5,39	0,59	+
65	21,48	56,40	18,80	3,83	0,49	+
66	24,20	58,40	10,10	6,17	0,39	0,74
67	27,46	52,00	13,20	6,90	0,53	+
68	19,30	54,80	21,0	4,81	0,47	+
70	29,88	47,20	14,50	7,83	0,52	0,07
71	29,73	52,20	9,90	7,73	0,42	0,02
72	28,00	48,50	13,50	8,21	0,58	1,21
75	20,47	58,20	13,80	7,01	0,49	0,03
76	26,10	43,0	25,15	4,23	0,42	1,10
78	14,07	51,30	27,51	4,16	0,44	2,52
79	18,50	48,90	25,18	5,76	0,48	1,18
81	8,30	70,70	14,70	5,92	0,55	+

Stano- wisko (fig. 11)	Związki organiczne %	Części nierozp. %	CaCO ₃ %	Fe(OH) ₃ %	PO ₄ %	Inne %
83	24,21	59,83	10,20	5,70	0,29	+
84	31,22	53,50	7,60	8,28	0,38	+
85	22,46	70,80	5,50	1,08	0,12	0,04
86	4,85	68,00	15,60	12,01	0,52	+
89	20,90	50,40	24,10	3,41	0,30	0,89
90	26,45	57,30	8,70	7,30	0,37	+
91	32,11	54,40	6,30	7,01	0,29	+
92	32,95	43,90	15,70	7,10	0,35	+
93	28,87	53,50	9,50	8,07	0,36	+
96	29,81	53,90	14,92	1,53	0,34	+
97	31,19	57,10	5,15	6,07	0,36	+
101	26,80	60,00	8,60	5,24	0,26	+
102	29,80	51,70	10,70	7,94	0,17	+

TABELA 11

Skład chemiczny osadów jeziora Charzykowskiego pobranych z dna jeziora o głębokości mniejszej niż 5 m

Stano- wisko (fig. 11)	Związki organiczne %	Części nierozp. %	CaCO ₃ %	Fe(OH) ₃ %	PO ₄ %	Inne %
7	8,27	41,80	47,01	1,93	0,41	0,88
13	17,83	55,40	22,70	3,60	0,53	+
14	16,43	55,80	21,73	5,39	0,53	0,12
20	2,27	83,40	6,30	7,15	0,36	0,52
25	1,35	93,10	4,25	0,44	0,09	0,77
26	10,00	66,87	16,30	4,42	0,44	1,97
52	21,70	49,60	25,00	3,17	0,45	0,08
69	20,75	49,30	25,30	4,37	0,28	+
73	20,45	45,60	28,90	3,27	0,58	1,20
74	27,70	49,80	15,90	6,17	0,36	0,07
77	23,0	40,60	32,95	2,55	0,39	0,51
80	20,22	55,0	17,20	7,16	0,55	+
82	25,49	51,80	18,30	4,28	0,13	+
87	1,39	89,70	4,40	3,08	0,22	1,21
88	14,30	71,10	11,70	2,37	0,33	0,20
94	15,99	80,30	2,10	1,36	0,10	0,15
95	29,40	57,30	8,60	4,49	0,42	+
98	26,37	59,70	12,50	2,90	0,34	+
99	27,71	60,50	5,30	6,24	0,26	+
100	30,17	57,20	8,20	3,18	0,29	0,96

W tabeli 11 zestawiono skład chemiczny osadów pobranych z dna jeziora z głębokości mniejszej niż 5 m. W rubryce „inne“ oznaczono znakiem + próbki osadów, które z podsumowania procentowej zawartości składników dają 100 lub więcej niż 100%. Błędy te w żadnym przypadku nie są większe od 1%. Przypisać je należy przede wszystkim różnicom powstałym

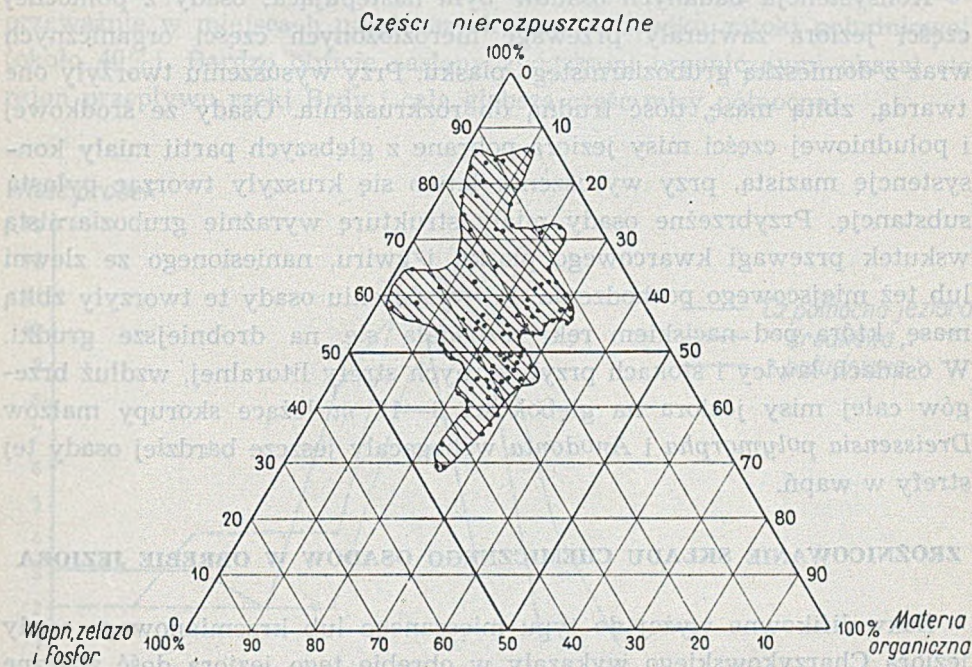


Fig. 12

Skład chemiczny osadów jeziora Charzykowskiego.

przez uznanie za procent związków organicznych stratę przy spalaniu, która jest zawsze większa, oraz przy przeliczaniu wapnia CaCO_3 , żelaza na $\text{Fe}(\text{OH})_3$ i fosforu na PO_4 .

Zakładając, że największy wpływ na typ osadu wywierają jego trzy składniki, a mianowicie: 1) części nierozpuszczalne, 2) materia organiczna i 3) wapń (łącznie z żelazem), możemy skład chemiczny badanych osadów przedstawić graficznie przy pomocy metody H o w e'a (fig. 12).

Wynika z niego, że wszystkie osady jeziora Charzykowskiego są utworami typu mieszanego lub krzemianowego (M. S t a n g e n b e r g, 13), gdyż żaden z określonych w analizie chemicznej składników nie przeważał, poza częściami nierozpuszczalnymi, przy czym do tego ostatniego typu należały przede wszystkim osady z miejsc płytszych od 5 m (patrz fig. 11 i tabela 11).

Kolor osadów był żółty, piaskowy, piaskowoszary i popielaty w różnych natężeniach z tym, że osady pobrane z partii przybrzeżnych, płytszych, z przewagą części nierozpuszczalnych, były żółte, żółtoszare i piaskowe,

z partii ławicy przybrzeżnej szaropiaskowe i szare, z natężeniem nieraz w miejscu największej obfitości związków organicznych aż do koloru brunatnego. Osady z partii głębszych z większą ilością okrzemek były koloru jasnopiaskowego, o większej zaś ilości wapnia bardziej jasnopielate.

Konsystencja badanych osadów była następująca: osady z północnej części jeziora zawierały przewagę nierozłożonych części organicznych wraz z domieszką gruboziarnistego piasku. Przy wysuszeniu tworzyły one twardą, zbitą masę, dość trudną do rozkruszenia. Osady ze środkowej i południowej części misy jeziora pobrane z głębszych partii miały konsystencję mazistą, przy wysuszeniu łatwo się kruszyły tworząc pylastą substancję. Przybrzeżne osady miały strukturę wyraźnie gruboziarnistą wskutek przewagi kwarcowego piasku i żwiru, naniesionego ze zlewni lub też miejscowego pochodzenia. Po wysuszeniu osady te tworzyły zbitą masę, która pod naciskiem ręki rozpadała się na drobniejsze grudki. W osadach ławicy i stokach przybrzeżnych strefy litoralnej, wzdłuż brzegów całej misy jeziora na głębokości 3—12 m leżące skorupy małżów *Dreissensia polymorpha* i *Anodonta* wzbogacały jeszcze bardziej osady tej strefy w wapń.

ZRÓŻNICOWANIE SKŁADU CHEMICZNEGO OSADÓW W OBRĘBIE JEZIORA

Zakwalifikowane wyżej do typu mieszanego lub krzemianowego osady jeziora Charzykowskiego wykazały w obrębie tego jeziora dość znaczne różnicowanie odnośnie do wszystkich badanych składników.

ZWIĄZKI ORGANICZNE

Zawartość związków organicznych na całej powierzchni dna jeziora (tabela 10 i 11) wahała się od 1,35 do 39,81%, przy czym najczęściej wynosiła ona 25—30% (fig. 13).

Obraz rozmieszczenia tego składnika przedstawia fig. 14¹. Wynika z niej, że litoralna strefa jeziora jest najczęściej uboga w związki organiczne, szczególnie cały brzeg wschodni wystawiony na silne działanie wiatrów wiejących od zachodu. Przy brzegu zachodnim widać dość często znaczniejsze nagromadzenie związków organicznych, np. w zatoce połu-

¹ Przy wykreślaniu tej mapy i następnych (fig. 14—26) dla scharakteryzowania tych osadów w wąskim pasie przybrzeżnym strefy litoralnej wyzyskano dane opracowane przez Demecką (1949, rękopis) w Zakładzie Limnologii i Rybactwa przy Uniwersytecie i Politechnice we Wrocławiu.

dniowej, za Białą Górą i koło wpływu Brdy, jednak i tu większość strefy przybrzeżnej jest uboga w związki organiczne. Bardzo ubogie w związki organiczne okazały się też okolice obydwu wysp, mniej więcej według izobat wyznaczających daleko w jezioro sięgające płycizny.

Największe ilości związków organicznych odłożyły się pośrodku rynny, przeważnie w miejscach najgłębszych oraz na środku zatoki południowej (około 40%). Bardzo obficie zasłany związkami organicznymi okazał się rejon przepływu rzeki Brdy i cała głębsza część misy północnej.

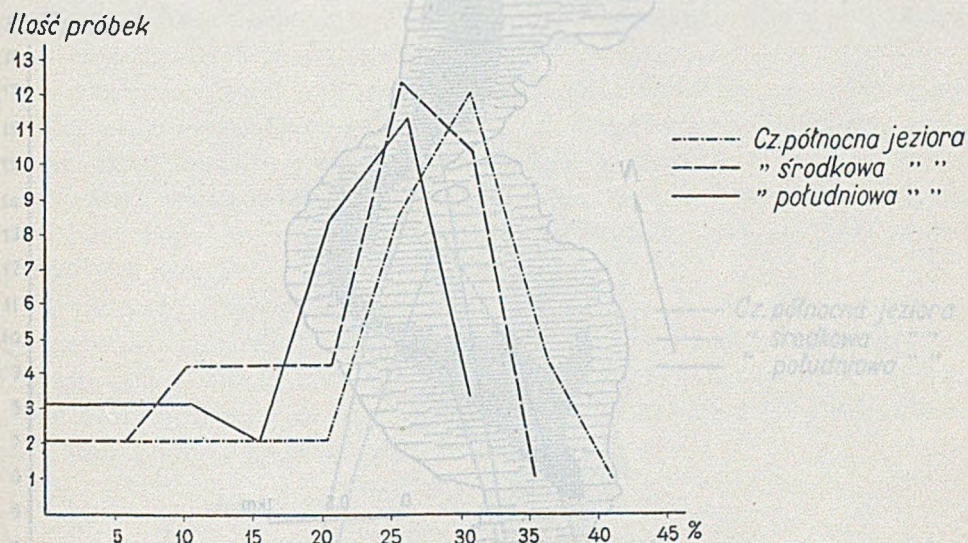


Fig. 13

Krzywa częstości występowania zawartości procentowej związków organicznych w osadach poszczególnych części misy jeziora Charzykowskiego.

Osady poszczególnych mis różniły się (fig. 13) najczęściej spotykaną w nich ilością związków organicznych, przy czym — jak widać — najczęściej jest ich w misie północnej (najczęściej 30% — wahania od 1,39 do 39,8%), środkowej (25% — wahania od 4,5 do 30,38%), w południowej (25% z wahaniami od 1,35 do 26,75%).

Głównymi źródłami związków organicznych w osadach są: własna produkcja jeziora, namywy rzeczne Brdy i kilku mniejszych rzeczek oraz nanoszony przez wiatr materiał leśny. Ten ostatni jest widocznie transportowany dość daleko do środka jeziora, gdyż, jak wyżej wspomniano, strefa przybrzeżna, nad którą na znacznej bardzo długości rośnie las, jest stępsunkowo uboga w związki organiczne.

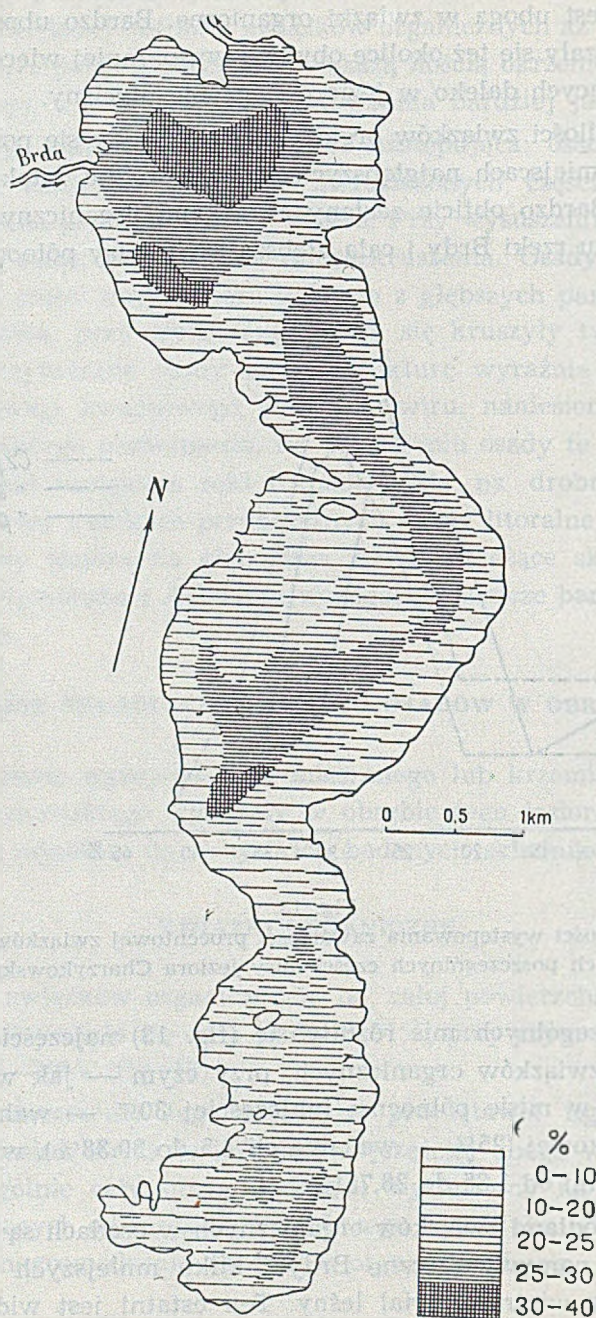


Fig. 14

Rozmieszczenie związków organicznych
w osadach jeziora Charzykowskiego.

CZĘŚCI NIEROZPUSZCZALNE

Zawartość części nierozpuszczalnych w całym jeziorze waha się od 29,5 do 93,2% (tabela 10 i 11) z maksymalną częstotliwością ich występowania przy 60% (fig. 15).

Procentową zawartość części nierozpuszczalnych w osadach jeziora przedstawia fig. 16, z której wynika, że szczególnie dużo tego elementu występuje wzdłuż brzegu wschodniego, przy zachodnim brzegu misy środkowej i na południe od linii wpływ — wypływ Brdy w misie północnej.

Ilość próbek

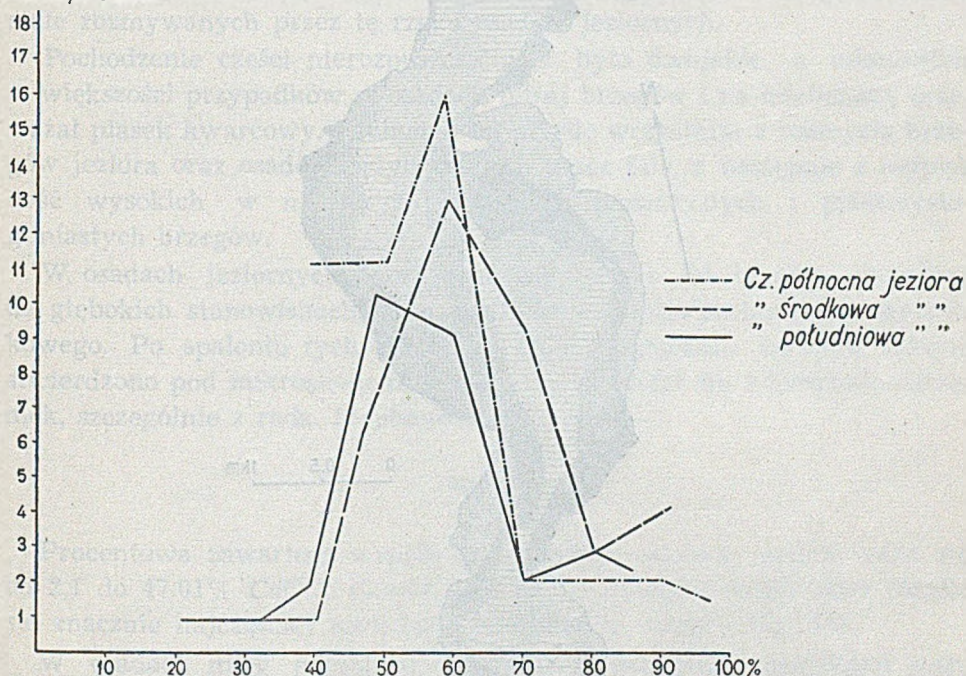


Fig. 15

Krzywa częstotliwości występowania zawartości procentowej części nierozpuszczalnych w poszczególnych częściach misy jeziora Charzykowskiego.

Osady o najmniejszej ilości części nierozpuszczalnych przypadają na misę południową i zwężenie między misą środkową i północną.

We wszystkich trzech misach najwięcej próbek miało zawartość części nierozpuszczalnych 50—60% (fig. 15), przy czym ogólnie biorąc największą powierzchnię dna wysłanego mułem krzemianowym miała misa środkowa z wahaniami 37,7—86% (maksimum częstotliwości 60%), dalej północna (wahania 40,6—86,7%; maksimum częstotliwości 60%), a naj-

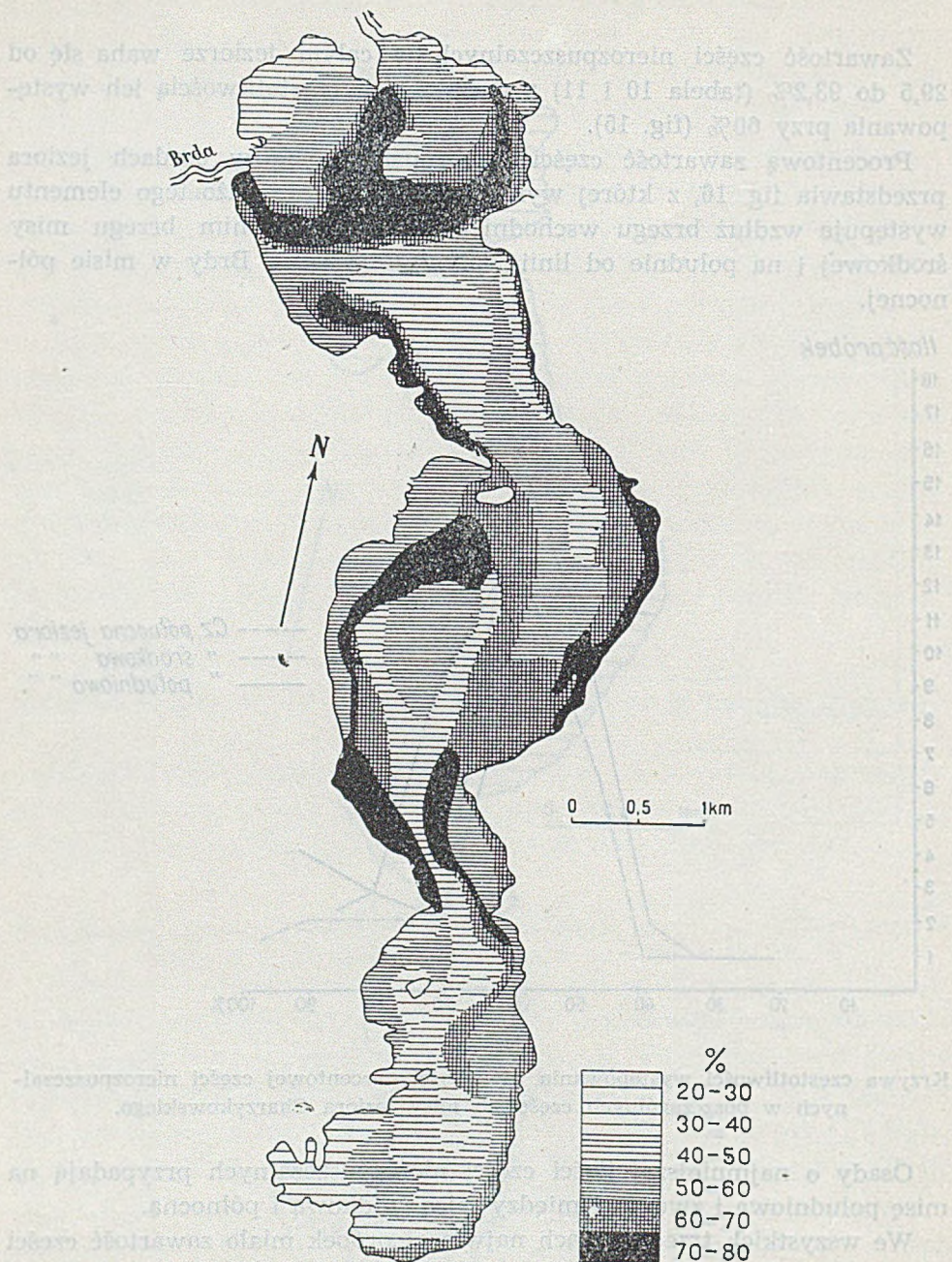


Fig. 16

Rozmieszczenie części nierozpuszczalnych
w osadach jeziora Charzykowskiego.

bardziej ubogie w ten składnik osady znajdowały się w misie południowej, z największymi wahaniami 29,5—93,1% (maksimum częstotliwości 50%). Być może, że wiąże się to z konfiguracją dna i siłą działania wiatrów, gdyż misa środkowa jest stosunkowo rozległa i płytka, a wiatry dmą nad nią najczęściej i z wyjątkową siłą.

Na szczególną uwagę zasługuje sposób rozmieszczenia osadów krzemianowych w misie północnej. Leżą one pasem w poprzek całej misy jeziora, niejako odgradzając ją od reszty jeziora i stanowiąc jakby południowy brzeg rozlewiska Brdy w jeziorze. Trudno się oprzeć wrażeniu, że ta wyjątkowo duża zawartość części nierozpuszczalnych została z jednej strony naniesiona przez Brdę, a z drugiej strony, że są one olbrzymią resztą stale rozmywanych przez tę rzekę osadów jeziornych.

Pochodzenie części nierozpuszczalnych było dwojakie, a mianowicie w większości przypadków w osadach bliżej brzegów i na mieliznach przeważał piasek kwarcowy. Pochodził on przede wszystkim z rozmycia brzegów jeziora oraz osadów przybrzeżnych przez fale, a następnie z osypisk dość wysokich, w niektórych miejscach piaszczystych i piaszczysto-gliniastych brzegów.

W osadach jeziornych tworzących się daleko od brzegu, zwłaszcza na głębokich stanowiskach, przeważała krzemionka pochodzenia okrzemkowego. Po spaleniu tych osadów i po wylugowaniu kwasem solnym stwierdzono pod mikroskopem, że cały osad składał się z komórek okrzemek, szczególnie z rodz. *Stephanodiscus*.

WAPN

Procentowa zawartość wapnia w badanych osadach jeziora waha się od 2,1 do 47,01% CaCO_3 (tabela 10 i 11), przy czym każda misa różniła się znacznie najczęściej spotykaną zawartością wapnia (fig. 17).

W osadach misy północnej stosunkowo najczęściej spotykano małe ilości wapnia, wynoszące około 10—15% CaCO_3 . W misach środkowej i południowej maksima częstotliwości występowania wapnia napotymano przy 25% CaCO_3 , z dość znacznymi odchyleniami (drugie maksimum przy 15% CaCO_3) i przy maksymalnej ilości 47,0% CaCO_3 występującej na stanowisku zawietrznym przy brzegu zachodnim koło pasa roślinności (kreda jeziorna). Procentową zawartość węglanu wapnia w osadach jeziora Charzykowskiego przedstawia fig. 18. Wynika z niej, że najuboższe w wapń są osady misy północnej, najbogatsze — misy południowej. Misa środkowa zawiera na ogół osady ubogie w wapń i upodabnia się pod tym względem do misy północnej. Znaczniejsze ilości wapnia nagromadziły się w zwięzieniu jeziora między misą środkową a północną.

Największa procentowa zawartość wapnia nagromadziła się w osadach wzdłuż północnej części zachodniego brzegu misy południowej oraz w okolicy jej największych głębokości. Duże ilości wystąpiły także wzdłuż całego brzegu południowej misy oraz przy brzegu wschodnim, z wyjątkiem dwu większych płaszczyn w pobliżu misy środkowej. Zwraca uwagę, że na ogół w śródzieziejach napotymano mniej wapnia aniżeli w partiach

Ilość próbek

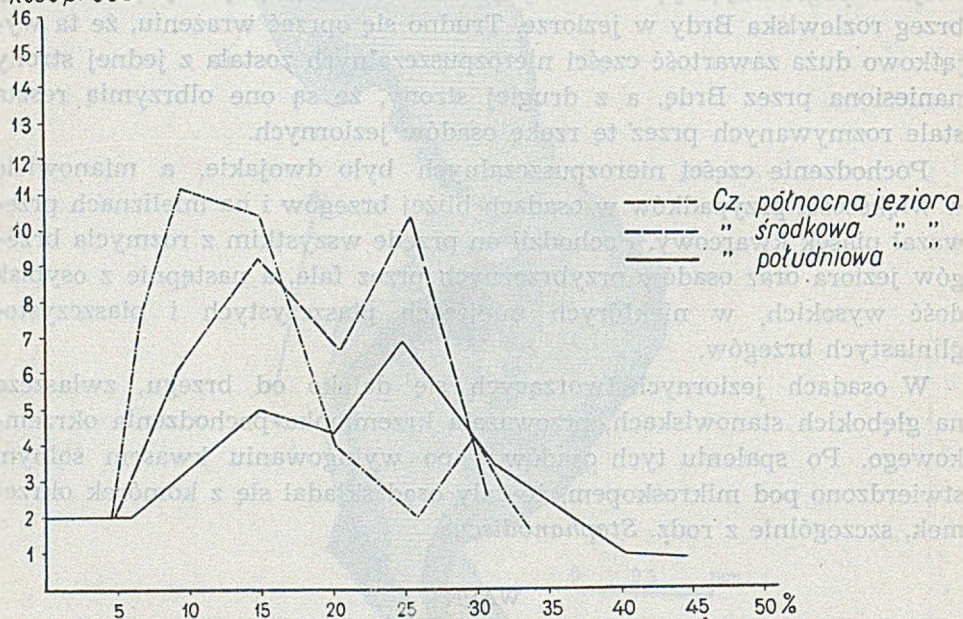


Fig. 17

Krzywa częstotliwości występowania zawartości procentowej węglanu wapnia w osadach poszczególnych części misy jeziora Charzykowskiego.

przybrzeżnych (najbardziej na południe wysunięta część śródziejzera misy południowej, śródziejzere misy środkowej i północnej).

Powyższe wydaje się logiczną konsekwencją faktu, że wapń w osadach pochodzi przede wszystkim z procesów biologicznego odwapniania wody oraz z rozkładu skorup mięczaków. Jeśli odwapnianie wody przez fotosyntezę glonów w śródziejzermu jest słabsze niż przez rośliny przybrzeżne, to wydaje się zrozumiałe, że w pobliżu tych ostatnich, w miejscach zacisznych osadza się więcej wapnia niż na śródziejzermach, gdzie wyższych roślin wodnych nie ma. Na zwiększenie ilości wapnia w pasie roślin przybrzeżnych wpływa także fakt, że w tej właśnie strefie olbrzymim i na kilkadziesiąt nieraz metrów szerokim pasem leżą skorupy mięczaków, a szczególnie

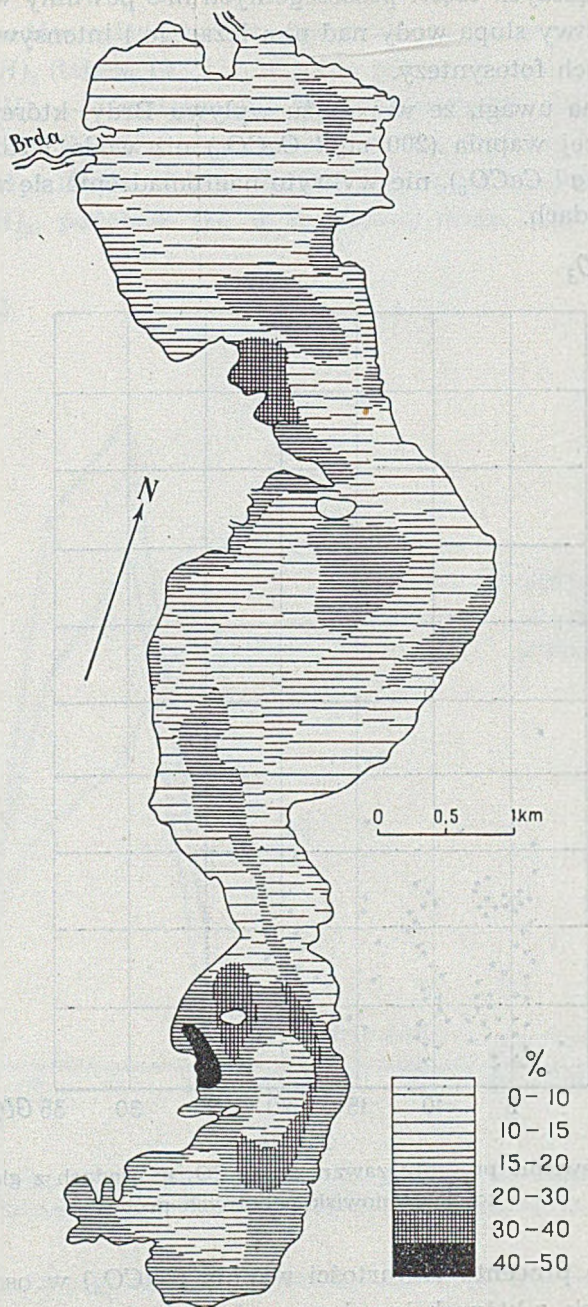


Fig. 18

Rozmieszczenie węglańu wapnia w osadach jeziora Charzykowskiego.

Dreissensia polymorpha i *Anodonta* sp. Różnice w zawartości wapnia osadów najgłębszych części poszczególnych mis powinny wiązać się z wysokością warstwy słupa wody nad nim leżącego i intensywnością odbywającej się w nich fotosyntezy.

Rzecz godna uwagi, że w pobliżu wpływu Brdy, której woda zawiera w litrze więcej wapnia (200 mg/l CaCO_3) niż woda jeziora Charzykowskiego (144 mg/l CaCO_3), nie wykryto nagromadzenia się większych ilości wapnia w osadach.

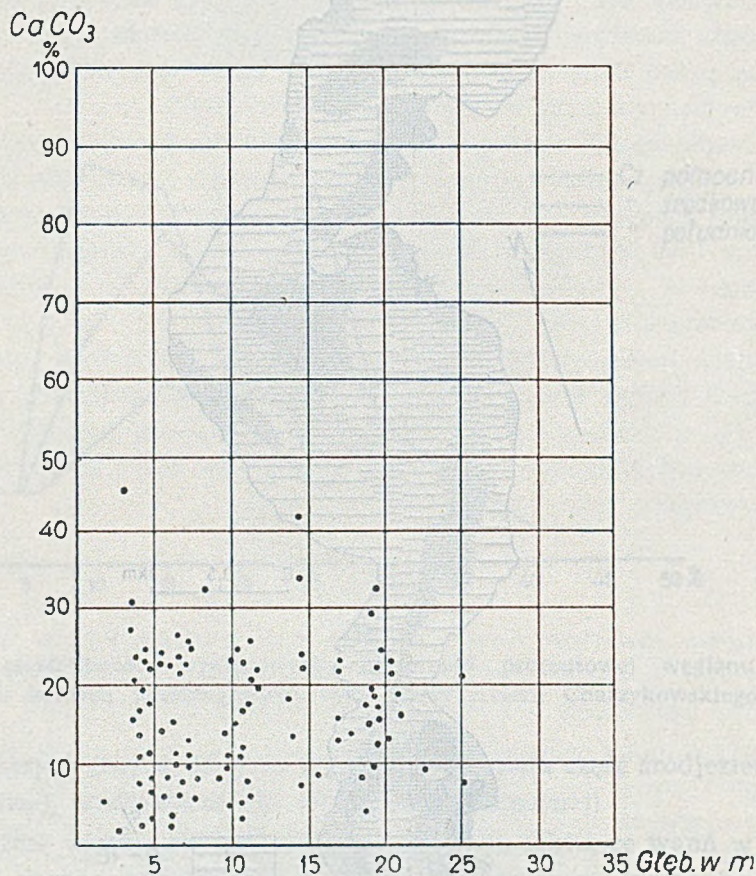


Fig. 19

Zestawienie procentu zawartości CaCO_3 w osadach z głębokością stanowisk pobranych próbek.

Zestawienie procentu zawartości wapnia (CaCO_3) w osadach z głębokością stanowisk, z których je pobrano, nie wykazało istnienia żadnej istotnej zależności (fig. 19). Te same ilości wapnia mogą być napotykanie zarówno na stanowiskach głębokich jak i na płytkich.

ŻELAZO

W obrębie osadów całego jeziora zawartości żelaza wahają się od 0,46 do 19,63% $Fe(OH)_3$ (tabela 10 i 11). W misie północnej wynoszą one od 1,08 do 11,01% $Fe(OH)_3$ — z maksymalną częstotliwością 8% $Fe(OH)_3$, w środkowej 0,46—9,49% $Fe(OH)_3$ przy maksimum 6% $Fe(OH)_3$ i w części południowej — od 1,13 do 19,63% $Fe(OH)_3$, z największą częstotliwością przy 6% $Fe(OH)_3$, podobnie jak w środkowej misie, lecz mniej często (fig. 20).

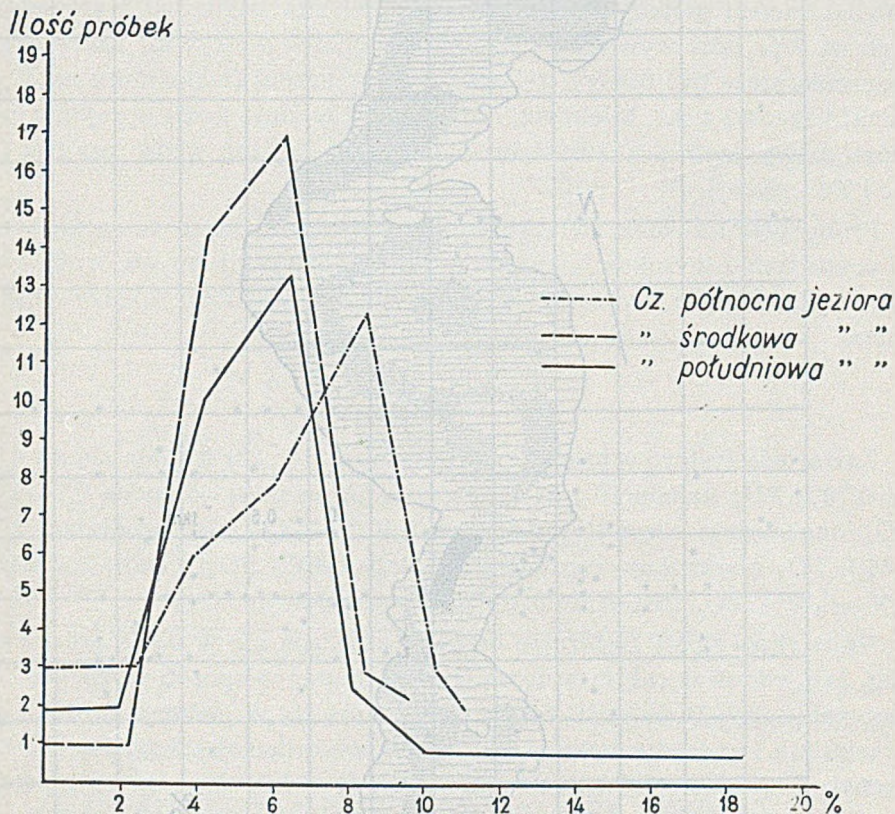


Fig. 20

Krzywa częstotliwości występowania zawartości procentowej $Fe(OH)_3$ w osadach poszczególnych części misy jeziora Charzykowskiego.

Przeciętnie najwięcej zażelaziona wydaje się misa północna, natomiast największe maksimum przypada na misę południową.

Ilości maksymalne (19,63% $Fe(OH)_3$) wystąpiły wypowo w zwęźeniu między misą południową a środkową (fig. 21), naprzeciw ujścia rzeczki

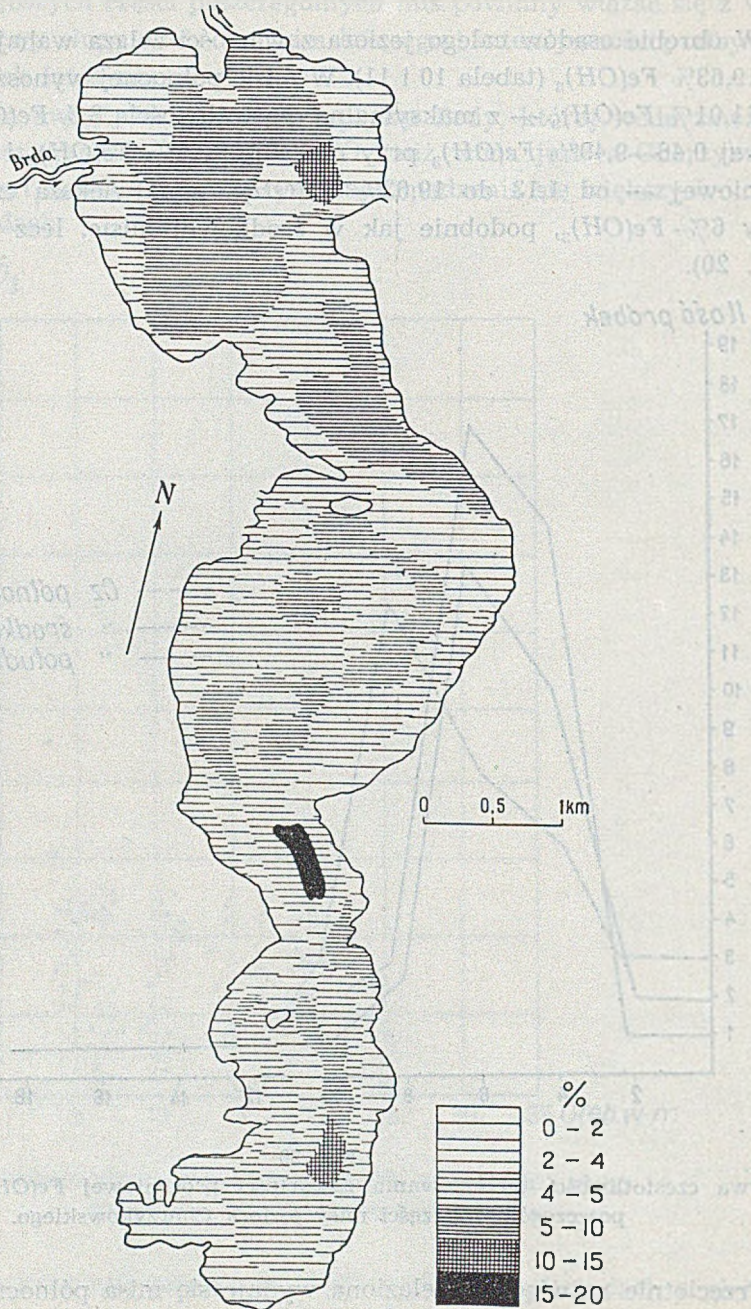


Fig. 21

Rozmieszczenie żelaza w osadach jeziora Chałzykowskiego.

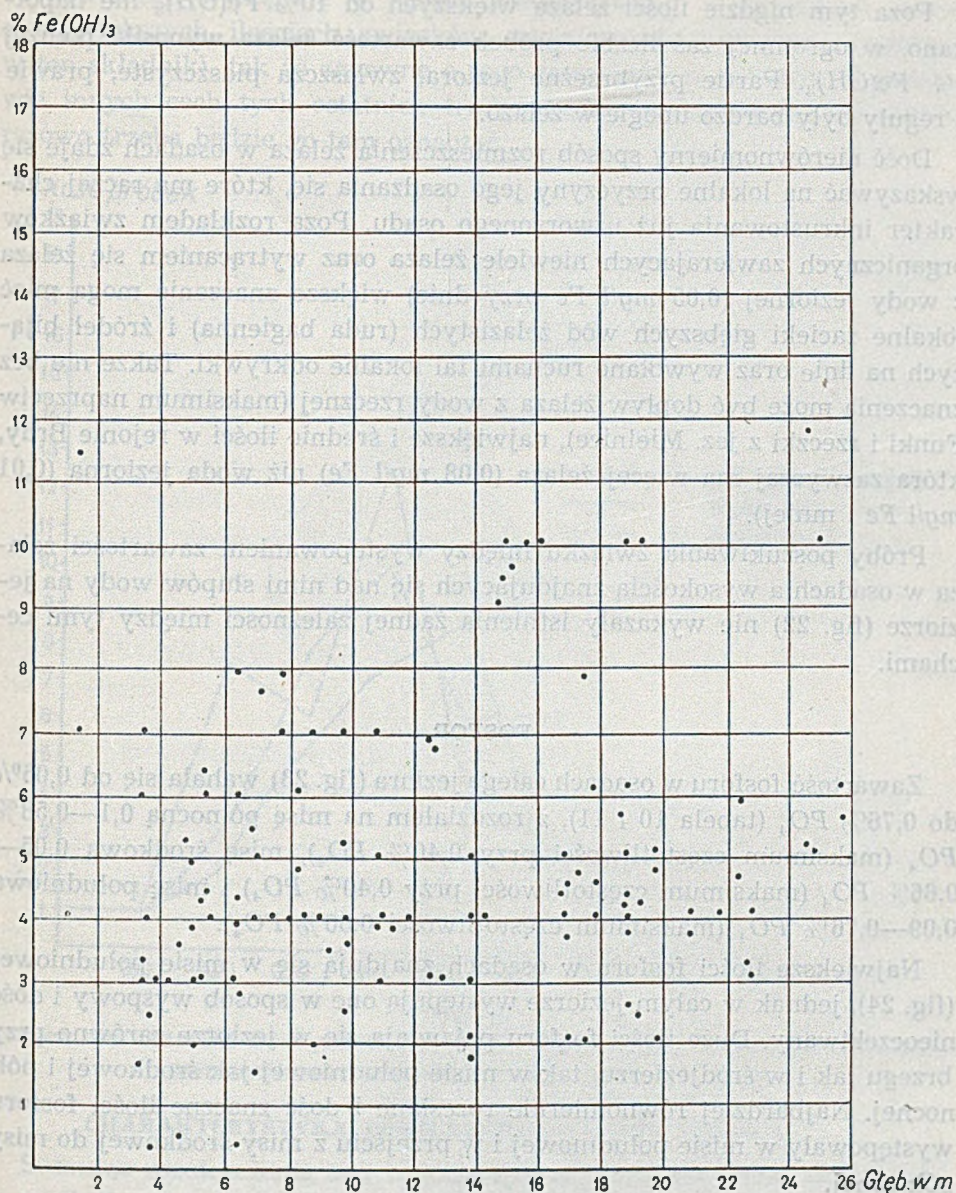


Fig. 22

Zestawienie procentu zawartości Fe(OH)_3 w osadach z głębokością stanowisk pobranych próbek.

Funki. Poza tym większe ilości (10—15% Fe(OH)_3) pojawiły się również wyspowo w niewielkim zasięgu, w pobliżu największej głębokości jeziora, mniej więcej pośrodku misy południowej, wreszcie zaś w misie północnej naprzeciw ujścia rzeczki z jeziora Mielnice.

Poza tym nigdzie ilości żelaza większych od 10% $Fe(OH)_3$, nie napotkano, w ogromnej zaś liczbie próbek zawartość żelaza wynosiła poniżej 5% $Fe(OH)_3$. Partie przybrzeżne jeziora, zwłaszcza piaszczyste, prawie z reguły były bardzo ubogie w żelazo.

Dość nierównomierny sposób rozmieszczenia żelaza w osadach zdaje się wskazywać na lokalne przyczyny jego osadzania się, które ma raczej charakter inkrustowania już utworzonego osadu. Poza rozkładem związków organicznych zawierających niewiele żelaza oraz wytrącaniem się żelaza z wody jeziornej (0,05 mg/l Fe przy dnie) większe znaczenie mogą mieć lokalne zacieki głębszych wód żelazistych (ruda bagienna) i źródeł bijących na dnie oraz wywołane ruchami fal lokalne odkrywki. Także nie bez znaczenia może być dopływ żelaza z wody rzecznej (maksimum naprzeciw Funki i rzeczki z jez. Mielnice), największe i średnie ilości w rejonie Brdy, która zazwyczaj ma więcej żelaza (0,08 mg/l Fe) niż woda jeziorna (0,01 mg/l Fe i mniej).

Próby poszukiwania związku między występowaniem zawartości żelaza w osadach a wysokością znajdujących się nad nimi słupów wody na jeziorze (fig. 22) nie wykazały istnienia żadnej zależności między tymi cechami.

FOSFOR

Zawartość fosforu w osadach całego jeziora (fig. 23) wahała się od 0,05% do 0,76% PO_4 (tabela 10 i 11), z rozdziałem na misę północną 0,1—0,58% PO_4 (maksimum częstotliwości przy 0,40% PO_4), misę środkową 0,05—0,66% PO_4 (maksimum częstotliwości przy 0,40% PO_4) i misę południową 0,09—0,76% PO_4 (maksimum częstotliwości 0,50% PO_4).

Największe ilości fosforu w osadach znajdują się w misie południowej (fig. 24), jednak w całym jeziorze występują one w sposób wyspowy i dość nieoczekiwany. Duże ilości fosforu pojawiają się w jeziorze zarówno przy brzegu jak i w śródziezierz, tak w misie południowej jak środkowej i północnej. Najbardziej równomiernie rozłożone i dość znaczne ilości fosforu występowały w misie południowej i w przejściu z misy środkowej do misy północnej.

Wyspowy sposób występowania fosforu zdaje się wskazywać na to, że jego ilość w osadach zależy nie tylko od ilości wytrąconych z wody w postaci fosforanu żelaza oraz obumierających organizmów planktonowych, lecz także od rozmieszczenia roślinności podwodnej, a przede wszystkim — jak się zdaje — od procesów zmywania w jednych miejscach szlamu aż do skały macierzystej misy jeziora i namywania go w miejscach zawierających lub najgłębszych. W każdym razie fosfor w osadach jeziora Cha-

rzykowskiego występuje w sposób nieoczekiwany, z wyjątkiem miejsc o największych ilościach związków organicznych (zazwyczaj bogatych w ten składnik), tak że zapewne o jego zawartości w osadach na podstawie innych cech tych ostatnich trudno będzie wnioskować, lecz każdorazowo trzeba będzie go tam oznaczać.

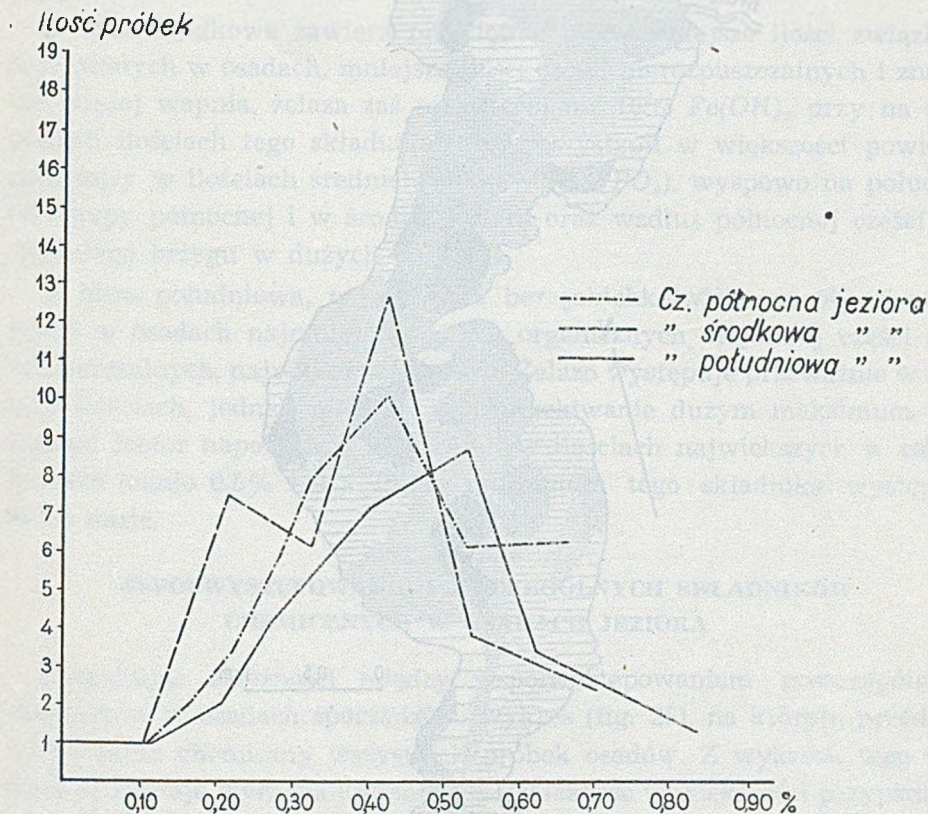


Fig. 23

Krzywa częstotliwości występowania zawartości procentowej fosforanów w osadach poszczególnych części misy jeziora Charzykowskiego.

CHARAKTERYSTYKA POSZCZEGÓLNYCH MIS JEZIORA

Sumując spostrzeżenia nad występowaniem poszczególnych składników w osadach wszystkich trzech mis jeziora Charzykowskiego, uzyskujemy następujący ich obraz ogólny:

1. Misa północna jest najbogatsza w związki organiczne, dość równomiernie zaścielające jej dno, przy równocześnie dużych ilościach piasku kwarcowego nanoszonego przez Brdę i wymywanego przez tę rzekę z osadów misy jeziora. Na skutek powyższego piasek ten ułożony jest w osadach pasem, biegnącym równolegle do południowej krawędzi rozlewiska Brdy

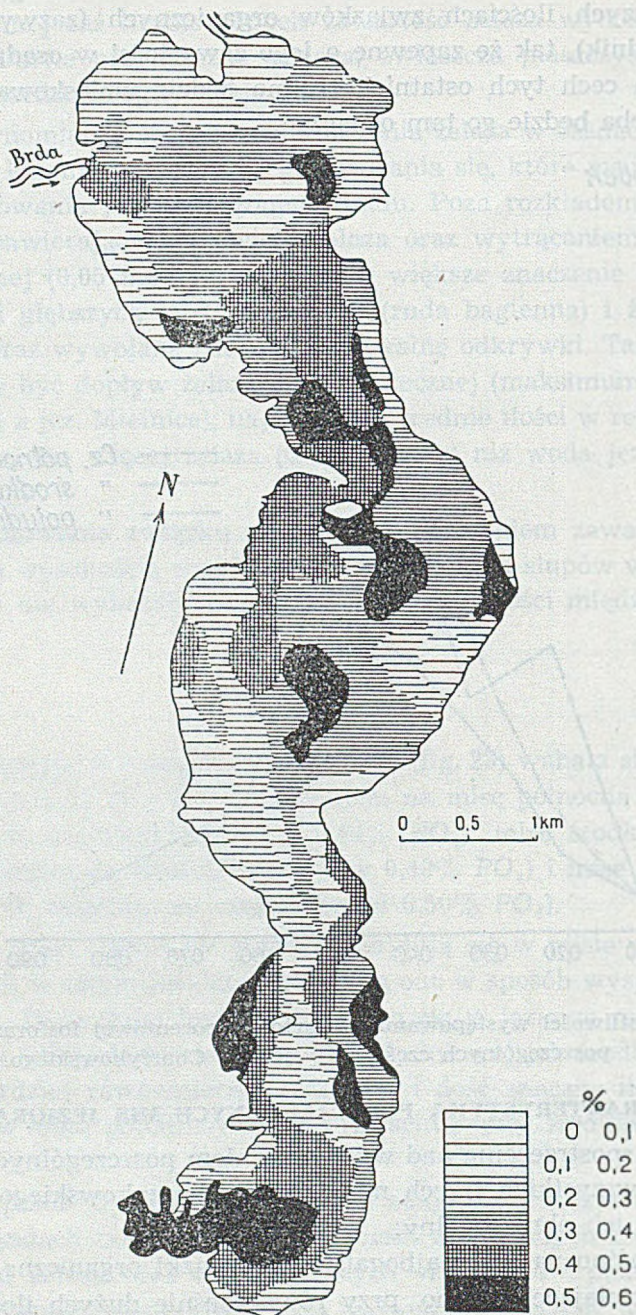


Fig. 24

Rozmieszczenie fosforanów w osadach jeziora Charzykowskiego.

w misie jeziora. Wręcz przeciwnie osady tej misy są najczęściej ubogie w wapń. Żelazo występuje w niej stosunkowo najobficiej, choć nie w maksymalnych ilościach, fosforany pojawiają się najczęściej w ilościach średnich. Wpływ Brdy na ukształtowanie się stosunków zdaje się być dominujący.

2. Misa środkowa zawiera przeciętnie nieco mniejsze ilości związków organicznych w osadach, mniejsze ilości części nierozpuszczalnych i znacznie więcej wapnia, żelaza zaś nie więcej niż 10% $Fe(OH)_3$ przy na ogół małych ilościach tego składnika. Fosfor wystąpił w większości powierzchni misy w ilościach średnich (0,3%—0,4% PO_4), wyspowo na południe od wyspy północnej i w środku jeziora oraz wzdłuż północnej części zachodniego brzegu w dużych ilościach.

3. Misa południowa, najgłębsza i bez jakichkolwiek przepływów, zawiera w osadach najmniej związków organicznych, najmniej części nierozpuszczalnych, najwięcej zaś wapnia. Żelazo występuje przeważnie w małych ilościach, jednak niekiedy z nieoczekiwanie dużym maksimum, natomiast fosfor napotymano najczęściej w ilościach największych w całym jeziorze (około 0,5% PO_4). Także maksimum tego składnika występuje w tej misie.

WSPÓŁWYSTĘPOWANIE POSZCZEGÓLNYCH SKŁADNIKÓW CHEMICZNYCH W OSADACH JEZIORA

Poszukując zależności między współwystępowaniem poszczególnych składników w osadach sporządzono wykres (fig. 25), na którym przedstawiono skład chemiczny wszystkich próbek osadów. Z wykresu tego wynika, że istnieje wyraźna ujemna współzależność w większości przypadków pomiędzy występowaniem związków organicznych i części nierozpuszczalnych, co stwierdza także M. Stangenberga (14) w przypadku gleb pod stawami. Mianowicie, w miarę wzrastania procentowej zawartości związków organicznych w osadach, maleje w nich zawartość części nierozpuszczalnych (pewien wyjątek stanowi ukształtowanie się osadu w rejonie Brdy). Również w pewnej ilości przypadków wystąpiła korelacja pomiędzy żelazem, fosforem, wapniem i związkami organicznymi, które jakby osadzały się współzależnie na dnie jeziora. Szereg przypadków, w których zaznaczył się brak wyżej wspomnianej korelacji, można tłumaczyć zakłóceniem normalnych procesów wytrącania się związków z wody i ich normalnej sedymentacji przez czynniki mechaniczne i chemiczne, jak falowanie wód i przenoszenie przez nie osadów, namywanie przez rzeki, osypiska z brzegów i dopływy podziemne oraz spływy z brzegów jeziora.

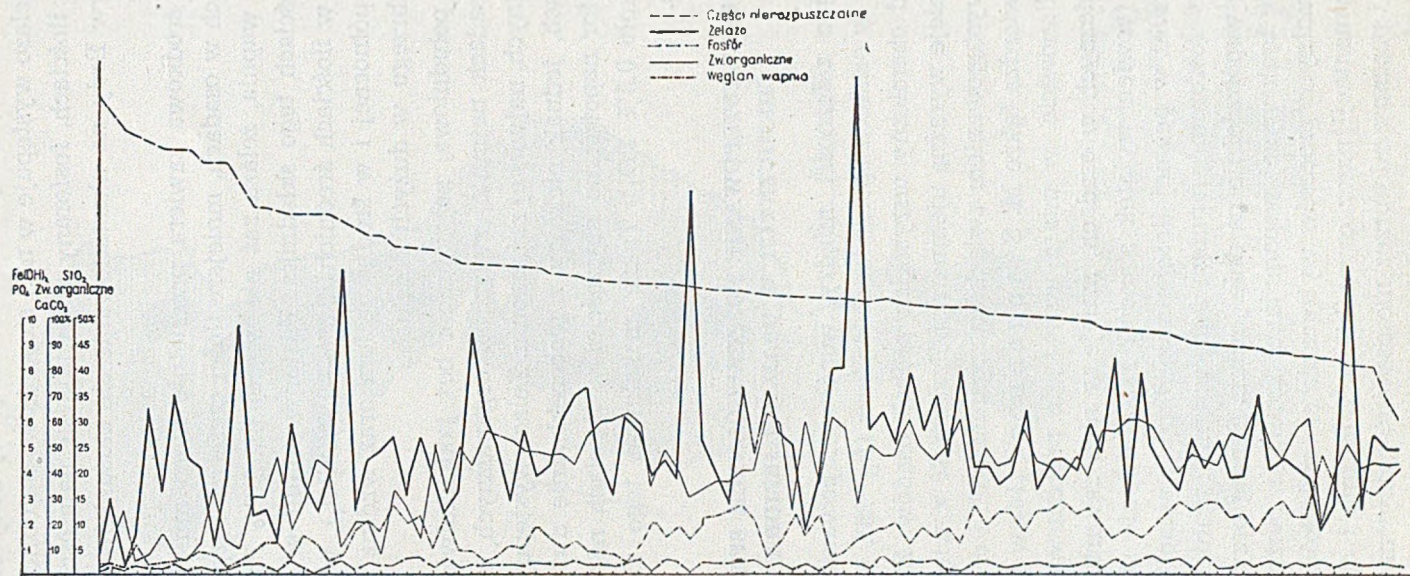


Fig. 25

Zależność między występowaniem części nierozpuszczalnych, związków organicznych oraz węgla wapnia, żelaza i fosforanów na podstawie analizy składu chemicznego 102 próbek osadów jeziora Charzykowskiego.

LITERATURA

1. Black C. S. — Chemical analyses of lake deposits. *Trans. Wisc. Acad. Arts and Lett.* Vol. 42. 1929.
2. Casperi W. A. — Deposits of the Scottish fresh-water lochs. In Murray and Pullar's Bathymetrical Survey of the Scottish Lochs, 1. 1910.
3. Groschopf P. — Die post-glaziale Entwicklung des Grossen Plöner Sees in Ostholstein auf Grund pollenanalytischer Sedimentuntersuchungen. *Arch. f. Hydrob.* Bd. XXX. 1936.
4. Juday C., Birge E. A., Meloche W. W. — Chemical analyses of the bottom deposits of Wisconsin Lakes. *Trans. Wisc. Acad. Arts. and Lett.* Vol. 33. 1941.
5. Lundquist G. — Bodenablagerungen und Entwicklungstypen der Seen. *Die Binnengewässer*, Bd. II. 1927.
6. Lundquist G. — Zur Mikroskopie der Binnenseesedimente. *Intern. Ver. theoret. angew. Limn. Verh.* Bd. IX. 1940.
7. Naumann E. — Einführung in die Bodenkunde der Seen. *Die Binnengewässer* Bd. IX. 1930.
8. Nipkov F. — Vorläufige Mitteilung über Untersuchung des Schlammabsatzes im Zürischsee. *Ztschr. Hydrologie* Bd. 1. 1920.
9. Post L. v. — Studier öfver nutidens koprogena jordbildningar, gyttja, dy, och mull (Studien über die koprogenen Erdbildungen der Neuzeit, Gytjtja, Dy und Humus). *K. Sv. Vet. Akad. Hyndl.* Bd. IV. 1862.
10. Potonié H. — Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten I. Die Sapropelite II — III. Die Humus bildungen und die Liptobiolithe. *Geol. L.-A. Abh.* N. F. 55. 1908.
11. Perfiliew B. W. — Zur Mikrobiologie der Bodenablagerungen. *Intern. Ver. theoret. angew. Limn. Verh.* 4. 1929.
12. Stangenberg M. — Szkic limnologiczny na tle stosunków hydrochemicznych Pojezierza Suwalskiego. *Inst. Bad. Lasów Państw. Rozpr. Sprawozd.* Ser. A, Nr 23. 1936.
13. Stangenberg M. — Skład chemiczny osadów głębinowych jezior Suwalszczyzny. *Inst. Bad. Lasów Państw. Rozpr. Sprawozd.* Ser. A, Nr 31. 1938.

14. Stangenberg M. — Die Produktionsbedingungen in den Teichen. Die chemische Zusammensetzung der Böden unter den Teichen. *Geol. Meere und Binnengew.* 1942.
15. Stangenberg M. — Jezioro Charzykowo (opracowanie zbiorowe) *Inst. Bad. Leśnictwa, Prace Bad. P. W. R.* 1950.
16. Stangenberg M. — Nitrogen and earbon in the bottom-deposits of lakes and in the soils under carp-ponds. *Intern. Ver. theoret. angew. Limn. Verh.* 10. 1949.
17. Wasmund E. — Lakustriche Unterwasserböden. Der Boden als oberste Schicht der Erdoberfläche, *Handbuch der Bodenlehre.* Bd. 5. 1930.
18. Wilson I. T., Opdyke D. F. — The Distribution of the chemical onstituents in the accumulated sediment of Tippecanoe lake. *Investigations of Indiana lakes and streems.* vol. II. 1941.
19. Welch P. S. — *Limnology.* Mc Graw — Hill Book Co, Inc. 1935.

Мариян СТАНГЕНБЕРГ и Казимера ЖЕМОЙТЕЛЬ

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОСАДКОВ ХАРЖИКОВСКОГО ОЗЕРА

(с 15 фиг. в тексте)

РЕЗЮМЕ

Содержание

Настоящая работа представляет результаты исследований 102 образцов глубинных и прибрежных осадков (фиг. 11) Харжиковского Озера. Определено цвет и консистенцию, и произведено анализ процентного содержания органических соединений, нерастворимых частей, кальция, железа и фосфора растворяющегося после сгорания в 25% соляной кислоте в холодном состоянии.

Сухие осадки имели песочный цвет, песочно-серый, серый и бурый, в зависимости от перевеса в них нерастворимых частей, кальция, или же органических соединений. Консистенция высушенных илов была от пыlistых до плотных не рассыпающихся глыб.

Отложения Харжиковского Озера представляют тип смешанных отложений или силикатных.

Харжиковское Озеро расположено на северных окраинах большей зандровой зоны, принадлежащей к самой молодой гряде конечных морен балтийского оледенения на Померанском Поозерьи, северо-западнее Хойниц.

Самая близкая окрестность построена из зандровых песков и гравия; с юга находятся песчанистые и глинистые площади донной морены, а немного дальше холмы конечной морены.

Хотя очертание берегов и формы дна Харжиковского Озера приближены озерам ложбинного типа, однако происхождение его более сложное, о чем свидетельствует ряд довольно мелких озерных бассейнов соединенных более мелкими озерными ложбинами.

Лимнологические исследования Харжиковского Озера были ведены Институтом Лимнологии и Рыбоводства Вроцлавского Университета и Политехникума, начиная с 1947 г. В настоящей работе представлено и обсуждено химический состав этого озера.

Содержание органических соединений в осадках всего озера колебалось от 1,35% до 39,81% (таб. 10 и 11), причем чаще всего оно составляло 25—30% (фиг. 13).

Содержание нерастворимых частей от 29,5% до 93,1% (таб. 10 и 11) с максимальной частотой 60% (фиг. 15).

Количество кальция в исследованном материале колебалось от 2,1% до 47,01% CaCO_3 (таб. 10 и 11) с тем, что каждый бассейн значительно отличался чаще всего встречающимся содержанием кальция (фиг. 16). В северном бассейне наиболее частые количества составляли 10—15%, в центральной и южной 25% CaCO_3 .

Содержание железа в отложениях колеблется от 0,46% до 19,63% $\text{Fe}(\text{OH})_3$ (табл. 10 и 11).

Максимальные количества выступают отдельными островками.

Содержание фосфора от 0,05% до 0,75% PO_4 (таб. 10 и 11), с максимальной частотой 0,40—0,50% (фиг. 24).

На картах отмечены размещения процентного содержания отдельных химических компонентов отложений Харжиковского Озера (фиг. 14, 15, 18, 21, 24) и произведен анализ частоты выступления процентного содержания этих компонентов в отложениях Харжиковского Озера. В зависимости от разницы в линии берега, характера питательного бассейна внешних притоков и конфигурации дна озера трех его частей: северной, центральной и южной, отложения каждой из этих частей охарактеризованы отдельно.

В северном бассейне, самой мелкой части озера установлено обилие осаждающихся органических соединений и нерастворимых частей, как результат нанесенного материала в водах реки Брды. Одновременно найдены там небольшие количества кальция; в изобилии, хотя и не максимально, железо и в среднем количестве фосфаты.

В центральном бассейне, который содержит обыкновенно меньшее количество органических соединений, установлено также меньшее количество нерастворимых частей, больше кальция, железа не больше чем 10% $\text{Fe}(\text{OH})_3$ при обычно повсеместно небольшом количестве и содержимости фосфора в среднем (0,3—0,4 PO_4).

В южном бассейне, самом глубоком Харжиковского Озера установлено меньше всего органических соединений и нерастворимых частей, однако больше всего кальция и фосфора. Железо выступает здесь преимущественно в небольшом количестве, изредка с неожиданным большим максимумом.

Выло наблюдено существование негативной корреляции в выступлении между органическими соединениями и нерастворимыми частями (фиг. 25).

Озеро является богатым резерватом диатомеовой земли. Большие количества кальция, железа и фосфора в осадках чаще всего выступали в зависимости друг от друга, с большим количеством органических соединений (фиг. 25).

Менее равномерно, вернее пятнами и сравнительно в малом количестве выступают в отложениях, часто друг другу сопутствуя, железо и фосфор, особенно последний. Выступление этих элементов на фоне превосходящих отложений нерастворимых частей и органических соединений имеет характер инкрустационного материала. Наибольшее количество фосфора выступало, как правило, при большом количестве железа в отложениях, но не наоборот.

Не удалось, однако установить корреляции между процентным содержанием кальция и железа в осадках и глубиной нахождения анализированного образца.

Органические соединения, кальций, фосфор и железо выступают в отложениях озера Харжиково в среднем количестве.

Marian STANGENBERG and Kazimiera ŻEMOYTEL

CHEMICAL COMPOSITION OF SEDIMENTS OF THE
CHARZYKOWSKIE LAKE

(with 15 fig. in the text)

SUMMARY

Abstract

This paper contains the study of 102 samples of deep-water, as well as littoral sediments of the Charzykowskie Lake, situated in the southern part of the Pomeranian Lake District. The investigative works comprised the determination of the colour and consistency and analysis of percentage of organic compounds (1,35—39,81%), insoluble parts (29,5—93,1%) calcium (2,1—47,01%), iron (0,46—19,63%) and phosphorus (0,05—0,75%), subject, after combustion, to cold solution in 25% hydrochloric acid.

The dry sediments had the colour of sand, sand-grey, grey and brown according to the predominance in them of insoluble parts, lime and organic compounds respectively. The consistency of the desiccated silts ranged from a dusty from to non-friable, compact clods. The Charzykowskie Lake sediments represent a type either of heterogeneous or silicate sediments.

The Charzykowskie Lake is situated on the southern extremity of the great outwash plain of the youngest ridge of frontal moraines pertaining to the Baltic Glaciation of the Pomeranian Lake District north-westward from Chojnice.

The nearest region of the lake is built of outwash plain sands and gravels, on the southern side there are arenaceous and ariglaceous regions of the ground moraine and somewhat farther the hills of the frontal moraines.

The outline of shores and the forms of the bottom of the Charzykowskie Lake are similar to the lakes of finger lakes type, but its origine is more complicated; it is testified by a series of rather shallow lacustrine basins joint together by shallower channels.

Limnological researches of the Charzykowskie Lake executed by the Institute of Limnology and Fisheries on the University of Wrocław were initiated in 1947. In this paper the chemical composition of sediments of this lake is discussed.

The ratio of organic compounds in the total sediments of the lake oscillated from 1,35% to 39,81% (tables 10 and 11), the most frequent proportion being 25—30% (fig. 13).

The ratio of insoluble parts ranged from 29,5% to 93,1% (tables 10 and 11), and the maximum frequency occurred at 60% (fig. 15).

The quantity of calcium in the matter under investigation oscillated from 2,1% to 47,01% of CaCO_3 (tables 10 and 11), and each basin largely differed as regards the most often encountered proportion of calcium (fig. 17). In the northern basin the most frequent quantity reached 10—15%, in the central and southern ones 25% of CaCO_3 .

The ratio of iron in the sediments oscillated from 0,46% to 19,63% $\text{Fe}(\text{OH})_3$ (tables 10 and 11), the maximum quantity occurring in detached spots (fig. 20).

The ratio of phosphorus oscillated from 0,05% to 0,75% to PO_4 (tables 10 and 11), the maximum frequency ranging from 0,40% to 0,50% (fig. 24).

In the attached maps the distribution of the percentage of respective chemical compounds in the sediments of the Charzykowskie Lake has been delineated (fig. 14, 16, 18, 21, 24), and the frequency of occurrence of the percentage of these constituents in the sediments of the said lake has been displayed.

According to the difference in the shore-line, the character of the drainage area, the outside confluents and the configuration of the lake bottom in its three parts: the northern, the central, and the southern, the sediments of each particular part have been described separately.

In the northern basin, being the shallowest part of the lake, an abundant deposition of organic compounds and insoluble parts has been ascertained; it is accounted for by the material brought in by the waters of the river Brda. At the same time small quantities of calcium, the most abundant, though not maximal, quantities of iron, and medium quantities of phosphates have been found there.

In the central basin, containing, on the average, lesser quantities of organic compounds, it has been stated that the quantities of insoluble parts are also smaller, those of the calcium far greater, the iron does not exceed 10% of $\text{Fe}(\text{OH})_3$, its quantity being in general small, and that of phosphorus occurs in a medium ratio (0,3—0,4% of PO_4).

In the southern basin, which is the deepest of the three basins of the Charzykowskie Lake, it has been ascertained that the organic compounds are the fewest, whereas the calcium and phosphorus the most abundant. The iron occurred there mostly in small quantities, its maximum, however, was from time to time surprisingly high.

The existence of negative correlation in the occurrence of the organic compounds and silicates has been noticed (fig. 25).

The lake contains rich resources of diatomaceous earth. Great quantities of calcium, iron, and phosphorus occurred in the sediments most frequently, in reciprocal dependence, with greater quantities of organic compounds (fig. 25).

The occurrence of iron and phosphorus, often accompanying each other, and especially of the latter, is less uniform, rather in spots and relatively scarce. The occurrence of these components on the background of the preponderant sediments of insoluble parts and organic compounds has the character of an incrusting material. The greatest quantities of phosphorus occurred, as a rule, by greater of iron in the sediments, yet not the other way.

The reciprocal dependence between the percentage of calcium and iron in the sediments on one hand and the depth of the locus of the sample under analysis on the other has not been possible to ascertain (fig. 18 and 20).

The organic compounds, calcium, phosphorus, and iron occur in sediments of the Charzykowskie Lake in medium quantities.

Jan DYLIK

PIERWSZA WIADOMOŚĆ O UTWORACH POKRYWOWYCH W ŚRODKOWEJ POLSCE

(z 8 fot. i 6 fig. w tekście)

Streszczenie

Obszar środkowej Polski położony poza zasięgiem ostatniego zlodowacenia posiadał zmarzlinę i był dziedziną procesów odbywających się w środowisku peryglacjalnym. Wśród nich największe znaczenie miało wietrzenie mrozowe i ruch mas o charakterze kongeliflukcji. W związku z tymi zjawiskami pozostaje przeobrażenie pierwotnych materiałów stropowych, które zostały przekształcone na utwory pokrywowe. Utwory te dzielą się na dwa główne typy, które nie zawsze można wyraźnie oddzielić. Są to miejscowe produkty wietrzenia peryglacjalnego oraz osady allochtoniczne przeniesione ze stref wietrzeniowych przez kongeliflukcję.

Osady kongeliflukcyjne występują w postaci plikacji, piasków łatkowatych lub marmurkowych oraz materiału pylastego lub piasków z głazami. Na badanym terenie obserwuje się stałość sytuacji stratygraficznej wyróżnionych typów osadów kongeliflukcyjnych. Najstarsze są plikacje, inne występują w wymienionej kolejności.

Rozpoznanie utworów pokrywowych w środkowej Polsce zapowiada potrzebę rewizji poglądów na górne osady plejstocenijskie. Rewizja ta zdaniem autora doprowadzi do wybitnej redukcji tzw. piasków zwałowych.

WSTĘP

Badania autora (14, 15) wykazały, że podczas zlodowacenia bałtyckiego na obszarze środkowej Polski istniało klimatyczne środowisko peryglacjalne. Na obszarze tym występowała zmarzlina i dokonywały się wszystkie procesy typowe dla środowiska peryglacjalnego. Deformacje pierwotnych układów sedymentacyjnych w postaci inwolucji, klinów i żył oraz swoista rzeźba głazów są niewątpliwie najbardziej uderzającymi rezultatami zdarzeń peryglacjalnych. Struktury zmarzlinowe są równocześnie najwyraźniejszym dowodem przeobrażeń, jakim uległa znaczna część utworów plejstocenijskich a czasem i starszych, jeśli znalazły się one bliżej powierzchni.

Wtórne struktury uwarunkowane klimatycznie wskazują w sposób uderzający na głęboki zasięg procesów mrozowych, ale nie wyczerpują treści peryglacialnego przekształcania pierwotnych osadów. Przeobrażeniom podlegał nie tylko układ stratyfikacyjny, ale również sytuacja przestrzenna poszczególnych cząstek i ich większych lub mniejszych zespołów oraz skład mechaniczny. Przyczyną tych zmian było wietrzenie peryglacialne, którego treść określa w pierwszym rzędzie rozdrabnianie mrozowe, czyli kongelifrakcja (6) oraz segregacja termiczna. Ze zjawiskiem wietrzenia mrozowego wiązały się ściśle wędrówki cząstek zróżnicowane ze względu na charakter ruchu. Przypomnieć należy migracje z dominantą pionową uczestniczące w tworzeniu się inwolucji, jak również ruchy lateralne na powierzchniach nachylonych.

W rezultacie działania tych procesów przeobrażeniom podlegały wszystkie osady położone w pobliżu powierzchni. Cała masa materiału stropowego o miąższości odpowiadającej mniej więcej grubości strefy czynnej zmarzliny została przekształcona peryglacialnie. Liczne obserwacje dowodzą, że do wyjątków należą odkrywki, w których do powierzchni lub do holocenńskiej strefy glebowej dochodzą niezmiennione utwory plejstocenńskiej akumulacji lodowcowej, fluwioglacialnej lub rzecznej. Powszechnie materiał stropowy jest niewarstwowany i wyraźnie przeobrażony. Wolno więc mówić na obszarze środkowej Polski o utworach pokrywowych.

Zadaniem tego artykułu jest przedstawienie wstępnej charakterystyki tych nie zauważonych dotychczas w Polsce utworów. Ze względu na charakter i genezę można wśród nich wyróżnić: osady kongeliflukcyjne i autochtoniczne rezydua wietrzenia peryglacialnego.

OSADY KONGELIFLUKCYJNE

Wśród szeregu zjawisk zachodzących w następstwie oddziaływania środowiska peryglacialnego na bliższą uwagę zasługuje kongeliflukcja. Termin ten został zaproponowany przez autora (14) dla procesów soliflukcyjnych przebiegających w warunkach klimatu subniwalnego, z reguły związanego z istnieniem wiecznej zmarzliny.

Zjawisko oznaczone tutaj nazwą kongeliflukcji posiada olbrzymią literaturę, starszą nawet od terminu soliflukcja, wprowadzonego w 1906 r. przez J. G. Anderssona (1). Obfitych danych bibliograficznych na ten temat dostarczają prace A. Cailleux (8) i C. Trolla (36, 37, 38).

W przeglądzie wyników badań peryglacialnych H. T. U. Smith (33, str. 1499) stwierdza, że w studiach nad soliflukcją o wiele więcej zwracano uwagi na powierzchnię, a więc na zagadnienia morfologiczne, aniżeli na

strukturę i charakter osadów. Pogląd ten na ogół słuszny, nie odnosi się jednak do prac geologów i prehistoryków francuskich. Badania H. Breuila (5), E. Patte'a (28, 29, 30), R. Ballanda (2) i innych poświęcone są analizie materiału i jego ułożenia. Ostatnio badania zwracają się w kierunku poznania tekstury utworów kongeliflukcyjnych. Na pierwsze miejsce wysuwa się zagadnienie ułożenia głazów, nad czym pracuje przede wszystkim A. Cailleux (9).

O procesach kongeliflukcji zachodzących na obszarze środkowej Polski najwyraźniej i bezpośrednio świadczą deformacje struktur inwolucyjnych. Spotkać je można przy nieznacznych nachyleniach powierzchni, nawet poniżej 2° (14). Deformacje wywołane przez kongeliflukcję zaznaczają się zarówno w planie jak i w przekroju pionowym inwolucji. Zamiast kolistych zarysów występujących na powierzchniach płaskich, na lekko nachylonych stokach zjawiają się figury owalne o wydłużeniu zgodnym z kierunkiem nachylenia powierzchni. Odpowiednio w przekroju zaznaczają się pochYLENIA elementów inwolucji. Widać to nie tylko w pojedynczych formach, ale również w całych strefach inwolucyjnych.

Przy większym nachyleniu, poczynając od 2° , zanikają struktury inwolucyjne, nawet zdeformowane i miejsce ich zajmuje płaszcz osadów kongeliflukcyjnych grubiejący ku dołowi stoku. Płaszcz ten jest ciągły, lecz na ogół posiada nierównomierną miąższość, co można stwierdzić często zarówno w przekroju prostopadłym do kierunku nachylenia stoku jak i w przekrojach zgodnych z nachyleniem. Być może, że ruch mas, który doprowadził do wytworzenia tych osadów, odbywał się wzdłuż równoległych pasów w kierunku nachylenia stoku. Zamieszczony w poprzedniej pracy rysunek szybiku w Lipinach (15) przedstawia ścianę prostopadłą w stosunku do kierunku ruchu. Widoczne tam nagromadzenie głazów można interpretować jako dwa pasy kamieniste w przekroju

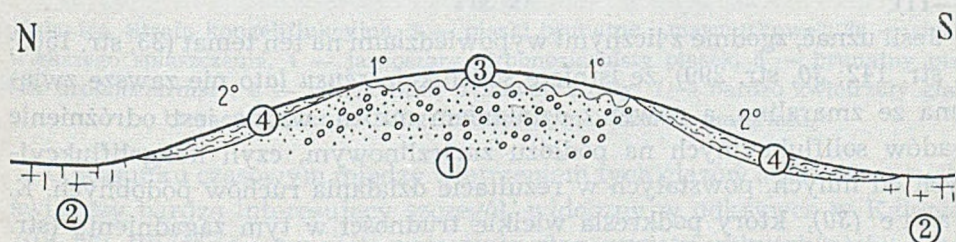


Fig. 26

Wilczków. Rysunek schematyczny. 1 — fluwioglacjał, 2 — glina zwalowa, 3 — strefa inwolucyjna, 4 — strefa kongeliflukcyjna.

Płaszcz kongeliflukcyjny, np. w Wilczkowie i w Jeżowie, tak samo jak strefa inwolucyjna, leży na spągowych utworach warstwowanych (fig. 26).

Zbudowany jest z tego samego materiału, który występuje w inwolucjach. Są jednak różnice wynikające ze struktury i tekstury materiału. Strukturo-rom inwolucyjnym przeciwstawia się płaszczowy układ na stoku. W inwolucjach materiał jest starannie segregowany i ułożenie cząstek jest wyraźne, nawet rygorystyczne. W płaszczu kongeliflukcyjnym cząstki są ułożone na pierwszy rzut oka zupełnie chaotycznie. Dopiero bliższy wgląd i bardzo szczegółowe obserwacje pozwalają stwierdzić istnienie pewnego porządku w ułożeniu kamieni.

Związek między strefą inwolucyjną w płaskiej kulminacji pagórka (fig. 26) a płaszczem rozciągniętym na stoku jest wyraźny. Oczywiście jest pochodzenie materiału płaszczu z góry, ze strefy inwolucyjnej. W rezultacie odbytej wędrówki, przy zachowaniu treści materiału, zmieniła się jego struktura i tekstura. Wobec opisanego charakteru materiału osadu stokowego i małego nachylenia, od którego poczynając ruch się odbywał, transport, w którym dokonało się przemieszczenia cząstek ze strefy inwolucyjnej na stok, należy uznać za wywołany przez proces kongeliflukcji.

Z opisanych przykładów wynikają pewne cechy charakterystyczne utworów kongeliflukcyjnych powtarzające się pospolicie w wielu miejscach badanych przez autora. Jedną z nich jest cecha sytuacyjna: utwory te leżą normalnie na powierzchniach nachylonych, na stokach pagórków i dolin. Materiał tworzący pokrywy kongeliflukcyjne jest najczęściej niewarstwowy, źle sortowany i różnorodny, wskutek czego przypomina osady bezpośredniej akumulacji lodowcowej. Jest jednak mniej czysty i bardziej różnorodny. Bardzo częste są najrozmaitszych rozmiarów strzępy gliny lub mułków w przeważającym materiale piaszczystym. Na tę charakterystyczną cechę utworów soliflukcyjnych zwrócił między innymi uwagę M. K l i m a s z e w s k i w 1939 r. (25, str. 8—10) a następnie w 1945 r. (26, str. 7—11).

Jeśli uznać, zgodnie z licznymi wypowiedziami na ten temat (33, str. 1505; 4, str. 142; 30, str. 299), że istnieje soliflukcja *sensu lato* nie zawsze związana ze zmarzliną, a nawet z działaniem mrozu, ważne jest odróżnienie osadów soliflukcyjnych na podłożu zmarzlinowym, czyli kongeliflukcyjnych od innych, powstałych w rezultacie działania ruchów podobnych. E. P a t t e (30), który podkreśla wielkie trudności w tym zagadnieniu (str. 299), równocześnie wskazuje na związek ze strukturami zmarzlinowymi jako na kryterium rozpoznawcze (str. 321). Na obszarze środkowej Polski związek ten jest powszechny i zazwyczaj występuje bardzo wyraźnie.

Bardzo ważną wskazówką kongeliflukcyjnego charakteru osadów są głązy noszące wyraźne znamiona dawnej ekspozycji atmosferycznej, a w szczególności te, które noszą oczywiste ślady oddziaływania środowiska

peryglacialnego. Należy tutaj wymienić silnie zwietrzałe głązy i kamienie rzeźbione przez wiatr. Liczne odsłonięcia, jak w Rzeczkowie, Kalenicy, Skoszewach i pod Lipinami, wykazują istnienie głązów silnie zwietrzałych, rozsypanych się. Występują one wśród różnorodnego, niewarstwowanego i niesegregowanego materiału na głębokości powyżej 1 m od powierzchni. Silne zwietrzienie głązów wskazuje na prawdopodobieństwo kongelifrakcji.

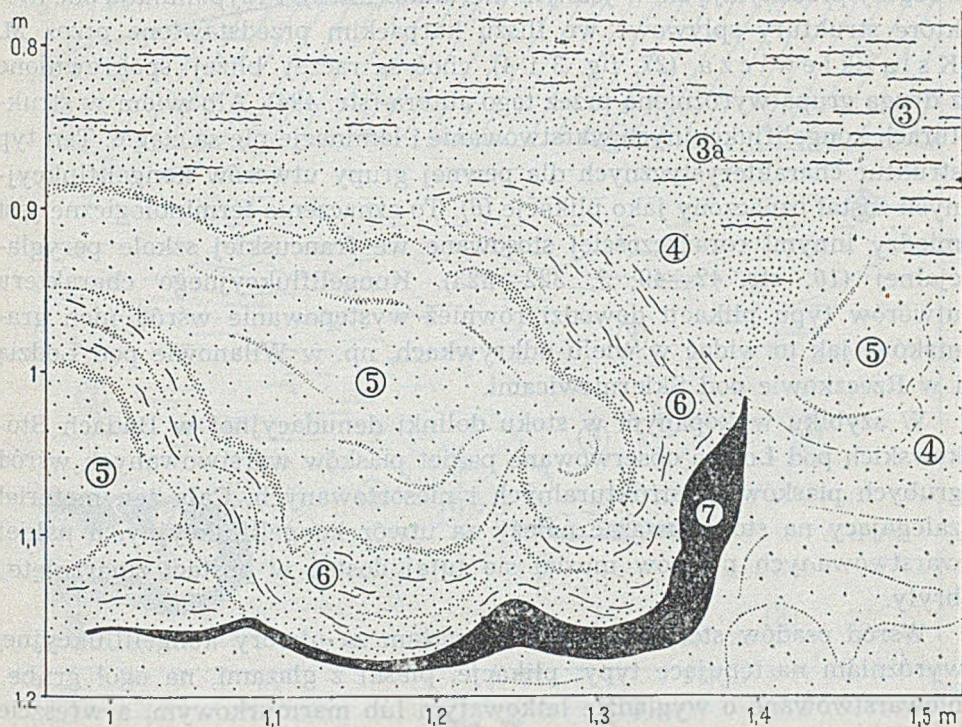


Fig. 27

Kalenica. Strefa kongeliflukcyjna. 3 — piaski brunatne, „marmurkowe“, 3a — strefa większego spiaszczenia, 4 — jasnoszary, drobnoziarnisty piasek, 5 — brunatny piasek drobnoziarnisty, 6 — piasek ilasty rdzawobrazowy, 7 — bardzo zwietrzały głąz, biorący udział w kongeliflukcyjnym ułożeniu materiału.

O stosunku czasowym między wietrzeniem tych głązów a procesem ruchu świadczy bardzo interesujący szczegół, widoczny w odkrywce w Kalenicy (fig. 27). Widać tam zupełnie zwietrzały głąz wygięty wskutek ruchu w ten sposób, że całkowicie już rozluźniona masa głązu układa się wzdłuż dwu osi prawie prostopadłych.

Jeszcze bardziej charakterystyczną cechą utworów kongeliflukcyjnych jest występowanie wśród nich głązów rzeźbionych przez wiatr, czyli eologliptolitów (15). Głązy te modelowane oczywiście na powierzchni w klimacie peryglacialnym zostały zagrzebane i odcięte od dalszej ekspozycji atmo-

sferycznej w rezultacie działania kongeliflukcji. We wszystkich znanych mi typach utworów kongeliflukcyjnych występują eologliptolity, choć z różną częstotliwością. Głazy rzeźbione przez wiatr należy uważać za formy przewodnie osadów kongeliflukcyjnych (fot. 5).

Jeden z typów osadów kongeliflukcyjnych posiada własne cechy strukturalne. Są to mianowicie nieciągłe formy fałdkowe, przy czym fałdki te z reguły przechylają się w jednym kierunku (fot. 6). Przypominają one niektóre struktury splywowe we fliszu karpackim przedstawione przez M. Książkiewicza (27, fig. 3 i 4), choć są raczej bliżej spokrewnione z drugą grupą wyróżnioną przez tego autora (str. 494). Albowiem w strukturach kongeliflukcyjnych warstwowanie i laminacje nie są ciągłe. Ten typ struktur charakterystycznych dla pewnej grupy utworów kongeliflukcyjnych został oznaczony jako plikacje (6). To oznaczenie terminologiczne jest między innymi coraz częściej stosowane we francuskiej szkole peryglacialnej (10, str. 42—49; 3, 322—323). Kongeliflukcyjnego charakteru utworów typu plikacji dowodzi również występowanie wśród nich graniaków, jak to widać w wielu odkrywkach, np. w Wilanowie pod Łodzią i w Rzeczkowie pod Skierniewicami.

W szybiku wykópanym w stoku dolinki denudacyjnej w Budach Stokowskich pod Łodzią obserwowano pakiet piasków warstwowanych wśród grubych piasków bezstrukturalnych i niesortowanych. Cały ten materiał zalegający na stoku uważać należy za utwór kongeliflukcyjny, a pakiet warstwowanych piasków musiał się tutaj dostać w postaci zmarzniętej bryły.

Wśród osadów stokowych, które uważam za utwory kongeliflukcyjne, wyróżniam następujące typy: plikacje, piaski z głazami, na ogół grube, niewarstwowane o wygładzie łatkowatym lub marmurkowym, a wreszcie materiał pylasty, podobny do lessu. Utwory te występują z reguły na stokach lub na innych powierzchniach nachylonych i zawierają glazy, a wśród nich charakterystyczne eologliptolity występujące najczęściej w osadach pylastych.

Szereg odkrywek pozwala zorientować się w relacjach wzajemnych między poszczególnymi typami utworów kongeliflukcyjnych. Najpełniejszy obraz dają odkrywki w Rzeczkowie pod Skierniewicami, w Kalenicy pod Łyszkowicami oraz na tarasach Proсны w Grabowie, pod Mieleszynie i pod Praszka.

W Kalenicy przy rozstaju traktu do Brzezin i drogi przez Lubianków do Główna odsłonięto ścianę przedstawioną na fig. 28. Na piaskach warstwowanych leży strefa plikacji, nad którą widoczne są brązowe piaski gliniaste z łatkami białego piasku. Najwyższy poziom reprezentują piaski pylaste.

Występowanie serii pylastej w najwyższym poziomie jest powszechne na całym obszarze. Podobnie, najniższy widoczny poziom utworów kongeliflukcyjnych tworzą pospolicie plikacje. Piaski marmurkowe lub łatkowane występują zawsze na plikacjach i zawsze pod płaszczem pylastym. Stąd ich sytuacja stratygraficzna i chronologiczna jest zupełnie określona.

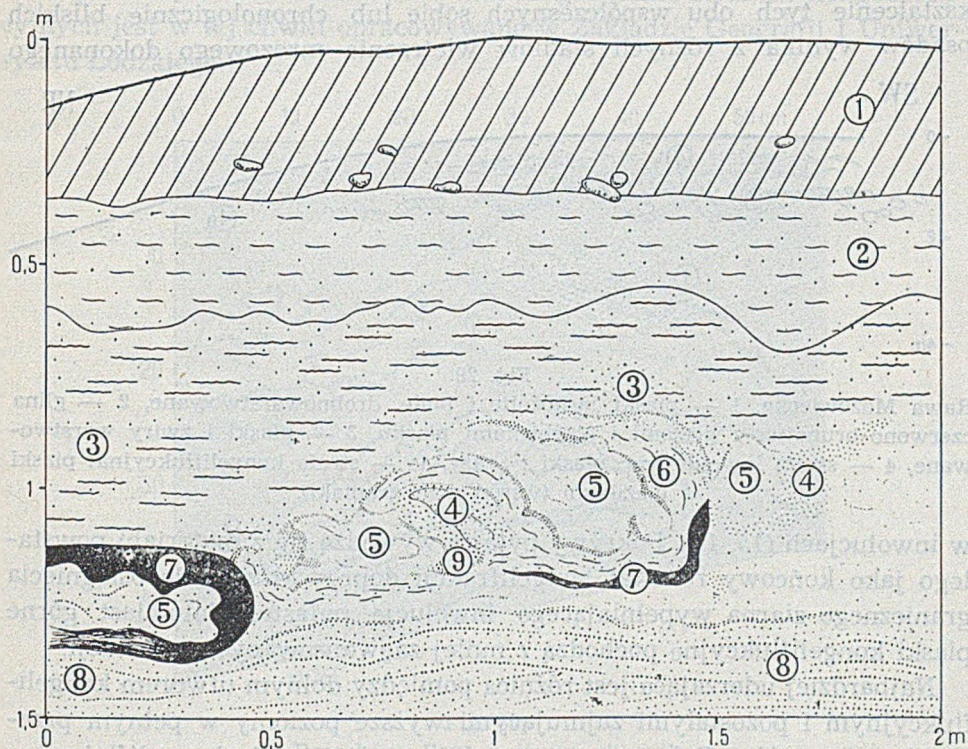


Fig. 28

Kalenica. Widok ogólny odkrywki. 1 — gleba, 2 — piaski pylaste, 3 — piaski brunatne, „marmurkowe“, 3a — strefa większego spiaszczenia, 4 — jasnoszary, drobnoziarnisty piasek, 5 — brunatny piasek drobnoziarnisty, 6 — piasek ilasty rdzawobrazowy, 7 — bardzo zwietrzały gład, biorący udział w kongeliflukcyjnym ułożeniu materiału, 8 — warstwowane piaski zorsztynizowane, 9 — żółty piasek zorsztynizowany.

Oprócz opisanych form utworów kongeliflukcyjnych znane są jeszcze inne piaski rozmaitej grubości. Piaski, znane między innymi z Rawy Mazowieckiej (fig. 29) i Wilczkowa, są niewarstwowane, zawierają głązy, wśród których są liczne eogliptolity. Charakterystyczna jest ich sytuacja topograficzna, na stokach dolin i pagórków oraz wyraźny związek z inwolucjami. Brak jest dotychczas dostatecznych obserwacji na temat relacji stratygraficznej tego utworu do innych typów osadów kongeliflukcyjnych. Jednakże występowanie kongeliflukcyjnych piasków z gładami stale w bezpośrednim

sąsiedztwie z powierzchnią wskazuje, że są one młodsze od plikacji oraz od piasków łatkowatych lub marmurkowych. Powstały one zapewne w ostatniej fazie działania kongeliflukcji i najprawdopodobniej są chronologicznym ekwiwalentem pokryw pylastych. Ich geneza wiąże się z ostatnią generacją inwolucyjną, podobnie jak pokrywowych utworów pylastych. Różne wykształcenie tych obu współczesnych sobie lub chronologicznie bliskich osadów wynika z różnych stadiów wietrzenia mrozowego dokonanego

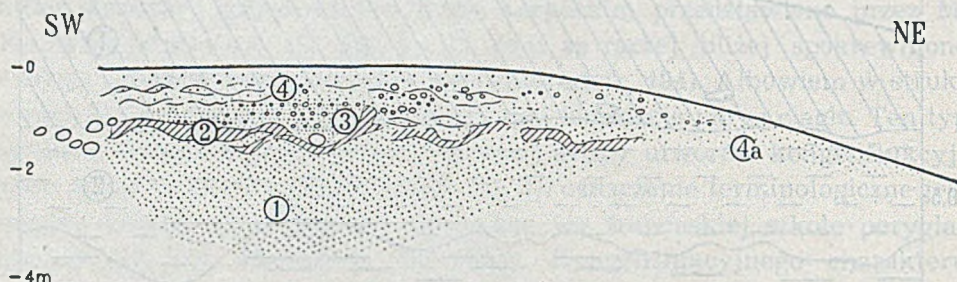


Fig. 29

Rawa Mazowiecka. 1 — piaski jasnożółte i białe, drobnowarstwowane, 2 — glina czerwono-brunatna z głazami i soczewkami piasku, 3 — piaski i żwiry warstwowane, 4 — strefa inwolucyjna: piaski i żwiry, 4a — strefa kongeliflukcyjna: piaski z głazikami (wśród nich graniaki).

w inwolucjach (15, 16). Pokrywy pylaste wywodzą się z materiału powstałego jako końcowy rezultat kongelifrakcji doprowadzonej do osiągnięcia granicznego ziarna wypełniającego inwolucje pylaste. Natomiast górne piaski kongeliflukcyjne pochodzą z mniej zaawansowanych inwolucji.

Najbardziej uderzająca jest różnica pomiędzy dolnym utworem kongeliflukcyjnym i pozostałymi zajmującymi wyższe poziomy w pełnym przekroju tych osadów. Polega ona na tym, że wyższe osady kongeliflukcyjne są bezstrukturalne, gdy u dołu widoczne są struktury fałdkowe. Są to własne, podobne do innych spływowych, struktury kongeliflukcyjne oznaczone wyżej jako typ plikacji (fot. 7 i 8).

Jak wskazują na to liczne przykłady, plikacje są czasem deformacjami nieciągłymi układów warstwowanych, częściej jednak występują w materiale niewarstwowanym. W fałdkach widoczne są wtedy pseudowarstwy wytworzone w następstwie przesuwania mas po stoku. Nieciągłości fałdek w przekroju pionowym odpowiada bezład i brak ciągłości widoczny w rzucie poziomym (fig. 30 i fot. 9). Nie ulega wątpliwości, że dokładna analiza struktur kongeliflukcyjnych, reprezentowanych przede wszystkim w typie plikacji, pozwoli wyciągnąć wnioski ważne nie tylko dla odcyfrowania kierunku ruchu mas. Badania nad tymi strukturami powinny doprowadzić do przedstawienia mechaniki ruchu, do wyjaśnienia procesu tej ciekawej i ważnej formy kongeliflukcji. Sprawa nie jest bynajmniej prosta, jak można

wnosić z obserwacji, które wskazują, że przechylenia fałdek w jednych przypadkach są zorientowane zgodnie z kierunkiem nachylenia stoku, a w innych kierunek ten jest zupełnie przeciwny. Różnice te można tłumaczyć niezgodnością między dzisiejszym stokiem a dawną powierzchnią kongeliflukcyjną. Raczej jednak należy oczekiwać wyjaśnienia w charakterze procesu, w mechanice ruchu mas. Zagadnienie struktur kongeliflukcyjnych jest w tej chwili opracowywane w Zakładzie Geografii I Uniwersytetu Łódzkiego.

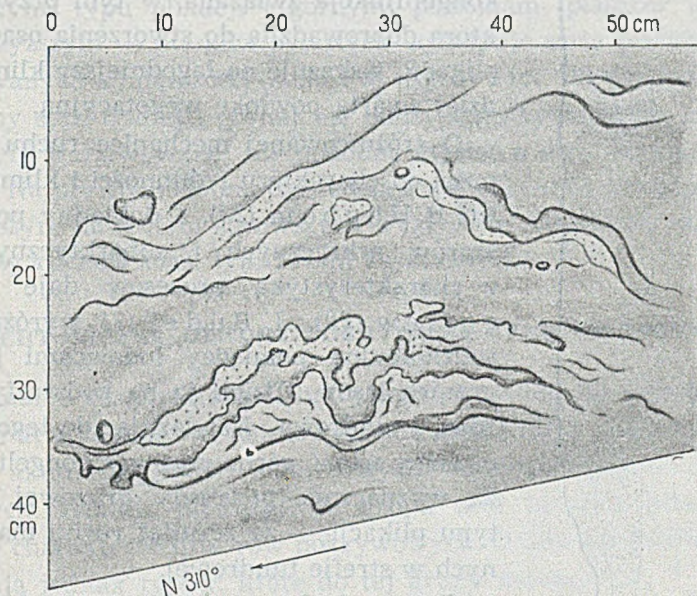


Fig. 30

Rzeczaków. Rzut poziomy plikacji

Z podanych powyżej opisów i wyjaśnień wynika chronologia szeregu typów osadów kongeliflukcyjnych, wśród których najstarsze są utwory typu plikacji a najmłodsze — bezstrukturalne pokrywy pylaste, lub występujące w postaci piasków z głazami. Równocześnie jednak nasuwa się inny wniosek dotyczący bezpośrednio mechaniki ruchu. Nawet bez analizy struktur kongeliflukcyjnych widoczna jest różnica pomiędzy dolnymi utworami typu plikacji a pozostałymi, górnymi formami osadów.

Struktury fałdkowe świadczą wyraźnie, że ruch mas, który doprowadził do osadów kongeliflukcyjnych typu plikacji, był ruchem związanym. W przemieszczanych masach nie wędrowały poszczególne cząsteczki indywidualnie, lecz poruszały się w powiązanych zespołach. Tymczasem inne osady kongeliflukcyjne powstały w rezultacie spontanicznego ruchu indywidualnych cząstek swobodnych.

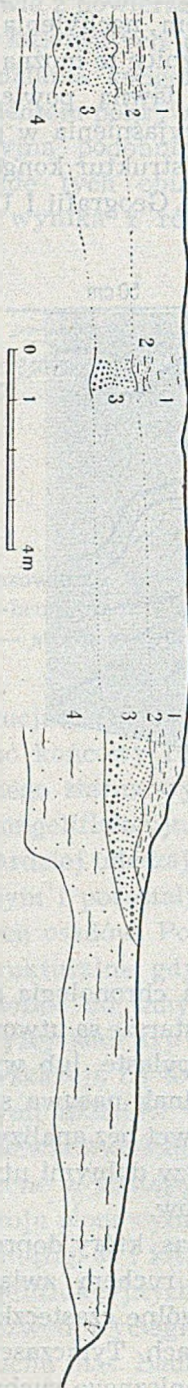
Swobodny i związany ruch mas w pojęciu W. P e n c k a (32) odpowiada swobodnej i związanej soliflukcji C. T r o l l a (38). Takie rozróżnienie ma wielkie znaczenie paleogeograficzne i morfogenetyczne, gdyż wskazuje na charakter klimatu i roślinności. Swobodna kongeliflukcja sugeruje surowsze warunki klimatyczne i bardziej skąpą roślinność. Natomiast kongeliflukcja związana, w tym przypadku ta, która doprowadziła do stworzenia osadów typu plikacji, wskazuje na łagodniejszy klimat i bardziej zwartą powłokę wegetacyjną.

O zróżnicowanej mechanice ruchu w zależności od charakteru roślinności i klimatu mówi już B. H ö g b o m (23), a dokładny podział obszarów arktycznych i subarktycznych wraz z charakterystyką procesów daje A. G r i g o r i e w (20). J. B ü d e l (7) wyróżnia strefę soliflukcyjną pomiędzy lodowcami i polarną granicą lasów. Dzieli ją na podstrefy — gruzową i tundrową. Nawiązując do tego podziału możemy uznać górne poziomy kongeliflukcyjne za wyznacznik podstrefy gruzowej, a osady typu plikacji — za rezultat ruchu mas związanych w strefie tundrowej.

Tego rodzaju wniosek jest uzasadniony ze względu na prawdopodobną mechanikę zróżnicowanych procesów kongeliflukcyjnych. Wywołuje on jednak pewne trudności. W prostym przebiegu zdarzeń należało by oczekiwać, że ślady zjawisk związanych ze strefą gruzową, odpowiadającą surowszym warunkom klimatycznym, powinny znajdować się niżej. W związku z wygasaniem reżimu peryglacjalnego środowisko strefy gruzowej powinno łagodnieć i przybierać cechy właściwe strefie tundrowej. Stąd plikacje musiałyby tworzyć najwyższy poziom kongeliflukcyjny. Jeśli jest odwrotnie, to trzeba uwzględnić hipotezę o transgresji strefy gruzowej na tundrową, co w świetle zdarzeń glacialnych należało by rozumieć jako rezultat znacznej oscylacji lodowca.

Rzeczkwów. Rysunek schematyczny, 1 — piaski dylaste z gładzami, 2 — piaski „marmurkowe”, 3 — seria piasków i żwirów warstwowanych, w stropie silnie zorsztynizowana, 4 — strefa plikacji: piaski i mułki.

Fig. 31



Wydaje się, że zjawisko oscylacji wiąże się z pojęciem maksimum aktywności lodowca przyjmowanej powszechnie jako zasadniczy warunek egzystencji pełnego środowiska peryglacjalnego. Przy takim oświetleniu sprawa transgresji poszczególnych stref peryglacjalnych staje się zupełnie jasna.

Wspomniana wyżej odkrywka w Rzeczkowie, w tarasie Łupi, wnosi również ciekawy materiał do rozważań na temat wahań klimatycznych w środowisku peryglacjalnym. W odkrywce tej pomiędzy osadami kongeliflukcyjnymi typu plikacji i górnymi poziomami piasków łatkowatych oraz najwyższym — piasków pylastych występuje seria piasków i żwirów warstwowanych o miąższości około 1 m (fig. 31 i fot. 10). Charakter kongeliflukcyjny serii dolnej i górnej nie budzi wątpliwości. Przy małej miąższości strefy warstwowanej nie podobna myśleć o dwu okresach peryglacjalnych. Najprawdopodobniejsze wydaje się okresowe ocieplenie klimatu z późniejszym nawrotem surowszych warunków, które dały podstawę dla nowej fazy ruchów mas, tym razem swobodnych.

AUTOCHTONICZNE UTWORY POKRYWOWE TYPU WIETRZENIOWEGO

Rozpoznanie osadów kongeliflukcyjnych prowadzi do wniosku, że znaczna część utworów powierzchniowych nie mieści się w skali wyróżnianych kategorii akumulacyjnych: lodowcowych, fluwioglacjalnych, rzecznych i eolicznych. Istnieje niewątpliwie grupa skał luźnych przeobrażonych wtórnie o charakterze utworów pokrywowych. Osady kongeliflukcyjne nie wyczerpują jednak typów, które do tej grupy należą.

W okolicach Łodzi i dalej, na obszarach pomiędzy Pilicą, Rawką i Prosną, a także na Śląsku, autor stwierdził istnienie utworów przeważnie piaszczystych i pylastych, które mają charakter pokrywowy i nie należą do kategorii osadów kongeliflukcyjnych. Utwory te o miąższości wahającej się od kilkudziesięciu cm do około 3 m są autochtoniczne i mają cechy głębszych stref wietrzeniowych.

Utwory pokrywowe wyróżniono już dawno w Niemczech. F. W a h n s c h a f f e w 1880 r. stwierdza z naciskiem, że górny piasek, o b e r e s D i l u v i a l s a n d jest samodzielnym członem plejstocenu. Choć bowiem — jak sądził autor — piasek ten pochodzi z gliny zwałowej, powstał jednak później od niej (40, str. 344).

Istnieje w literaturze niemieckiej wiele poglądów na temat genezy utworów pokrywowych. Obszerniejsze wiadomości na ten temat znajdują się w pracach A. D ü c k e r a (13) i F. D e w e r s a (11, 12). Wśród rozlicznych teorii można wyróżnić dwie zasadnicze grupy. Jedna z nich obejmuje

poglądy o pierwotnym charakterze tych utworów. Według drugiej jest to produkt wtórny powstały w rezultacie przeobrażenia warstwowanych osadów.

Teorie o pierwotnym charakterze utworów pokrywowych uznawały je za rezultat bezpośredniej akumulacji lodowcowej. Ze względu jednak na osobliwy skład tego utworu różny od gliny zwałowej, jak również z uwagi na stosunkowo małą miąższość przeciętną, nie uważano go za prosty ekwiwalent gliny zwałowej. Dlatego też A. Penck (31) a za nim ponad 50 lat później F. Solger (34) dowodzili, że utwory pokrywowe są wynikiem akumulacji moreny wewnętrznej, inglacjalnej. Podobne koncepcje znane są w Ameryce, gdzie mówi się o morenie ablacyjnej (17). Według innych badaczy miała to być morena recesyjna osadzona w wyniku bardzo szybkiego odwrotu lodowca (19) lub też (35) — morena denna odpowiadająca oddzielnemu stadium zlodowacenia (Lüneburger Vorstoss).

Druga grupa poglądów, które rozpoczyna F. Wahnschaffe (39) traktuje utwory pokrywowe jako produkt wtórny powstający w rezultacie rozmycia, wietrzenia lub innych przeobrażeń. Przedstawicielami tej grupy teorii są K. Gripp (21) i F. Dewers (11, 12). Należy również podkreślić, że już w 1911 r. E. Geinitz (18) wskazywał na znaczenie soliflukcji dla genezy piasków pokrywowych z glazami.

A. Dücker (13) wyróżnia szereg kategorii piasków pokrywowych zależnie od materiału i genezy (str. 504—507). Podkreśla największe dla ich powstania znaczenia mrozu, rozważa kategorię Brödelboden — Decksand i przypisuje graniakom ważną rolę w rozpoznaniu typów utworów pokrywowych.

Wśród badanych przez autora utworów pokrywowych obok opisanych już osadów kongeliflukcyjnych występują peryglacjalne strefy wietrzeniowe. Nie przesądza się oczywiście możliwości istnienia innych typów osadów należących do grupy pokrywowych. Częściowo utwory te zostały już opisane w poprzedniej pracy (15).

Jest to z reguły materiał niewarstwowany i posiadający w spągu utwory wyjściowe, niezmienione pod względem warstwowania i tekstury. Miąższość jest zmienna, waha się od około 3 m aż do niewielu decymetrów. Charakterystyczny jest festonowaty przebieg granicy spągowej obserwowany w profilu. Zwrócił na to uwagę F. Solger (34, str. 28—30), który jednakże utrzymuje stanowisko, że jego Deckmoräne pochodzi z akumulacji materiału inglacjalnego. Owe wygięcia profilu tłumaczy jako efekt drobnych spiętrzeń powstałych w rezultacie nacisku lodowca. Wolno sądzić,

że wycofałby się z tej fantastycznej koncepcji, gdyby zrobił profil prostopadły do pierwszego. Musiałby wtedy zobaczyć, że owe wygięcia granicy spągowej występują w każdym profilu.

Opisany przebieg profilu spągowej granicy tej kategorii utworów pokrywowych należy rozumieć jako zachowany element peryglacjalny. Wynika to niezbieżnie z istnienia wyraźnych stref inwolucyjnych lub co najmniej fragmentów inwolucji zachowanych w partii spągowej (fot. 11 i 12). Tej samej treści wymowę mają eologliptolity pospolicie występujące w omawianych utworach.

Znaczna miąższość osadów pokrywowych pospolicie przekraczająca zasięg współczesnych, holocenijskich procesów wietrzeniowych jest także ważnym argumentem. Zachowane strefy inwolucyjne lub ich fragmenty oraz zawartość eologliptolitów dostatecznie przekonywują o związku tych utworów pokrywowych ze środowiskiem peryglacjalnym.

Omawiane utwory pokrywowe zawierają materiał blisko spokrewniony z nienaruszonym materiałem spągowym, ale — nie identyczny. W płaszczu pokrywowym wziętym jako całość występują cząstki drobniejsze niż w serii spągowej. Wśród materiału pokrywowego występuje wyraźne zróżnicowanie frakcji. W kierunku stropu obserwuje się cząstki coraz drobniejsze, aż do frakcji pylastej. Jest to więc typowy profil strefy wietrzeniowej. Równocześnie występowanie frakcji pylastej w stropie, w granicach do 0,005 mm wskazuje na charakter wietrzenia mrozowego odbywającego się w środowisku peryglacjalnym (15, 16).

Znaczną część utworów pokrywowych na obszarach środkowej Polski należy uznać za powstałe w peryglacjalnych strefach wietrzeniowych. Wietrzenie to polegało przede wszystkim na kongelifrakcji, z którą wiązał się proces segregacji termicznej prowadzący do powstawania stref inwolucyjnych. Osobliwością tego wietrzenia były ruchy cząstek pionowe i lateralne, właściwe dla środowiska zmarzlinowego. One też wpływały w bardzo wysokim stopniu na silny wzrost strefy wietrzeniowej, na powstawanie tak znacznych miąższości, których nie można przypisać współcześnie zachodzącym procesom.

Strefa inwolucyjna jest zapewne pierwotną formą peryglacjalnej strefy wietrzeniowej. Strefa składająca się z szeregu generacji inwolucyjnych powstawała w efekcie bardziej złożonego procesu, w którym brała również udział kongeliflukcja. Ruchy mas o charakterze kongeliflukcji nie tylko prowadziły do odnawiania ekspozycji wietrzeniowej przez obnażanie świeżego materiału. Zależnie od sytuacji topograficznej nadbudowywały również położone na niższych miejscach strefy wietrzeniowe zasypując je materiałem gdzie indziej przygotowanym przez wietrzenie. Do podobnych rezultatów prowadziło splukiwanie.

Już więc kongeliflukcja i splukiwanie zmieniały dawniejszy wygląd, dawniejszą strukturę i teksturę inwolucyjnych stref wietrzeniowych. W tym samym kierunku działały później organizmy zwierzęce i roślinne oraz infiltrująca woda. W ten sposób można wytłumaczyć dzisiejsze utwory pokrywowe, które z dawnych elementów peryglacialnych zachowały jedynie falisty profil spagowy, fragmenty inwolucji i eologliptolity. Na razie jednak nie podejmuję problemu czasu, w którym dokonało się ostateczne zniszczenie cech strukturalnych peryglacialnych stref wietrzeniowych.

Osady kongeliflukcyjne i głębokie strefy wietrzenia peryglacialnego reprezentują dwie najważniejsze kategorie utworów pokrywowych. Należy jednak podkreślić, że dokładne odróżnienie tych obydwu typów jest w wielu przypadkach praktycznie nieosiągalne. Wynika to z wzajemnego stosunku między procesem wietrzenia peryglacialnego i kongeliflukcji. Ze względu na minimalną wartość nachylenia potrzebną do uruchomienia kongeliflukcji niemal we wszystkich strefach wietrzeniowych uczestniczy materiał przesunięty z góry dzięki tym procesom. W większości sytuacji zamiast strefy wietrzeniowej, inwolucyjnej mamy strefy inwolucyjno — kongeliflukcyjne. Taki charakter mają między innymi wszystkie strefy inwolucyjne złożone z szeregu generacji. Odwrotnie obserwuje się również, że w płaszczach kongeliflukcyjnych rozwijały się dalej inwolucje, a więc na wtórnym złożu postępowało nadal wietrzenie peryglacialne.

Mimo wyrażonych powyżej uwag można rozróżnić obie kategorie utworów pokrywowych na podstawie procesu przeważającego. Na płaskich kulminacjach wyniesień udział kongeliflukcji był nieznaczny i materiał pokrywowy jest w zasadzie rezydium wietrzeniowym. Natomiast na stokach pagórków i dolin oraz w zagłębieniach nie posiadających wód płynących, np. na tarasach i w martwych odcinkach dolinnych dominują osady kongeliflukcyjne zawierające materiał wietrzeniowy na wtórnym złożu.

ZNACZENIE GEOLOGICZNE UTWORÓW POKRYWOWYCH

W panujących dotychczas w Polsce poglądach na luźne skały plejstoceńskie nie doceniano zmian, jakim te skały musiały podlegać po ich akumulacji. Traktowano je jako utwory świeże, nieznacznie tylko zmienione. Znaczeniu wietrzenia przypisywano zbyt małą rolę odnosząc je do głębokości niewiele wykraczających poza miąższość gleby, a więc w granicach nieważnych geologicznie. Poznawane coraz lepiej olbrzymie tempo wietrzenia peryglacialnego przemawia dobitnie przeciw takim poglądom. Wielkie rozmiary kongeliflukcji, pęcznienie ziemi i przeobrażanie cząstek związane z formacją ziem strukturalnych świadczą dostatecznie o potężnym procesie wietrzenia peryglacialnego.

Na rozległych obszarach położonych poza zasięgiem ostatniego zlodowacenia rozpościerają się pokrywy wietrzeniowe o rozmaitej miąższości. Dominujące na płaskich terenach wysoczyznowych i na kulminacjach pagórków, na powierzchniach nachylonych i w zagłębieniach ustępują miejsca osadom kongeliflukcyjnym. Jedne i drugie są utworami pokrywowymi nie wyróżnionymi dotychczas w badaniach i w literaturze.

Rozpoznanie tych utworów prowadzi do konieczności rewizji przypowierzchniowych serii utworów plejstocenijskich. Dotyczy to w pierwszym rzędzie rozmaitych piasków. Zdaniem autora większość górnych piasków z głazami występujących w szeroko pojętych okolicach Łodzi nie należy do piasków zwałowych traktowanych jako ekwiwalent gliny zwałowej. Piaski te zawierają zazwyczaj — jak opisano wyżej — wiele elementów peryglacialnych i należy je zaliczyć do utworów pokrywowych typu wietrzeniowych rezyduów peryglacialnych lub przemieszczonych przez kongeliflukcję. Szereg obserwacji na obszarach położonych na południu Polski, zwłaszcza na Śląsku upoważnia autora do wyrażenia opinii, że i tam należy się liczyć z rozległym występowaniem utworów pokrywowych. Między innymi pospolite w stropie skał litych, w granitach, bazaltach, melafirach i zieleńcach głębokie, ponad 2 m strefy wietrzeniowe nie mogą być współczesne. Równocześnie leżący w stropie tych utworów materiał pylasty, wszędzie niemal identyczny niezależnie od charakteru skały macierzystej świadczy o niesłychanym zaawansowaniu potężnego procesu wietrzeniowego. Dowodzi także jednolitego charakteru tego procesu. Wydaje się, że najlepszym, jeśli nie jedynym, wyjaśnieniem jest wskazanie na wietrzenie mrozowe, peryglacialne (16).

Występowanie piasków i pylastego materiału pokrywowego na obszarach niżowych, poza granicą ostatniego zlodowacenia, bardzo często na osadach interglacialnych, staje się dobrze uzasadnione. Ostatni interglacial u nas powinien posiadać cechy typu Brörup (24, str. 238—257). Nie powinny go pokrywać utwory zwałowe powstałe w rezultacie bezpośredniej akumulacji lodowcowej lecz właśnie materiał pokrywowy, głównie pochodzenia kongeliflukcyjnego. Łagodne formy wysoczyznowe zniszczone do tego stopnia, że ukazują niemal inwersję rzeźby, świadczą dostatecznie o wielkich rozmiarach denudacji. Proces ten odbywał się w środowisku klimatycznym peryglacialnym. Miał więc charakter kongeliflukcji i dostarczył obfitych mas pokrywowych.

Zwrócenie uwagi na utwory pokrywowe ma bezpośrednie znaczenie dla kartowania geologicznego, gdzie powinna być wyróżniona sygnatura dla tych utworów. Należy przy tym zaznaczyć oba opisane typy osadów pokrywowych.

Wyróżnienie osadów kongeliflukcyjnych i rezydualnych zawierających strefy inwolucyjne będzie miało również znaczenie geotechniczne. Są to bowiem osady statycznie niepewne i powinny być uwzględniane w budownictwie i komunikacji.

WSTĘPNE UWAGI O ZNACZENIU GEOMORFOLOGICZNYM

Zagadnienie utworów pokrywowych jest tutaj traktowane ze stanowiska geologicznego. Jednakże w zakończeniu warto poświęcić kilka słów problemom morfologicznym.

Zjawisko kongeliflukcji jest nieodłącznie związane ze środowiskiem peryglacjalnym, a w szczególności z regulacyjną czyli czynną strefą wiecznej zmarzliny, której obecność na naszym obszarze podczas ostatniego zlodowacenia jest więcej niż prawdopodobna. Bezpośrednio związany był peryglacjalny ruch mas z procesem wietrzenia właściwym dla tego środowiska klimatycznego. Wielkie postępy tego wietrzenia były spowodowane przez nieustanne odnawianie ekspozycji wietrzeniowej w rezultacie wędrówki cząstek do góry i w najwyższym stopniu wskutek intensywnego transportu występującego w postaci kongeliflukcji.

Materiał przygotowany przez wietrzenie wędrował na dół na olbrzymich przestrzeniach, ponieważ ruch ten odbywał się poczynając zaledwie od 2° nachylenia powierzchni. Osady kongeliflukcyjne, których miąższość obserwowana przekracza 3 m, są doskonałym wyznacznikiem minimalnej wartości rozmiarów denudacji. Proces denudacji peryglacjalnej jest zapisany w utworach kongeliflukcyjnych jako w osadach korelatnych.

Oczywiście jest to zapis częściowy, nie rejestrujący pełnych rozmiarów denudacji, nie zawierający całego materiału usuniętego z obszarów wyższych. Pod tym względem należy się godzić z K. G r i p p e m (22, str. 67—68), który stwierdza, że w znanych obliczeniach V. M i l t h e r s a (24, str. 260—263) jest błąd polegający na tym, że uczoney duński traktował wypełnienie zagłębień w ramach wybranego wycinka mapy jako całkowity odpowiednik denudacji na wysoczyznach. Materiał pochodzący z denudacji na wysoczyźnie nie mógł pozostać w granicach tak ciasnego wycinka przestrzennego, musiał być częściowo odprowadzony dalej. Najprawdopodobniej transport kongeliflukcyjny w warunkach peryglacjalnych był najpotężniejszy, ale należy się liczyć również z innymi formami transportu. Wśród nich obok splukiwania trzeba pamiętać o działalności wód płynących zorganizowanych choćby okresowo. Obecność eoligliptolitów świadcząca bezpośrednio o erozyjnej działalności wiatru przypomina niezmiernie ważny transport eoliczny.

Nie ma potrzeby dokonywania obliczeń rozmiarów denudacji, aby uprzytomnić sobie wielką rolę osadów kongeliflukcyjnych dla odcyfrowania morfogenezy peryglacialnej. Z przedstawionych rozważań wynika, że niektóre zagadnienia morfologii glacialnej domagają się rewizji, podobnie jak omawiane wyżej stropowe osady plejstocieńskie. Jest to potrzeba zapewne bardziej kategoryczna. Na większej części obszarów Polski, nie wyłączając Nizy, rzeźba nie jest określona przez porządek akumulacji lodowcowej, lecz przez porządek denudacyjny uwarunkowany klimatycznie w środowisku peryglacialnym¹.

W lipcu 1951 r.

Z Zakładu Geografii I Uniwersytetu Łódzkiego

¹ Autor, po oddaniu do druku tej pracy, zajął się zagadnieniem morfologii peryglacialnej: „The concept of the periglacial cycle in Middle Poland”. *Bull. Soc. Sci. Let.: Łódź, Cl. III, vol. III, 5. Łódź 1952.*

LITERATURA

1. Andersson J. G. — Solifluction, a component of subaerial denudation. *Jour. Geol.*, vol. 14, Chicago 1906.
2. Balland R. — Vestiges de solifluction dans la région bordelaise. *Soc. Géol. de France, C. R. Somm. d. Séances.* Paris 1942.
3. Bouillet G. — Deux phases de cryoturbation dans le Quaternaire de Bourges (Cher). *Soc. Géol. de France, C. R. Somm. d. Séances.* Paris 1949.
4. Bourcart J. — Essai d'une classification saisonnée des matériaux meubles. *Soc. Géol. de France, Bull.*, 5 Sér., vol. 11, Paris 1941.
5. Breuil H. — De l'importance de la solifluxion dans l'étude des terrains quaternaires du Nord de la France et des pays voisins. *Revue de Géogr. Phys. et de Géol. Dynam.*, vol. 7. Paris 1934.
6. Bryan K. — Cryopedology — the study of frozen ground and intensive frost-action with suggestions on nomenclature. *Am. Jour. Sci.*, vol. 244, New Haven 1946.
7. Büdel J. — Die Klima-morphologischen Zonen der Polarländer. Beiträge zur Geomorphologie der Klimazonen und Vorzeit-Klimate. *Erdkunde*, Bd. 2, Bonn 1948.
8. Cailleux A. — Les action éoliennes périglaciaires en Europe. *Soc. Géol. de France, Mém. Nouv. Sér.*, vol. 21, fasc. 1—2, mém. nr 46, Paris 1942.
9. Cailleux A. — Caractères distinctifs des coulées de blocailles liés au gel intense. *Soc. Géol. de France, C. R. Somm. d. Séances.* Paris 1947.
10. Cailleux A. — Etudes de cryopédologie. *Centre de documentation Universitaire Tournier — Constans*, Paris 1948.
11. Dewers F. — Der Einfluss der Vegetation auf Schichtung und Schichtgrenzen der oberflächlichen diluvialen Ablagerungen. *Naturw. Verein. Bremen. Abh.* 26, Bremen 1926.
12. Dewers F. — Studien über die Entstehung des Geschiebedecksandes. *Naturw. Verein Bremen. Abh.* 27, Bremen 1929.
13. Dücker A. — Die Windkanter des Norddeutschen Diluviums in ihren Beziehungen zu periglazialen Erscheinungen und zum Decksand. *Preuss. Geol. L.-A. Jhb.* 1933, Bd. 54, Berlin 1934.
14. Dylik J. — Peryglacialne struktury w plejstocenie środkowej Polski. *Państw. Inst. Geol. Biul.* 66, Warszawa 1952.
Dylik J. — Some periglacial structures in Pleistocene deposits of Middle Poland. *Bull. Soc. Sci. Lettr. Łódź, Cl. III*, vol. III, 2, Łódź 1951.

15. Dylik J. — Głazy rzeźbione przez wiatr i utwory podobne do lessu w środkowej Polsce. *Państw. Inst. Geol. Biul.* 67, Warszawa 1952.
15. Dylik J. — The loess-like formations and the wind worn stones in Middle Poland. *Bull. Soc. Sci. Lettr. Łódź, Cl. III*, vol. III, 3, Łódź 1951.
16. Dylik J., Klatka T. — Recherches microscopiques sur la désintégration périglaciaire. *Bull. Soc. Sci. Lettr. Łódź, Cl. III*, vol. III, 4. Łódź 1952.
17. Flint R. F. — Glacial geology and the pleistocene epoch. New York 1948.
18. Geinitz E. — Bemerkungen über das Eiszeitproblem. *Arch. Ver. Naturk. Mecklenburg*, 65, 1911.
19. Gotsche C. — Die Sedimentärgeschiebe der Provinz Schleswig-Holstein. *Neues Jahrb. Miner., Geol., Paläont.* Stuttgart 1884.
20. Grigoriew A. — Subarktika. Opyt charakteristiki osnovnykh typów fizyko-geograficzeskoj sriedi. *Akad. Nauk. SSSR*, Moskwa-Leningrad 1946.
21. Gripp K. — Beiträge zur Geologie von Spitzbergen. *Geb. d. Naturw.*, hgb. v. *Naturw. Ver. in Hamburg*, Abh. 21, Hamburg 1927.
22. Gripp K. — Der Oberflächenabtrag im Alt-Diluvium und seine Bedeutung für das Vorkommen paläolithischer Funde. *Offa. Ber. u. Mitt. d. Mus. vorgesch. Altertümer in Kiel* hgb. in Verbindung mit d. *Gesell. f. Schleswig-Holsteinische Geschichte v. G. Schwantes u. H. Jankuhn*, Bd. 4, 1939.
23. Högbom B. — Über die geologische Bedeutung des Frostes. *Geol. Inst. Upsala. Bull.* Bd. 12, Upsala 1914.
24. Jessen K., Milthers V. — Stratigraphical and Paleontological Studies of Interglacial Fresh-water Deposits in Jutland and Northwest Germany. *Dann. Geol. Undersögelse*, II R., Nr 48. Köbenhavn 1928.
25. Klimaszewski M., Szafer Wł., Szafran B., Urbański J. — Flora dryasowa w Krościenku nad Dunajcem. *Państw. Inst. Geol., Biul.* 24, drugie wyd., Warszawa 1950.
26. Klimaszewski M., Szafer Wł. — Plejstocen w Łękach Dolnych koło Tarnowa. *Starunia* 19, Kraków 1945.
27. Książkiewicz M. — Uwarstwienie splywowe we fliszu karpackim. *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 19, Kraków 1951.
28. Patte E. — Nouvelles observations sur le Quaternaire de la vallée de l'Oise. Discussion sur l'origine de quelques „alluvions“ élevées. *Soc. Géol. de France, Bull.*, 5 Sér., vol. 1, Paris 1931.
29. Patte E. — Le quaternaire dans la vallée de l'Aisne. *Soc. Géol. de France, Mém.*, Nouv. Sér., vol. 14, Mém. 32, Paris 1937.
30. Patte E. — Eocène et Quaternaire soliflués de Pontpoint (Oise). Remarques générales sur la solifluction. *Soc. Géol. de France, Bull.* 5 Sér., vol. 11, Paris 1941.
31. Penck A. — Die Geschiebformation Norddeutschlands. *Deutsche Geol. Gesell., Ztschr.*, Bd. 31. Berlin 1879.
32. Penck W. — Morphologische Analyse. Stuttgart 1924.
33. Smith H. T. U. — Physical effects of pleistocene climatic changes in nonglaci-ated areas. *Am. Geol. Soc. Bull.*, vol. 60, Washington 1949.

34. Solger F. — Die Entstehung der nordostdeutschen Bodenformen während der Eiszeit. *Deutsche Urzeit*, Bd. 3, Berlin 1935.
35. Stoller J. — Der jungdiluviale Lüneburger Eisvorstoss. *Jber. Niedersächs. Geol. Ver.*, Bd. 7, 1914.
36. Troll C. — Strukturböden, Solifluktion und Frostklimata der Erde. *Geol. Rundschau*, Bd. 34. Stuttgart 1944.
37. Troll C. — Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. *Erdkunde*, Bd. 1, Bonn 1947.
38. Troll C. — Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation. *Erdkunde*, Bd. 2, Bonn 1948.
39. Wahnschaffe F. — Beitrag zur Entstehung des oberen Diluvialsandes. *Preuss. Geol. L.-A. und Bergakademie, Jhb. f. d. J.* 1880. Berlin 1881.

Ян ДЫЛИК

ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ЗАМЕТКА О ПОКРОВНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ПОЛЬШЕ

(с 8 фот. и 6 фиг. в тексте)

РЕЗЮМЕ

Содержание

В предыдущих трудах (14, 15) автор доказал существование мерзлоты и климатической перигляциальной среды на территории центральной Польши во время последнего оледенения. Характерные процессы для этой среды привели к преобразению верхних серий первичных плейстоценовых отложений. Результатом перемен, наиболее бросающимся в глаза, являются деформации прежних образований, выступающие в форме мерзлотных структур, инволюции, клиньев и жил.

Однако преобразованиям подвергалось не только стратификационное расположение но также и механический состав и пространственная ситуация отдельных частиц во всей массе кровельного материала. Мощность этой преобразенной кровельной зоны более или менее соответствует толщине зоны активной мерзлоты. Значит, вообще кровельный материал является отчетливо преобразенным и неслоистым. И поэтому на территории центральной Польши следует отличить отложения покровов.

Среди покровных отложений незамеченных до настоящего времени в Польше можно выделить конгелифлюкционные отложения и автохтонные остатки перигляциального выветривания.

Конгелифлюкционные отложения

В результате исследований зарисовываются ряд характерных черт для конгелифлюкционных отложений. Одной из них является их расположение. Эти отложения обычно залегают на наклонных поверхностях, на склонах холмов, бугорков и долин. Однако высту-

пают и на других поверхностях, т. к. процесс конгелифлюкции начинается действовать уже при наклоне 2° . Материал образующий конгелифлюкционный покров чаще всего является неслоистый, плохо сформированный и разнородный, благодаря чему напоминает отложения непосредственной ледниковой аккумуляции. В преобладающей песчанистой массе часто появляются куски глины или ила.

Важным показателем конгелифлюкционного характера отложений являются валуны, носящие отчетливо следы прошлой субаэричной экспозиции, а в особенности те, которые обнаруживают явные следы действия перигляциальной среды. Следует здесь отметить сильно выветрившиеся валуны и камни, высеченные действием ветра, т. е. эологлиптолиты (15).

Содержание эологлиптолитов как и явная связь с инволюцией имеет решающее значение для различия конгелифлюкционных отложений от похожих отложений, образовавшихся в результате движения масс с другой, не мэрзлотной механикой.

Среди исследованных конгелифлюкционных отложений выделены следующие типы: отложения со структурой типа пликации; пески в виде пятен или мраморовидные; неслоистые пески с валунами похожие на гляциальные пески и пыльные покровы с мелким лессовидным материалом. Самыми старшими из них в исследованном районе являются отложения типа пликации. На них лежат пески пятнистые или же мраморовидные. Самый высокий горизонт представляют лессовидные отложения или пески с валунами.

Отложения типа пликации образовались в результате связанных движений. Эти движения совершались в сравнительно более теплом климате в присутствии довольно непрерывного вегетационного покрова. Остальные же типы конгелифлюкционных отложений являются последствием свободных движений, которые пробегали в более суровом климате. Беря за основу дифференциацию северных областей по Григорьеву (19) и Бюделю (7) следует признать отложения типа пликации созданные в тундрном поясе, а остальные связать с зоной щебня.

Представленная стратиграфическая система доказывает непостоянство характера перигляциальной среды. Если припомнить мнение о том, что перигляциальной среде сопутствует максимум активности ледника, то вопрос становится ясным. Максимум активности ледника выражается в осцилляциях, процесс которых не остается без влияния на климатические колебания.

Остатки выветривания

Значительную часть образований покрова на территории центральной Польши создают перигляциальные зоны выветривания. Это выветривание прежде всего основывалось на конгелефлюкции с которой связывался процесс термической сегрегации, приводящий к образованию инволюционных зон. Особенностью этого выветривания были движения частиц вертикальные и латеральные, свойственные для перигляциальной среды. Они тоже в большой степени влияют на сильный рост зоны выветривания, на образование таких значительных мощностей, которых нельзя приписать современным процессам.

Материал этот несортирован и имеет в спонче первичные отложения неизменные в отношении наслоения и структуры. Материал покрова похож на материал основания, однако не аналогичный. Отличается он прежде всего более мелкой фракцией. Разницы фракции выступают еще отчетливее в пределах покрова. В направлении кровли частицы все более и более мельчают вплоть до зоны выветривания. Одновременно содержание фракции в границах до 0,005 мм показывает характер морозного выветривания, происходящего в перигляциальной среде.

Мощность данных покровных отложений колеблется от около 3 м до нескольких дециметров. Чаще всего составляет она около 1 м. Очень характерным является фестоноватая в профиле форма спонговой границы. Такую форму следует понимать как сохранившийся перигляциальный элемент. Без сомнения это вытекает с существованием во многих обнажениях отчетливых инволюционных зон или по крайней мере фрагментов инволюций, сохранившихся в спонговой части. О перигляциальном генезисе выветрившихся покровных зон свидетельствует обыкновенное появление эологлиптолитов.

Следует подчеркнуть, что отличить оба главных типа покровных отложений не всегда является возможным. Из-за небольшого наклона поверхности нужного для развития конгелифлюкции отложения этого типа смешивают с отложениями осадочного выветривания.

Геологическое значение

В результате произведенных исследований оказывается, что в центральной Польше следует принять во внимание роль выветривания в гораздо высшей степени, чем до настоящего времени, т. к. было признано ей слишком малое значение и предел его отнесен до глубины на немного превосходящей мощностю нынешней почвы. Все лучше познанные большие размеры конгелифлюкции, набухание

земли и преобразование связанное с формацией структурных земель свидетельствуют о могучем процессе перигляциального выветривания.

На обширных территориях расположенных за пределом последнего оледенения простираются покровы выветривания. Доминируют они на плоских возвышенных районах, на кульминациях холмов и бугорков. На наклонных поверхностях и в углублениях, а в особенности на террасах и в мертвых долинных участках залегают конгелифлюкционные отложения.

Распознавание этих образований приводит к необходимости ревизии мнений на генезис поверхностных серий плейстоценовых отложений. Прежде всего это касается различных непрослоенных песков. По мнению автора большинство песков с валунами, выступающих на поверхности принадлежит к этому типу образований. Обыкновенно эти пески содержат, как описано выше, много перигляциальных элементов. Следует их причислить к отложениям покровов типа выветривания перигляциальных остатков или к конгелифлюкционным отложениям.

Непосредственное значение для геологической съемки имеет уделение особого внимания отложениям покрова, где должны быть отмечены отложения обоих главных типов.

Отличие конгелифлюкционных отложений и остаточных, содержащих инволюционные зоны имеет такое же значение геотехническое, ибо это отложения статически неопределенные и должны быть приняты во внимание в строительстве и транспорте.

З а м е ч а н и я г е о м о р ф о л о г и ч е с к о г о з н а ч е н и я

Установление больших размеров выветривания, о которых известно, что являются основным морфогенетическим процессом, определяет уже особенности перигляциального морфогенезиса. Дальнейшие морфологические признаки следуют из характера преобладающего транспорта.

Материал приготовленный выветриванием мигрировал вниз на огромных пространствах, т. к. это движение происходило начиная от едва 2° наклона поверхности. Конгелифлюкционные отложения, наблюдаемая мощность которых местами превышает 3 м, являются решающим фактором минимального значения размеров денудации. Процесс перигляциальной денудации записан в конгелифлюкционных отложениях как в отложениях коррелятивных.

Однако это только частичная запись, не содержащая всего материала, устраненного с высших районов. В этом отношении следует

согласиться с Гриппом (21, стр. 67—68), который утверждает, что в известных подсчетах В. Мильтерса (23, стр. 260—263) не был принят во внимание материал оттранспортированный дальше. Конгелифлюкционный транспорт вероятно был в условиях перигляциальных самой могучей, но не единственной формой транспорта. Действовала еще и промывка и текучие воды организованные хотя бы временно. Наконец присутствие эологлиптолитов, непосредственно свидетельствующих о эрозионном действии ветра, припоминает о существовании эолового транспорта.

Представленные замечания указывают на обособленность перигляциального морфогенезиса. Отсюда следует необходимость ревизии мнений на характер рельефа значительной территории Польши. Отсюда видно, что в обширных районах нашей страны рельеф не определен порядком ледниковой аккумуляции, а порядком денудации климатически обусловленный в перигляционной среде

Jan DYLIK

FIRST REPORT ON COVERING DEPOSITS IN MIDDLE POLAND
SUMMARY

(with 8 phot. and 6 fig. in the text)

The area of Middle Poland situated beyond the extension of the last glaciation was the realm of phenomena occurring in periglacial environment. Among these phenomena of the greatest importance are the frost weathering and mass-movement of congeliflual type. In connection with these phenomena is the transformation of primary top deposits, which were transformed to the covering deposits. These deposits consist of two main types, not always fit to be distinctly separated. They are local products of periglacial weathering and allochthone deposits transported from weathering zones by means of congelifluction.

Congeliflual sediments occur in the form of plications, speckled or veined sands and of pelitic material or boulder sands. On the investigated area we observe the constancy of the stratigraphical position of distinguished here congeliflual sediments. The oldest are plications and other forms occur in the presented above succession.

Recognition of covering deposits in Middle Poland announce the necessity of revision of conceptions concerning the upper Pleistocene sediments.

Edward CIUK i Edward RÜHLE

DWA PRZEKROJE PRZEZ DOLINĘ PILICY POD BIAŁOBRZEGAMI

(z 3 tabl. i 1 fig. w tekście)

Streszczenie

W poprzek doliny Pilicy pod Białobrzegami wykonano z północy na południe dwa przekroje geologiczne, jeden długości 4,2 km, drugi — 13 km. W obydwu przekrojach na różnej głębokości leży kreda piętra senońskiego. Powyżej spoczywają utwory trzeciorzędowe: oligocenu, miocenu i pliocenu. Utwory trzeciorzędowe pokrywa preglacja i czwartorzęd. W przekroju zachodnim brak jest preglacji, natomiast występuje on grubą warstwą na odcinku wschodnim.

W osadach czwartorzędowych należy wyróżnić utwory spoczywające na wysoczyznach, gdzie występują utwory morenowe oraz osady rzeczno-lodowcowe i rzeczne, od wyścielających dolinę Pilicy przemytych osadów lodowcowych i rzecznych. W stratygrafii utworów wyróżnia się utwory zlodowacenia Cracovien, przy czym w spągu osadów Cracovien znajdują się być może ślady starszego glaciału. W górnej części profilu leżą utwory zlodowacenia Varsovien I i Warty. W jednym z otworów występują organiczne osady interglacjalne, zaliczone do Masovien I.

Na obszarze objętym badaniem przebiega południowa granica zasięgu zlodowacenia Warty i w otworach na krańcu północnym przekroju wschodniego istnieje o jeden poziom moreny więcej aniżeli bardziej na południe.

WSTĘP

Badania prowadzone przez Państwowy Instytut Geologiczny w latach 1948—1950 nad Pilicą w związku z zagadnieniami hydrogeologicznymi i złóż węgla brunatnego dały nowe i nieznane fakty dotyczące budowy czwartorzędu i trzeciorzędu.

Badania objęły dwa odcinki:

- A. Pierwszy ciągnie się na przestrzeni 4,2 km między Borowem i Wyśmierzycami i przecina dolinę Pilicy w odległości około 12 km na zachód od Białobrzegów. Na odcinku tym (oznaczonym na szkicu sytuacyjnym — fig. 32 — literami A—B) wykonano 11 wierceń.

B. Drugi przekrój między Broniszewem a Witaszynom ma 13 km długości i przebiega z północy na południe w odległości 2 km na zachód od Białobrzegów. Na odcinku tym (oznaczonym na szkicu literami C—D) wykonano 13 wierceń.

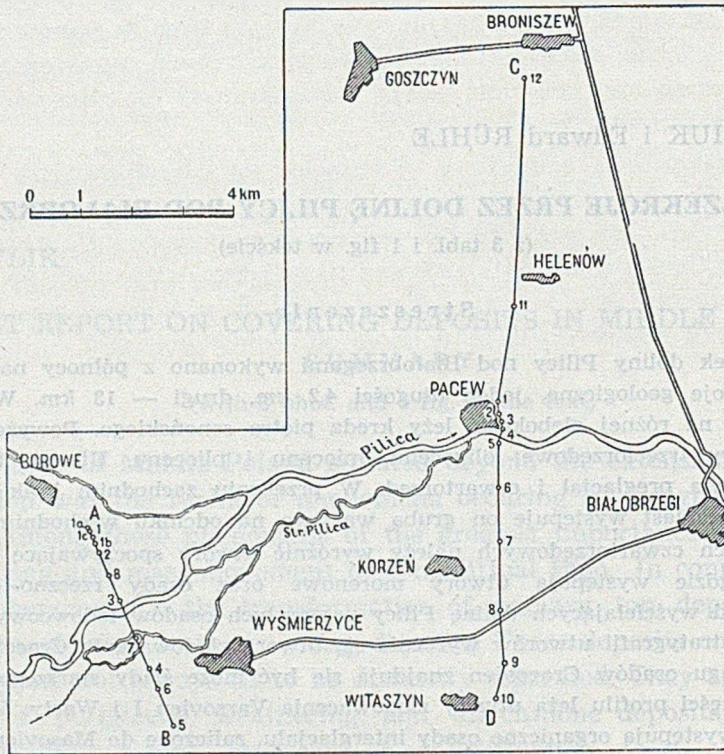


Fig. 32

Szkic sytuacyjny wierceń na zachód od Białobrzegów

Na temat budowy geologicznej tego rejonu dotychczas istnieje bardzo niewiele prac. Pierwszą charakterystykę geologiczną, obejmującą utwory powierzchniowe oraz podłoże czwartorzędu, podaje Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1 : 300 000, arkusz Radom, wydania A i B (2 i 3). Materiały zaś Archiwum Wierceń dotyczące tegoż arkusza (4) dają pierwszą orientację o profilach geologicznych najbliższej okolicy.

W pracy niniejszej rozważania stratygraficzne są powiązane z profilami okolicy Szczercowa i Dzbanek Kościuszkowskich, gdzie ostatnio I. Jurkiewiczowa (1) dała nową podstawę interpretowania wieku utworów leżących w strefie tzw. zlodowacenia Warty.

Rejon objęty badaniami autorów znajduje się bądź na bezpośrednim przedpolu zlodowacenia Warty (przekrój A — B), bądź częściowo w strefie

(przekrój C—D) młodych form akumulacji lodowcowej związanej z zasięgiem tego zlodowacenia. Przekrój C — D miał na celu wyjaśnienie i ustalenie profilu geologicznego dla obszaru pokrytego na północy młodymi formami i utworami akumulacji zlodowacenia Warty i obszaru znajdującego się na południe od tej strefy, pokrytego utworami maksymalnej fazy zlodowacenia środkowo-polskiego — Varsovien I.

CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA PRZEKROJU NA LINII BOROWE — WYŚMIERZYCE

(A-B)

K R E D A

Skały kredowe zostały osiągnięte 8 otworami na różnej głębokości pod utworami trzeciorzędowymi, jak również bezpośrednio pod czwartorzędem w miejscach, gdzie trzeciorząd został usunięty. Wykonane wiercenia przebiły kredę do bardzo nieznacznej głębokości, gdyż najgłębsze nadbiło ją do 13,7 m. Wobec tego zebrany materiał ma jedynie orientacyjne znaczenie. Skład petrograficzny kredy nie jest jednolity, można bowiem wyróżnić szereg frakcji, a mianowicie:

1. W najbardziej południowym wierceńcu, które osiągnęło kredę (nr 6) występuje geza twarda, posiadająca partie zlewnego piaskowca ze śladami glaukonitu. Warstwę tę przebito zaledwie do głębokości 0,9 m.
2. Bardziej ku północy w otworze nr 4 i 7 pojawiają się warstwy piasku pylastego i pyłu kwarcowego z warstwami gezy zawierającej glaukonit. W stropowych warstwach geza jest bezwapienna, niżej, na głębokościach około 3 m od stropu, zaczynają się warstwy wapniste.
3. W otworach nr 8 i 2 występuje łu wapienny z warstwami wapienia (geza wapienna). Zawartość CaCO_3 zmienia się, mianowicie w spągowych warstwach maleje i spotyka się tu warstwy gezy bezwapiennej.
4. Dwa najbardziej północne otwory (1 b i 1 c) natrafiły na warstwy piasku kwarcowego, pylastego i drobnego, oraz na pył kwarcowy z warstewkami łu pylastego z ułamkami miki.

Z powyższego zestawienia widać, że w opisywanym przekroju występują warstwy łu i pyłu oraz piasku pylastego i drobnego, przewarstwiane się z wapieniem i gezą. Utwory te posiadają różną zawartość węglanu wapnia. Pod względem stratygraficznym zostały one na podstawie oznaczeń mikropaleontologicznych zaliczone do santonu (senon).

¹ Oznaczenia zostały wykonane przez dr Wł. Pożaryskiego w Pracowni Mikropaleontologicznej Państwowego Instytutu Geologicznego.

TRZECIORZĘD

Utwory trzeciorzędowe osiągnięto na dwu przeciwległych brzegach doliny, natomiast w obrębie doliny Pilicy zostały one usunięte przez erozję. Utwory trzeciorzędowe stwierdzone w brzegach doliny składają się z trzech poziomów: oligocenu, miocenu i pliocenu.

Utwory oligocenu występują w otworze nr 4 na głębokości 7,1—11,5 m i w otworze nr 6 na głębokości 17,6—20,9 m.

W otworze nr 4 w stropie leży piasek glaukonitowy zielony i szarozielony, pylasty i drobnoziarnisty z domieszką piasku kwarcowego z pojedynczymi żwirami kwarcu. Po wysuszeniu piasek jest dość zwięzły. W spągowych warstwach wzrasta domieszka piasku kwarcowego, przy czym występuje dość obficie pył.

Natomiast w otworze nr 6 występuje piasek pylasty z przewarstwieniem pyłu kwarcowego, zawierający ślady miki i glaukonitu oraz grube ziarna kwarcu. Miąższość oligocenu jest stosunkowo niewielka, gdyż wynosi do 4,4 m. Skład granulometryczny piasku glaukonitowego z otworu nr 4 przedstawia się następująco:

Wielkość frakcji w mm	0,078	0,097	0,120	0,300	0,550	0,950	1,370
%	0,512	1,340	4,321	52,882	40,064	0,673	0,205

Jak wynika z powyższego zestawienia 92,946% piasku należy do frakcji 0,120—0,550 mm, a więc należy do piasku drobnoziarnistego, a tylko około 7% stanowi pył i ziarna średniej grubości.

Utwory miocenu występują w tych samych otworach w stropie oligocenu. Są to przede wszystkim piaski kwarcowe, różnoziarniste, przeważnie pylaste lub drobne, jasnoszare, z rzadkimi grubymi ziarnami kwarcu. W otworze nr 4 w dolnej części miocenu występuje pył brudnoszary z niewielką domieszką cząstek koloidalnych, zlekka próchniczny z obfitą domieszką miki.

Skład granulometryczny piasku kwarcowego z otworu nr 4 przedstawia się następująco:

Wielkość frakcji w mm	0,078	0,097	0,120	0,300	0,550	0,950	1,370
%	0,077	0,192	2,933	72,164	23,881	0,596	0,154

Jak widać z powyższej tabeli, ponad 96% stanowi piasek drobnoziarnisty. Na północnym zboczu doliny Pilicy w otworze 1 a na głębokości 13,1 m natrafiono na piaskowiec kwarcytowy, czarno-żółty, o silnym lepiszczu krzemionkowym. Pokładu tego nie udało się dokładnie zbadać, jednak sądzić można, że należy on do miocenu. Jak wynika z załączonych profili, miąższość miocenu dochodzi do 4,3 m.

Utworki pliocenu. Pokład, który został zaliczony do pliocenu, znajduje się w stropie miocenu w otworze nr 6 na głębokości 13,8—14,2 m, a więc ma 0,4 m miąższości. Jest to ił szary, bezwapienny, który nie należy do utworów czwartorzędowych, leżących w jego stropie, ale również nie jest mioceniem, wobec tego stanowi poziom odpowiadający stratygraficznie pliocenowi, jakkolwiek istnieje możliwość, że jest to otwór preglacjalny.

CZWARTORZĘD

Miąższość utworów czwartorzędowych występujących w stropie całego przekroju i pokrywających skały starsze dochodzi do 39,8 m. Nie są one jednak jednolite, lecz wykazują duże różnice facjalne i stratygraficzne.

W opisywanym przekroju należy utworki czwartorzędowe podzielić na dwa elementy, których powiązanie i synchronizacja natrafia na poważne trudności. Oddzielnie należy rozpatrywać utworki tworzące wysokie brzegi od utworów wyścielających dolinę.

Czwartorzęd na północnym brzegu Pilicy, jak wynika z załączonych opisów wierceń, składa się z dwu poziomów lodowcowych (otwór nr 1,1 a) w postaci gliny i piasku zwałowego. Dolny pokład morenowy na głębokości 8,5—12,4 m stanowi typowa glina zwałowa z różnej wielkości ułamkami skał krystalicznych i piaskowców, o miąższości 3,9 m. Podściela ją piasek gliniasty z okruchami i żwirem skał krystalicznych, silnie scementowany pyłem kwarcowym i tlenkami żelaza. Ponieważ glina zwałowa osadziła się w czasie zlodowacenia Cracovien, więc leżące poniżej piaski mogły powstać w czasie tegoż zlodowacenia, lub — co jest prawdopodobne — stanowić ekwiwalent zlodowacenia starszego, którego utworki zostały zniszczone, a zachowały się jedynie jego szczątki.

Glina zwałowa występuje również w otworze nr 1 c i 1 b, jednak na niższym poziomie, mianowicie pokrywa ona zbocze przedczwartorzędowej doliny, przy czym w otworze 1 b osiąga 11,6 m miąższości.

Drugi poziom utworów lodowcowych leży w stropie otworu 1 i 1 a w postaci żółtych piasków różnoziarnistych, ze żwirami i niewielkimi otoczkami. Nie są to typowe utworki lodowcowe, gdyż w sąsiedztwie doliny Pilicy strop wyżyny zbudowanej z utworów plejstocenijskich został denudacyjnie obniżony. Występujące tu utworki należą do zlodowacenia Varsovien I.

Pomiędzy utworami wymienionych zlodowaceń leży we wszystkich wierceniach seria rzecznych lub rzeczno-lodowcowych osadów, składająca się z warstwowanych piasków różnej grubości i barwy. W środkowej części pojawiają się w piaskach pojedyncze drobne żwirki i okruchy skał krystalicznych wraz z cienką (0,3 m) warstwą iłu (otwór nr 1 b).

Pojawienie się żwirów w środkowej części profilu jest bardzo charakterystyczne, gdyż w stropie i spągu jest ich brak. Najlepszą charakterystykę całej tej serii daje otwór na 1a, gdzie miąższość tych utworów wynosi do 23,2 m. Stratygraficznie są to utwory leżące między osadami zlodowacenia Cracovien i Varsovien I, a więc powstały w znacznej części jako interglacjał Masovien I.

Czwartorzęd południowego brzegu doliny Pilicy nie jest tak dobrze zbadany. W trzech wierceniach tu wykonanych brak jest dolnych utworów lodowcowych (Cracovien), a zaznacza się przede wszystkim seria międzylodowcowa (otwór nr 6) składająca się z 13,8 m miąższości piasków kwarcowych różnej grubości. W środku występuje warstewka mułku ilastego o miąższości 0,4 m.

Strop czwartorzędu (otwór nr 5) tworzą gliny zwałowe o miąższości ponad 11,8 m, powstałe w czasie zlodowacenia Varsovien I oraz 8,3 m warstwa piasków warstwowanych różnej grubości z wkładkami gliniastymi oraz pojedynczymi żwirami. Są to utwory pochodzące z recesji zlodowacenia Varsovien I lub z okresu młodszego, związanego prawdopodobnie z akumulacją zlodowacenia Warty.

W dolinie Pilicy między obydwoma wysokimi brzegami utwory czwartorzędowe występują jako serie warstw piaszczystych o różnej grubości ziarna, zawierające żwir i otoczaki. Brak natomiast typowych utworów lodowcowych w postaci gliny zwałowej.

Na podstawie 4 wierceń można wyróżnić następujące poziomy stratygraficzne (otwory nr 8 i 2):

1. Dolny poziom piasków z otworu nr 8 zawierający liczne żwiry i otoczaki; ma on następujący skład granulometryczny (otwór nr 8):

Wielkość frakcji w mm	0,078	0,097	0,120	0,300	0,550	0,950
%	0,064	0,408	4,337	31,659	63,378	0,151

2. Piaski różnoziarniste z pyłem.

3. Mułki i ily pylaste.

4. Górny poziom piasków z licznymi żwirami i otoczkami, tworzącymi miejscami bruk z otoczków.

Jak wynika z powyższego, w dolinie Pilicy są dwie warstwy powstałe wskutek długotrwałego i silnego rozmywania utworów glacialnych przez wody rzeczne, które być może rozmywały leżącą tu morenę; dolna warstwa stanowiłaby rezydium utworów zlodowacenia Cracovien, górna zaś — utwory rezydualne zlodowacenia Varsovien I. Warstwa piasków, mulków i ilów, przedzielająca je, wskazuje na zmianę warunków akumulacji, a cała ta seria świadczy o istnieniu dwu faz rozmywania przedzielonych okresem spokojnej akumulacji, związanej z interglacją Masovien I.

Osady tego interglacjału są najlepiej scharakteryzowane w otworze nr 2, w którym sięgają one do głębokości 39,8 m. W profilu tym widać, że po okresie erozji, która u północnego zbocza wyźłobiła głęboką dolinę, nastąpiło stopniowe wypełnienie tej bruzdy. Początkowo osadzały się piaski różnoziarniste, które najlepiej charakteryzuje analiza granulometryczna wiercenia nr 2:

Wielkość frakcji w mm	0,078	0,097	0,120	0,300	0,550	0,950	1,370	2,630	3,650	5,690
%	0,500	2,343	2,443	38,949	39,830	14,518	0,981	0,404	0,030	

Po okresie akumulacji związanej z wodami bieżącymi następuje stopniowe osłabienie ruchu wody i zaczynają powstawać osady o charakterze zastoiszkowym. W otworze nr 2 występują one na głębokości od 4,8 do 18,6 m, a więc mają 13,8 m miąższości. Są to mułki kwarcowe, jasnoszare z drobnymi ułamkami miki i z przewarstwieniami piasku pylastego lub ilu pylastego.

Skład granulometryczny mulków podaje załączona tabelka, z której widać, że przeważa frakcja piasku pylastego i pyłu.

Wielkość frakcji w mm	0,078	0,097	0,120	0,300	0,550	0,950
%	7,637	21,609	41,741	27,069	1,448	0,493

Utwory te związane są z akumulacją, jaka nastąpiła w okresie międzylodowcowym między zlodowaceniem Cracovien i Varsovien I; w stropie ich leżą strzępy rozmytych utworów lodowcowych zlodowacenia Varsovien I.

Strop czwartorzędu w dolinie Pilicy tworzą osady młodo-plejstoceńskie i holoceni. Utwory młodo-pejstoceni składają się z piasków pylastych i drobnoziarnistych, obtoczonych, wypełniających niewielkie zagłębienie w okolicy wiercenia nr 3. Powyżej leżą już osady holoceni, składające się z:

1. namulów torfiastych ze szczątkami drewna,
2. piasków różnoziarnistych z rzadkimi drobnymi żwirikami,
3. mał lub torfów.

Skład mechaniczny piasków holoceni z otworu nr 2 i 7 charakteryzuje załączona tabelka:

Wielkość frakcji w mm	0,78	0,097	0,120	0,300	0,550	0,950	1,370	2,630
% (wiercenie 2)	0,040	0,054	0,120	0,207	73,340	15,805	1,150	1,118
% (wiercenie 7)	1,128	1,108	0,077	32,287	63,647	3,643	0,108	—

z której widać, że obok ziarn drobnych występują piaski średniej grubości. natomiast niewiele jest ziarn pylastych.

PROFILE GEOLOGICZNE¹
PRZEKROJU BOROWE—WYŚMIERZYCE
(A—B)

Otwór nr 1 Borowe

Współrzędne prostokątne 515,600 461,600

Wysokość n. p. m. 143,056 m

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
0,0— 0,9	0,9	gleba szczerkowa z pojedynczymi żwirami;	Rezydua moreny	Vars. I
0,9— 1,7	0,8	piasek kwarcowy żółty, różnoziarnisty, lekko brylujący się, z pojedynczymi żwirami;		
1,7— 6,6	4,9	piasek kwarcowy drobny, jasnoszary, sypki, z domieszką ziarn pylastych, obtoczony ze skaleniami; rzadkie ziarna grube;	Utwory rzeczne	Masovien I
6,6— 7,5	0,9	piasek kwarcowy z bardzo rzadkimi skaleniami, obtoczony, drobny z pyłem;		
7,5— 7,9	0,4	piasek kwarcowy brązowy, średnio- i gruboziarnisty z pyłem, ziarna słabo obtoczone ze żwirem;		
7,9— 8,4	0,5	piasek kwarcowy pylasty i drobny z domieszką ziarn średnich; pojedyncze słabo obtoczone żwiru;		
8,4—12,0	3,6	glina zwałowa z uławkami skał krystalicznych, brązowa (słabo reaguje z HCl).	Utwory lodowcowe	Cracovien

Czwartorzęd

¹ Profile przekroju Borowe—Wyśmierzyce opracował w 1948 r. E. Rühle.

Otwór nr 1a Borowe

Współrzędne prostokątne 515,600 461,600

Wysokość n. p. m. 143,827 m

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
0,0— 0,8	0,8	gleba szczerkowa ze żwirami i drobnymi otoczkami;	Rozmyte utwory morenowe	Vars. I
0,8— 1,5	0,7	piasek różnoziarnisty, ze żwirami i niewielkimi otoczkami, żółty;		
1,5— 1,8	0,3	piasek kwarcowy jasnoszary, drobno- i średnioziarnisty z grubymi nieobtoczonymi ziarnami i pojedynczymi żwirami;	Utwory rzeczne	Masovien I
1,8— 6,5	4,7	piasek kwarcowy jasnoszary, sypki, drobny z domieszką ziarn pylastych, obtoczony, ze skaleniami; rzadkie ziarna grube;		
6,5— 7,4	0,9	piasek kwarcowy ciemnożółty, drobny z pyłem, z bardzo rzadkimi skaleniami; pojedyncze żwirki;		
7,4— 7,9	0,5	piasek kwarcowy brązowy, średnio- i gruboziarnisty z pyłem; ziarna słabo obtoczone ze żwirami;		
7,9— 8,5	0,6	piasek kwarcowy żółty, pylasty i drobny z domieszką ziarn średnich; pojedyncze ziarna grube;		
8,5—12,4	3,9	glina zwałowa brązowa, z ułamkami skał krystalicznych i piaskowców (słabo reaguje z HCl);	Utwory lodowcowe	Cra-covien
12,4—13,1	0,7	piasek gliniasty z okruchami i żwirami skał krystalicznych, silnie scementowany pyłem kwarcowym i tlenkiem żelaza (słabo reaguje z HCl)	Rezydwa utworów lodowcowych	Trzeciorzęd
13,1		piaskowiec szaro-żółty, kwarcytowy drobno ziarnisty o silnym krzemionkowym lepisczu (kilka okruchów tej skały, która występuje co najmniej na przestrzeni kilku m ²).		

Otwór nr 1b Borowe

Współrzędne prostokątne 515,700 461,400

Wysokość n. p. m. 126,079 m

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
0,0— 0,8	0,8	piasek kwarcowy jasnożółty, sypki, drobnoziarnisty z domieszką pyłu, ziarn grubych i rzadkich drobnych żwirków;	Utwory rzeczne	Mas. I Czwart.

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
0,8— 1,2	0,4	piasek kwarcowy jasnoszary, różnoziarnisty, lekko brylujący się, z dużą domieszką pyłu; bardzo rzadkie drobne żwirki, obtoczone ziarenka piasku;	Utwory rzeczne	Masovien I
1,2— 2,2	1,0	piasek kwarcowy szaro-brunatny, brylujący się, drobno- i średnioziarnisty z domieszką pyłu; dość dużo grubych ziarn i okruszków skał krystalicznych i wapiennych;		
2,2— 3,5	1,3	piasek brunatny, różnoziarnisty (ziarna do 2 mm), gliniasty, silnie cementujący się, z pojedynczymi drobnymi żwirkami;		
3,5— 3,8	0,3	ił z niewielką domieszką piasku (głina łąsta), dość plastyczny, jasnoszary (nie reaguje z HCl);	Utwory zastoiskowe	Czwartorzęd
3,8— 5,7	1,9	piasek jasnoszary, kwarcowy, lekko brylujący się, drobny z domieszką pyłu i ziarn średnich; pojedyncze ziarna grube, obtoczone i drobne żwirki skał krystalicznych;	Utwory wód płynących	
5,7— 7,2	1,5	piasek jasnobrązowy, kwarcowy, lekko brylujący się, różnoziarnisty z dużą ilością pyłu, obtoczony, z licznymi skaleniemi;	Utwory zastoiskowe	
7,2—13,6	6,4	mułek jasnoszary kwarcowy, z niewielką ilością cząstek koloidalnych, ze śladami warstwowania, lekko wapniste (reaguje z HCl);	Utwory lodowcowe	
13,6—14,6	1,0	głina pylasta z ułamkami i drobnymi otoczkami skał krystalicznych i wapiennych, szara (reaguje z HCl);		
14,6—24,2	9,6	głina piaszczysta, zwałowa, szara, z dość licznymi drobnymi otoczkami (reaguje z HCl);		
24,2—25,0	0,8	piasek kwarcowy (bez skaleni) pylasty i drobny, silnie scementowany, jasnoszary ze smugami ciemnymi (reaguje z HCl).		Kreda

Otwór nr 1c Borowe

Współrzędne prostokątne 515,650 461,450

Wysokość n. p. m. 139,100 m

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
0,0— 1,0	1,0	piasek kwarcowy, różnoziarnisty, obtoczony, sypki, z rzadkim drobnym żwirkiem, jasnożółty;		Czwart.

Głębokość w m	Miąższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
1,0—2,3	1,3	piasek kwarcowy, lekko brylujący się, droбно- i średnioziarnisty z rzadkimi grubymi słabo obtoczonymi ziarnami, brązowy;		
2,3—7,3	5,0	piasek kwarcowy, jasnożółty sypki, różnoziarnisty; duża ilość piasku pylastego i drobnego; rzadkie ziarna grube, pojedyncze i drobne żwirki;		
7,3—9,3	2,0	piasek kwarcowy, jasnoszary, lekko brylujący się, drobnny z domieszką piasku pylastego; pojedyncze ziarna grube;		
9,3—14,4	5,1	piasek kwarcowy, drobnny z domieszką piasku pylastego; seria warstwowanych piasków sypkich, lekko brylujących się o niewielkiej różnicy wielkości ziarn; warstwy żółte i jasnoszare;	Utwory rzeczne	
14,4—15,2	0,8	piasek kwarcowy, jasnożółty, średnioziarnisty z domieszką pyłu i ziarn grubych; dość liczne okruchy skał krystalicznych;		
15,2—16,2	1,0	piasek kwarcowy, jasnoszary, drobnny z domieszką piasku pylastego, sypki;		
16,2—17,5	1,3	piasek kwarcowy, pylasty, drobnny, sypki;		
17,5—18,1	0,6	piasek kwarcowy, szaro-żółty, różnoziarnisty z dość dużą domieszką ziarn grubych i pojedynczych żwirów ze skał krystalicznych i wapieni; liczne skalenie;		
18,1—19,7	1,6	piasek kwarcowy ze skaleniami i pyłem krzemionym; drobnny z obfitym pyłem, pojedyncze ziarna grubsze;		
19,7—23,2	3,5	piasek kwarcowy, jasnoszary, obtoczony, droбно- i średnioziarnisty; pojedyncze ziarna grube; obfite skalenie;		
23,2—24,1	0,9	gлина zwałowa, szara, z okruchami i otczakami skał krystalicznych i wapiennych (nie reaguje z HCl);	Utwory lodowcowe	
24,1—24,9	0,8	piasek różnoziarnisty z drobnym żwirem ze skał krystalicznych i osadowych;	Rezydua moreny	
24,9—25,9	1,0	pył kwarcowy, jasnoszary, z domieszką ilu, (nie reaguje z HCl);		
25,9—28,2	2,3	pył kwarcowy z przewarstwieniami pylastego ilu, ułamkami miki, jasnoszary, z warstewkami ciemnoszarymi;	Senon (santon)	
28,2—29,6	1,4	piasek kwarcowy, szary, obtoczony (próba silnie scementowana), z pyłem;		
29,6—30,3	0,7	ił pylasty, zawierający ułamki miki, droбно warstwowany, jasnoszary.		

Masovien I

Crac.

Senon (santon)

Czwartorzęd

Kreda

Otwór nr 2 Borowe

Współrzędne prostokątne 515,750 461,200

Wysokość n. p. m. 121,210 m

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
0,0—0,3	0,3	gleba z obfitą próchnicą;		Holocen
0,3—2,3	2,0	piasek kwarcowy, jasnoszary, obtoczony, sypki, drobny z pyłem i bardzo rzadkimi skaleniami;	Piaski rzeczne (akumulacja wód bieżących)	
2,3—3,3	1,0	piasek kwarcowy drobno- i średnioziarnisty, obtoczony, z bardzo rzadkimi drobnymi ziarnami skał krystalicznych;		
3,3—4,8	1,5	piasek kwarcowy, różnoziarnisty (dużo ziarn grubych); pojedyncze ziarna skał krystalicznych, kwarcu i krzemieni;		Czwartorzęd
4,8—18,6	13,8	mułek jasnoszary, z drobnymi ułamkami miki, z przewarstwieniami piasku pylastego lub iłu pylastego; próbka silnie brylująca się;	Utwory akumulacji wód stojących	
18,6—26,6	8,0	piasek kwarcowy, drobny, z pyłem, lekko brylujący się, jasnoszary;		Masovien I
26,6—30,6	4,0	piasek kwarcowy jasnoszary, lekko brylujący się, drobny z domieszką pyłu i ziarn średnich; pojedyncze skalenie nieobtroczone;	Piaski rzeczne (akumulacja wód bieżących)	
30,6—39,8	9,2	piasek kwarcowy, drobny z obfitym pyłem z domieszką ziarn średnich; bardzo rzadkie skalenie nieobtroczone (kilka okruszków w całej warstwie); próbki silnie cementujące się;		
39,8—40,3	0,5	wapień twardy;		Senon (santon)
40,3—41,8	1,5	ił wapienisty z przewarstwieniami wapienymi.		

Otwór nr 3 Borowe

Współrzędne prostokątne 516,200 460,250

Wysokość n. p. m. 121,649 m

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
0,0—0,5	0,5	piasek z próchnicą ciemnoszary;		Czwartorzęd
0,5—1,3	0,8	piasek kwarcowy, różnoziarnisty z ułamkami licznych skaleni i drobnymi żwirkami, jasnoszary;	Utwory rzeczne	
1,3—2,5	1,2	piasek kwarcowy, pylasty i drobny z grubymi ziarnami, jasnoszary;		

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
2,5— 3,5	1,0	piasek kwarcowy, średnioziarnisty z grubymi ziarnami i licznymi skaleniami, jasnoszary;	Utwory rieczne	Czwartorzęd
3,5— 5,3	1,8	piasek kwarcowy, średnio- i gruboziarnisty z drobnym żwirkiem i licznymi skaleniami;		
5,3— 5,7	0,4	szczątki drewna;	Utwory rieczne	
5,7— 6,2	0,5	mada torfiasta;		
6,2— 7,2	1,0	piasek kwarcowy, brudnoszary, drobnoziarnisty z pyłem, obtoczony;		
7,2— 8,2	1,0	piasek kwarcowy pylasty i drobny, jasnoszary;	Rozmyta morena złod. Varso- vien I ew. Cracovien	
8,2—14,2	6,0	piasek kwarcowy, różnoziarnisty z pojedynczymi ziarnami grubymi i drobnymi żwirkami, jasnoszary;		
14,2—15,2	1,0	piasek kwarcowy, różnoziarnisty z otoczkami;	Utwory rieczne	
15,2—16,3	1,1	piasek kwarcowy, drobny z ułamkami skałeni i drobnym żwirkiem;		
16,3—17,2	0,9	piasek ze żwirem i otoczkami;	wód szybko płynących	
17,2—18,2	1,0	ił wapnisty, z drobną domieszką piasku;		
18,2—21,1	2,9	wapień kredowy.		

Senon
(santon)
Kreda

Otwór nr 4 Wyśmierzyce

Współrzędne prostokątne 516,750 458,950

Wysokość n. p. m. 124,507 m

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
0,0— 0,8	0,8	gleba szczerkowa z drobnym żwirkiem;	Utwory rieczne	Masovien I Czwartorzęd
0,8— 2,2	1,4	piasek kwarcowy, różnoziarnisty obtoczony z pojedynczymi grubymi ziarnami i żwirami;		
2,2— 2,8	0,6	piasek pylasty i drobny, gliniasty, z okruciami skał krystalicznych i drobnymi żwirkami;	Utwory rieczne	Czwartorzęd
2,8— 5,5	2,7	piasek kwarcowy, biały (bez skałeni obtoczony), ziarna pylaste i drobne z pojedynczymi grubymi ziarnami kwarcu;		
5,5— 7,1	2,6	pył brudnoszary z niewielką domieszką cząstek koloidalnych (złodka próchniczna), z obfitą domieszką miki;		Trzeciorzęd

Miocen

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
7,1—10,7	3,6	piasek glaukonitowy zielony i szaro-zielony z domieszką kwarcu, pylasty, drobny, dość zwięzły, z pojedynczymi żwirami kwarcu;		Oligocen
10,7—11,5	0,8	piasek glaukonitowy i kwarcowy, pylasty i drobny; kwarc występuje jako drobny biały pył;		
11,5—12,5	1,0	piasek pylasty i pył krzemionkowy z warstwami gezy (z glaukonitem), (nie reaguje z HCl);		Senon (santon) Kreda

Otwór nr 5 Wyśmierzyce

Współrzędne prostokątne 517,200 457,800

Wysokość n. p. m. 161,001 m

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
0,0—0,8	0,8	gleba szczerkowa;		C z w a r t o r z e d
0,8—1,6	0,8	piasek żółty, średnioziarnisty, z pyłem, obtoczony, z pojedynczymi drobnymi żwirkami;		
1,6—2,6	1,0	piasek kwarcowy, pylasty i drobny z bardzo rzadkimi skaleniami, prawdopodobnie uwarstwiony, jasnożółty;		
2,6—3,2	0,6	piasek kwarcowy, drobny z przewarstwieniami gliniastymi, jasnożółty;	Utwory rzeczne	
3,2—6,5	3,3	piasek kwarcowy, warstwowany; warstewki piasku jasnożółtego i jasnoszarego, pylastego, drobno- i częściowo średnioziarnistego;		
6,5—8,3	1,8	piasek kwarcowy, jasnożółty, obtoczony, drobno- i średnioziarnisty z pojedynczymi żwirkami;		
8,3—11,0	2,7	glina szara, zwałowa z okruchami skał krystalicznych i osadowych (nie reaguje z HCl);		
11,0—11,8	0,8	piasek pylasty, zorsztynizowany;		
11,8—15,8	4,0	glina zwałowa piaszczysta z małymi otoczkami i okruchami skał, brązowo-szara (słabo reaguje z HCl);	Utwory lodowcowe	
15,8—17,8	2,0	glina zwałowa, z małymi otoczkami i okruchami skał, szara (nie reaguje z HCl);		
17,8—20,1	2,3	glina piaszczysta, zwałowa z ułamkami skał, szaro-brązowa. (nie reaguje z HCl);		

Otwór nr 6 Wyśmierzyce

Współrzędne prostokątne 516,900 458,550

Wysokość n. p. m. 132,764 m

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
0,0— 0,3	0,3	gleba szczerkowa;		Czwartorzęd
0,3— 2,3	2,0	piasek kwarcowy, drobno- i średnioziarnisty z domieszką pyłu i ziarn grubych, lekko obtoczony, słabo brylujący się;		
2,3— 3,0	0,7	piasek kwarcowy, drobno- i średnioziarnisty, obtoczony, dobrze przesortowany, silnie cementujący po wysuszeniu, jasnożółty;	Utory wodno-lodowcowe	
3,0— 3,6	0,6	piasek kwarcowy, pylasty i drobny, obtoczony, mocno brylujący się, jasnoszary;		
3,6— 5,2	1,6	piasek kwarcowy, drobny z pyłem i ziarnami średnimi, wodonośny; próbka silnie scementowana, żółty;		
5,2— 5,6	0,4	mułek jasnoszary, zwięzły z dużą domieszką cząstek koloidalnych (nie reaguje z HCl);	Utory spokojnej sedymentacji	
5,6— 8,6	3,0	piasek kwarcowy, obtoczony, drobny z domieszką piasku pylastego i ziarn średnich, jasnoszary;	Mas. I	
8,6—10,6	2,0	piasek kwarcowy, obtoczony, wodonośny, drobny z rzadkimi ziarnami grubymi. Próba po wysuszeniu brylująca się, jasnoszary;		
10,6—12,4	1,8	piasek kwarcowy, pylasty i drobny, wodonośny, rzadkie ziarna średnie, obtoczone; próbka po wysuszeniu scementowana, jasnoszary;	Utory wodno-lodowcowe	
12,4—13,8	1,4	piasek kwarcowy, różnoziarnisty (rzadkie skalenie) obtoczony, wodonośny; próbka po wysuszeniu zwięzła, jasnoszary;		
13,8—14,2	0,4	il szary (nie reaguje z HCl);		Senon Oligoc. (sant.)
14,2—16,2	2,0	piasek kwarcowy, drobny pylasty (bez skałeni), wodonośny, jasnoszary;		
16,2—17,6	1,4	piasek kwarcowy, wodonośny, różnoziarnisty z bardzo rzadkimi grubymi ziarnami kwarcu, jasnoszary;		
17,6—20,9	3,3	piasek pylasty z przewarstwieniami pyłu krzemionkowego; ślady glaukonitu z grubymi ziarnami kwarcu;		
20,9—21,6	0,7	geza twarda, posiadająca partie piaskowca zléwnego, ze śladami glaukonitu.		Kreda Trzeciorzęd

Otwór nr 7 Wyśmierzyce

Współrzędne prostokątne 516,450 459,550

Wysokość n. p. m. 121,836 m

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
0,0—1,9	1,9	mada piaszczysta;	Piaski rzeczne	Holocen
1,9—6,9	5,0	piasek kwarcowy, jasnoszary, drobny z pyłem i ziarnami średnimi (rzadkie ziarna grube), obtoczony, wodonośny;		
6,9—8,5	1,6	piasek kwarcowy, drobny i pylasty, rzadko z grubymi ziarnami, obtoczony, wodonośny jasnoszary;		
8,5—9,3	0,8	piasek kwarcowy, różnoziarnisty; żwir i otoczaki (bruk) z głazów krystalicznych i osadowych;	Utw. rzeki o dużej sile transp.	Vars. I
9,3—11,6	2,3	piasek różnoziarnisty obtoczony, z pojedynczymi żwirami w spągu;	Piaski rzeczne	Mas. I
11,6—12,1	0,5	piasek, żwir i otoczaki (do 15 cm średnicy) skał krystalicznych i osadowych;	Utw. rzeki o dużej sile transp.	Crac.
12,1—15,1	3,0	pył krzemionkowy, jasnoszary, (nie reaguje z HCl);		Senon (santon)
15,1—17,8	2,7	pył krzemionkowy z warstwami gezy (reaguje z HCl);		Kreda

Otwór nr 8 Borowe

Współrzędne prostokątne 515,950 460,750

Wysokość n. p. m. 121,321 m

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
0,0—0,4	0,4	piasek różnoziarnisty z domieszką humusu;	Utwory rzeczne	Holocen
0,4—1,3	0,9	piasek kwarcowy, drobno- i średnioziarnisty z pojedynczymi grubymi ziarnami, obtoczony, jasnoszary;		
1,3—2,3	1,0	piasek kwarcowy, różnoziarnisty z licznymi grubymi ziarnami, obtoczony, jasnoszary;		
2,3—3,3	1,0	piasek kwarcowy, szary, drobny z pyłem i ziarnami średnimi, lekko obtoczony, szary;		

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
3,3—5,9	2,6	piasek kwarcowy pylasty, drobny z domieszką ziarn średnich i pojedynczymi drobnymi żwirami;	Utwory rzeczne	Holoc.
5,9—7,9	2,0	piasek kwarcowy gruboziarnisty z licznymi żwirami i otoczkami skał krystalicznych, osadowych (kwarc, krzemienie) — rzadki bruk;	Utw. rzeki o dużej sile transp.	
7,9—8,9	1,0	piasek kwarcowy, różnoziarnisty z pyłem i rzadkimi żwirami skał krystalicznych i osadowych;	Utwory rzeczne	Mas. I?
8,9—9,9	1,0	piasek kwarcowy, średnioziarnisty z pyłem, pojedynczymi żwirami i otoczkami;		
9,9—12,3	2,4	piasek kwarcowy, różnoziarnisty ze żwirami i otoczkami skał krystalicznych i osadowych;	Utwory rzeki	
12,3—16,3	4,0	pył krzemionkowy (ił pylasty), jasnoszary (nie reaguje z HCl);	o dużej sile transp.	Senon (santon)
16,3—30,0	13,7	ił wapnisty z warstwami wapienia (geza wapienna), w spągowej warstwie zawartość CaCO ₃ maleje i spotyka się warstwy gezy bezwapiennej.		

CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA PRZEKROJU NA LINII BRONISZEW—WITASZYN

(C—D)

KREDA

Utwory kredowe stwierdzone zostały w otworach nr 11,5,6,7,8,9 i 10, tj. wszędzie, gdzie wiercenie osiągnęło większą głębokość. Są to głównie margle wapienne piaszczyste, jasnoszare, szaro-białe, szaro-żółte lub zielonawe. W otworze nr 8 margle przechodzą w bardzo kruche piaskowce margliste, szaro-białe, drobnoziarniste, w których na głębokości 53,0—53,5 m znaleziono *Belemnitella* sp. Nieprzebite w otworze nr 8 piaskowce posiadają grubość ponad 8,5 m. Do utworów kredowych zaliczono również drobnoziarniste, szare, silnie wapniste piaski przewiercone w otworze nr 10. Spoczywają one na wapieniu szarym i szaro-białym, silnie piaszczystym i osiągają grubość 10,7 m. Stratygraficznie dowiercone utwory należą do górnych poziomów senonu.

TRZECIORZĘD

Utwory oligocenijskie znane są na całej przestrzeni badanego przekroju, z wyjątkiem otworu nr 12, który ich jeszcze nie osiągnął.

Oligocen składa się z dwóch części:

1. dolnej — ilastej,
2. górnej — piaszczystej.

Dolną część oligocenu tworzą ility ciemnoszare, szaro-zielone, ciemnoszare z odcieniem brunatnawym lub zielonawym, piaszczyste lub pylasto-piaszczyste, łyszczykowe, bezwapienne. Są one przeważnie cienko warstwowane, zawierają cienkie wkładki, małe gniazdzka i soczewki drobnoziarnistego szarego i jasnoszarego ilastego piasku łyszczykowego i glaukonitowego. Nierzadko spotyka się w ility pojedyncze dobrze obtoczone ziarna kwarcowe.

Górna część oligocenu zbudowana jest z piasków kwarcowo-glaukonitowych, zielono-szarych, zielonych, drobnoziarnistych, nieco łyszczykowych, niekiedy ilastych, miejscami zawierających drobne ziarna kwarcowe, krzemienne, średnicy do 10 mm, dobrze obtoczone. Występują w nich często małe (do 4 cm średnicy) konkrecje fosforytowe (otwory nr 1, 3, 5, 7) czasami małe konkrecje pirytowe wielkości do 3 cm. Konkrecje fosforytowe rozrzucone są w utworach tych na różnych głębokościach od 27,0 do 83,5 m.

Ilasta, dolna część oligocenu posiada mniej więcej stałą grubość, wynoszącą 10,3—11,5 m z wyjątkiem otworu nr 9, w którym liczy ona 15,9 m oraz nr 8, gdzie oligocen został zupełnie zniszczony.

Grubość piaszczystej facji oligocenu maleje stopniowo z północy na południe i wynosi od 22,0 m w otworze nr 11 do 4,4 m w otworze nr 9.

Utwory miocenijskie występują na całej przestrzeni badanego przekroju. Wykształcone są one w facji piaszczystej, której maksymalna miąższość wynosi 30 m.

W najbardziej północnym otworze nr 11 w Helenowie, gdzie stwierdzono miocen, grubość jego wynosi 28,5 m. Tworzą go wyłącznie piaski kwarcowe, drobno- i średnioziarniste, ilaste, miejscami kaolinowe, nieco łyszczykowe, bezwapienne. Barwa ich jest szara lub jasnoszara, niekiedy z odcieniem żółtawym. W stropie tych utworów występują czarne piaski kwarcowe z dużą domieszką pyłu węgla brunatnego, którego ilość ku dołowi stopniowo maleje, tak że barwa piasków tych przechodzi poprzez ciemnoszarą z odcieniem brunatnawym do szarej.

Ku południowi od otworu nr 11 piaski te stają się jaśniejsze na skutek znaczniejszej domieszki pyłu kaolinowego i przyjmują przeważnie barwę jasnoszarą, szaro-białą, biało-żółtą lub białą. Niekiedy występują wśród nich większe ziarna lub drobne gładziki kwarcu białego, szarego, szarofioletowego lub szaro-niebieskawego o powierzchniach dobrze obtoczonych. Spągowe partie piasków miocenijskich przyjmują odcienie zielonawe od domieszki niżejległych oligocenijskich piasków kwarcowo-glaukonitowych.

W otworach nr 1 i 3 grubość piasków miocenijskich wynosi 30,7 i 30,3 m. Jest ona zatem nieco większa niż w otworze nr 11.

Wcięcie doliny Pilicy pomiędzy Pacewem i Witaszynom przyczyniło się do zmniejszenia miąższości miocenu. W otworze nr 5 grubość jego wynosi 14,8 m, w otworze nr 6 — 9 m, w otworze nr 7 — 12,5 m. Wreszcie w otworze nr 8 brak osadów miocenu i oligocenu, a stare aluwia Pilicy leżą bezpośrednio na kredzie. Świadczy to o silnej w tym miejscu erozji, która usunęła całą serię trzeciorzędową. Piaszczyste utwory miocenijskie pojawiają się dopiero po południowej stronie doliny Pilicy, gdzie stwierdzone zostały w otworach nr 9 i 10 na głębokości 32,6 i 42,0 m. Posiadają one grubość 17,4 i 20,0 m.

Dla utworów miocenijskich opisywanego przekroju charakterystyczną cechą jest obecność kilku cienkich wkładek żwirów kwarcowych mleczno-białych, ciemnoszarych, szarofioletowych, dobrze obtoczonych, średnicy do 5 mm, występujących wraz z piaskami szarymi, drobnoziarnistymi, silnie ilastymi, nieco łyszczykowymi. Wkładki te posiadają grubość 0,5—0,7 m, z wyjątkiem otworów nr 1 i 2, w których osiągają one 2,0—3,5 m miąższości. Utrzymują się one na różnej wysokości od spągu miocenu, a mianowicie od 4,0 do 14,3 m.

Ustalony na linii przekroju miocen pozbawiony jest pokładów węgla brunatnego. Ślady jego, w postaci licznych i drobnych okruchów stwierdzono w otworze nr 9 koło Jeruzalu w piaskach szarych na głębokości 39,0—40,5 m.

Utwory pliocenijskie znane są po północnej stronie doliny Pilicy w okolicach Broniszewa, Piekart i Helenowa w otworach nr 11 i 12. Ku południowi wyklinowują się stopniowo i we wsi Pacew już nie występują. Miąższość ich wynosi 11,6 i 12,3 m, przy czym w otworze nr 12 nie zostały one przewiercone, co wskazuje na wzrastanie ich grubości ku północy.

Pliocen występuje w postaci ilów zielonych, żółto-zielonawych, ciemnobrunatnych, miejscami pylastych lub posiadających domieszkę piasku, nieco łyszczykowych, bezwapiennych. Wśród nich pojawiają się niekiedy

wkładki ilów ciemnoszarych i czarnych. Poza tym spotyka się niewielkie przewarstwienia drobnoziarnistych piasków szarych z odcieniem żółtawym, silnie ilastych, również łyszczykowych i bezwapiennych.

W otworze nr 11 w dolnej części ilów występują liczne nieoznaczalne szczątki roślinne (lodyżki).

PREGLACJAL

Utwory preglacjalne występują tylko na północ od Pilicy w pięciu otworach, a mianowicie nr 12, 11, 1, 2 i 3. W otworze nr 12 osady preglacjalne posiadają największą miąższość, wynoszącą 33,0 m. Pod względem facjalnym i petrograficznym preglacjal można podzielić na dwie części:

1. dolną o przewodzie piasków,
2. górną składającą się z ilów i glin.

Piaski dolnej serii są różnoziarniste, żółto-szare, czasem żółto-brunatnawe, szare, ciemnoszare, silnie ilaste, bezwapienne, łyszczykowe, składając się głównie z kwarcu szarego, obok którego są ziarna kwarcu ciemnoszarego. Charakterystyczną cechą tych piasków jest duża w nich zawartość drobnych, białych ziarn rozłożonego skalenia. Czasami wśród piasków występują żwirry złożone z kwarcu szarego i lidytu, o ziarnie kanciatym lub słabo obtoczonym, średnicy do 8 mm, układające się niekiedy w wyraźne, cienkie warstwy. Bardzo rzadko spotykane są pojedyncze otoczaki kwarcytu i wapienia (otwór nr 2).

Grubość tej serii jest stosunkowo duża i wynosi w otworze nr 12 — 21,2 m, w otworach nr 11, 1 i 2 po 10,9 m, w otworze zaś 3, w którym prawie cały plejstocen został zniszczony, zachowała się tylko spągowa partia piasków miąższości 1,4 m.

Część górna (11,8 m) preglacjala wykształcona jest w postaci bezwapiennych ilów i glin piaszczystych lub pylasto-piaszczystych, w spągu łyszczykowych, szarych z odcieniem zielonawym, ciemnoszarych. Utwory te często posiadają plamy ochrowe lub żółte. Mają one przeważnie strukturę cienko-warstwowaną lub zawierają niegrube wkładki i małe soczewki piaszczystych mułków szaro-białych. Iły nie zachowały się na całym obszarze przekroju na północ od Pilicy, gdyż zostały miejscami zniszczone. Nieznane są z otworu nr 11, tj. między kolonią Lekarzycę i Pacewem, gdzie występuje 0,5 m miąższa warstewka gliniasta. Pojawiają się one natomiast w Pacewie w otworach nr 1 i 2.

W otworze nr 1 poczynając od głębokości 16,2 m, tj. 123,8 m n. p. m., leżą gliny ochrowo-rdzawe lub brunatno-żółte, szaro-żółte i szaro-zielona-

we, piaszczyste z wkładkami i gniazdkami zielonawo-szarymi, ochrowo-żółtymi ze sporadycznie spotykanymi drobnymi głazikami szarego granitu. Gliny te przechodzą ku dołowi w ily szare, ciemnoszare, ochrowo- lub brunatno-żółte, piaszczyste, miejscami ływczykowe. Podobne ily, chociaż o innej nieco barwie, bo w stropie szare, jasno- i ciemnoszare, w spągu zaś ciemnoszaro-czarne i brunatno-czarne, piaszczyste, nieco ływczykowe występują w otworze nr 2 na głębokości 20,2—25,4 m.

CZWARTORZĘD

W przekroju C — D, podobnie jak w przekroju A — B, należy wydzielić dwa różne facjalnie i stratygraficznie elementy. Pierwszy stanowią utwory wysoczyzny lodowcowej, tworzącej obydwie wysokie brzegi doliny Pilicy, drugi — utwory w obrębie doliny Pilicy.

Utwory wysoczyzny lodowcowej na północ od doliny Pilicy. Na obszarze tym wykonano 4 wiercenia (nr 12, 11, 1, 2), które dają dość kompletny profil geologiczny. We wszystkich otworach występują dość wyraźne utwory morenowe, przy czym w najbardziej krańcowym otworze na północy są trzy poziomy gliny zwałowej.

Utwory czwartorzędowe spoczywają na całej przestrzeni na północ od Pilicy między Broniszewem a Pacewem na łąkach i piaskach preglacjalnych.

Dolna glina zwałowa najlepiej zachowała się w otworze nr 12 i 11. Ma ona tu 6,2 i 5,5 m miąższości i ma charakter typowej gliny zwałowej wapniastej, ciemnoszarej, miejscami ciemnobrunatno-szarej, ze żwirem i otoczakami. Domieszka piasku jest zmienna. W otworze nr 12 glina zwałowa jest podesłana ciemnoszarą, silnie wapnistą warstwą otoczaków, żwirów i różnoziarnistych piasków o łącznej miąższości 0,7 m, natomiast w otworze nr 11 w górnej części występuje warstwa mułku piaszczystego, wapnisteo, szaro-żółtego.

Ku południowi, w pobliżu wsi Pacew (otwór 1 i 2), dolne utwory morenowe ulegają ścieleniu i obok gliny pojawiają się utwory jej rozmycia. W otworze nr 1 glina zwałowa ma zaledwie 0,4 m, w otworze nr 2 zaś utwory lodowcowe składają się z obu cienkich warstw gliny zwałowej, po 0,5 m miąższości każda, przedzielonych 2,4 m liczącą warstwą żwiru i otoczaków w różnoziarnistym piasku silnie marglistym. Strop gliny zwałowej ulegał rozmywaniu, o czym świadczy 0,5 m miąższa warstwa piasku drobnoziarnistego, gliniastego z otoczakiem kwarcytowym.

Opisane powyżej utwory należą do zlodowacenia Cracovien, z tym że podścielające je w wierceniu nr 12 żwiry i otoczaki mogą być szczątkami jeszcze starszego zlodowacenia, natomiast leżące w stropie piaski i żwiry są fluwioglacjałem, związanym z recesją tego zlodowacenia.

Powyżej dolnej moreny zlodowacenia Cracovien, a poniżej moreny środkowej, tj. zlodowacenia Varsovien I, leży we wszystkich otworach na północ od Pilicy kompleks osadów wód bieżących o różnej sile transportu oraz utworów związanych z sedymentacją wód stojących.

W otworze nr 12 utwory te są najcieńsze, gdyż reprezentowane są jedynie przez 1 m miąższe piaski gruboziarniste, ciemnoszare z drobnym żwirkiem; natomiast w otworze nr 11 mają one 5 m miąższości i składają się z:

- 2,0 m piasków drobno- i średnioziarnistych,
- 1,0 „ piasków różnoziarnistych ze żwirem i otoczkami do 5 cm średnicy,
- 2,5 „ piasków drobno- i średnioziarnistych podestanych warstwą utworów już wodno-lodowcowych.

Znacznie grubsze są utwory tej serii w otworze nr 1 i 2. W otworze nr 1 mają one 9,9 m miąższości i składają się z warstw piasków (2,9 m), pyłu — mułku żółtego cienkowarstwowanego, nieco łyszczkowego, związanego z akumulacją zastoiskową, reagującego z HCl (3,1 m), piasków różnej grubości (0,6 m) oraz drugiej warstwy pyłu — mułku i piasku drobnoziarnistego 3,3 m miąższości, związanej ze spokojną akumulacją wodną. Profil tej serii jest bardzo charakterystyczny, gdyż posiada dwa poziomy utworów zastoiskowych, przy czym dolny leży w stropie a górny w spągu moreny; utwory zastoiskowe przedziela seria piasków zawierających żwiry.

W otworze nr 2 seria międzymorenowa ma 9,7 m grubości, przy czym składa się z kilku odrębnych poziomów sedymentacyjnych, a mianowicie:

1. piasków o różnej grubości ziarn — 3,4 m,
2. mułków cienkowarstwowanych, nieco łyszczkowych — 1,9 m,
3. piasków, żwiru i otoczek — 3,5 m,
4. piasków drobno- i średnioziarnistych, reagujących z HCl — 1,3 m,
5. mułku związłego, nieco łyszczkowego 0,5 m.

Opisana seria utworów pomiędzy dwiema morenami reprezentuje długo-trwały i urozmaicony okres sedymentacji z charakterystycznymi poziomami zastoiskowymi i poziomem żwirowo-otoczkowym.

Cały ten kompleks utworów związany jest z okresem międzylodowcowym Masovien I, w którego środkowej części zaznacza się charakterystyczny poziom świadczący o szybkim transporcie wodnym, zawierający pośród piasków liczne żwiry i otoczki.

W stropie utworów Masovien I leży drugi, tzw. środkowy poziom utworów lodowcowych, składający się przede wszystkim z gliny zwalowej. Najgrubszy jej pokład występuje w otworze nr 12, gdzie jednolita warstwa typowej gliny ze żwirem i otoczkami, reagująca na HCl , barwy szaro-brunatnej i ciemnoszarej, ma 18,5 m. W stropie jej leży 1,5 m licząca warstwa otocza-

ków ze żwirem i piaskiem. Tak gruba seria utworów morenowych wiąże się z istniejącą tu depresją utworów przedczwartorzędowych i starszego czwartorzędu. W wierceniach leżących bardziej ku południowi — nr 11, 1, 2 — utwory glacialne odpowiadające temu samemu poziomowi stratygraficznemu są cieńsze, a mianowicie w otworze nr 11 glina zwałowa ma 5,0 m, w otworze 1—2,2 m i w otworze 2—0,7 m. W otworze nr 2 w spągu gliny zwałowej występuje licząca 4,2 m miąższości warstwa żółtego pyłu zastoiskowego, nieco łyżczykowego, reagującego z HCl , w stropie zaś gliny zwałowej 0,5 m warstwa mułku również reagującego z HCl . A więc glina zwałowa leży tu pomiędzy dwiema warstwami zastoiskowymi.

Stratygraficznie opisane utwory zaliczamy do zlodowacenia Varsovien I.

Utwory tego zlodowacenia na krańcu północnym opisywanego przekroju, a mianowicie w otworze nr 12 i 11, pokryte są serią piasków oraz najwyższym poziomem gliny zwałowej.

Seria piaszczysta jest stosunkowo niegruba, gdyż w otworze nr 11 ma ona 1,5 m, w otworze zaś 12—2,8 m. W stropie serii piaski zawierają sporadycznie żwiry, świadczące o szybkim rytmie sedymentacyjnym, natomiast w środkowych i spągowych partiach są drobne.

Utwory piaszczyste powstały bezpośrednio przed osadzeniem się na krańcu północnym opisywanego przekroju najwyższego — trzeciego poziomu gliny zwałowej, która ma 5,6 m miąższości i pokryta jest osadami piaszczysto-żwirowymi z otoczkami z regresji tego zlodowacenia.

Pokłady lodowcowe należą do „zlodowacenia“ Warty, podścielająca zaś je seria odpowiadałaby interstadiałowi lub interglacjałowi, który podobnie jak I. J u r k i e w i c z o w a (I) nazywamy Masovien II a. Interglacjał ten nie jest synchroniczny z Masovien II b — żoliborskim, ale od niego starszy. Utwory morenowe „zlodowacenia“ Warty występują tylko w otworze nr 12, położonym na południowym krańcu zasięgu tego zlodowacenia w jego strefie czołowo-morenowej. Na południu od otworu nr 12 w okolicy Lekarcie istnieją liczne wzgórza związane z akumulacją piaszczysto-żwirową strefy czołowej. W pobliżu jednak otworu nr 11 obszar staje się bardziej równy i na powierzchni leżą utwory ekstraglacialne w postaci piasków ze żwirami i otoczkami (otwór nr 11). Osady piaszczyste tego zlodowacenia sięgają na południowe brzegi Pilicy (otwór nr 10).

Utwory wysoczyzny lodowcowej na południe od Pilicy w opisanym przekroju charakteryzują ogólnie dwa wiercenia nr 9 i 10.

Wiercenie nr 10 daje dość kompletny profil czwartorzędu. W spągu jego, na głębokości 22,5—42,0 m, leży dolna glina zwałowa. W stropie jest ona silnie piaszczysta, zawiera pojedyncze żwiry i otoczaki (granit, skały femiczne) o średnicy do 8 cm; jest ciemnoszarej barwy i reaguje z HCl. W profilu tym utwory czwartorzędowe leżą bezpośrednio na piasku kwarcowym miocenu. Głina spągowa jest przeto najstarszym poziomem lodowcowym, odpowiadającym zlodowaceniowi Cracovien. W otworze nr 9 wymieniony poziom moreny nie występuje, został on bowiem zniszczony przez erozję w czasie interglacjału Masovien I, który pozostawił osady dużej miąższości i dość charakterystyczne. W otworze nr 10 występują one na głębokości od 16,5 do 22,5 m i zawierają następujące warstwy:

1. piasek drobno- i średnioziarnisty reagujący z HCl — 1,0 m miąższości,
2. mułek ilasto-piaszczysty i il cienkowarstwowany, nieco łyszczykowy nie reagujący z HCl — 1,5 m,
3. mułek wapienny — gytia wapienna z rozartym detrytusem muszlowym — 3,5 m.

Warstwy 2 i 3 są osadem wód stojących, na co wskazuje charakter litologiczny (gytia i mulki) oraz występowanie roślin należących do gatunków i rodzajów takich, jak *Najas marina*, *N. flexilis*, *Ceratophyllum submersum*, *Potamogeton* sp. Osady te powstały w zbiorniku wodnym raczej dalej od brzegów, na co wskazuje ogólna niewielka ilość szczątków roślinnych oraz brak szczątków roślin przybrzeżnych i drewnien.¹

W załączonym zestawieniu udziału procentowego pyłków drzew i nie-drzew zaznaczają się wyraźnie duże kulminacje pyłku sosny z kulminacją brzozy pośrodku. Występują poza tym niewielkie ilości pyłku świerka i olszy oraz ślady lipy, jodły i wierzby. Udział pyłków nie-drzew jest dość duży.

W całości spektrum pyłkowe prawdopodobnie reprezentuje schyłek okresu interglacjalnego, na co wskazuje fakt, że w osadach mających 3 m miąższości pojawiają się dość często jeszcze pyłki drzew mających wyższe wymagania klimatyczne (*Alnus*, *Tilia*, *Picea*).

¹ Opracowanie flory wraz z analizą pyłkową wykonał A. Środoń oraz M. G o ł ą b o w a. Mchy zaś zostały określone przez B. S z a f r a n a.

Tabela udziału procentowego pyłków w osadach profilu nr 10 w Witaszynie ¹

Ilość pyłków	Poziom	<i>Pinus</i>	<i>Picea</i>	<i>Abies</i>	<i>Betula</i>	<i>Alnus</i>	<i>Tilia</i>	<i>Salix</i>	NAP	<i>Spha-gnum</i>	Frek.
200	1	96	0,5	—	1,5	—	—	—	0,5	0,5	100
200	2	84	—	—	14,0	2	—	—	22,5	1,5	16,6
200	3	42	1	1	51,5	3,5	1	—	49,0	1,0	66,6
200	4	29	—	—	68,5	2,0	—	0,5	16,0	4,0	100
100	5	49	1,0	—	48,0	2,0	—	—	62,0	—	6,3
100	6	97	3,0	—	—	—	—	—	14,0	1,0	3,5
50	7	94	—	—	4,0	2,0	—	—	32,0	—	1,6
5	8	3	—	1	—	—	—	—	—	1	0,06
10	9	7	—	—	—	—	—	—	3	—	0,6
28	10	22	1	—	—	2	—	—	3	—	1,7

W otworze nr 9 kompleks odpowiadający tej samej serii interglacjalnej ma większą miąższość, sięga bowiem od 14,1 do 32,6 m i leży bezpośrednio na piaskach miocenu. Składa się z następujących warstw:

1. piasek drobno- i średnioziarnisty, nieco ilasty, bezwapienny, miąższości 2,4 m,
2. mułek ilasto-piaszczysty, jasnoszary, nieco łyszczkowy, bezwapienny — 2,0 m; w sągu znaleziono drobne patyczki oraz oznaczono 1 nasienie *Spergula vernalis*, dwóch zaś pozostałych nasion nie udało się oznaczyć.
3. piasek przeważnie drobnoziarnisty z pojedynczymi grubymi ziarnami kwarcu — 13,6 m.

W obydwu profilach opisana seria osadów powstała w okresie międzylodowcowym, na co wskazują przede wszystkim wyniki opracowania botanicznego. Jakkolwiek na ich podstawie trudno ustalić, w którym interglacjale osady te powstały, jednakże z sytuacji profilu geologicznego wynika, że jest to interglacjał Masovien I.

W powyżej opisanych utworach leżą w obydwu otworach gliny zwałowe odpowiadające środkowemu poziomowi morenowemu zboczy północnych, a więc pochodzące ze zlodowacenia Varsovien I.

W otworze nr 9 morena ma 3,2 m, a w wierceniu nr 10 — 5,0 m miąższości; stanowią ją typowe ciemnoszare, wapniste gliny zwałowe ze zwi-

¹ Liczby podane kursywą oznaczają bezwzględne ilości pyłków. W poziomie nr 11 stwierdzono 1 ziarno pyłku buka (*Fagus*).

rami i otoczkami do 8 cm średnicy. W stropie glin leżą w obydwu wierzchołkach piaski ze żwirem i otoczkami (do 10 cm średnicy), będące osadami regresji zlodowacenia Varsovien I. Powyżej utworów Varsovien I brak jest młodszych osadów lodowcowych — morenowych. W stropie leży seria składająca się z piasków różnej grubości z wkładką mułkową (0,5 m), w której znaleziono 1 pyłek NAP. Seria ta stanowi, być może, ekwiwalent interglacjalny poprzedzającego „zlodowacenie“ Warty, które do tego miejsca nie sięgnęło. W stropie otworu nr 10 leży 1,5 m miąższa warstwa piaszczysto-żwirowa z otoczkami do 8 cm średnicy; powstanie tej warstwy wiąże się prawdopodobnie ze „zlodowaceniem“ Warty.

Utwory czwartorzędowe doliny Pilicy wypełniają głęboką bruzdę trzeciorzędu, którą płynie Pilica pomiędzy Pacewem i Jeruzalemem. W najgłębszym miejscu między Korzeniem i Jeruzalemem (otwór nr 8) czwartorzęd sięga do głębokości 49,9 m, bezpośrednio do powierzchni kredy. Na północ od Korzenia głębokość pradoliny staje się znacznie mniejsza (18,8 m w otworze nr 6), przy czym maleje ona jeszcze bardziej pod Pacewem, do 4,8 m (otwór nr 3). Pomiedzy głębszą i płytszą częścią dna pradoliny Pilicy (otwór nr 6 i 8) istnieje nieznaczny lekko wzniesiony garb (otwór nr 7), którego powierzchnia leży na głębokości 11,5 m. Całą północną część dna pradoliny tworzą osady miocénskie, złożone głównie z drobnoziarnistych piasków ilastych.

Różnica poziomów obu części dna pradoliny, płytszej i głębszej, w stosunku do obecnych brzegów doliny Pilicy wynosi około 56 i 84 m.

Utwory czwartorzędowe wypełniające pradolinę Pilicy składają się z piasków różnoziarnistych lub drobnych i średnich, zawierających liczne żwiry (kwarc, lityt, granit) oraz otoczki (granit szary i czerwony, wapień, odłupki krzemienia); piaski te mają różną miąższość i na różnej głębokości wyścielają dno pradoliny.

Najgłębiej występują one w otworze nr 8, gdzie ogólna ich miąższość wynosi 6,7 m. Leżą tu one bezpośrednio na piaskowcu kredowym. Piaski te słabo reagują z HCl .

Wspomniana seria piaszczysta stanowi produkt rozmycia rzecznego i częściowego przesortowania utworów przypuszczalnie zlodowacenia Cracovien zachowanych tylko w otworze nr 8, który można było próbować wydzielić, ponieważ powyżej leży potężna seria interglacjalna. Występujące w dolinie (w otworach nr 3 a — 7) warstwy piaszczysto-żwirowe należą, być może, do tej samej serii rozmycia osadów morenowych zlodowacenia Cracovien, jednakże istnieją trudności wyodrębnienia ich od osadów młodszych.

Powyżej piasku z licznymi ziarnami żwiru w otworze nr 8 leży gruby kompleks zaczynający się na głębokości 12,5 m a sięgający do 43,2 m, mający więc 30,7 m miąższości; składa się on w części górnej i dolnej z piasków głównie kwarcowych drobno- i średnioziarnistych, w środkowej zaś części ciągnie się 5,5 m miąższa warstwa zawierająca żwir i drobne otoczaki. Wymieniona seria piasków z charakterystyczną wkładką żwirów i otoczaków w środku powstała prawdopodobnie w interglacjale Masovien I.

W całym profilu doliny Pilicy od otworu nr 3 do 8, na głębokości od 2,6 i 11,0 m w stropie oraz 19,8 m w spągu leży warstwa składająca się z piasków szarych lub ciemnoszarych zawierających pojedyncze, względnie obfite ziarna żwiru oraz otoczaki kwarcytów, granitów, krzemieni i wapieni. Są to spągowe warstwy czwartorzędu w dolinie Pilicy. Warstwy piasku są przeważnie bezwapienne. Seria ta składa się z szeregu warstw i poziomów sedymentacyjnych i powstała częściowo z różnych utworów zlodowacenia Cracovien, a przede wszystkim zlodowacenia Varsovien I przez kilkakrotne okresowe segregujące działanie wód Prapilicy. Są to utwory powstałe bezpośrednio po zlodowaceniu Varsovien I, a prawdopodobnie w początkowej fazie następującego okresu interglacjalnego.

Wydzielenie i rozdzielenie młodo-plejstocenijskich i holocenijskich poziomów czwartorzędu w dolinie Pilicy natrafia na dalsze poważne trudności. Osady rzeczne leżące powyżej piaszczysto-żwirowych warstw spągowych składają się z:

1. osadów piaszczystych, bezwapiennych zawierających ziarna żwiru i otoczaki sięgające 6 cm średnicy,
 2. osadów mułkowatych z wkładkami organicznymi torfu i gleby,
 3. osadów piaszczystych tworzących strop tarasów akumulacyjnych.
1. Osady piaszczyste składają się z piasku przeważnie jasnoszarego, często z odcieniem brunatnawym o ziarnach drobnych i średnich. Zawierają one rzadkie ziarna oraz pojedyncze otoczaki dochodzące do 6 cm średnicy, przy czym skład p-trograficzny jest różny, gdyż zawierają obok granitów i skał femicznych liczne kwarcyty, wapienie i krzemienie. W profilu Pilicy występują one w części środkowej i południowej, tj. od otworu nr 4 do 8, w profilu zaś stoku północnego, we wsi Pacew, brak ich. Są to osady związane z akumulacją rzeczna i rzeczno-lodowcową z okresu tworzenia się na bardziej północnym obszarze utworów „zlodowacenia“ Warty, lub najmłodszego glacjału (Varsovien II).

2. Osady mułkowate z wkładkami organicznymi znane są przede wszystkim z 2 otworów nr 3 i 6 i wypełniają dwa podłużne w stosunku do osi doliny zagłębienia erozyjne w opisanych powyżej piaskach. Utwory te w stropie posiadają glebę torfiastą, zapiaszczoną, z kawałkami drewna, skorupkami ślimaków i ziarnami żwiru. Pod warstwą górną leży w profilu 3 a torf typu leśnego z drewniakami. Według A. Środonia poziom od 3,5 do 4,0 m ma charakter nąpływowy, gdyż występują tu głaziki krystaliczne, a poza tym drobne drewnienka, kokony, 1 nasienie *Sparganium ramosum*, 1 nasienie *Solanum nigrum*. Spągową część od 4,0 do 5,5 m stanowią warstwy torfu dobrze rozłożonego.

Bardzo ciekawe światło na tworzenie się tych osadów organicznych rzucają oznaczenia mchów B. Szafrańca. Jak z nich wynika, poziom profilu nr 5 z głębokości 0,9—1,3 m, leżący topograficznie powyżej w serii utworów organogenicznych, posiada mchy *Tortula ruralis* i *Brachythecium salebrosum*, które rosną na suchych piaskach lub w lesie w miejscach otwartych, u stóp pni, oraz dwa następne gatunki mchu znalezione w otworze nr 6 na głębokości 4,7—5,4 m, rosnące na torfowiskach niskich i łąkach, mianowicie *Drepanocladus Sendtneri* i *Calliergon sarmentosum*.

Materiał poddany analizie botanicznej dał wyniki tylko fragmentaryczne. Osady te stanowią prawdopodobnie schyłek plejstocenu lub początki holocenu.

3. Osady piaszczyste tworzące strop tarasów akumulacyjnych holocenu Pilicy składają się z piasków szarych lub ochrowych, miejscami lekko gliniastych, zawierających drobne ziarna żwiru rozsiane w całym profilu, a dość licznie występujące w stropie. W poziomie tym w otworze nr 3 a występuje piasek z otoczakami oraz glina zawierająca ziarna żwiru i otoczaki. Szczegółowy przegląd odsłoneń i sytuacji stoków w pobliżu wierceń wykazał, że są to utwory związane z procesami zsuwowymi pochodzącymi z różnych okresów czwartorzędu. Utwory preglacjalne tworzące stromy stok (50°) są całkowicie odsłonięte i stosunkowo niedawno podlegały bocznej erozji, która usunęła poniżej leżące utwory glacialne. Utwory występujące dziś na poziomie około 2 m nad poziomem Pilicy u stóp krawędzi są utworami zsuwów zboczowych.

PROFILE GEOLOGICZNE¹
PRZEKROJU BRONISZEW—WITASZYN
(C—D)

Otwór nr 1 Pacew

Współrzędne prostokątne 523,600 464,050

Wysokość n. p. m. 147,000 m

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
0,0—0,2	0,2	gleba piaszczysta, ciemnoszara;		Varsovien I
0,2—1,2	1,0	głina piaszczysta z pojedynczymi drobnymi żwirami, brunatno-żółta (nie reaguje z HCl);		
1,2—1,7	0,5	głina silnie piaszczysta, zwałowa, brunatno-żółta (reaguje z HCl);	Utwory lodowcowe	
1,7—1,8	0,1	piasek drobnoziarnisty z pojedynczymi drobnymi żwirami, żółty (reaguje z HCl);		Masovien I
1,8—2,4	0,6	głina silnie piaszczysta, zawiera otoczek wapienny 8 cm średnicy, zwałowa, żółto-brunatnawa (reaguje z HCl);		
2,4—5,3	2,9	piasek drobnoziarnisty, żółto-szary (słabo reaguje z HCl);		Czwartorzęd
5,3—8,4	3,1	pył lessowaty, nieco łyszczkowy, cienko-warstwowany z wkładkami ochrowo-żółtymi (reaguje z HCl);	Utwory zastoiskowe	
8,4—8,7	0,3	piasek drobnoziarnisty, marglisty, żółty (reaguje z HCl);		
8,7—9,0	0,3	piasek różnoziarnisty z pojedynczymi drobnymi żwirikami; mały otoczek granitu ciemnoszarego 2 cm średnicy, żółto-brunatnawy (reaguje z HCl);	Osady rzeczne	Cra-covien
9,0—10,3	1,3	pył lessowaty nieco łyszczkowy, cienko-warstwowany, żółty (reaguje z HCl);	Utwory zastoiskowe	
10,3—12,3	2,0	piasek drobnoziarnisty, żółto-szary (reaguje z HCl);		Pregl.?
12,3—12,7	0,4	głina piaszczysta, zwałowa, żółto-szara (reaguje z HCl);	Utwory lodowcowe	
12,7—13,2	0,5	piasek drobnoziarnisty, marglisty, żółto-szary (reaguje z HCl);		
13,2—14,1	0,9	piasek drobno- i średnioziarnisty, marglisty, żółto-szary (reaguje z HCl);		
14,1—14,3	0,2	głina piaszczysta, warstwowana z pojedynczymi drobnymi żwirami, żółto-szara z ochrowo-żółtymi wkładkami (nie reaguje z HCl);		

¹ Profile przekroju Broniszew—Witaszyn opracował w 1950 r. E. Ciuk, z wyjątkiem otworu nr 3 opisanego przez E. Rühle.

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
14,3—14,8	0,5	glina silnie piaszczysta; szaro-żółta (nie reaguje z HCl);		
14,8—15,6	0,8	glina szara silnie piaszczysta, cienkowarstwowana, z wkładkami jasnoszaro-białymi, z odcieniem zielonawo-żółtawym (nie reaguje z HCl);		
15,6—16,2	0,6	glina warstwowana z wkładkami brunatnawo-żółtymi, rdzawo i ochrowo-żółtymi, silnie piaszczysta; pojedyncze drobne żwirki granitu szarego; szaro-zielonawa (nie reaguje z HCl);		
16,2—16,8	0,6	glina silnie piaszczysta; pojedyncze drobne żwirki; rdzawo-brunatna (nie reaguje z HCl);		
16,8—17,3	0,5	glina z rdzawo-żółtymi smugami, piaszczysta, zielonawo-szara (nie reaguje z HCl);		
17,3—17,7	0,4	glina z rdzawo-żółtymi smugami, warstwowana, zielonawo-żółtawa (nie reaguje z HCl);		
17,7—18,3	0,6	glina z cienkimi smugami rdzawo-żółtymi, warstwowana, piaszczysta, ochrowo-żółta (nie reaguje z HCl);		
18,3—18,7	0,4	glina z cienkimi smugami rdzawo-żółtymi i wkładkami zielonawo-szarymi, piaszczysta, ochrowo-żółta (nie reaguje z HCl);		
18,7—19,3	0,6	glina cienkowarstwowana, silnie żelazista i piaszczysta; rdzawo-żółta (nie reaguje z HCl);		
19,3—20,1	0,8	glina z wkładkami i gniazdkami ochrowo-żółtymi, warstwowana, silnie piaszczysta, brunatno-żółta (nie reaguje z HCl);		
20,1—20,4	0,3	ił z jasnoszarymi i żółtawymi plamami, piaszczysty, ciemnoszary (nie reaguje z HCl);		
20,4—20,7	0,3	piasek biały, drobnoziarnisty, ilasty i szarobiały (nie reaguje z HCl);		
20,7—21,2	0,5	glina z ochrowo-żółtymi smugami, piaszczysta, brunatno-żółta (nie reaguje z HCl);		
21,2—22,2	1,0	ił z wkładkami ciemnoszarymi i szaro-żółtymi, pylasto-piaszczysty, szary (nie reaguje z HCl);		
22,2—23,7	1,5	ił z ochrowo-żółtymi smugami, piaszczysty, brunatno-żółty (nie reaguje z HCl);		
23,7—25,5	1,8	ił piaszczysty z wkładkami piasku drobnoziarnistego, żółtego ilastego; ciemnoszaro-brunatnawy (nie reaguje z HCl);		

Preglacja?

Preglacja

Głębokość w m	Miąższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
25,5—26,1	0,6	ił z odcieniem żółtawym, silnie piaszczysty, jasnoszary (nie reaguje z HCl);		
26,1—26,6	0,5	ił silnie piaszczysty, żelazisty, rdzawo i ochrowo-żółty (nie reaguje z HCl);		
26,5—27,1	0,6	ił silnie piaszczysty z wkładką iłu szarocznego i żyłkami ochrowo-żółtymi, ciemnoszary (nie reaguje z HCl);		
27,1—27,4	0,3	ił cienkowarstwowany, silnie piaszczysty, nieco łyszczykowy, ochrowo-żółty (nie reaguje z HCl);		
27,4—27,9	0,5	piasek silnie gliniasty, z ziarnami rozłożonego skalenia, żółto-brunatnawy (nie reaguje z HCl);		
27,9—28,8	0,9	piasek drobno- i średnioziarnisty, ilasty, liczne ziarna rozłożonego skalenia, szaro-żółtawy (nie reaguje z HCl);		
28,8—29,3	0,5	piasek ilasty, drobno- i średnioziarnisty z większymi ziarnami kwarcu; bardzo liczne ziarna rozłożonego skalenia i sporadyczne blaszki łyszczyku; żółty (nie reaguje z HCl);		
29,3—29,8	0,5	piasek drobno- i średnioziarnisty, z większymi ziarnami kwarcu; bardzo liczne ziarna rozłożonego skalenia, sporadyczne blaszki łyszczyku; jasnoszaro-żółty (nie reaguje z HCl);		
29,8—30,3	0,5	Piasek ilasty, drobno- i średnioziarnisty z większymi ziarnami kwarcu; bardzo liczne ziarna rozłożonego skalenia; sporadyczne blaszki łyszczyku; jasnożółty (nie reaguje z HCl);		
30,3—31,9	1,6	piasek drobno- i średnioziarnisty, z większymi ziarnami i drobnymi żwirkami kwarcu szarego i lidytu (do 5 mm średnicy), ilasty, liczne drobne ziarna rozłożonego skalenia; sporadyczne blaszki łyszczyku; żółty (nie reaguje z HCl);		
31,9—32,4	0,5	piasek różnoziarnisty, z licznymi żwirami kwarcu szarego, białego i lidytu (średnica ziarn żwiru do 8 mm), ilasty, liczne drobne ziarna rozłożonego skalenia; żółto-szary (nie reaguje z HCl);		
32,4—33,3	0,9	piasek drobno- i średnioziarnisty, ilasty z licznymi większymi ziarnami i drobnymi żwirkami kwarcu i lidytu; ziarna rozłożonego skalenia i sporadyczne blaszki łyszczyku; żółto-szary (nie reaguje z HCl);		

Preglacja

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
33,3—33,7	0,4	żwir kwarcowy, kanciasty i z obrobionymi brzegami, liczne okruchy lidytu i piasek różnoziarnisty szaro-żółtawy; drobne ziarenka rozłożonego skalenia (nie reaguje z <i>HCl</i>);		Preglacja
33,7—34,7	1,0	piasek różnoziarnisty ze żwirem kwarcowym i okruchy lidytu; liczne drobne ziarna rozłożonego skalenia; żwir kwarcowy, kanciasty i z obrobionymi brzegami; sporadyczne blaszki łyszczyku; żółtawoszary (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
34,7—35,2	0,5	piasek różnoziarnisty ze żwirem kwarcowo-lidytowym; liczne drobne ziarna rozłożonego skalenia; sporadyczne blaszki łyszczyku; żwir kwarcowy kanciasty i z obrobionymi brzegami, szary z odcieniem żółtawym (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
35,2—36,2	1,0	piasek różnoziarnisty, silnie ilasty z drobnymi, przeważnie kanciastymi żwirkami kwarcowymi; liczne drobne ziarna rozłożonego skalenia; szaro-żółtawy (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
36,2—36,7	0,5	piasek drobno- i średnioziarnisty, ostry, kwarcowy z bardzo licznymi drobnymi ziarnami rozłożonego skalenia; szary (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
36,7—38,3	1,6	piasek drobno- i średnioziarnisty z większymi ziarnami pojedynczymi kwarcu i lidytu, liczne drobne ziarna rozłożonego skalenia, pojedyncze blaszki łyszczyku; szary z odcieniem zielonawym (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
38,3—40,1	1,8	piasek drobnoziarnisty kwarcowy, ilasty z licznymi większymi ziarnami i drobnymi żwirkami kwarcu szarego i białego, łyszczykowy; szaro-biały (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
40,1—45,1	5,0	piasek drobnoziarnisty, kwarcowo-kaolinowy, łyszczykowy, biało-żółtawy (nie reaguje z <i>HCl</i>);		Miocen Trzeciorzęd
45,1—46,1	1,0	piasek drobnoziarnisty, kwarcowo-kaolinowy, łyszczykowy; biały (nie reaguje z <i>HCl</i>);		

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
46,1—47,1	1,0	piasek drobnoziarnisty, kwarcowo-kaolinowy, łyszczykowy; biało-żółtawy (nie reaguje z <i>HCl</i>);		Miocen
47,1—51,5	4,4	piasek drobnoziarnisty, kwarcowy z pyłem kaolinowym, łyszczykowy; szary z odcieniem brunatnym (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
51,5—54,5	3,0	piasek kwarcowy drobnoziarnisty, silnie kaolinowy, łyszczykowy; szaro-biały (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
54,5—56,5	2,0	piasek kwarcowy, drobnoziarnisty, silnie kaolinowy, łyszczykowy; mlecznobiały (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
56,5—57,5	1,0	piasek kwarcowy, drobnoziarnisty, łyszczykowy z drobnymi żwirkami kwarcowymi, białymi, szaro-fioletowymi, obtoczonymi; mlecznobiały (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
57,5—59,5	2,0	żwir kwarcowy, drobny (ziarna kwarcu białego i szaro-fioletowego, średnicy 3 — 4 mm) z piaskiem drobno- i średnioziarnistym i pyłem kaolinowym biało-szarym, łyszczykowym (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
59,5—61,0	1,5	piasek kwarcowy, drobno- i średnioziarnisty, łyszczykowy z pojedynczymi drobnymi żwirkami kwarcowymi, silnie ilasty; szaro-biały (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
61,0—65,0	4,0	piasek kwarcowy, drobnoziarnisty, łyszczykowy, silnie ilasty; szary (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
65,0—65,5	0,5	piasek kwarcowy, drobnoziarnisty, łyszczykowy, nieco ilasty; jasnoszary (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
65,5—68,0	2,5	piasek kwarcowy — drobnoziarnisty, łyszczykowy, ilasty; ciemnoszary (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
68,0—69,0	1,0	piasek kwarcowy, drobnoziarnisty, silnie ilasty, łyszczykowy; ciemnoszary z odcieniem zielonawym (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
69,0—83,5	14,5	piasek kwarcowo-glaukonitowy, ilasty, miejscami łyszczykowy, drobnoziarnisty; pojedyncze конкреcje fosforytów (do 2 cm średnicy), pirytu (do 3 cm średnicy) oraz liczne większe i mniejsze żwirki kwarcu, dobrze obtoczone; zielony.		

Miocen

Trzeciorzęd

Oligocen

Otwór nr 2 Pacew

Współrzędne prostokątne 523,600 463,800

Wysokość n. p. m. 149,0 m

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
0,0—0,5	0,5	piasek drobnoziarnisty z pojedynczymi grubymi ziarnami kwarcu; jasnoszaro-żółty (nie reaguje z HCl);		} Czwartorzęd
0,5—1,2	0,7	piasek drobnoziarnisty; pojedyncze drobne blaszki łyszczyku; jasnoszaro-żółty (nie reaguje z HCl);		
1,2—1,7	0,5	mułek z wkładkami ochrowo-żółtymi, otoczek granitu czerwonego zwietrzałego, jasnoszaro-żółty (reaguje z HCl);		
1,7—2,4	0,7	gлина z otoczkami do 8 cm średnicy, (granit różowy, kwarcyt jasny i ciemnoszary, wapienie, zwałowa; żółto-szara (reaguje z HCl);	Utwory lodowcowe	
2,4—6,6	4,2	pył nieco łyszczykowy, lessowaty; żółty (reaguje z HCl);	Utwór eoliczny	
6,6—7,1	0,5	piasek drobno- i średnioziarnisty; żółty (słaba reakcja z HCl);		
7,1—7,6	0,5	piasek drobnoziarnisty jasnożółty (reaguje z HCl);		
7,6—8,1	0,5	piasek pylasty, mułkowaty, jasnoszaro-żółty (reaguje z HCl);		
8,1—8,6	0,5	piasek drobno- i średnioziarnisty; rdzawo-żółty; bardzo słaba reakcja z HCl;	Utwory rzeczne	
8,6—9,1	0,5	piasek drobno- i średnioziarnisty, brunatno-żółty (reaguje z HCl);		
9,1—9,6	0,5	piasek drobnoziarnisty, żółto-brunatny (nie reaguje z HCl);		
9,6—10,0	0,4	piasek żółto-brunatnawy i jasnoszaro-żółty (reaguje z HCl);		
10,0—10,5	0,5	mułek cienkowarstwowany, lekko piaszczysty nieco łyszczykowy; jasnoszaro-żółtawy (reaguje z HCl), bez szczątków roślinnych;	Utwór wód stojących lub słabo płynących	
10,5—11,0	0,5	mułek cienkowarstwowany, nieco łyszczykowy; jasnożółtawy (reaguje z HCl); ze szczątkami roślinnymi: <i>Pinus</i> — 2 pyłki (4 szkiełka);		
11,0—11,5	0,5	piasek różnoziarnisty, z drobnymi żwirkami i wkładkami gliny żółto-szarej; żółto-szary (reaguje z HCl);	Utwory fluwioglacjalne?	

} Varsovien I

} Masovien I

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
11,5—14,5	3,0	żwir z otoczkami (granity, kwarcyty, kwarc, wapień, średnicy do 5 cm) i piaskiem różnoziarnistym, żółto-szarym marglistym; (reaguje z HCl);	Utwory fluwio-glacialne?	Masovien I
14,5—15,0	0,5	piasek drobno- i średnioziarnisty z pojedynczymi większymi ziarnami i drobnymi żwirkami (kwarc, granit, skały femiczne); jasnoszaro-żółty; (reaguje z HCl);		
15,0—15,5	0,5	piasek drobno- i średnioziarnisty z pojedynczymi większymi ziarnami i drobnymi żwirkami (kwarc, granit) jasnoszary z odcieniem żółtawym, (reaguje z HCl);	Utwory rzeczne	
15,5—15,8	0,3	piasek drobno- i średnioziarnisty, silnie gliniasty; pojedyncze drobne żwirki (granit, kwarc), żółto-szary; (reaguje z HCl);		
15,8—16,3	0,5	mułek ilasto-piaszczysty, zwięzły, nieco łyseczkowy, żółtawo-szary, (reaguje z HCl); znaleziono w nim <i>Polygonum</i> sp. — 1 zniszczony owocek;		
16,3—16,8	0,5	piasek drobnoziarnisty, gliniasty, otoczek kwarcytu ciemnoszarego, 10 cm średnicy, żółto-szary (reaguje z HCl);	Utwór fluwio-glacialny	
16,8—17,3	0,5	glina silnie piaszczysta ze żwirem zwałowa; żółto-szara (reaguje z HCl);		
17,3—19,7	2,4	żwir, otoczaki (granit, kwarcyty, wapień, średnicy do 6 cm) z piaskiem różnoziarnistym jasnoszaro-żółtym, silnie marglistym, różowy i szary (reaguje z HCl);	Utwory lodowcowe	
19,7—20,2	0,5	glina zwałowa silnie piaszczysta z otoczkami (granit różowy) i żwirem szaro-żółtawą (reaguje z HCl);		
20,2—20,7	0,5	ił wapnisty silnie piaszczysty i żwirowaty (zanieczyszczenie z góry); jasnoszary i szaro-żółtawy, (nie reaguje z HCl);		
20,7—21,2	0,5	ił z wkładkami jasnoszarymi, pylasto-piaszczysty, ciemnoszary (nie reaguje z HCl);		
21,2—21,7	0,5	ił z wkładkami szaro-białymi, jasnoszary (nie reaguje z HCl);		
21,7—22,2	0,5	ił pylasto-piaszczysty, szary z odcieniem brunatnawym (nie reaguje z HCl);		
22,2—22,7	0,5	ił pylasto-piaszczysty z wkładkami szaro-białymi, szary (nie reaguje z HCl);		
22,7—23,2	0,5	ił silnie piaszczysty, jasnoszaro-biały (nie reaguje z HCl);		
23,2—24,0	0,8	ił z wkładkami ochrowo-żółtymi, silnie piaszczysty, jasnoszary (nie reaguje z HCl);		

Czwartorzęd

Cracovien

P r e e l a c j a I

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
24,0—24,3	0,3	piasek kwarcowy drobno- i średnioziarnisty, nieco ilasty (ziarna kwarcu matowe przeważnie obtoczone lub kanciaste z obrobionymi brzegami), szaro-biały (nie reaguje z HCl);		
24,3—25,0	0,7	ił pylasto-piaszczysty, łyszczykowy ciemnoszaro-czarny;		
25,0—25,4	0,4	ił z cienkimi wkładkami brunatno-czarnymi; silnie piaszczysty, nieco łyszczykowy, ciemnoszaro-brunatny;		
25,4—25,9	0,5	piasek kwarcowy, gliniasty, drobnoziarnisty z ziarnami rozłożonego skalenia, nieco ilasty i łyszczykowy, szaro-brunatnawy;		
25,9—26,4	0,5	piasek silnie ilasty nieco łyszczykowy; przeważa głównie kwarc o ziarnie obtoczonym; w znacznie mniejszym stopniu lidyty, liczne ziarna rozłożonego skalenia; żółtawo-szary;		
26,4—26,8	0,4	piasek ilasty drobnoziarnisty, łyszczykowy, ilasty z wkładką iłu szarego, pylasto-piaszczystego łyszczykowego, jasnoszaro-żółtawy;		
26,8—27,3	0,5	piasek drobno- i średnioziarnisty, ilasty; pojedyncze grube ziarna i drobne żwirki kwarcu, granitu i cienkie wkładki piasku pylastego, ilastego, łyszczykowego, jasnoszaro-żółtawego; ziarna rozłożonego skalenia, szaro-żółtawy;		
27,3—27,8	0,5	piasek średnioziarnisty, ilasty, liczne ziarna rozłożonego skalenia; pojedyncze blaszki łyszczyku, żółtawo-szary;		
27,8—28,3	0,5	piasek średnioziarnisty z grubszymi ziarnami i drobnymi żwirami kwarcu, kwarcytu, wapienia; otoczaki granitu (6 cm średnicy), kwarcytu i wapienia; liczne ziarna rozłożonego skalenia, żółtawo-szary;		
28,3—29,3	1,0	piasek drobno- i średnioziarnisty z pojedynczymi większymi ziarnami kwarcu, ilasty, liczne ziarna rozłożonego skalenia, szaro-żółtawy;		
29,3—29,8	0,5	piasek drobno- i średnioziarnisty z pojedynczymi grubymi ziarnami głównie kwarcu, silnie ilasty; liczne ziarna białego rozłożonego skalenia, jasnoszaro-żółtawy;		
29,8—31,3	1,5	piasek drobno- i średnioziarnisty z pojedynczymi grubymi ziarnami kwarcu, kaolinowy, szaro-biały;		

Preglacja

Głębokość w m	Mięż- szość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
31,3—32,3	1,0	piasek gruboziarnisty, żwirokowy, ilasty; liczne ziarna rozłożonego skalenia, jasno-szaro-żółtawy;	Preglacjat	
32,3—33,8	1,5	piasek drobno- i średnioziarnisty z pojedynczymi żwirokami i licznymi grubymi ziarnami, ilasty, ziarna rozłożonego skalenia; otoczek nietrwałego łupku krystalicznego, żółto-szary;		
33,8—35,3	1,5	piasek różnoziarnisty z pojedynczymi większymi ziarnami kwarcu i litytu; ziarna piasku obtoczone i kanciaste z obrobionymi brzegami; liczne rozłożone skalenie, ochrowo-żółty;		
35,3—35,8	0,5	piasek różnoziarnisty, z pojedynczymi większymi ziarnami kwarcu i litytu; ziarna piasku obtoczone; kanciaste z obrobionymi brzegami; liczne rozłożone skalenie, żółto-szary;		
35,8—36,3	0,5	piasek różnoziarnisty z pojedynczymi większymi ziarnami i drobnymi żwirokami kwarcu, litytu; ziarna piasku obtoczone i kanciaste z obrobionymi brzegami liczne rozłożone skalenie, ciemnoszaro-żółtawy;		
36,3—36,8	0,5	piasek drobno- i gruboziarnisty ilasty, szary z odcieniem brunatnawo-żółtawym;	Miocen	T r z e c i o r z ę d
36,8—37,3	0,5	piasek drobnoziarnisty z pojedynczymi grubymi ziarnami kwarcu jasnoszary-brunatnawy;		
37,3—39,3	2,0	piasek drobnoziarnisty, ilasty, łyszczkowy, jasnoszaro-brunatnawy;		
39,3—40,3	1,0	piasek z odcieniem brunatnawym, drobnoziarnisty, łyszczkowy, silnie kaolinowy jasnoszary;		
40,3—51,3	11,0	piasek drobnoziarnisty silnie kaolinowy, nieco łyszczkowy, jasnoszaro-biały;		
51,3—53,8	2,5	piasek drobnoziarnisty silnie kaolinowy, nieco łyszczkowy, biały;		
53,8—57,3	3,5	piasek drobno- i średnioziarnisty, silnie kaolinowy, nieco łyszczkowy, z bardzo licznymi drobnymi żwirokami kwarcu mlecznego i szarego, biały;		
57,3—59,3	2,0	piasek drobnoziarnisty, silnie kaolinowy, nieco łyszczkowy, szaro-biały;		
59,3—63,8	4,5	piasek silnie ilasty, drobnoziarnisty, łyszczkowy, ciemnoszary;		

Otwór nr 3 Pacew

Współrzędne prostokątne 523,650 463,650

Wysokość n. p. m. 115,0 m

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
0,0— 0,9	0,9	glina ze żwirami i okruchami skał krystalicznych, wapieni i piaskowców oraz pojedynczymi otoczkami granitu (średnica 5 cm), szara zwałowa, lekko wapnista;	Utworki lodowcowe	Varsovien I
0,9— 1,7	0,8	glina piaszczysta rozsypująca się na grudki z pojedynczymi żwirkami kwarcu i ułamkami piaskowca, bardzo słabo wapnista;		
1,7— 2,1	0,4	piasek pylasty, gliniasty, z dość rzadkimi żwirami granitu i piaskowca, bezwapienny, popielato-szary;	Utworki lodowcowe	Masovien I? Czwartorzęd
2,1— 2,6	0,5	piasek pylasty, gliniasty z okruchami granitu, brylujący się, bezwapienny, szary;		
2,6— 3,1	0,5	glina pylasta z pojedynczymi żwirami kwarcu i piaskowca, szara, silnie wapnista;		
3,1— 3,8	0,7	glina z okruchami skał krystalicznych, zwałowa ze skupieniami wapnistymi, szara;	Utworki lodowcowe	Cracovien
3,8— 4,3	0,5	glina z okruchami skał krystalicznych oraz otoczkami wapienia (średnica 6 cm) i łupku krystalicznego (średnica 5 cm), zwałowa, wapnista, szara;		
4,3— 4,8	0,5	glina pylasta ze śladami warstwowania, przemieszana z piaskiem i z pojedynczym okruchem granitu;	Preglacja	Czwartorzęd
4,8— 5,2	0,4	piasek różnoziarnisty z pyłem i grudkami ilastymi, ze żwirkami piaskowca, kwarcu i okruchami menilitu, szary, lekko brylujący się, bezwapienny;		
5,2— 5,7	0,5	piasek średnioziarnisty z pyłem i żwirkami kwarcu, krzemienia oraz pojedynczymi ułamkami granitu, lekko brylujący się, jasnoszary;		
5,7— 6,2	0,5	piasek różnoziarnisty z pyłem i drobnymi żwirami kwarcu, okruchami menilitu, ze śladami miki, brylujący się, jasnoszary;		
6,2— 6,7	0,5	piasek pylasty z pojedynczymi ziarnami średnimi oraz pojedynczymi ułamkami miki, brylujący się, popielato-szary;		

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
6,7—7,4	0,7	piasek pylasty z drobnymi ułamkami miki, z pyłem kaolinowym, bezwapienny, biało-żółtawy;		Pre-glacial
7,4—25,6	18,2	piasek pylasty z domieszką piasku drobnego z pojedynczymi ułamkami miki, lekko brylujący się, biały;		
25,6—26,3	0,7	piasek drobny z domieszką piasku pylastego z ułamkami miki, lekko brylujący się, z pojedynczymi grubymi ziarnami kwarcu, biały;		Miocen
26,3—27,9	1,6	piasek drobny z domieszką piasku pylastego i ziarn średnich z dość licznymi grubymi ziarnami kwarcu, jasnoszary;		
27,9—29,4	1,5	piasek drobno- i średnioziarnisty z pyłem i pojedynczymi grubymi ziarnami kwarcu, brylujący się, biały ze słabym odcieniem szarawym;		
29,4—30,0	0,6	piasek drobno- i średnioziarnisty, z pyłem, mika, lekko brylujący się;		
30,0—30,7	0,7	piasek pylasty z mika, pojedynczymi grubymi ziarnami i żwirkami kwarcu, brylujący się, jasnoszary;		
30,7—34,7	4,0	piasek pylasty z mika, brylujący się, popielato-szary;		
34,7—36,7	2,0	piasek pylasty z dość obfitą mika, brylujący się, szaro-popielaty;		
36,7—37,7	1,0	piasek pylasty z domieszką drobnego, z rzadkimi ułamkami miki, szary;		
37,7—38,2	0,5	piasek pylasty i drobny z rzadkimi ułamkami miki z wkładką mułku zawierającego domieszkę glaukonitu (szaro-zielonawy) oraz okruchy fosforytowe;		
38,2—43,7	5,5	piasek kwarcowy z glaukonitem, pylasty z domieszką ziarn drobnych, pojedynczych ziarn średnich i grubych oraz bardzo rzadkich drobnych żwirków białego kwarcu, brylujący się, szaro-zielonawy;		
43,7—44,7	1,0	piasek kwarcowy z glaukonitem, pylasty z domieszką ziarn średnich, ze żwirkami kwarcu i z fosforytami, szaro-zielonawy;		Oligocen
44,7—45,7	1,0	piasek kwarcowo-glaukonitowy, pylasty z pyłem, drobnymi ułamkami miki, lekko brylujący się, szaro-zielonawy;		
45,7—47,7	2,0	piasek kwarcowy z domieszką glaukonitu, pylasty z pyłem i ziarnami drobnymi, ze śladami miki, lekko brylujący się, szary;		

Trzeciorzęd

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
47,7—50,2	2,5	piasek kwarcowy pylasty z dużą domieszką pyłu z drobnymi ułamkami miki, brylujący się, jasnoszary;	Oligocen	Trzeciorzęd
50,2—56,3	6,1	piasek kwarcowy pylasty z dużą domieszką pyłu z drobnymi ułamkami, brylujący się, jasnoszary;		
56,3—60,1	3,8	ił pylasty z przewarstwieniami piaszczystymi lub pylastymi, z ułamkami miki, brunatno-szary (od pyłu organicznego pochodzenia), bezwapienny.		

Otwór nr 3a Pacew

Wysokość n. p. m. 115,0 m

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
0,0— 0,5	0,5	piasek różnoziarnisty, ze żwirikami i drobnymi otoczkami (granit czerwony, szary, wapień, skały femiczne, kwarc) wielkości do 2 cm średnicy, silnie marglisty, szary (reaguje z HCl);	Utwory rzeczne	Czwartorzęd
0,5— 2,0	1,5	glina silnie piaszczysta ze żwirami i małymi otoczkami (granit, kwarc, krzemień), średnicy do 1 cm; szaro-brunatnawo-żółta (reaguje z HCl)	Utwory zsuwowe	
2,0— 3,0	1,0	piasek różnoziarnisty z drobnymi żwirikami, silnie marglisty, szaro-brunatnawo-żółty (reaguje z HCl);	Utwory rzeczne	
3,0— 3,5	0,5	mulek pylasto-piaszczysty, cienkowarstwowy z ułamkami torfu, ciemnoszary, zawierający kawałki drewna <i>Betula</i> sp. vel <i>Alnus</i> sp. skorupy ślimaków (potrzaskane) oraz pyłki <i>Pinus</i> 96%, <i>Picea</i> 0,5%, <i>Abies</i> 0,5%, <i>Betula</i> 15%, <i>Alnus</i> 1,5%, <i>Carpinus</i> 0,5% — P. N. D. 14,5% (4 szkiełka);	Osady zbiornika wód stojących	
3,5— 4,0	0,5	mulek pylasty z wkładkami żółtymi i ochrowo-żółtymi pylasto-piaszczysty; liczne drobne ułamki drewna <i>Salix</i> sp. i <i>Betula</i> sp. oraz małe gniazda wiwianitu, brunatno-szary, zawierający 1 nasienie <i>Sparganium ramosum</i> , 1 nasienie <i>Solanum nigrum</i> . <i>Pinus</i> 72%, <i>Picea</i> 1%, <i>Betula</i> 4,5%, <i>Alnus</i> 22%, <i>Carpinus</i> 0,5%, P.N.D. 17%, <i>Sphagnum</i> 1% (2 szkiełka);		

Głębokość w m	Miąższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
4,0—5,5	1,5	torf ziemisty, zbity z drobnymi ziarenkami wiwiantu, czarno-brunatnawy; dobrze rozłożony, liczne spalone drewna oraz <i>Pinus</i> 14 pyłków, <i>Alnus</i> 2 pyłki, P. N. D. 20 pyłków (4 szkiełka);	Osady organogeniczne	C z w a r t o r z ę d
5,5—6,0	0,5	piasek różnoziarnisty (zanieczyszczony pyłem organicznym) z drobnymi żwirkami (granit szary, różowy, kwarc, skały femiczne); nie reaguje z HCl;		
6,0—6,5	0,5	piasek różnoziarnisty (zanieczyszczenia pyłem organicznym) z drobnymi żwirkami (granit, kwarc, otoczek granitu różowego) 8 cm średnicy; cienkie wkładki żwiru granitowego, iłu jasnoszarego z żółtymi plamami, piaszczystego, szary (nie reaguje z HCl);		
6,5—7,5	1,0	piasek różnoziarnisty, silnie ilasty, złożony głównie z kwarcu i lidytu; wkładki białego iłu kaolinowego, piaszczystego; otoczek granitu czerwonego 7 cm średnicy (nie reaguje z HCl);		
7,5—8,0	0,5	piasek kwarcowy drobnoziarnisty, łyszczykowy z pyłem kaolinowym jasnoszaro-białym i z żółtawym odcieniem;		Miocen Trzeciorzęd
8,0—8,5	0,5	piasek kwarcowy, drobnoziarnisty z pyłem kaolinowym, biały łyszczykowy;		
8,5—10,5	2,0	piasek kwarcowy, drobnoziarnisty z pyłem kaolinowym jasnoszary z odcieniem żółtawym, łyszczykowy;		
10,5—15,0	4,5	piasek kwarcowy, drobnoziarnisty z pyłem kaolinowym, biały łyszczykowy;		

Otwór nr 4 Pacew

Współrzędne prostokątne 523,650 463,550

Wysokość n. p. m. 115,0 m

Głębokość w m	Miąższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
0,0—0,5	0,5	piasek drobno- i średnioziarnisty; pojedyncze drobne żwirki; ciemnoszaro-żółty (nie reaguje z HCl);	Utwory rzeczne	Czwartorzęd
0,5—0,9	0,4	muł piaszczysty z nielicznymi szczątkami roślinnymi, ciemnoszary (nie reaguje z HCl);		

Głębokość w m	Miąższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
0,9— 1,9	1,0	piasek kwarcowy, drobnoziarnisty z drobnymi ułamkami roślinnymi (drewno), jasnoszary (nie reaguje z HCl);	Utworki rzeczne	Czwarternord
1,9— 4,4	2,5	piasek drobno- i średnioziarnisty z pojedynczymi grubymi ziarnami, brunatnawo-żółty (nie reaguje z HCl);		
4,4— 5,4	1,0	piasek różnoziarnisty z pojedynczymi żwirkami i małymi otoczkami (kwarcyt czerwony i szary, krzemień); jasnoszaro-żółty (nie reaguje z HCl);	Utworki rzeczne	
5,4— 7,4	2,0	piasek drobno- i średnioziarnisty z grubymi ziarnami i drobnymi żwirami kwarcu i skał krystalicznych; kawałki wapienia koralowego (do 8 cm średnicy), krzemień czarny, granit, łupek krystaliczny; żółty (nie reaguje z HCl);	częściowo rzeczno-lodowcowe	
7,4— 8,4	1,0	piasek różnoziarnisty ze żwirkami; mały otoczek skały femicznej i krzemień czarny, szarawo-żółty (nie reaguje z HCl);	Utworki rzeczne	
8,4— 9,3	0,9	otoczki (granit różowy 6 cm średnicy, kwarcyty, skały femiczne, wapien), żwir i piasek różnoziarnisty, szaro-biały z pyłem kaolinowym (nie reaguje z HCl);	z okresami spokojnej akumulacji	
9,3—17,3	8,0	piasek drobno- i średnioziarnisty, kaolinowy, łyszczykowy, jasnoszaro-biały z odcieniem brunatnawym (nie reaguje z HCl);	Miocen	
17,3—17,8	0,5	piasek kwarcowo-kaolinowy, drobnoziarnisty, łyszczykowy, biały (nie reaguje z HCl);		
17,8—18,3	0,5	piasek kwarcowo-kaolinowy, drobnoziarnisty, łyszczykowy, jasnoszaro-biały (nie reaguje z HCl);		
18,3—18,8	0,5	piasek kwarcowo-kaolinowy, drobnoziarnisty, łyszczykowy, biały (nie reaguje z HCl);		
18,8—20,3	1,5	piasek kwarcowo-kaolinowy, drobnoziarnisty, łyszczykowy, jasnoszaro-biały (nie reaguje z HCl);		
20,3—20,8	0,5	piasek kwarcowo-kaolinowy, drobnoziarnisty z grubymi ziarnami i drobnymi żwirkami kwarcu białego i szaro-niebieskawego, nieco łyszczykowy, biały (nie reaguje z HCl);		
20,8—23,3	2,5	piasek kwarcowo-kaolinowy, drobnoziarnisty z grubymi ziarnami i drobnymi żwirkami kwarcu białego i szaro-niebieskawego, nieco łyszczykowy, jasnoszaro-biały (nie reaguje z HCl);		

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
23,8—24,3	0,5	piasek kwarcowo-kaolinowy, drobnoziarnisty, nieco łyszczykowy, szaro-biały (nie reaguje z HCl);		Miocen Trzeciorzęd
24,3—26,8	2,5	piasek kwarcowo-ilasty, drobnoziarnisty, nieco łyszczykowy, jasnoszary (nie reaguje z HCl);		
26,8—30,3	3,5	piasek kwarcowo-ilasty, drobnoziarnisty, nieco łyszczykowy, szary (nie reaguje z HCl);		

Otwór nr 5 Pacew

Współrzędne prostokątne 523,600 463,250

Wysokość n. p. m. 115,0 m

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
0,0— 0,6	0,6	gleba piaszczysta, torfiasta z małymi gniazdkami i cienkimi wkładkami żelazystymi, rdzawo-żółtymi, ciemnoszara;		Holocen Czwartorzęd
0,6— 0,9	0,3	piasek drobnoziarnisty ze szczątkami roślinnymi; rdzawo-żółty (nie reaguje z HCl);		
0,9— 1,3	0,4	mułek piaszczysty, małe gniazdko wiwiانيتu, ciemnoszary (nie reaguje z HCl); gładziki krystaliczne, dużo kokonów zwierzęcych; szczątki roślin; makroskopowych szczątków oznaczalnych brak. Mchy: <i>Tortula ruralis</i> , <i>Brachythecium salebrosum</i> ; <i>Pinus</i> 9 pyłków, <i>Abies</i> 1 pyłek, dużo szczątków tkanki roślinnej, <i>Athyrium</i> 2 pyłki (4 szkiełka);	Osady rzek o różnej szybkości akumulacji	
1,3— 1,8	0,5	piasek drobnoziarnisty z cienkimi wkładkami mułku ciemnoszarego, piaszczystego, ciemnoszary (nie reaguje z HCl);		
1,8— 2,3	0,5	piasek drobno- i średnioziarnisty ze zwiarem i otoczkami (granit czerwony, kwarcyt, wapień, kwarc, krzemień, skały femiczne — średnicy do 3 cm), szaro-żółtawy (nie reaguje z HCl);	Osady rzeczne lub częściowo rzeczno-lodowcowe	
2,3— 3,3	1,0	piasek różnoziarnisty z drobnymi żwirkami, szaro-żółtawy (nie reaguje z HCl);		

Głębokość w m	Miaższosć w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
3,3—9,2	5,9	piasek różnoziarnisty, ze żwirem i otoczkami (gnejs, granit czerwony, różowy, skały femiczne, kwarcyt, wapienie, krzemień, porfir, łupek krystaliczny — wielkości do 5 cm; jeden otoczek 10 cm średnicy), szaro-żółtawy; reakcja z HCl ze względu na obecność żwiru i piasku wapiennego;	Osady rzeczne lub częściowo rzeczno-lodowcowe	Zlodowacenie Warty?
9,2—9,7	0,5	gnejs różowy;		
9,7—13,4	3,7	piasek różnoziarnisty ze żwirem i otoczkami (gnejs, granit czerwony, skały femiczne, kwarcyt, wapienie, krzemień, porfir, łupek krystaliczny — wielkości do 5 cm średnicy), szaro-żółtawy, reaguje z HCl ze względu na obecność żwiru i piasku wapiennego;		
13,4—13,9	0,5	piasek różnoziarnisty, kaolinowy (domieszka materiału mioceńskiego) ze żwirem (granit, skały femiczne, wapienie, kwarc, kwarcyt), jasnoszaro-biały (nie reaguje z HCl);	Utwory rzeczne z okresu spokojnej akumulacji	Rezydium Cracovien i Varsovien I
13,9—14,4	0,5	piasek kwarcowo-kaolinowy, drobnoziarnisty, łyszczykowy z grubymi ziarnami głównie kwarcu i drobnymi żwirami (kwarc, granit różowy, krzemienie, kwarcyt — domieszka z góry, biały (nie reaguje z HCl));		
14,4—19,9	5,5	piasek kwarcowo-kaolinowy, drobno- i średnioziarnisty, z drobnymi żwirami, głównie kwarcu szarego i mlecznego; pojedyncze drobne blaszki łyszczyku, małe ziarna rozłożonego skalenia, jasnoszaro-biały (nie reaguje z HCl);		
19,9—21,4	1,5	piasek kwarcowo-kaolinowy, drobno- i średnioziarnisty, drobne ziarenka rozłożonego skalenia, jasnoszaro-kremowy (nie reaguje z HCl);		
21,4—25,9	4,5	piasek kwarcowo-kaolinowy, drobnoziarnisty; liczne drobne ziarenka rozłożonego skalenia, pojedyncze drobne blaszki łyszczyku, jasnoszaro-kremowy (nie reaguje z HCl);		Miocen
25,9—27,1	1,2	piasek kwarcowo-ilasty, pylasty, pojedyncze drobne blaszki łyszczyku, ciemnoszary (nie reaguje z HCl);		
27,1—28,7	1,6	piasek kwarcowo-ilasty, drobnoziarnisty, łyszczykowy, ciemnoszaro-zielonawy (nie reaguje z HCl);		

Czwartorzęd

Trzeci orzęd

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
28,7—29,7	1,0	piasek kwarcowo-ilasty, drobnoziarnisty, nieco glaukonitowy i łyszczykowy, ciemno-szaro-zielony;		
29,7—34,7	5,0	piasek kwarcowy, glaukonitowy, silnie ilasty, drobnoziarnisty, pojedyncze drobne blaszki łyszczyku, zielony;		
34,7—35,2	0,7	piasek kwarcowy, glaukonitowy, silnie ilasty, drobnoziarnisty, pojedyncze drobne blaszki łyszczyku, małe (do 3 cm średnicy) kongrecje fosforytowe, zielony;		
35,2—40,7	5,5	piasek kwarcowy, drobnoziarnisty, ilasty, pojedyncze drobne blaszki łyszczyku, szaro-zielony;		
40,7—43,7	3,0	ił silnie pylasto-piaszczysty, łyszczykowy, cienkowarstwowany z wkładkami zielonoszarymi, piaszczysto-ilastymi, glaukonitowymi, szaro-zielonawy;		
43,7—44,2	0,5	ił warstwowany z cienkimi szarymi warstewkami, silnie pylasto-piaszczysty, łyszczykowy; cienkie wkładki piaszczysto-ilaste, zielone, glaukonitowe, ciemnoszary, z odcieniem brunatnym;		
44,2—45,2	1,0	ił niezgodnie warstwowany, z cienkimi szarymi warstewkami pylasto-piaszczystymi, łyszczykowy, ciemnoszary z odcieniem brunatnym;		
45,2—51,2	6,0	ił silnie pylasto-piaszczysty, warstwowany z cienkimi wkładkami soczewkowatymi i gniazdkowymi iłu szaro-białego pylasto-piaszczystego, łyszczykowego, ciemnoszary z odcieniem brunatnym;		
51,2—52,2	1,0	ił cienkowarstwowany, pylasto-piaszczysty z cienkimi wkładkami szaro-zielonawymi, glaukonitowymi, drobne blaszki łyszczyku, ciemnoszary, z odcieniem brunatnym;		
52,2—53,2	1,0	margiel kredowy, piaszczysty z cienkimi wkładkami marglu ciemnoszarego, szarobiały (reaguje z HCl);		
53,2—54,0	0,8	margiel kredowy, piaszczysty, biały; z otwornicami gatunku <i>Bolivina</i> ¹ (reaguje z HCl);		

Oligocen

Trzeciorzęd

Senon (mastrycht lub najwyższy kampan)

Kreda

¹ Oznaczenia gatunków mikrofauny w załączanych profilach wykonał doc. dr Wł. Pożaryski, kierownik Pracowni Mikropaleontologicznej P. I. G.

Otwór nr 6 Pacew

Współrzędne prostokątne 523,550 462,400

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
0,0— 0,2	0,2	piasek drobno- i średnioziarnisty ze szczątkami roślinnymi, rdzawo-szary;		Holocen
0,2— 0,6	0,4	piasek drobno- i średnioziarnisty z pojedynczymi większymi ziarnami, głównie kwarcu, szaro-brunatny;		
0,6— 1,6	1,0	piasek drobno- i średnioziarnisty z pojedynczymi małymi żwirkami (granit czerwony, kwarc), jasnoszary (nie reaguje z HCl);	Utwory rzeczne	
1,6— 2,6	1,0	piasek średnio- i gruboziarnisty z licznym drobnym żwirkiem (granit czerwony, szary, kwarc, skałek, krzemienie), szary, nie reaguje z HCl;		
2,6— 2,9	0,5	piasek średnio- i gruboziarnisty ze żwirkami i małymi otoczkami (kwarcyt czerwony, granit różowy, kwarc, krzemienie, skały femiczne), ciemnoszary (nie reaguje z HCl);	Utwory rzeczne lub rzeczno-lodowcowe	Czwartorzęd
2,9— 3,7	0,8	gytia torfowa zawierająca drewna: <i>Salix</i> sp. i <i>Betula</i> sp.;	Utw. organogeniczne	
3,7— 4,2	0,5	piasek drobno- i średnioziarnisty z pojedynczymi drobnymi żwirkami (granit czerwony, kwarc, krzemień), ciemnoszary, nie reaguje z HCl; liczne drewnienka, 1 orzeszek <i>Carex</i> sp. i nasienie <i>Solanum nigrum</i> L. <i>Pinus</i> 96,5%, <i>Betula</i> 3,5%, P. N. D. 14% (2 szkiełka);	Utwory rzeczne	
4,2— 5,4	1,2	gytia torfowa z ułamkami drewna <i>Salix</i> sp., <i>Betula</i> sp.; od głębokości 4,2 do 4,7 m znaleziono <i>Betula</i> sp. — dwa niewykształcone orzeszki, <i>Carex</i> sp. 2 orzeszki; kokony owadzie; mech <i>Drepanocladus Sendtneri</i> W a r n s t.; <i>Pinus</i> 99%, <i>Picea</i> 0,5%, P. N. D. 4%, <i>Betula</i> 0,5% (1 szkiełko + 8 pasów); od głębokości 4,7 do 5,4 m liczne drewna, <i>Ranunculus</i> sp. 1 owoc z grupy <i>R. repens</i> ; mchy: <i>Drepanocladus Sendtneri</i> , <i>Calliergon sarmentosum</i> ; <i>Pinus</i> 97%, <i>Betula</i> 3%, P. N. D. 3,5% (1 szkiełko + 6 pasów);	Utwory organogeniczne	Interglacja?
5,4— 6,1	0,7	ułamki drewna;		
6,1— 8,0	1,9	piasek różnoziarnisty ze żwirem i otoczkami (granit, kwarcyty, krzemień, wapień) o średnicy do 5 cm, ciemnoszary (nie reaguje z HCl);		Zlod. Warty

Głębokość w m	Miąższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
8,0—11,0	3,0	piasek różnoziarnisty ze żwirem i otoczkami (skały femiczne, granit czerwony, szary, krzemienie, wapienie) o średnicy do 6 cm, szary (nie reaguje z HCl);	Rezydualna Crac. i Vars. I	Czwartorzęd
11,0—18,8	7,8	otoczaki (kwarcyty, wapienie, piaskowce, granity, skałen, krzemienie, skały femiczne), wielkości do 4—5 cm średnicy; żwiry i piasek różnoziarnisty, szary (reaguje z HCl);		
18,8—20,3	1,5	piasek ilasty, drobnoziarnisty; pojedyncze drobne blaszki łyszczyku, szary z odcieniem brunatnawym (nie reaguje z HCl);	Miocen	T r z e c i o r z e d
20,3—20,6	0,5	piasek ilasty, drobnoziarnisty, łyszczykowy, jasnoszary (nie reaguje z HCl);		
20,8—23,3	2,5	piasek ilasty drobnoziarnisty, brylujący się, łyszczykowy, ciemnoszary (nie reaguje z HCl);		
23,3—26,3	3,0	piasek pylasty, drobnoziarnisty, ilasty, brylujący się, łyszczykowy, ciemnoszary (nie reaguje z HCl);		
26,3—27,8	1,5	piasek drobnoziarnisty, ilasty, brylujący się, łyszczykowy, szary z odcieniem zielonawym (nie reaguje z HCl);		
27,8—28,3	0,5	piasek liasty, kwarcowo-glaukonitowy, drobnoziarnisty; pojedyncze drobne blaszki łyszczyku; otoczek kwarcytowy 5 cm średnicy, szaro-zielony (nie reaguje z HCl);		
28,3—30,3	2,0	piasek kwarcowo-glaukonitowy, ilasty, drobnoziarnisty, pojedyncze, dobrze obtoczone drobne żwirki kwarcowe, zielony (nie reaguje z HCl);		
30,3—32,3	2,0	piasek kwarcowo-glaukonitowy, ilasty; częste drobne żwirki kwarcowe, szaro-zielony (nie reaguje z HCl);		
32,3—33,3	1,0	piasek kwarcowo-glaukonitowy, drobnoziarnisty z bardzo licznymi dobrze obtoczonymi żwirkami i małymi otoczkami kwarcu i krzemienia, drobne pojedyncze blaszki łyszczyku, szaro-zielony (nie reaguje z HCl);	Oligocen	
33,3—36,3	3,0	piasek kwarcowo-glaukonitowy, ilasty drobnoziarnisty, nieco łyszczykowy, w spągu szary z wkładkami szaro-zielonymi, glaukonitowymi; pojedyncze drobne żwirki kwarcowe; szaro-zielony (nie reaguje z HCl);		

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
36,3—37,8	1,5	ił silnie pylasto-piaszczysty, glaukonitowy, łyszczykowy, szary z odcieniem zielonawym (nie reaguje z HCl);		Oligocen Trzeciorzęd
37,8—38,8	1,0	ił silnie pylasto-piaszczysty, glaukonitowy, łyszczykowy; szaro-zielonawy (nie reaguje z HCl);		
38,8—44,3	5,5	ił silnie pylasto-piaszczysty, warstwowany z szarymi i jasnoszarymi wkładkami, łyszczykowy, ciemnoszary (nie reaguje z HCl);		
44,3—46,3	2,0	ił szary, silnie pylasto-piaszczysty, łyszczykowy, z wkładkami i gniazdkami takiegoż ilu ciemno- i jasnoszarego (nie reaguje z HCl);		
46,3—46,8	0,5	ił silnie pylasto-piaszczysty, łyszczykowy, z wkładkami szaro-zielonymi, glaukonitowymi, ciemnoszary (nie reaguje z HCl);		
46,8—47,8	1,0	mulek ilasty piaszczysty, łyszczykowy jasnoszary (nie reaguje z HCl);		
47,8—48,8	1,0	margiel wapienny, piaszczysty, żółto-zielonawy, reaguje z HCl);		
48,8—50,0	1,2	margiel wapienny, piaszczysty, zielonawy (reaguje z HCl);		
50,0—51,5	1,5	margiel wapienny, w spągu z cienkimi wkładkami zielonawo-szarymi, żółto- i jasnoszarymi, nieco piaszczysty, z otwornicami <i>Bolivina</i> (reaguje z HCl);		
51,5—52,2	0,7	margiel wapienny, biały z otwornicami <i>Bolivina</i> (reaguje z HCl).		

Otwór nr 7 Korzeń

Współrzędne prostokątne 523,600 461,350

Wysokość n. p. m. 117,0 m

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
0,0—0,5	0,5	piasek drobno- i średnioziarnisty z większymi ziarnami i drobnymi żwierzami głównie kwarcu, a obok niego granitu, ciemnoszary (nie reaguje z HCl);		Holocen Czwartorzęd
0,5—1,0	0,5	piasek różnoziarnisty z drobnymi żwirkami (kwarc, granit, kwarcyty); drobne szczątki roślin, brunatno-szary (nie reaguje z HCl);	Utwory rzeczne	

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
1,0—1,5	0,5	piasek drobno- i średnioziarnisty ze szczątkami roślin, brunatno-szary (nie reaguje z HCl);		Holocen
1,5—2,5	1,0	piasek drobno- i średnioziarnisty z pojedynczymi drobnymi żwirkami; szczątki roślin; mały otoczek kwarcytu brunatno-szarego, średnicy 2,5 cm (nie reaguje z HCl);	Utwory rzeczne	
2,5—3,0	0,5	piasek drobno- i średnioziarnisty z pojedynczymi drobnymi żwirkami (głównie kwarc), jasnoszary (nie reaguje z HCl);	Utwory rzeczne	Zlod. Warty
3,0—8,0	5,0	piasek drobno- i średnioziarnisty z pojedynczymi żwirkami i drobnymi otoczkami (granit, kwarcyt, wapień, krzemień), średnicy do 3 cm; jasnoszary (nie reaguje z HCl);	rzeczno-lodowcowe	
8,0—10,5	2,5	otoczaki (granit, kwarcyty, krzemienie, wapień, skały femiczne (średnicy do 10 cm), żwir i piasek drobno- i średnioziarnisty, jasnoszaro-żółtawy (nie reaguje z HCl);	Utwory rzeczne	Rozm. mor. Vars. I (i szczątki Crac.)
10,5—11,5	1,0	otoczaki (kwarcyty, piaskowce) średnicy do 12 cm z piaskiem kwarcowym białym drobno- i średnioziarnistym (nie reaguje z HCl);	lub rzeczno-lodowcowe	
11,5—12,5	1,0	piasek kwarcowy, drobno- i średnioziarnisty, nieco łyszczykowy, biały, (nie reaguje z HCl);		Miocen
12,5—13,0	0,5	piasek kwarcowy drobnoziarnisty, łyszczykowy z bardzo licznymi żwirkami kwarcowymi, dobrze obtoczonymi (kwarc mleczny, szary, rzadziej lidy), biały (nie reaguje z HCl);		
13,0—13,5	0,5	żwirek drobno- i średnioziarnisty kwarcowy (głównie kwarc mleczny i szary z odcieniem niebieskawym, rzadziej żwirki żółtawe lub różowawe), dobrze obtoczony z piaskiem kwarcowym białym, drobnoziarnistym, nieco łyszczykowy (nie reaguje z HCl);		
13,5—14,0	0,5	piasek kwarcowy, drobno- i średnioziarnisty, silnie ilasty, nieco łyszczykowy z drobnymi żwirkami kwarcowymi (głównie kwarc mleczny i szary z odcieniem niebieskawym), biały (nie reaguje z HCl);		
14,0—16,0	2,0	piasek kwarcowy, drobnoziarnisty, silnie ilasty, łyszczykowy, szaro-biały (nie reaguje z HCl);		
				T r z e c i o r z ę d

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
16,0—24,0	8,0	piasek kwarcowy, drobnoziarnisty, silnie ilasty, łyszczykowy, ciemnoszary (nie reaguje z HCl);	Oligocen	Mio- cen
24,0—24,7	0,7	piasek kwarcowy, drobnoziarnisty z bardzo rzadkimi pojedynczymi gruzełkami glaukonitu, mały otoczek granitu szarego, zielony;		
24,7—25,0	0,3	piasek drobnoziarnisty, łyszczykowy, pojedyncze rzadkie gruzełki glaukonitowe, szary z odcieniem zielonawym;		
25,0—26,0	1,0	piasek kwarcowy, drobnoziarnisty, glaukonitowy, nieco łyszczykowy, szaro-zielonawy;		
26,0—27,0	1,0	piasek kwarcowy, glaukonitowy, drobnoziarnisty, ilasty, nieco łyszczykowy, szary z odcieniem zielonawym;		
27,0—28,0	1,0	piasek kwarcowy, glaukonitowy, drobnoziarnisty, ilasty, nieco łyszczykowy; koncentracje fosforytowe średnicy 3—4 cm, zielony;		
28,0—29,0	1,0	piasek kwarcowy, glaukonitowy, drobnoziarnisty, ilasty, nieco łyszczykowy; pojedyncze, drobne, obtoczone żwirki kwarcu, ciemnoszary z odcieniem zielonawym;		
29,0—29,5	0,5	piasek kwarcowy, glaukonitowy, ilasty, drobnoziarnisty, nieco łyszczykowy; żwirki kwarcowy szary i ciemnoszary, dobrze obtoczony, szary i ciemnoszary z odcieniem zielonawym;		
29,5—30,0	0,5	piasek kwarcowy, ilasty, drobnoziarnisty, nieco łyszczykowy z wkładkami piasku zielonego, glaukonitowego, szary i ciemnoszary;		
30,0—30,5	0,5	piasek kwarcowy, glaukonitowy, ilasty, drobnoziarnisty, nieco łyszczykowy; żwirki kwarcowy szary i ciemnoszary, dobrze obtoczony, szary i ciemnoszary;		
30,5—35,0	4,5	piasek kwarcowy, glaukonitowy, drobnoziarnisty, ilasty, łyszczykowy, przechodzący w ił silnie piaszczysty, szaro-zielonawy;		
35,0—35,5	0,5	ił silnie piaszczysty, łyszczykowy z cienkimi wkładkami iłu piaszczystego, ciemnoszaro-zielonawego, glaukonitowego, łyszczykowego, ciemnoszary;		
35,5—38,5	3,0	ił silnie piaszczysty, cienkostratowany z wkładkami szarymi i jasnoszarymi, łyszczykowy, ciemnoszary;		

T r z e c i o r z ę d

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
38,5—44,0	5,5	ił pylasto-piaszczysty, warstwowany z wkładkami iłu piaszczystego, szarego i jasnoszarego, łyszczykowy; sporadycznie cienkie wkładki ciemnoszaro-zielone z glaukonitem; ciemnoszary;		Oligocen Trzeciorzęd
44,0—44,5	0,5	ił silnie pylasto-piaszczysty, z wkładkami iłu piaszczystego, szarego i ciemnoszaro-zielonawego, glaukonitowego; ciemnoszary;		
44,5—45,1	0,6	ił pylasto-piaszczysty z glaukonitem, ciemnoszary z odcieniem zielonawym;		
45,1—46,1	1,0	piasek silnie marglisty, drobnoziarnisty z rzadkimi bardzo drobnymi blaszkami łyszczyku i ziarnkami glaukonitu, żółto-zielonawy (reaguje z HCl);		
46,1—46,6	0,5	margiel wapienny, silnie piaszczysty, jasnoszaro-biały z otwornicami <i>Bolivina</i> (reaguje z HCl);		Senon (mastrycht) Kreda
46,6—47,6	1,0	margiel wapienny silnie piaszczysty, biały z otwornicami <i>Bolivina</i> (reaguje z HCl);		

Otwór nr 8 Korzeń

Współrzędne prostokątne 523,600 460,000

Wysokość n. p. m. 118,0 m

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
0,0—0,2	0,2	piasek drobno- i średnioziarnisty, nieco gliniasty, żółto-szary;		Holocen Czwartorzęd
0,2—0,9	0,7	piasek drobno- i średnioziarnisty, ochrowo-żółty;	Utwory rzeczne	
0,9—1,9	1,0	piasek drobno- i średnioziarnisty, jasnoszary z odcieniem żółtawym;		
1,9—2,4	0,5	piasek drobno- i średnioziarnisty z pojedynczymi drobnymi żwirkami (granit czerwony, kwarc, skały femiczne), jasnoszary (nie reaguje z HCl);		Zlod. Warty Czwartorzęd
2,4—2,9	0,5	piasek drobnoziarnisty z pojedynczymi większymi ziarnami kwarcu, szary (nie reaguje z HCl);	Utwory rzeki	
2,9—9,2	6,3	piasek różnoziarnisty z większymi ziarnami, drobnymi żwirkami i małymi otoczkami (granit, krzemień, kwarc, piaskowiec, kwarcyt); szary (nie reaguje z HCl);	o różnej sile transportowej	

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
9,2—10,4	1,2	otoczaki (granit czerwony, szary, kwarc, odłupki krzemieni, skały femiczne, wapień), żwir i piasek różnoziarnisty, szarozółtawy (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
10,4—11,2	0,8	otoczaki (granit, skały femiczne, piaskowiec, odłupki krzemieni) o średnicy do 6 cm;	Utwory rzeki o różnej sile transportu	Zlod. Warty
11,2—11,7	0,5	piasek różnoziarnisty z drobnymi żwirkami, szary z odcieniem żółtawym (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
11,7—12,5	0,8	otoczaki (granit czerwony, szary, odłupki krzemieni, skały femiczne, kwarc, wapień), żwir i piasek różnoziarnisty, szarozółtawy (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
12,5—17,0	4,5	piasek głównie kwarcowy, drobnoziarnisty, nieco ilasty, łyszczykowy, słabo brylujący się, szary (nie reaguje z <i>HCl</i>);	Utwory rzeczne	
17,0—30,0	13,0	piasek głównie kwarcowy, drobnoziarnisty, nieco łyszczykowy, w spągowych partiach z pojedynczymi większymi ziarnami kwarcu, szary (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
30,0—32,0	2,0	piasek głównie kwarcowy, drobno- i średnioziarnisty, z pojedynczymi większymi ziarnami, małe otoczaki piaskowca kruchego, granitu szarego (nie reaguje z <i>HCl</i>);	Utwory szybkiego transportu	
32,0—35,5	3,5	piasek głównie kwarcowy, różnoziarnisty miejscami drobnożwirkowy, z wieloma małymi otoczkami granitu szarego; szary (nie reaguje z <i>HCl</i>);	rzecznego lub rzeczno-lodowcowe	Masovien I
35,5—37,5	2,0	piasek głównie kwarcowy drobno- i średnioziarnisty z pojedynczymi większymi ziarnami, szary (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
37,5—38,5	1,0	piasek głównie kwarcowy, średnio- i gruboziarnisty, z pojedynczymi większymi ziarnami, szary (nie reaguje z <i>HCl</i>);	Utwory rzeczne	
38,5—42,0	3,5	piasek drobno- i średnioziarnisty; z pojedynczymi większymi ziarnami głównie kwarcowymi; szary (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
42,0—43,2	1,2	piasek różnoziarnisty, z licznymi drobnymi żwirkami granitu szarego, kwarcytu, rozłożonego skalenia, wapienia, szary (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
43,2—44,1	0,9	żwir drobny (granit, kwarc, rozłożony skałek, lityt, wapień) z piaskiem różnoziarnistym szarym; mały otoczek granitu 3 cm średnicy (słaba reakcja z <i>HCl</i>);	Utwory wód rzecznych o różnej sile transp.	Vars. I + Crac.

Głębokość w m	Miąższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
44,1—45,1	1,0	żwir gruby z otoczkami (granit szary, kwarc, lidył, wapień), z piaskiem różnoziarnistym silnie ilasto-marglistym, żółtawo-szarym (reaguje z HCl);		Varsovien I + Cracovien
45,1—48,2	3,1	piasek różnoziarnisty, z licznymi żwirkami kwarcu, lidytu, granitu, pojedyncze otoczaki na głębokościach 45,1—45,7 m (granit szary czerwony), 47,7—48,2 m (granit różowy); średnica otoczek do 5 cm, szary (słaba reakcja z HCl);		
48,2—49,9	1,7	piasek drobno- i średnioziarnisty, z drobnymi pojedynczymi żwirkami głównie kwarcu, liczne otoczaki średnicy do 7 cm (granit szary, czerwony, wapień, odłupek krzemienia czarnego), szary (słaba reakcja z HCl);		
49,9—58,4	8,5	piaskowiec drobnoziarnisty, silnie wapnisty, reaguje z HCl na głębokościach 53,0—53,5 m, szaro-biały z otwornicami: <i>Bolivina</i> , <i>Stensiöina</i> i <i>Globorotalia</i> .		Senon (kampan g.) Kreda

Otwór nr 9 Jeruzal

Współrzędne prostokątne 523,650 458,950

Wysokość n. p. m. ca 134,0 m

Głębokość w m	Miąższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
0,0—0,9	0,9	piasek drobno- i średnioziarnisty, z pojedynczymi żwirkami i otoczkami (granit szary, piaskowiec, kwarcyt), średnicy do 10 cm, żółty;	Utwory wodno-lodowcowe	Varsovien I Czwartorzęd
0,9—2,5	1,6	glina silnie piaszczysta, nieco lyszczykowa z żyłkami ochrowo-żółtymi, okruchami i małymi otoczkami ilasto-piaszczystymi, szaro-zielonawa; zwałowa? (nie reaguje z HCl);	Utwory lodowcowe	
2,5—3,5	1,0	glina zwałowa silnie piaszczysta z pojedynczymi żwirkami i małymi otoczkami (kwarc, kwarcyt), szaro-żółtawa (nie reaguje z HCl);		
3,5—4,0	0,5	piasek żółty, drobno- i średnioziarnisty z pojedynczymi drobnymi żwirkami, żółty; (reaguje z HCl);	Utwory rzeczno-lodowcowe	

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
4,0—7,0	3,0	glina zwałowa piaszczysta ze żwirem, otoczkami (kwarcyt); ciemnoszary (reaguje z HCl);		Varsovien I
7,0—14,1	7,1	glina zwałowa, piaszczysta, w spągu ciemnoszaro-żółtawa, z otoczkami (granit czerwony, wapień krystaliczny, kwarcyt) średnicy do 8 cm, ciemnoszary (reaguje z HCl);	Utwory lodowcowe	
14,1—14,6	0,5	piasek drobno- i średnioziarnisty z cienką wkładką rdzawożelazistą; otoczek diorytu 9 cm średnicy, brunatnawo-żółty (nie reaguje z HCl);	Utwory rzeczno-lodowcowe	
14,6—15,1	0,5	piasek drobno- i średnioziarnisty z pojedynczymi większymi ziarenkami kwarcu, żółto-szary (nie reaguje z HCl);		Czwartorzęd
15,1—16,1	1,0	piasek drobnoziarnisty, nieco ilasty, żółty (nie reaguje z HCl);	Utwory	
16,1—16,6	0,5	piasek drobnoziarnisty, nieco ilasty żółto-szarawy (nie reaguje z HCl);	rzeczne wód słabo płynących	
16,6—17,0	0,4	piasek drobno- i średnioziarnisty, z pojedynczymi większymi ziarenkami kwarcu, jasnoszaro-żółty (nie reaguje z HCl);		
17,0—17,5	0,5	mułek ilasto-piaszczysty, cienkowany z wkładkami ochrowo-żółtymi, żółto-szary (nie reaguje z HCl);		
17,5—18,0	0,5	mułek ilasto-piaszczysty, nieco lyszczykowy; lokalne wkładki ochrowo-żółte, jasnoszary (nie reaguje z HCl); <i>Pinus</i> 1 pyłek (4 szkiełka);	Utwory wód stojących zastoiska	
18,0—19,0	1,0	mułek ilasto-piaszczysty, z cienkimi wkładkami i gniaздkami ochrowo-żółtymi, jasnoszaro-żółtawy (nie reaguje z HCl); <i>Spergula vernalis</i> 1 nasienie, 2 owocki nie oznaczone; drobne patyczki; <i>Pinus</i> 1 pyłek (4 szkiełka);		
19,0—19,8	0,8	piasek drobnoziarnisty, gliniasty, brylujący się; żółty (nie reaguje z HCl);		
19,8—20,8	1,0	piasek drobnoziarnisty, silnie gliniasty, nieco lyszczykowy, brylujący się, jasnoszary (nie reaguje z HCl);	Utwory rzeki	
20,8—21,8	1,0	piasek drobno- i średnioziarnisty, jasnoszary (nie reaguje z HCl);	o różnej sile transportowej	
21,8—22,3	0,5	piasek żółto-szary, drobnoziarnisty, z pojedynczymi grubymi ziarnami kwarcu (nie reaguje z HCl);		

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
22,3—27,3	5,0	piasek drobnoziarnisty, z pojedynczymi większymi ziarenkami kwarcu, ilasty, brylujący, szaro-żółtawy (nie reaguje z <i>HCl</i>);	Utworki rzeki o różnej siłce transportowej	Masovien I
27,3—32,6	5,3	piasek drobno- i średnioziarnisty z licznymi większymi ziarenkami kwarcu szarego, mlecznego lidytu, nieco ilasty, słabo brylujący się, szary (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
32,6—39,0	6,4	piasek kwarcowy, ilasty brylujący się, łyszczykowy, drobnoziarnisty, z grubymi ziarnami kwarcu szarego, mlecznego i szaro-niebieskawego, ciemnoszary (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
39,0—39,5	0,5	piasek kwarcowy, drobno- i średnioziarnisty, nieco łyszczykowy i ilasty, bardzo liczne drobne okruchy węgla brunatnego, szary; (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
39,5—40,5	1,0	piasek kwarcowy drobnoziarnisty, nieco łyszczykowy; bardzo drobne i nieliczne okruchy węgla brunatnego, ciemnoszary (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
40,5—41,5	1,0	piasek kwarcowy drobnoziarnisty z większymi ziarnami kwarcu, nieco ilasty, pojedyncze drobne blaszki łyszczyku, ciemnoszary (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
41,5—42,0	0,5	piasek kwarcowy drobnoziarnisty, ilasty, z grubymi ziarnami i drobnymi żwirami (kwarc szary, ciemnoszary z odcieniem niebieskawym, lidyty); pojedyncze drobne blaszki łyszczyku, ciemnoszary (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
42,0—43,0	1,0	piasek kwarcowy drobnoziarnisty nieco ilasty, szary (reaguje z <i>HCl</i>);		
43,0—43,5	0,5	piasek kwarcowy, drobnoziarnisty ze żwirem kwarcowym szarym i ciemnoszarym; ciemnoszary (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
43,5—46,5	3,0	piasek kwarcowy z odcieniem żółtawym, silnie ilasty, brylujący się, miejscami przechodzący w il ciemnoszary, silnie piaszczysty; nieliczne drobne blaszki łyszczyku; ciemnoszary (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
46,5—51,0	4,5	piasek kwarcowy bardzo drobnoziarnisty, silnie ilasty, nieco łyszczykowy, ciemnoszary (nie reaguje z <i>HCl</i>);		
51,0—51,9	0,9	piasek kwarcowo-glaukonitowy, drobno- i średnioziarnisty, ilasty z pojedynczymi żwirkami kwarcowymi, średnicy do 10 mm, ciemnoszaro-zielonawy (nie reaguje z <i>HCl</i>);		Oligocen

Trzeciorzęd

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
51,9—55,4	3,5	piasek kwarcowo-glaukonitowy, silnie ilasty, brylujący się, drobno- i średnioziarnisty, pojedyncze drobne żwirki kwarcowe, średnicy do 5 mm (nie reaguje z HCl);		Oligocen Trzeciorzęd
55,4—69,5	14,1	ił silnie pylasto-piaszczysty, cienkowarstwowany, łyszczykowy; lokalne cienkie wkładki i małe gniazdka jasnoszare, piaszczyste; w stropowych partiach cienkie warstewki ilasto-kwarcowo-glaukonitowe, ciemnoszary (nie reaguje z HCl);		
69,5—70,3	0,8	ił silnie piaszczysty, glaukonitowy, nieco łyszczykowy, ciemnoszary z odcieniem zielonawym;		
70,3—71,3	1,0	ił silnie piaszczysty, glaukonitowy, z pojedynczymi drobnymi żwirkami, szaro-zielonawo-żółty;		
71,3—71,8	0,5	piasek silnie ilasty, drobnoziarnisty, silnie brylujący się, ciemnoszary; (słaba reakcja z HCl);		
71,8—72,3	0,5	margiel wapienny, silnie piaszczysty, szarobiały (reaguje z HCl).		Kreda

Otwór nr 10 Witaszyn

Współrzędne prostokątne 523,500 458,250

Wysokość n. p. m. ca 158,0 m

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
0,0— 0,5	0,5	piasek drobno- i średnioziarnisty z otoczkami granitowym 6 cm średnicy, żółtoszary;	Utwory rzeczno-lodowcowe	Interglacial? Zlod. Warty Czwartorzęd
0,5— 1,5	1,0	piasek drobno- i średnioziarnisty z otoczkami granitu szarego 8 cm średnicy, żółty;		
1,5— 2,0	0,5	piasek drobno- i średnioziarnisty z wkładkami rdzawymi, żółty (nie reaguje z HCl);		
2,0— 3,0	1,0	piasek drobno- i średnioziarnisty rdzawo-żółty — orsztyń (nie reaguje z HCl);	Utwory rzeczne	
3,0— 4,5	1,5	piasek z wkładkami ochrowo-żółtymi, bardzo drobnoziarnisty, żółty (nie reaguje z HCl);		
4,5— 5,0	0,5	mulek lekko piaszczysty, jasnoszary i żółty (nie reaguje z HCl);	Utw. wód spokoj. plyn.	

Głębokość w m	Miąższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
5,0—6,0	1,0	piasek drobnoziarnisty z otoczkami kwarcytu i skal femicznych (?); ochrowo-żółty (nie reaguje z HCl);		Integracja?
6,0—7,0	1,0	piasek drobnoziarnisty, żółty (nie reaguje z HCl);	Utwory rzeczne	
7,0—10,0	3,0	piasek drobnoziarnisty, pojedyncze drobne żwirki, jasnoszary i żółty (nie reaguje z HCl);		
10,0—11,5	1,5	piasek różnoziarnisty ze żwirem i otoczkami (granit czerwony, szary, skały femiczne, kwarcyt); średnica do 10 cm, żółto-szary;	Utwory rzeczno-lodowcowe	Varsövien I
11,5—13,0	1,5	glina zwałowa, silnie piaszczysta ze żwirkami, szaro-żółtawa (reaguje z HCl);		
13,0—16,5	3,5	glina zwałowa z wkładkami szaro-żółtawymi; żwir i otoczki (granit, kwarcyt) średnica do 2 cm, ciemnoszary (reaguje z HCl);	Utwory lodowcowe	Czwartorzęd
16,5—17,0	0,5	piasek drobno- i średnioziarnisty, silnie marglisty z pojedynczymi drobnymi żwirkami, szary (reaguje z HCl);	Utwory rzeczne wód słabo płynących	
17,0—17,5	0,5	piasek drobno- i średnioziarnisty, nieco marglisty, szary (słaba reakcja z HCl);		
17,5—18,0	0,5	mulek ilasto-piaszczysty, brunatnawoszary (nie reaguje z HCl); humusowy, warstwowany z pojedynczymi żwirami niekrystalicznymi; <i>Potamogeton</i> sp. — 1 pestka;		
18,0—18,5	0,5	mulek ilasto-piaszczysty, szaro-żółtawy nie reaguje z HCl);		Masövien I
18,5—19,0	0,5	mulek humusowy, cienkowarstwowany, nieco lyszczykowy, ciemnobrunatny (nie reaguje z HCl); <i>Potamogeton</i> sp. — 3 pestki;	Utwory wód stojących (zastoisko)	
19,0—19,1	0,1	mulek wapienny (gytia wapienna), warstwowany pasemkami mułków humusowych z silnie rozartym detrytusem muszlowym, jasnoszary; <i>Najas marina</i> — liczne owoce, <i>Najas flexilis</i> — 1 owoc, <i>Ceratophyllum submersum</i> — 1 owoc;		
19,1—19,5	0,4	ił zielonawy na kontakcie z gytia; szczątki mięczaków; <i>Najas marina</i> — kilka owoców;		
19,5—20,0	0,5	ił zielonawo-popielaty z licznymi szczątkami mięczaków; <i>Potamogeton</i> sp. — 2 pestki, <i>Ceratophyllum submersum</i> — 1 owoc;		

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
20,0—20,5	0,5	ił zielonawo-popielaty z licznymi szczątkami mięczaków; <i>Potamogeton</i> sp. — 1 pestka, <i>Betula</i> sp. — 1 orzeszek;		Masovien I Czwartorzęd
20,5—21,5	1,0	ił zielonawo-popielaty bez oznaczalnych szczątków roślinnych;	Utwory wód stojących (zastoisko)	
21,5—22,0	0,5	ił zielonawo-popielaty ze żwirkami krystalicznymi i miejscowymi; <i>Potamogeton</i> sp. — 3 pestki;		
22,0—22,5	0,5	ił zielonawo-popielaty ze żwirkami krystalicznymi, mięczakami, zapiaszczony. <i>Najas marina</i> — 1 owoc, <i>Potamogeton</i> sp. — 4 pestki;		
22,5—25,0	2,5	gliny zwałowe bardzo silnie piaszczyste, z pojedynczymi żwirkami i drobnymi otoczkami (granit czerwony, skały femiczne); ciemnoszary (reaguje z HCl);	Utwory lodowcowe	Cracovien
25,0—42,0	17,0	głina zwałowa ze żwirem i pojedynczymi otoczkami (granity, wapień), średnica do 8 cm; ciemnoszara (reaguje z HCl);		
42,0—45,5	3,5	piasek kwarcowy droбноziarnisty, nieco ilasty, pojedyncze nieliczne drobne blaszki łyszczyku; szary (nie reaguje z HCl);		Miocen Trzeciorzęd
45,5—53,5	8,0	piasek kwarcowy droбноziarnisty, nieco ilasty, pojedyncze nieliczne drobne blaszki łyszczyku, jasnoszary (nie reaguje z HCl);		
53,5—54,0	0,5	piasek kwarcowy droбноziarnisty, nieco ilasty, pojedyncze nieliczne drobne blaszki łyszczyku, brylujący się, szary (nie reaguje z HCl);		
54,0—62,0	8,0	piasek kwarcowy droбноziarnisty, silnie ilasty, brylujący się, łyszczykowy, ciemnoszary (nie reaguje z HCl);		
62,0—65,5	3,5	piasek kwarcowo-glaukonitowy, nieco ilasty, droбноziarnisty, pojedyncze nieliczne drobne blaszki łyszczyku, szaro-zielonawy (nie reaguje z HCl);		
65,5—67,0	1,5	piasek kwarcowo-glaukonitowy, ilasty, brylujący się, ze żwirkami kwarcowymi; nieliczne drobne blaszki łyszczyku, cienkie wkładki piasku glaukonitowego, szaro-zielonego; ciemnoszary (nie reaguje z HCl);		
67,0—68,0	1,0	piasek kwarcowo-glaukonitowy, silnie ilasty, brylujący się, z wkładkami piasku ciemnoszarego, drobne blaszki łyszczyku, pojedyncze drobne żwirki kwarcowe, szaro-zielony (nie reaguje z HCl);		

Głębokość w m	Miaższość w m	opis warstw	Uwagi	Wiek
68,0—72,5	4,5	il pylasto-piaszczysty, cienkowarstwowy, łyszczykowy, ciemnoszary (nie reaguje z HCl);	Oligocen	Trzeciorzęd
72,5—77,0	4,5	il pylasto-piaszczysty z wkładkami piasku ilastego, kwarcowo-glaukonitowego, ciemnoszary (nie reaguje z HCl);		
77,0—78,3	1,3	piasek drobnoziarnisty, nieco łyszczykowy ilasty, brylujący się, ciemnoszary, z odcieniem zielonym (nie reaguje z HCl);		
78,3—89,0	10,7	piasek drobnoziarnisty, silnie wapnisty, szary, z otwornicami <i>Bolivina</i> , <i>Stensidina</i> i <i>Globorotalia</i> ;	Senon (kampan górny-wyższy)	Kreda
89,0—92,8	3,8	wapień silnie piaszczysty, szary i szarobiały, z otwornicami <i>Bolivina</i> .		

Otwór nr 11 Helenów

Współrzędne prostokątne 523,925 465,900

Wysokość n. p. m. ca 147,0 m

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
0,0— 0,5	0,5	gleba gliniasto-piaszczysta, szaro-żółtawa (nie reaguje z HCl);	Utwory rzeczne i rzeczno-lodowcowe	Zlodowacenie Warta Czwartorzęd
0,5— 1,5	1,0	głina silnie piaszczysta, brunatno-szara i rdzawo-brunatna (nie reaguje z HCl);		
1,5— 2,0	0,5	piasek z wkładkami rdzawo-żółtymi, drobnoziarnisty, żółty (nie reaguje z HCl);		
2,0— 3,0	1,0	piasek drobnoziarnisty, szaro-żółtawy (nie reaguje z HCl);		
3,0— 3,5	0,5	piasek drobno- i średnioziarnisty z pojedynczymi i drobnymi nielicznymi żwirkami, szaro-żółtawy (nie reaguje z HCl);		
3,5— 4,5	1,0	piasek drobnoziarnisty z pojedynczymi większymi ziarnami, żółto-szary (nie reaguje z HCl);		
4,5— 5,0	0,5	piasek średnioziarnisty żółto-szary (nie reaguje z HCl);		
5,0— 6,0	1,0	piasek różnoziarnisty z licznymi żwirkami i małymi otoczakami (granit różowy, szary, skały femiczne) średnicy do 3 cm, żółto-szary (reaguje z HCl);		

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
6,0—6,5	5,0	piasek drobno- i średnioziarnisty z pojedynczymi drobnymi żwirkami, mały otoczek granitowy średnicy do 2 cm, żółto-szary (reaguje z HCl);	Utwory rzeczne	Interglacjał
6,5—7,0	0,5	piasek bardzo drobnoziarnisty, jasnoszary i żółtawy (słaba reakcja z HCl);		
7,0—7,5	0,5	piasek bardzo drobnoziarnisty, jasnoszary i żółtawy (słaba reakcja z HCl);		
7,5—12,5	5,0	glina zwałowa piaszczysta z otoczkami (granity różowe, szare, piaskowiec i wapień) średnicy do 5 cm, brunatnawo-żółta (reaguje z HCl);	Utwory lodowcowe	Vars. I
12,5—13,5	1,0	piasek drobnoziarnisty, pojedyncze drobne żwirki (granit), żółtawo-szary (słaba reakcja z HCl);	Utwory rzeczne	Masovien I
13,5—14,5	1,0	piasek drobno- i średnioziarnisty żółty (nie reaguje z HCl);		
14,5—15,5	1,0	piasek różnoziarnisty ze żwirem i otoczkami (granit szary, różowy, piaskowiec krzemień) średnica do 5 cm, szaro-żółty (nie reaguje z HCl);	Utwory wód rzecznych szybko płynących	
15,5—16,0	0,5	piasek drobno- i średnioziarnisty z licznymi drobnymi żwirkami, szaro-żółtawy (nie reaguje z HCl);		
16,0—18,0	2,0	piasek różnoziarnisty ze żwirem i drobnymi otoczkami (granit, skały femiczne, kwarcyt), brunatnawo-żółty (nie reaguje z HCl);	Utwory rzeczne	Cracovien
18,0—21,0	3,0	piasek różnoziarnisty, silnie marglisty z otoczkami (granity, skały femiczne, piaskowce, kwarcyty) średnicy do 5 cm, żółto-szary;	Utwory rzeczno-lodowcowe	
21,0—22,5	1,5	glina zwałowa z otoczkami skał krystalicznych, ciemnoszara (reaguje z HCl);	Utwory lodowcowe	
22,5—23,0	0,5	mułek piaszczysty szaro-żółtawy (nie reaguje z HCl);		Preglacjał
23,0—26,0	3,0	glina zwałowa z otoczkami skał krystalicznych ciemnoszara (reaguje z HCl);	Utwory lodowcowe	
26,0—26,5	0,5	glina zwałowa, mały otoczek granitu średnicy 2 cm, ciemnobrunatnawo-szara (nie reaguje z HCl);		
26,5—27,0	0,5	granit czerwony;		
27,0—27,5	0,5	glina silnie piaszczysta szaro-żółtawa (reaguje z HCl);		Czwartorzęd

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
27,5—29,5	2,0	piasek różnoziarnisty gliniasty ze żwirem kwarcowym szarym i ciemnoszarym, dużo ziarn białego rozłożonego skalenia, szaro-żółtawy (nie reaguje z HCl);		Preglacja
29,5—32,0	2,5	piasek drobno- i średnioziarnisty z grubymi ziarnami kwarcu szarego i ciemnoszarego, gliniasty, szaro-żółtawy; liczne bardzo drobne ziarna rozłożonego skalenia; drobne blaszki łyszczyku (nie reaguje z HCl);		
32,0—34,0	2,0	piasek różnoziarnisty z drobnymi żwirkami kwarcu białego i ciemnoszarego, liczne bardzo drobne ziarna rozłożonego skalenia, drobne blaszki łyszczyku, szary z odcieniem żółtawym (nie reaguje z HCl);		
34,0—37,0	3,0	piasek różnoziarnisty z drobnymi żwirkami kwarcu białego i ciemnoszarego; liczne białe, drobne ziarna rozłożonego skalenia; drobne blaszki łyszczyku; ciemnoszary (nie reaguje z HCl);		
37,0—37,5	0,5	piasek drobnoziarnisty, liczne drobne białe ziarna rozłożonego skalenia i blaszki łyszczyku, ciemnoszary (nie reaguje z HCl);		
37,5—38,4	0,9	piasek różnoziarnisty z drobnymi żwirkami kwarcu białego i ciemnoszarego; liczne drobne białe ziarna rozłożonego skalenia; drobne blaszki łyszczyku, ciemnoszary (nie reaguje z HCl);		
38,4—38,9	0,5	ił silnie piaszczysty, ciemnoszary (nie reaguje z HCl);		
38,9—39,9	1,0	ił silnie piaszczysty; nieliczne drobne blaszki łyszczyku; szaro-zielony (nie reaguje z HCl);		
39,9—40,9	1,0	ił zielony (nie reaguje z HCl);		
40,9—41,4	0,5	ił z wkładkami łu zielonego; ciemnoszary (nie reaguje z HCl);		
41,4—43,4	2,0	ił bardzo silnie piaszczysty, szary (nie reaguje z HCl);		Pliocen Trzeciorzęd
43,4—44,4	1,0	piasek bardzo silnie ilasty; nieliczne drobne blaszki łyszczyku, szary z odcieniem żółtawym (nie reaguje z HCl);		
44,4—44,9	0,5	ił piaszczysty ze szczątkami roślin (łodyżki) szary z odcieniem zielonym (nie reaguje z HCl);		
44,9—45,4	0,5	ił szaro-czarny (nie reaguje z HCl);		

Głębokość w m	Mięszczość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
45,4—49,9	4,5	ił pylasto-piaszczysty, mulkowany, ływczykowy, liczne szczątki roślinne (łodyżki), szary z odcieniem zielonawym (nie reaguje z HCl);	}	Pliocen
49,9—50,0	0,1	ił bardzo silnie piaszczysty ze szczątkami roślin (łodyżki), szaro-czarny (nie reaguje z HCl);		
50,0—52,0	2,0	piasek (kwarcowy z pyłem węglowym), drobnoziarnisty, ilasty, czarny;		
52,0—54,0	2,0	piasek drobno- i średnioziarnisty ilasty, nieco ływczykowy, ciemnoszary z odcieniem brunatnawym;		
54,0—55,0	1,0	piasek drobnoziarnisty, ilasty, nieco ływczykowy, ciemnoszary;		
55,0—55,5	0,5	piasek średnioziarnisty, ciemnoszary z odcieniem brunatnawym;		
55,5—56,0	0,5	piasek średnioziarnisty szary;		
56,0—58,5	2,5	piasek drobno- i średnioziarnisty ciemnoszaro-czarny;		
58,5—60,0	1,5	piasek drobnoziarnisty, nieco ływczykowy szary;		
60,0—68,0	8,0	piasek kwarcowy, drobnoziarnisty, silnie ilasty (kaolinowy) nieco ływczykowy, jasnoszary;		
68,0—69,0	1,0	piasek kwarcowy, drobnoziarnisty, ilasty nieco ływczykowy, jasnoszary z odcieniem żółtawym;		
69,0—74,0	5,0	piasek kwarcowy, drobnoziarnisty, silnie ilasty (kaolinowy), nieco ływczykowy, jasnoszary;		
74,0—74,5	0,5	żwir kwarcowy średnicy do 5 mm z piaskiem szarym, drobnoziarnistym, silnie ilastym, nieco ływczykowym; ziarna żwiru obtoczone, mleczny i ciemnoszary; (nie reaguje z HCl);		
74,5—77,0	2,5	piasek kwarcowy drobno- i średnioziarnisty z grubymi ziarnami i drobnymi żwirami kwarcu mlecznego i szarego, ilasty nieco ływczykowy, szary (nie reaguje z HCl);		
77,0—78,0	1,0	piasek kwarcowy drobno- i średnioziarnisty, silnie ilasty (kaolinowy), nieco ływczykowy, szary (nie reaguje z HCl);		
78,0—79,5	1,5	piasek kwarcowy drobnoziarnisty, bardzo silnie ilasty, nieco ływczykowy, ciemnoszary (nie reaguje z HCl);		

T r z e c i o r z e d

Głębokość w m	Miąższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
79,5—81,5	2,0	piasek kwarcowo-glaukonitowy, drobnoziarnisty, zielono-szary nieco łyszczykowy (nie reaguje z HCl);	Oligocen	Trzeciorzęd
81,5—87,5	6,0	piasek kwarcowo-glaukonitowy, drobnoziarnisty, nieco łyszczykowy, szary z odzieniem zielonawym;		
87,5—88,0	0,5	piasek kwarcowo-glaukonitowy, drobnoziarnisty, nieco łyszczykowy, zielono-szary (nie reaguje z HCl);		
88,0—90,5	2,5	piasek kwarcowo-glaukonitowy, nieco łyszczykowy; pojedyncze małe otoczaki krzemienne (średnicy do 2 mm); ilasty, zielony (nie reaguje z HCl);		
90,5—94,5	4,0	piasek kwarcowo-glaukonitowy silnie ilasty, nieco łyszczykowy, ciemnoszary z odzieniem zielonawym (nie reaguje z HCl);		
94,5—96,0	1,5	piasek kwarcowo-glaukonitowy, silnie ilasty ze żwirkami kwarcu ciemnoszarego, ciemnoszary (nie reaguje z HCl);		
96,0—101,5	5,5	piasek kwarcowy, drobnoziarnisty, nieco łyszczykowy, ciemnoszary (nie reaguje z HCl);		
101,5—111,0	9,5	ił piaszczysty łyszczykowy z cienkimi wkładkami szarego i jasnoszarego piasku drobnoziarnistego, łyszczykowego, silnie ilastego; ciemnoszary (nie reaguje z HCl);		
111,0—112,0	1,0	piasek kwarcowo-glaukonitowy, drobnoziarnisty, silnie ilasty, ciemnoszary z odzieniem zielonawym (nie reaguje z HCl);		
112,0—113,0	1,0	ił piaszczysty, łyszczykowy z cienkimi wkładkami i małymi gniaздkami szarego i jasnoszarego piasku drobnoziarnistego łyszczykowego, silnie ilastego, ciemnoszary (nie reaguje z HCl);		
113,0—117,6	4,6	margiel kredowy jasnoszary, z otwornicami <i>Bolivina</i> .	Senon (mastr.) Kreda	

Otwór nr 12 Broniszew

Współrzędne prostokątne 524,175 470,450

Wysokość n. p. m. ca 158,0 m

Głębokość w m	Miąższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
0,0—0,6	0,6	gleba gliniasto-piaszczysta, szaro-brunatno-żółtawa;		Czw.

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstw	Uwagi	Wiek
0,6—2,4	1,8	piasek różnoziarnisty ze żwirem i otoczkami (skały femiczne, kwarc); brunatno-rdzawy (nie reaguje z HCl);	Utory fluwioglacjalne	Varsovien I
2,4—7,5	5,1	głina zwałowa piaszczysta szaro-brunatno-żółtawa (reaguje z HCl);	Utory lodowcowe	
7,5—8,0	0,5	głina zwałowa silnie piaszczysta, ochrowo-żółta (reaguje z HCl);		Utory akumulacji rzecznej
8,0—8,5	0,5	piasek drobno- i średnioziarnisty z grubymi ziarnami i drobnymi żwirami (granit czerwony, kwarc); szaro-żółtawy (słaba reakcja z HCl);		
8,5—9,0	0,5	piasek drobnoziarnisty szary z odcieniem żółtawym (nie reaguje z HCl);		
9,0—10,8	1,8	piasek drobno- i średnioziarnisty z grubymi ziarnami i drobnymi żwirami; małe otoczki (granit czerwony) średnicy do 3 cm; szaro-żółtawy (reaguje z HCl);	Utw. fluwioglacjalne lub rozmyte utw. lodowe.	Varsovien I
10,8—12,3	1,5	otoczki średnicy do 4 cm (granity, piaskowce, skały femiczne, wapienie) żwir i piasek różnoziarnisty, marglisty, brunatno-żółtawy (reaguje z HCl);		
12,3—15,8	3,5	głina zwałowa, piaszczysta ze żwirem i otoczkami (granit, wapienie) średnicy do 3 cm; szaro-brunatno-żółtawa (reaguje z HCl);	Utory lodowcowe	Varsovien I
15,8—28,8	13,0	głina zwałowa ze żwirem i otoczkami (granit, wapienie, kwarcyt); ciemnoszara (reaguje z HCl);		
28,8—29,8	1,0	piasek gruboziarnisty z drobnym żwirkiem ciemnoszary (reaguje z HCl);	Utory fluwioglacjalne	Cracovien
29,8—31,1	1,3	piasek gruboziarnisty ze żwirkiem i otoczkami (granit szary, wapień, skały femiczne średnicy do 8 cm), ciemnoszary, silnie marglisty (reaguje z HCl);		
31,1—37,3	6,2	głina zwałowa, silnie piaszczysta z małymi żwirkami, ciemnoszara (reaguje z HCl);	Utory lodowcowe	Cracovien
37,3—38,0	0,7	otoczki (skały femiczne, granity, wapień) średnicy do 3 cm, żwir i piasek różnoziarnisty, silnie marglisty, ciemnoszary (reaguje z HCl);		
38,0—41,5	3,5	ił piaszczysty, w spągu z cienkimi wkładkami i małymi soczewkami iłu szaro-białego, piaszczystego, szary z odcieniem zielonawym (nie reaguje z HCl);	Utw. fluwioglacjalne lub rezydualne moreny	Preglacjal
41,5—43,0	1,5	ił nieco piaszczysty; małe soczewki szaro-białe; szaro-żółtawy (nie reaguje z HCl);		

Głębokość w m	Miaższość w m	Opis warstwy	Uwagi	Wiek
43,0—44,0	1,0	ił warstwowany z wkładkami piaszczystymi ochrowo-żółtymi, szary i szaro-biały (nie reaguje z HCl);		
44,0—45,0	1,0	ił z ochrowo-żółtymi plamami, ciemnoszary (nie reaguje z HCl);		
45,0—47,5	2,5	ił z plamami ochrowo-żółtymi, ciemnobrunatny (nie reaguje z HCl);		
47,5—48,3	0,8	ił cienkowiekowy, pylasto-piaszczysty, łuszczkowy, rdzawo i ochrowo-żółty (nie reaguje z HCl);		
48,3—49,3	1,0	ił pylasto-piaszczysty, warstwowany, łuszczkowy, szary z odcieniem żółtawym (nie reaguje z HCl);		
49,8—55,0	5,2	piasek drobnoziarnisty, silnie ilasty, łuszczkowy żółto-szary (nie reaguje z HCl);		
55,0—55,5	0,5	piasek średnio- i gruboziarnisty, nieco łuszczkowy szary z odcieniem żółtawym (nie reaguje z HCl);		
55,5—56,5	1,0	ił bardzo silnie piaszczysty, łuszczkowy żółto-szary (nie reaguje z HCl);		
56,6—60,0	3,5	piasek drobnoziarnisty, silnie ilasty, łuszczkowy żółtawo-szary (nie reaguje z HCl);		
60,0—61,0	1,0	piasek drobnoziarnisty, silnie ilasty, łuszczkowy szary (nie reaguje z HCl);		
61,0—68,3	7,3	piasek średnio- i gruboziarnisty, silnie ilasty; przeważa kwarc szary, obok niego ciemnoszary oraz ziarno rozłożonego skałenia; ciemnoszary (nie reaguje z HCl);		
68,3—68,5	0,2	ił nieco piaszczysty, ciemnoszary (nie reaguje z HCl);		
68,5—71,0	2,5	piasek drobnoziarnisty, silnie ilasty; wśród ziarn piasku występuje głównie kwarc szary, obok niego ciemnoszary i rozłożony skałen; na głębokości 60,0 m ułamek lignitu, ciemnoszary (nie reaguje z HCl);		
71,0—71,7	0,7	ił zielony (nie reaguje z HCl);		
71,7—72,2	0,5	ił ciemnobrunatny (nie reaguje z HCl);		
72,2—77,0	4,8	ił pylasto-piaszczysty, nieco łuszczkowy, ciemnobrunatny (nie reaguje z HCl);		
77,0—78,0	1,0	ił pylasto-piaszczysty, nieco łuszczkowy, żółto-zielonawy (nie reaguje z HCl);		
78,0—78,5	0,5	ił pylasto-piaszczysty, nieco łuszczkowy, ciemnobrunatny (nie reaguje z HCl);		
78,5—80,0	1,5	ił zielonawo-żółty (nie reaguje z HCl);		
80,0—83,3	3,3	ił ciemnoszaro-brunatny (nie reaguje z HCl);		

Preglacjat

Pliocen

Trzeciorzęd

UWAGI O STRATYGRAFII I GENEZIE UTWORÓW GEOLOGICZNYCH POD BIAŁOBRZEGAMI

W przekroju na linii Borowe—Wyśmierzyce nad Pilicą utwory kredowe pod trzeciorzędem (otwór nr 6 — 112,4 m, nr 4 — 113,0 m, nr 1c — 114,8 m) leżą prawie poziomo lub wykazują na badanym odcinku bardzo nieznaczne nachylenie ku północy (2,4 m na przestrzeni około 3,5 km). Niżej leży tylko kreda w obrębie doliny, gdzie w otworze nr 2 strop jej znajduje się na wysokości 91,4 m n. p. m. Jest to powierzchnia lokalnie obniżona erozyjnie w czwartorzędzie.

W przekroju między Broniszewem a Witaszynem w położeniu stropu kredy zachodzą znacznie większe różnice aniżeli w przekroju poprzednim. Mianowicie strop jej w otworze nr 10 osiąga 77,7 m n. p. m., a w otworze nr 11 w pobliżu Broniszewa tylko 34 m n. p. m. Wskazuje to na istnienie dość znacznego spadku wynoszącego 43,7 m na przestrzeni 12,2 km, co daje około 3,5 m/km i jest dość dużym spadkiem powierzchni strukturalnej. W stropie utworów kredy zaznacza się szereg większych nierówności na nieznacznej przestrzeni, co wskazuje na istnienie układu fleksurowego lub uskoku. Sytuacja ta szczególnie wyraźnie zaznacza się między otworami nr 9 i 10, gdzie różnice wynoszą około 25 m, przy czym strop kredy w obydwu otworach pokryty jest oligocenem. Częściowo analogiczną strukturę posiada odcinek między otworem nr 3 i 5, gdzie interpretacja wierceń dla oligocenu wykazuje prawdopodobnie fleksurowy układ warstw.

Porównanie stropu kredy oraz jego spadku w obydwu przekrojach wskazuje na położenie przekroju A — B na wyrównanej powierzchni kredy, być może zgodnie z rozciągłością warstw, natomiast przekrój C — D leży na obszarze o dużym pochyleniu stoku w kierunku środka niecki mazowieckiej.

Zgodnie z powierzchnią kredy leżą utwory trzeciorzędowe.

Jak wynika z profilu i opisu szczegółowego, na odcinku między Borowem a Wyśmierzycami miąższość trzeciorzędu jest stosunkowo niewielka, gdyż są to południowe krańce występowania wszystkich trzech jego poziomów. Poza tym wysokie położenie stropu kredy uniemożliwiło tworzenie się grubszych osadów trzeciorzędowych.

Utwory trzeciorzędowe w przekroju C — D osiągają większą miąższość, przy czym oligocen i miocen występują na całej przestrzeni, natomiast pliocen znany jest tylko z dwu północnych otworów. Oligocen najmniejszą miąższość ma w otworach południowych — nr 9 — 16,3 m, a ku północy stopniowo grubieje i w otworze nr 11 osiąga 34,5 m miąższości. Podobnie miocen w otworach południowych jest znacznie cieńszy (około 20 m)

w porównaniu z odcinkiem północnym (30 m). O ile w powierzchni utworów oligocenu widać pewną zgodność z kredą, to strop miocenu podlegał procesowi niszczenia czwartorzędowego i nie wykazuje tej regularności co oligocen. Na północ od otworu nr 11 zaznacza się dość znaczne pochylenie stropowych warstw miocenu, który przykrywa już pliocen warstwą o miąższości ponad 20 m.

Jak wynika z poprzednich rozważań, przekrój Borowe — Wyśmierzyce został wykonany w miejscu zwięzienia się doliny Pilicy, tj. zbliżania się obydwu wysokich brzegów, jest więc to pewnego rodzaju przełomowy odcinek doliny Pilicy. W przekroju tym stosunkowo płytko występują utwory podłoża przedczwartorzędowego. Dolina Pilicy została już zarysowana na schyłku preglacjału, jakkolwiek nie znaleziono tu utworów preglacjalnych.

Jak wynika z zestawienia wierceń zarówno w przekroju A — B jak i przekroju C — D, glina zwałowa dolna zlodowacenia Cracovien pokrywa zbocze przedczwartorzędowej doliny. Pod Borowem strop i spąg gliny zwałowej pokrywa zbocze doliny od wysokości około 31,4 m (otwór 1 a) do 112,479 m (otwór nr 1 b), czyli około 19 m na przestrzeni zaledwie 200 m. Fakty te wskazują na istnienie doliny Pilicy już przed zlodowaceniem Cracovien.

Utwory czwartorzędowe należące do zlodowacenia Cracovien i Varsovien I pokryły cały obszar, jednakże po każdym zlodowaceniu dolina ulegała odnowieniu. Najwyraźniej zaznaczyło się to po zlodowaceniu Varsovien I. Utwory tych dwu zlodowaceń w przekroju Borowe — Wyśmierzyce tworzą obydwie brzegi, dno zaś doliny wyścielają utwory pozostałe z rozmycia tych zlodowaceń przedzielonych serią normalnej akumulacji rzecznej, przykrytej osadami zastoiskowymi (otwór nr 2). Górna część utworów w dolinie Pilicy powstała już po zlodowaceniu Varsovien I, przy czym główna część osadów utworzyła się w okresie poprzedzającym „zlodowacenie“ Warty, którego osady nie pokryły badanego odcinka, a znajdują się bardziej na północ, w odległości około 8 km na N od wsi Borowe.

W utworach międzylodowcowych leżących między moreną Cracovien i Varsovien I widać w obydwu brzegach Pilicy dużą analogię. Występują w tym poziomie piaski z charakterystyczną wkładką łu wstęgowego w części środkowej. Seria piaszczysta jest wyjątkowo gruba w pobliżu Pilicy, a na północnych stokach na zewnątrz od doliny szybko cienieje.

W przekroju Broniszew — Witaszyn w utworach czwartorzędowych widać duże podobieństwo. Na obszarze wysoczyzn czwartorzędowych leżą dwa poziomy utwórów morenowych zlodowacenia Cracovien i Varsovien I tworzących warstwę różnej grubości, osiągającą do 19,5 m miąż-

szości, a tylko w otworach północnych występuje trzeci poziom glacjalny w postaci utworów glacjalnych lub fluwioglacjalnych. W dolinie Pilicy brak jest utworów morenowych, natomiast występują osady innego charakteru facjalnego lub rezydualne utworów morenowych jednego lub kilku zlodowaceń. W przekroju tym widać również dużą analogię między obydwooma brzegami w serii utworów międzylodowcowych, które mają 18,5 m miąższości i zawierają warstewkę mułkową w stropie. W najbardziej południowym otworze nr 10 obok utworów mułkowych występuje gytia wapienista z detrytusem roślinnym będąca osadem interglacjalnym.

W serii utworów międzylodowcowych wyróżnia się potężny kompleks, stwierdzony w otworze nr 8 na głębokości od 12,5 do 43,2 m, a więc mający 30,7 m miąższości. Kompleks ten składa się z trzech charakterystycznych poziomów, przy czym środkowy składa się z piasków różnoziarnistych, żwirkowych, zawierających liczne małe otoczaki granitu. Seria ta jest bardzo charakterystyczna dla interglacjału Masovien I.

Drugi poziom utworów związanych z okresem międzylodowcowym po zlodowaczeniu Varsovien II nie jest tak wyraźnie zaznaczony jak osady Masovien I. Występuje tu dość gruba seria piasków rzecznych i rzeczno-lodowcowych, oddzielająca glinę zwałową zlodowaczenia Varsovien I warstwą grubości 5,6 m od moreny najwyższej. Poziom ten nie posiada tak wyraźnych podstaw jak opisany przez I. Jurkiewiczową (1) profil Dzbanek Kościuszkowskich i Szczercowa, jednakże ustalenie sytuacji stratygraficznej tych interglacjałów i istnienie między utworami zlodowaczenia Varsovien I a Varsovien II utworów glacjalnych „zlodowaczenia“ Warty pozwala synchronizować najwyższą glinę zwałową spod Broniszewa ze „zlodowaczeniem“ Warty.

LITERATURA

1. Jurkiewiczowa I. — Interglacja Szczercowa i Dżbanek Kościuszkowskich w świetle nowych danych geologicznych. *Państw. Inst. Geol. Biul.* 67. Warszawa 1952.
2. Rühle E. — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski, Arkusz B4 Radom w skali 1 : 300 000 wydanie B — bez utworów czwartorzędowych. *Państw. Inst. Geol.* Warszawa 1946.
3. Rühle E. — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski, Arkusz B4 Radom w skali 1 : 300 000 wydanie A — (zakryta). *Państw. Inst. Geol.* Warszawa 1947.

Эдвард ЦЮК и Эдвард РЮЛЕ

ДВА РАЗРЕЗА ЧЕРЕЗ ПИЛИЦУ ПОД БЯЛОБРЖЕГАМИ

(с 3 табл. и 1 фиг. в тексте)

РЕЗЮМЕ

Содержание

Поперек долины Пилицы под Вялобржегами проведены с севера на юг два геологических разреза, один длиной 4,2 км, второй — 12 км. В обоих разрезах на различной глубине лежат сенонские отложения. Выше лежат третичные образования: олигоцена, миоцена и плиоцена. Третичные отложения покрыты прегляциальными и четвертичными образованиями. В западном разрезе отсутствует прегляциал, который залегает мощным слоем в восточном разрезе.

Среди четвертичных отложений надо выделить образования на возвышенностях — это моренные отложения и флювиогляциальные осадки — от перемытых ледниковых и речно-ледниковых образований, выполняющих долину Пилицы. В стратиграфии мы различаем отложения краковского оледенения (в подошве осадков краковского оледенения возможно, что находятся следы более старого гляциала), в высшей части разреза залегают отложения оледенения варшавского и Варты. В одной из скважин находятся интергляциальные органические отложения, причисленные к оледенению мазовецкому I.

В пределах исследованной территории пробегает южная граница оледенения Варты; в скважинах северного края восточного разреза имеется один моренный горизонт больше, чем в части более южной.

Поперек долины Пилицы под Бялобржегами проведены с севера на юг два разреза — один из них длиной 4,2 км между Боровем и Вьсьмержицами (обозначенный на схеме буквами А—В) и второй длиной 12 км между Бронищевом и Виташином (обозначенный буквами С—D).

Район, охваченный исследованием авторов, расположен частично на непосредственном предполыи оледенения Варты (разрез А—В) или-

же частично в зоне (разрез С—D) младших форм ледниковой аккумуляции, связанной с осцилляцией этого оледенения. Целью разреза С—D явилось выяснение и установление геологического профиля для района покрытого на севере молодыми формами и отложениями аккумуляции оледенения Варты и района, расположенного на юг от этой зоны, покрытой отложениями максимальной фазы центрально-польского оледенения (варшавского I).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА НА ЛИНИИ БОРОВЕ — ВЬСЬМЕРЖИЦЕ (А—В)

Достигнутый 8 скважинами мел имеет различный петрографический характер, а именно это геза со слоями песчаника, пыlistый песок и кварцевая пыль со слоями гезы а также известковая глина со слоями известняка. В стратиграфическом отношении это зоны сантона (сенон).

Третичная система выступает на севере и юге от долины Пилицы и состоит из трех ярусов: олигоцена, т. е. из глауконитового песка с примесью песка и отдельного зерна кварцевого гравия, миоцена — из кварцевых песков с незначительной примесью в некоторых скважинах гумуса и плиоцена — т. е. из глины. Общая мощность третичной системы составляет 8,7 м.

Четвертичная система целиком покрывает мел и третичную систему во всем разрезе и нужно выделить следующие элементы — отложения, формирующие возвышенности по обоим берегам долины Пилицы и осадки в долине.

Возвышенности построены из ледниковых образований — гляциальной глины, — выступающих в двух горизонтах разделенных отложениями речно-ледниковой аккумуляции. В долине Пилицы выступают пески, разделяющие два горизонта гравия с галькой в виде остатков разных ледниковых отложений; зато отсутствует гляциальная глина. В младшем четвертичном периоде вблизи северного края врезалась долина Пилицы, которую наполнили илестые отложения.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА НА ЛИНИИ БРОНИЩЕВ — ВИТАШИН

Мел — выступает в нижней части разреза на разной глубине в виде светлосерых, серо-желтоватых и зеленоватых мергелей верхнего сенона.

Третичная система в самой нижней части представляет отложения олигоцена, состоящие из нижней глинистой части

(темносерые, безизвестковые глины) и верхней песчанистой — глауконитовые пески с гравием кварца и фосфоритными и пиритовыми конкрециями.

Выше залегает миоцен мощностью до 30,70 см. Это кварцевые пески разной мощности, частично каолиновые, в некоторой степени слюдистые. Местами в кровле с примесью пыли бурого угля.

В кровле третичной системы залегает плиоцен в виде зеленых, желто-зеленоватых, безизвестковых глин с небольшими прослойками мелкого песка.

Между третичной системой и четвертичной залегает пласт прегляциала обладающий довольно большой мощностью. В фациальном и петрографическом отношении его можно разделить на нижнюю часть с преобладанием песков и верхнюю, состоящую из глин. Мощность этого пласта составляет до 21,20 м.

Четвертичная система разреза С—D. Аналогично предыдущему разрезу следует выделить два различные фациальные и стратиграфические элементы: отложения плейстоценовой возвышенности и нижней Пилицы.

Севернее Пилицы находится довольно комплетный профиль четвертичной системы, который состоит (в скважине 12) из нижней, средней и верхней гляциальной глины, разделенных песчанистыми слоями или же, в других скважинах, осадками подпруженных вод.

В подошве данного горизонта гляциальной глины залегают гравий и галька, вероятно являющиеся следами самого старшего оледенения.

Южнее Пилицы залегают два горизонта гляциальной глины, разделенные в скважине 10 отчетливой интергляциальной серией.

В долине Пилицы моренные отложения размыты, зато выступают пласты песков со слоями гравия и гальки а в кровле органические остатки.

ПРИМЕЧАНИЯ К СТРАТИГРАФИИ И ГЕНЕЗИСУ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОД БЯЛОБРЖЕГАМИ

В обоих разрезах в подошве третичной и четвертичной систем выступает мел, кровля которого обладает умеренным падением к северу, причем в северном разрезе он составляет 3,5 м на км.

Согласно с поверхностью мела залегают отложения третичной системы, причем олигоцен и миоцен тянутся далее к югу, а плиоцен не переходит Пилицы в восточном разрезе.

В стратиграфии четвертичной системы выделены отложения оледенения краковского и варшавского I, а также Варты, причем в подошве осадков краковского оледенения, возможно, находятся остатки старшего оледенения.

В одном из отложений выступают органогенные интергляциальные осадки, причисленные к межледниковью мазовецкому I.

В исследованном районе пробегает южная граница предела оледенения Варты и в скважинах северного края восточного разреза имеется один моренный горизонт больше, чем на юге.

Edward CIUK and Edward RÜHLE

TWO SECTIONS ACROSS THE PILICA VALLEY IN THE ENVIRONS OF BIAŁOBRZEGI

(with 3 pl. and 1 fig. in the text)

SUMMARY

Abstract

Two cross sections have been executed across the Pilica Vally near Białobrzegi; they both run from north to south; one of them is 4,2 km and the second 12 km long. In both cross-sections occur Oligocene, Miocene and Pliocene deposits of variable thickness, but while Oligocene and Miocene extend far southward, Pliocene never crosses Pilica river in the eastern cross-section.

The Tertiary deposits are covered with the Pre-glacial. In eastern cross-section Pre-glacial is absent, but it is developed as a thick bed in eastern section.

In the Quaternary formation we must distinguish deposits laying on uplands, where morainic deposits and glaciifluvial and fluvial sediments occur, from washed glacial and fluvial sediments, filling up the Pilica valley. From stratigraphical point of view we distinguish deposits of Cracovien Glaciation and at bottom of these deposits perhaps traces of oldest glaciation. On the other hand above the deposits of the Cracovien Glaciation there are ones of the Varsovien I and Warta Glaciation. In one of bore-holes occur organogenic sediments of Interglacial considered as Masovien I.

Through the investigated area passes southern limit of the Warta Glaciation and in bore-holes on the northern extremity of the eastern cross-section exists one morainic horizon more than in regions situated farther to the south.

Two cross-sections have been executed across the Pilica valley near Białobrzegi; they both run from north to south; one of them 4,2 km long is situated between Borowe and Wyśmierzyce and is marked A — B in the sketch, while the other, 12 km long, runs between Broniszew and Witaszyn and is marked C — D.

GEOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE BRONISZEW—WITASZYN SECTION (A—B)

The Cretaceous revealed in 8 drillings has a varying petrographical character, namely, it consists of gaize with sandstone beds, pelitic sand, and quartz dust with beds of gaize as well as calcareous clay with beds of limestone. In the stratigraphical respect they are zones of the Santonian (Senonian).

The Tertiary occurs north and south of the Pilica valley and is composed of three stages: the Oligocene consisting of glauconitic sand with an admixture of sand and single quartz gravel; the Miocene, i. e. quartz sands with a slight admixture of humus in some bore-holes; the Pliocene, i. e. clay. The total thickness of the Tertiary amounts to 8,7 m.

The Quaternary covers entirely Cretaceous and the Tertiary in the whole cross-section, and the following elements should be distinguished therein: the formations building uplands on either bank of the Pilica valley and the sediments in the valley.

GEOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE BRONISZEW—WITASZYN SECTION (C—D)

The Cretaceous occurs in the lower part of the section at various depths in the form of light grey, grey-yellowish, and greenish marls of the Upper Senonian.

The Tertiary is, in the lowest part, represented by Oligocene deposits composed of an argillaceous lower part (dark grey limeless clays) and an arenaceous upper part (glauconitic sands with quartz gravels and phosphate and pyrite concretions).

Higher up lies the Miocene up to 30,70 cm thick. It consists of quartz sands of various thicknesses, partly kaolinic, somewhat micaceous. In the top, here and there, is an admixture of brown coal dust.

In the top of the Tertiary lies the Pliocene in the form of green and yellow-greenish limeless clays with thin intercalations of fine-grained sand.

Between the Tertiary and the Quaternary lies a pre-glacial bed, the thickness of which is fairly considerable.

The Quaternary of the C — D cross-section, similarly as in the preceding one, should be divided into two elements, different as regards facies and stratigraphy, namely the formations of the Pleistocene upland and those of the lower Pilica valley.

REMARKS ON THE STRATIGRAPHY AND ORIGIN OF THE GEOLOGICAL FORMATIONS NEAR BIAŁOBRZEGI

In either cross-section the Cretaceous occurs in the bottom of both the Tertiary and the Quaternary; its top is also slightly inclined to the north. In the northern cross-section the inclination reaches up to 3,5 m/km.

Conformably to the Cretaceous surface lie Tertiary deposits; the Oligocene and the Miocene extend farther southwards, while the Pliocene does not cross the Pilica in the eastern cross-section.

In the stratigraphy of the Quaternary formations of the glaciations Cracovien and Varsovien, as well as those of the Warta glaciation, have been discerned, and in the bottom of the Cracovien sediments remnants of an older glaciation are likely to occur.

Józef KRZYŻKIEWICZ

CZWARTORZĘD DOLINY BIAŁEJ PRZEMSZY POD GOLCZOWICAMI

(z 3 tabl. i 2 fig. w tekście)

Streszczenie

W pracy omówiona jest budowa czwartorzędu 1,5 km odcinka doliny Białej Przemszy. Ogólny profil geologiczny składa się z 5 typów osadów, a mianowicie:

a) gruz i żwir, b) utwory zastoiskowe o bardzo różnorodnym składzie, c) marlice wapienne, d) gruz i żwir z przewarstwieniami piasku, e) piaski kwarcowe, drobne.

Najstarszym poziomem jest warstwa „a”, powstała w preglacjale. Osadzenie warstw wyżej leżących autor wiąże ze zmianami warunków klimatycznych i odpływem wód w okresie położenia lodowca na północ od badanego terenu.

Utwory te wypełniają 50 m głębokości bruzdę Praprzemszy predysponowaną tektonicznie, w której osadzał się materiał przynoszony z pobliskiej kuesty Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej.

Na podstawie analiz granulometrycznych wyróżniono 6 głównych faz oraz 12 podfaz sedymentacyjnych, z których 2 zachodziły w preglacjale, 10 w plejstocenie.

Obecność materiału gruzowego w dolnej części przekroju warstw czwartorzędowych oraz jego ułożenie w warstwach pozwala na niezależne wyróżnienie 5 do 7 faz sedymentacyjnych, odpowiadających części starszych faz zaznaczonych w przekroju granulometrycznym (II, III, IV, i V).

WSTĘP

W 1947 i 1948 r. na północno-wschodnim odcinku doliny Białej Przemszy, w bezpośrednim sąsiedztwie Golczowic, wykonano pod kontrolą autora 23 otwory wiertnicze dla zbadania utworów plejstocenijskich i ich podłoża (fig. 33).

Dla uzyskania najdokładniejszej charakterystyki geologicznej występujących tu warstw poddano analizie granulometrycznej najbardziej typowe utwory; wyzyskano również wyniki wierceń wykonanych w 1946 r. dla zachodniej części doliny w związku z badaniami Pustyni Błędowskiej.

Celem właściwej oceny poczynionych tu obserwacji, dotyczących całości kształtu zjawisk sedimentacyjnych na górnym odcinku doliny rzeki Białej Przemszy, należy zwrócić uwagę na nieznaczne rozmiary badanego odcinka, a w szczególności tej jego części, jaką zbadano pod względem granulometrycznym.

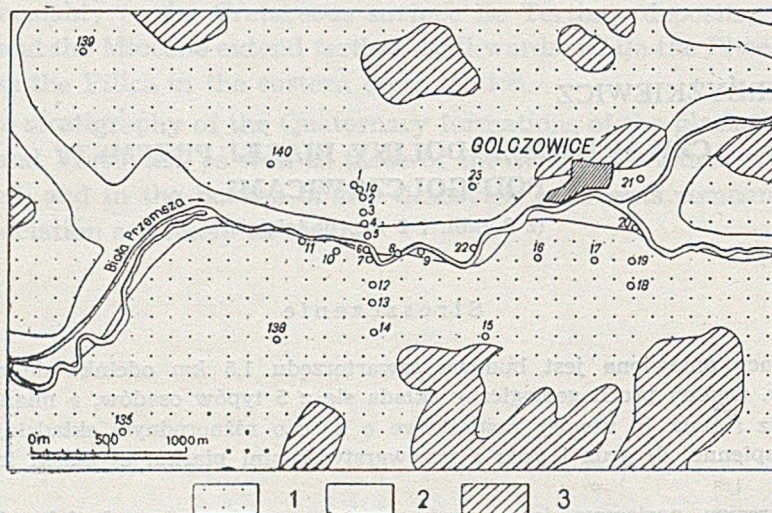


Fig. 33

Szkic sytuacyjny wierzeń pod Golczowicami, 1 — utwory plejstocenijskie, 2 — utwory holocenijskie, 3 — utwory mezozoiczne.

Długość badanego odcinka wynosi 1500 m (odległość między wierzeniami 11—6—16), w kierunku zaś poprzecznym 625 m (odległość skrajnych otworów 3—13). Do badań granulometrycznych wyzyskano przy tym tylko 3 otwory na przekroju poprzecznym oraz 3 otwory na przekroju podłużnym. Rozmiary terenu badań w odniesieniu do rozstawienia otworów, które dostarczyły materiału dla konstrukcji przekrojów geologicznych podłużnych i poprzecznych, wynoszą:

na osi podłużnej	— otwory 137—19	3 350 m
na osi poprzecznej	— otwory 1—14	1 250 „
ewentualnie	— otwory 135—139	2 500 „

Badany obszar wznosi się we wschodniej części do 324,55 m n. p. m., w zachodniej zaś do 319,88 m n. p. m. Brzeg południowy doliny Białej Przemszy osiągnąwszy 330,42 m n. p. m. wznosi się w tej okolicy do 10 m nad dnem doliny (320 m n. p. m.), krawędź zaś północna — do 21 m (341,57 m n. p. m.)

Duża zmienność utworów plejstocenu wymaga znacznej ostrożności w porównywaniu wyników analizy składników sedimentacyjnych odległych profili. Dotyczy to tym bardziej wysnuwania wniosków o zmianach

warunków orograficznych, hydrologicznych i klimatycznych przyległego terenu na podstawie szczegółowego badania elementów należących do lokalnych odcinków badanego terenu.

W rozważaniach swoich zwróciłem dużą uwagę na zagadnienia związane ze składem mechanicznym występujących na tym terenie utworów.

W czasie zestawiania materiału analitycznego, granulometrycznego, uzyskanego w pracowni, przy opisywaniu otworów golczowickich została opracowana metoda graficznego ujęcia osiągniętych tu wyników w postaci diagramów profilowych. Równocześnie została uczyniona próba ujęcia ilościowego występowania w przekroju materiału gruzowego, złożonego z obtoczonych wapieni jury białej w piaskach odwiercanej warstwy gruzowo-piaszczystej.

Wysunięte przez inż. St. Doktorowicz - Hrebnickiego, zastrzeżenia w czasie wielokrotnych dyskusji nad tematem niniejszego opracowania i dotyczące wniosków, opartych na granulometrii piasków, posłużyły mi nie tylko do bardziej krytycznego ujmowania uzyskanych tu wyników, lecz również i do pozytywnego stwierdzenia ważności pozornie drobnych zmian granulometrycznych.

Nawet najdrobniejsze wahnięcia, stwierdzone w danym odcinku profilowym jednego z otworów, znajdują swe odpowiedniki we wszystkich pozostałych, poddanych badaniu, punktach profilowych, gdzie dokonano pobrania materiału w terenie wierceń i poddano go badaniu w pracowni.

Spełniając przyjemny obowiązek autorski składam tutaj serdeczne podziękowanie nac. inż. St. Doktorowicz - Hrebnickiemu, prof. dr. S. Z. Różyckiemu i dr. E. Rühlemu, którzy zgodzili się prześledzić tekst tego artykułu i podzielili się ze mną swymi cennymi uwagami. Dotyczyły one głównie niektórych wniosków końcowych niniejszego opracowania. Dr E. Rühle ze swej strony nie tylko zachęcił mnie do napisania niniejszej rozprawki, lecz ponadto podjął się dodatkowego opisanie znacznej liczby próbek, odnoszących się do ilów zastoiskowych, występujących w spągu plejstocenu, oraz ostatecznej redakcji tego artykułu. Dziękuję również prof. F. Rutkowskiemu, który udzielił mi informacji, dotyczących zasadniczych rysów stratygrafii warstw czwartorzędowych we wschodniej części Pustyni Błędowskiej.

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA BADANEGO TERENU

Dolina Białej Przemszy jest na odcinku północnym stosunkowo wąska i posiada kierunek NE — SW.

W okolicy Golczowic dolina znacznie się rozszerza, przyjmuje kierunek równoleżnikowy i łączy się bezpośrednio z Wielką Pustynią Błędowską stanowiąc wschodnie jej przedłużenie.

Na omawianym odcinku dolina Białej Przemszy przecina kuestę jurajską Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, sięgając w głąb tego pasma w okolicy Domaniewic. W podłożu utworów plejstocenijskich oraz w odstępach otaczającego obszaru występują warstwy wieku górno-triasowego oraz górno- i środkowo-jurajskiego.

Ogólny bieg warstw Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej posiada kierunek NNW—SSE, przy upadzie 4—8° w kierunku ENE.

Iły kajpru zanurzają się tu stopniowo pod wapienie doggeru i malmu. Linia, rozgraniczająca wychodnie tych warstw pod powłoką utworów plejstocenu przebiega ukośnie w stosunku do kierunku osiowego omawianego odcinka doliny Białej Przemszy.

Wskutek upadu warstw w kierunku ENE oraz nawiercenia wiśniowych iłów kajpru już w otworach położonych na południowo-zachodnim zboczu doliny otrzymujemy również i w przekroju z N na S upad w kierunku wschodnim, przy nieco mniejszej tylko wartości kąta.

Na podstawie dotychczasowych wiadomości o budowie geologicznej doliny Białej Przemszy pod Golczowicami należy przypuszczać, że północne

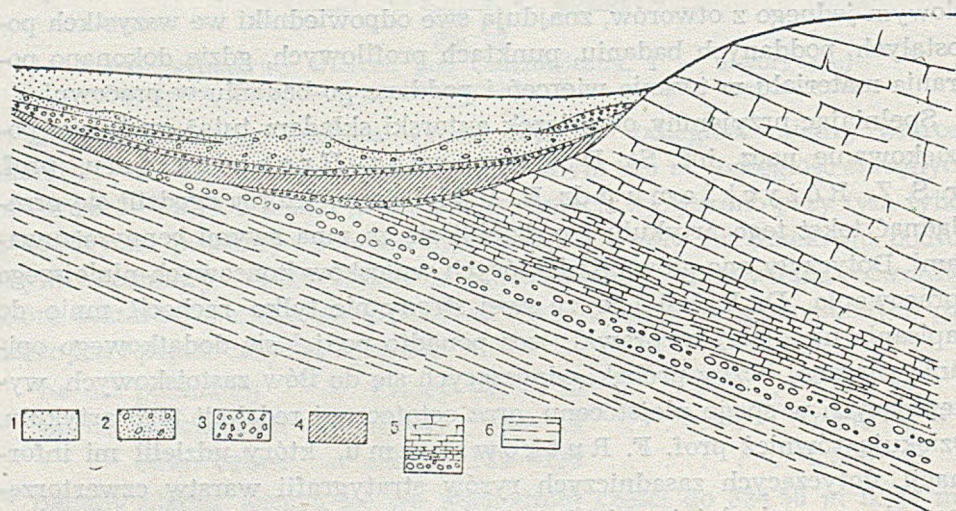


Fig. 34

Schematyczny przekrój kuesty jurajskiej pod Golczowicami. 1—4 czwartorzęd: 1 — piaski górne, 2 — piaski z domieszką gruzu, 3 — gruz wapienny, 4 — iły denne; 5 — utwory jurajskie, 6 — utwory triasowe.

stoki przedczwartorzędowej doliny zbudowane są wyłącznie z wapieni jury białej, gdy na południowym zboczu zachował się prawdopodobnie niewielki płat wapieni lub niższych poziomów jury, podestany na całej przestrzeni iłami kajpru (fig. 34).

Tego rodzaju różnorodność warunków geologicznych obszaru spowodowała asymetrię doliny, mianowicie szybsze obniżanie się zbocza południowego, zbudowanego z materiału miękkiego — ilów kajpru — w stosunku do brzegu północnego, zbudowanego z bardziej odpornych na działanie erozji wapieni doggeru i malmu.

W ten sposób przełomowa dolina Białej Przemszy, predestynowana prawdopodobnie jednym z panujących na tym obszarze kierunków tektonicznych, wcięła się w utwory jury, odsłaniając równocześnie ily kajpru dalej ku wschodowi aniżeli na obszarach sąsiednich.

UTWORY CZWARTORZĘDOWE

W profilu utworów czwartorzędowych doliny Białej Przemszy można wyróżnić od dołu następujące serie sedymentacyjne:

- a — utwory gruzowe
- b — osady zastoiskowe
- c — martwice wapienne
- d — żwiry z piaskami
- e — piaski.

a — utwory gruzowe. W spagu profilu występuje nieprzebity całkowicie, niegruby pokład gruzu, złożony ze słabo obtoczonych odłamków wapieni z domieszką pewnej ilości piasku. Występują tu cienkie warstewki czystego, dobrze przemytego piasku bez gruzu, o odcieniu kremowym lub dla frakcyj drobniejszych — poczynając od 0,5 mm w dół — popielatym. Poziomy górne w stosunku do piasków tej serii warstw wykazują znaczny spadek procentowego udziału ziarn grubszych.

Utwory gruzowe spoczywają na warstwach podłoża podczwartorzędowego doliny — na wapieniach doggeru i malmu lub iłach kajpru. Ponieważ w warstwach gruzów nie znaleziono skał krystalicznych, mogą więc one należeć zarówno do plejstocenu jak również reprezentować osady preglacjalne na opisywanym obszarze.

Osady te stanowią początek wielkiej serii akumulacyjnej czwartorzędowej doliny Białej Przemszy. Jest ona niezbyt gruba, jednakże pokrywa ciąglą warstwą podłoża, gdyż w żadnym z otworów nie stwierdzono ich braku. W otworze 6, na osi doliny (głębokość 46,5 m poniżej obecnej powierzchni), odsłonięta część tej warstwy wynosi 6,45 m. W wierceniu 21 leżącym już wyżej na zboczu warstwa ta ma przeszło 1,2 m grubości (33,8—35,0 m). Miąższość całej warstwy należy ocenić na około 10 m.

W skład jej wchodzi dwie warstewki gruzów, złożonych z dobrze obtoczonych wapieni jury białej, oraz cienka warstewka przegradzających je piasków. Spągu tej warstwy nie osiągnięto.

W próbkach tego poziomu napotkano tu w dwóch otworach pojedyncze ułamki drobnoziarnistych piaskowców, pochodzących prawdopodobnie z podścielających dolinę utworów kajpru.

b — osady zastoiskowe. W stropie warstwy „a“ leżą utwory zastoiskowe o różnym wykształceniu facjalnym, a mianowicie:

b₁ — ily zastoiskowe, zielonawo-szare, plastyczne, w niektórych miejscach (wiercenie 4) z wkładkami marglu warstwowanego lub też ily brunatno-czekoladowe, porowate; w dwóch innych wierceniach (wiercenie 3 i 6) w poziomie tym występują otoczaki wapieni; warstwę tę znaleziono na zboczach doliny, lecz prawdopodobnie podściela ona całą dolinę, pokrywając nieprzerwanym płaszczem występujące w jej spągu najniższe poziomy gruzowe;

b₂ — ily lub glinki lessowate, łatwo rozcierające się, jasnobrunatne o nieznacznym rozprzestrzenieniu;

b₃ — mułki szare, stwierdzone w wielu punktach przekroju; największe ich rozprzestrzenienie zaznacza się na osi doliny;

b₄ — ily piaszczyste, szare, w stropie lub w spągu mułków.

Ogólna charakterystyka tej serii przedstawia się następująco:

b₁. Osady zastoiskowe, stwierdzone w dolinie licznymi otworami wiertniczymi, reprezentowane są w znacznym stopniu przez pylaste piaski z warstewkami mułków z różną domieszką ziarn drobnych i rzadziej średnich, czasem ze śladami miki. Piaski te są częściowo silnie spojone, brylujące się. W stropie pojawiają się drobne okruchy wapienia. Barwa piasków żółta. Utwory te są słabo lub bardzo słabo wapienne lub też bezwapienne.

b₂. W niektórych miejscach występują też gliny pylaste lub piaski lekko gliniaste. Górna warstwa tych utworów zwykle mułkowata, ku stropowi najczęściej piaszczysta, ustępuje ku dółowi warstwom piaszczysto-gliniastym.

Jako przykład może służyć wiercenie 8.

Warstwa piaszczysta	— 27,40 — 28,35 m; miąższość 0,95 m
„ mułkowa	— 28,35 — 30,50 „ „ 2,15 „
„ piaszczysto-gliniasta	— 30,50 — 32,40 „ „ 1,90 „
	<u>5,00 m</u>

b₃. Są to na ogół mułki i piaski pylaste, stanowiące osad akumulacji wodnej, warstwowany, często z odłamkami lub okruchami wapieni. Utwory opisane występują w przekrojach wierceń, położonych bliżej osi doliny. Znaleziono je w przekrojach otworów 8, 9, 10, 11, 12 w górnej warstwie ilów w otworze 13, poza tym w otworach 14, 16, 17, 18, 21, 22.

b₄. Utwory ilaste nawiercono w otworach, położonych na zboczach doliny, na mniejszej głębokości, np. w otworze 18 (19,60 do 23,40 m; miąższość 3,80 m). W górnej części zboczy doliny (otwór 23) już na nieznacznej głębokości (1,90 do 5,60 m) zostały nawiercone utwory gliniaste, w stropie piaszczyste, ku dołowi ilaste i wyraźnie wapniste. W przeciwieństwie do wyżej opisanych utworów mułkowato-piaszczystych występują tu często drobne odłamki wapieni. Należą one prawdopodobnie do utworów podczwartorzędowych, związanych w danym miejscu z wietrzeniem podłoża, a mianowicie wapieni jury białej. W otworach 15 (18,60 m) i 20 (36,40 m) do ilów się nie dowiercono.

Jak wynika z załączonych przykładów, na zboczach doliny w niektórych głębszych wierceniach, w stropie jury białej, znaleziono ily, stanowiące prawdopodobnie produkt wietrzenia podłoża wapiennego w okresach przedlodowcowych. W czasie tworzenia się tej warstwy zaznacza się wyraźna stagnacja dopływu wód atmosferycznych, spływających z brzegów kuesty jurajskiej, wyrażona osadzeniem się tu materiałów ilastych, niesionych przez wody wolno płynące.

Utwory zastoiskowe, wyściełające dno i zbocza głębokiej bruzdy erozyjnej, pokryły je prawdopodobnie nieprzerwanym płaszczem o ukształtowaniu nieckowatym. Największą miąższość osiągają utwory zastoiskowe w pobliżu osi doliny, cieniejąc stopniowo w miarę wznoszenia się od osi doliny ku jej obu krawędziom. Występują one jeszcze na obu jej brzegach górnych, w postaci cienkiej warstewki ilastej. W kierunku południowo-zachodnim od Golczowic, w otworze 135, mniej więcej na tej samej głębokości od powierzchni jak i strop utworów zastoiskowych, w otworze 11, występuje już cienka warstwa wiśniowo-czerwonych ilów kajpru, mających w spągu odłamki wapieni (S. K o z i o ł, 2).

W kierunku zachodnim, w otworze 137, położonym na osi doliny utworów zastoiskowych, nie spotyka się, jak również na zboczu południowym, gdzie pod plejstocenem leżą ily wiśniowe kajpru (otwór 135). Ze względu na to, że w niektórych profilach stwierdzono słabo obtoczony materiał odłamkowy wapienny również w opisanej serii zastoiskowej, można sądzić o istnieniu zjawisk soliflukcyjnych w tym okresie.

Materiału pochodzącego w utworów lodowcowych, zawierających odłamki lub głązy skał krystalicznych północnych, w żadnym z profilów okolicy Golczowic nie znaleziono.

c — martwice wapienne. W stropie utworów ilastych występują niekiedy martwice wapienne, wykształcone jako drobne konkrecje wapieniste, gruzowate bądź skorupkowate, białej barwy. Martwice te leżą zwykle w zagłębieniach powierzchni warstwy iłów, wypełniając lokalne niecki o niewielkich rozmiarach. Miąższość ich jest zapewne mniejsza, niż to zaznaczano w przekrojach, ze względu na wymieszanie z odławkami pokruszonych otoczków zwirowiska wapiennego. Napotkane zostały w otworach 16 i 19.

d — gruz i piaski. Seria ta stanowi gruby kompleks warstw gruzowo-piaszczystych, składających się z wielu różnej grubości warstewek gruzów wapiennych i piasków, z różną ilością obtoczonych wapieni lub bez nich. Do warstw złożonych z gruzów wapiennych przybywa stopniowo, licząc ku górze, coraz więcej piasku. Kończą się one zwykle cienkimi warstewkami piasku przemytego, bez gruzów. Scharakteryzowaliśmy tutaj pojedyncze ogniwo serii. W następnych ogniwach tej serii warstwy składowe powtarzają się w tej samej kolejności. Ogólną grubość serii opisanych tu warstw należy przyjąć na osi doliny od 12 do 18 m, na zboczach zaś od 6 do 12 m. W części zachodniej badanego terenu, w pobliżu otworu 138 warstwa ta zanika, ustępując miejsca piaskom bez gruzu. Takież zjawisko obserwujemy w części wschodniej doliny około otworu 19.

Szczegółowe zbadanie próbek, łącznie z analizą mechaniczną piasków oraz analizą materiału profilowego odnośnych przekrojów, umożliwiły stwierdzenie istnienia wyraźnego rytmu w akumulacji warstw tego odcinka, wyrażającego się stopniowym osadzaniem się w poszczególnych fazach sedymentacyjnych coraz drobniej sortowanego materiału gruzu wapieni w piaskach, przy stopniowo malejącej ich ilości.

Po zakończeniu wcześniejszej fazy dopływ wód szybko wzrasta, powodując ponowny nawrót do osadzania się materiału grubego.

Skład sedymentacyjny poszczególnych faz, licząc od spągu do stropu, jest następujący:

a. Warstwa gruzu złożonego z grubych odłatków (6 do 10 cm) słabo obtoczonych wapieni jury białej, z nieznaczną domieszką piasku. W poszczególnych przypadkach warstwa składa się z materiału drobno sortowanego (1—2 cm).

β. Warstwa piasku zawierającego znaczny procent (20 do 80%) otoczków wapieni w piasku.

γ. Warstwa piasku, z gdzieniegdzie w niej spotykanymi niewielkimi odławkami (1 do 3 cm) obtoczonych wapieni.

δ. Czysty piasek przemyty, bez wszelkiej domieszki otoczków wapieni.

Na poszczególnych odcinkach przekroju wyróżniamy 5 do 7-miu seryjnie występujących wyżej opisanych faz sedymentacyjnych, złożonych ponad warstwą zastoiskową, oraz jedną poniżej tej warstwy (preglacjał). Taka sama ilość faz da się wyróżnić na skrzydle północnym i południowym doliny, występując przy tym w różnych przekrojach poprzecznych. W jednym natomiast z przekrojów poprzecznych wszystkie te fazy zostały zredukowane do jednej, przy znacznym rozszerzeniu poszczególnych ogniw sedymentacyjnych.

W ten sposób miąższość tej zredukowanej serii odpowiada miąższości całej poprzednio opisanej 5-cio fazowej serii.

Opisane wyżej stosunki sedymentacyjne dają się stwierdzić na zboczach doliny, występując wyraźnie w jej różnych przekrojach poprzecznych. Natomiast w tychże przekrojach, w pasie osiowym, występuje wyraźnie zmycie osadów i zastąpienie ich, jak powiedziano wyżej, bądź jednolitą warstwą piasków bezgruzowych, sięgających co najmniej do połowy głębokości doliny, bądź też tylko jedną fazą, o silnie rozwiniętych jej częściach składowych.

Stwierdzona tu niezgodność sedymentacyjna daje podstawę do poglądu, że osady gruzowo-piaszczyste są niesynchroniczne, a mianowicie na zboczach doliny są starsze w stosunku do młodszych sedymentów osiowej części doliny. Pierwotny materiał gruzowo-piaskowy został w późniejszych okresach na osi doliny wymieciony i zastąpiony nowymi osadami, bądź jednofazowymi piaskami i gruzami, bądź czystymi, przemytymi piaskami bezgruzowymi.

Należy zauważyć, że przy zmianie materiału sedymentacyjnego poszczególnych poziomów każdej serii, zależnie od położenia danego odcinka akumulacyjnego w stosunku do osi doliny i jej brzegów, poziomy te, tj. piaski, piaski z gruzem, warstwy gruzów itd., wznoszą się ku górze w kierunku pionowym, leżą ukośnie, bądź tworzą wzajemnie pokrywające się łuski. Łuski te obejmują jedną do dwóch faz niekompletnych, o silniejszym nachyleniu granicznych powierzchni sedymentacyjnych. Poprzednio opisane główne fazy mogą być również pełne lub niepełne.

Nie ulega wątpliwości, że poszczególne serie gruzowo-piaszczyste odpowiadają odnośnym fazom, początkowo wzmożonej i stopniowo zanikającej akumulacji, odnosząc się do okresów nasilenia lub stagnacji w dopływie wody spływającej ze zboczy.

Przekrój podłużny, osiowy danego odcinka doliny stwierdza ponadto, że wyraźne rozgraniczenie osadów gruzowo-piaszczystych i nadległych piasków bezgruzowych słabnie w miarę oddalania się od brzegów kuesty

jurajskiej na wschód. Jest to skutek osłabienia zarówno siły erozyjnej, jak i siły transportowej wody, pozostających zapewne w związku ze znacznym rozszerzeniem się w tym kierunku powierzchni spływu.

e — p i a s k i. W stropie profilu czwartorzędowego leży gruba seria piasków drobnoziarnistych, przemytych, kremowych, częściowo w drobnych frakcjach przesiewu (od 0,5 mm), popielatych, całkowicie pozbawionych domieszki gruzu wapiennego. Są to czyste piaski kwarcowe. Ilość minerałów ciemnych jest znikoma. Średnia grubość tej warstwy na osi doliny i jej zboczu południowym wynosi od 10 do 14 m. Jedynie w części osiowej od wschodu (otwór 19) osiąga ona miąższość około 35 m, leżąc prawie bezpośrednio na ilach. Na zboczu północnym grubość tej warstwy ma tylko od 4 do 8 m.

Wewnątrz tej warstwy, dość wysoko na zboczach doliny, występują lokalnie niegrube soczewki piasków ilastych, bądź ilów piaszczystych lub plastycznych i związanej z nimi martwicy wapiennej w ich spągu.

Seria piasków nie wykazuje pozornie większych zmian sedymentacyjnych, stanowiąc równo i drobno sortowany materiał kwarcowy, tworzący serię warstw dobrze przemytych piasków. Jednakże diagram składu mechanicznego ziarna tej warstwy piasków wykrywa i tutaj mniej lub więcej wybitne wahania.

Niektóre przekroje wykazują zmiany w opisanych wyżej stosunkach sedymentacji. Zmiany te zaznaczają się w obrębie zboczy doliny, przez złożenie już to cienkiej warstewki martwicy wapiennej lub ilów piaszczystych, już to piasków lekko ilastych lub mułkowatych i leżących wewnątrz zwartych warstw przemytego drobnoziarnistego piasku.

W tym przypadku, w przeciwieństwie do martwic występujących w stropie serii zastoiskowej, martwice tej serii występują pod warstwą ilastą, jako skutek infiltracji roztworów soli wapniowych. Obecność ich natomiast w dolnym poziomie, w zagłębieniach powierzchni stropowej ilów zastoiskowych, zależy od procesów związanych z działalnością fizjologiczną mięczaków (ślیمaków i małżów) w basenach słodkowodnych.

SKŁAD MECHANICZNY UTWORÓW CZWARTORZĘDOWYCH DOLINY BIAŁEJ PRZEMSZY

U W A G I O G Ó L N E

W przekroju serii gruzowo-piaszczystej, od spągu do stropu, obserwujemy stopniowe oraz ilościowo-wagowe zmniejszanie się obtoczonych wapieni jury białej.

W odniesieniu do składu mechanicznego (granulometrycznego) samego piasku poszczególnych serii, zjawisko to występuje we wszystkich zbada-

nych profilach w całej rozciągłości. Zmiany te, jak już zaznaczono, odpowiadają kolejnym fazom akumulacyjnym. Analizę mechaniczną wykonano dla kolejnych próbek, z najbardziej typowych profili, a mianowicie:

1. Na osi doliny zbadano skład mechaniczny ziarna w trzech profilach. Na odcinku zachodnim — otwór 11, środkowym — otwór 6 i wschodnim — otwór 16.
2. Na północnym skraju doliny — otwór 3.
3. Na południowym skraju doliny — otwór 13.

Wyróżniono przy tym następujące frakcje:

2,0 do 1,0	<i>mm</i>
1,0 do 0,6	„
0,6 do 0,5	„
0,5 do 0,3	„
0,3 do 0,2	„
0,2 do 0,15	„
0,15 do 0,10	„
0,10 do 0,075	„
poniżej 0,075	„

Serie gruzowo-piaszczyste, występujące w przekroju wszystkich zbadanych otworów tego terenu, w odniesieniu do pomiarów granulometrycznego ziarna samego piasku wykazują zdecydowany ich podział na dwa ugruntowania:

I grupa (składnik malejący od spągu do stropu warstwy) — zawiera frakcje od 1,0 *mm* (lub nieco wyżej) do 0,5 *mm*.

II grupa (składnik wzrastający) zawiera frakcje od 0,3 *mm* do 0,075 *mm*.

Punkt zwrotny leży na pograniczu frakcyj 0,5 i 0,3 *mm*. Największy wzrost z jednej strony i redukcja z drugiej dotyczy frakcyj 0,2 i 0,5 *mm*, przy czym początek tej zmiany obserwujemy już przy frakcji 0,3 *mm*.

Zaznaczamy, że wzrost lub spadek procentowego udziału w warstwie całego jej grubego składnika kwarcowego charakteryzuje nie tyle ten cały wzrastający lub malejący zespół frakcyj grubszych, ile raczej odnosi się to do frakcji 0,5 *mm* (spadek), z drugiej zaś do frakcji 0,2 *mm* (wzrost).

Jako przykład przytoczymy tu rozwój wzajemnej wymiany tych dwóch frakcyj w odniesieniu do różnych głębokości przekroju z otworów osiowych (otwór 11), gdzie zaznacza się wybitny spadek frakcji 0,5 *mm* przy odpowiednim wzroście frakcji 0,2 *mm*.

Zmiany grubości ziarna na różnych głębokościach profilu (otwór 11)

L. p.	Głębokości w m	Podfazy	F r a k c j e		
			0,5 mm	0,2 mm	0,3 mm
			w %		
1	25,0		60	15	7
2	19,0	II	53	22	13
3	15,0	III	33	36	18
4	6,0	IV	24	42	19
5	3,0	V	20	53	17

Jak widzimy z zestawienia, udział w wymianie frakcji 0,3 mm jest znikomy. Frakcja 0,5 mm również i w innych otworach wyznacza w ich przekroju, w obrębie frakcji 0,2 mm, odpowiednie funkcje, zachowując się podobnie jak w otworze 11.

Przy większych głębokościach, poniżej 28—30 m i dalej aż do 47 m (w najgłębszym z odwierconych otworów), w składzie warstwy biorą już większy udział frakcje grubsze (powyżej 0,5 do 2,0 mm), jak to ma miejsce w otworze 16 (przy głębokości od 31 do 37 m), a także w otworze 6 (przy głębokości 33 do 35 m). To samo dotyczy warstw gruzowo-piaszczystych tegoż otworu, osiągniętych na głębokości około 40—47 m i występujących w przekroju poniżej utworów zastoiskowych.

Udział procentowy wymienionych frakcji wyższych w otworze 16 sięga do 50%, w otworze 6 do 40%, a w preglacjale tegoż otworu również 50%, podczas gdy udział tychże frakcji w górnych odcinkach przekroju jest znikomy.

Jak powiedziano, frakcja 0,5 mm i wyższe wykazują na ogół tendencję zniżkową, licząc stanowiska badanych próbek od spągu tych osadów aż do obecnej powierzchni doliny. Obserwujemy to w otworach, położonych zarówno na osi doliny (otwory 11,6 i 16), jak też i na zboczu południowym (otwór 13). Natomiast w otworze 3, położonym na zboczu północnym, po silnej zniżce (68—23%) kończącej się warstwą ilów (przy głębokości 12 m) ma miejsce stopniowy i wybitny jej wzrost, aż do obecnej powierzchni doliny (45—65%). Dwa zespoły frakcyj — grupa I (frakcje 1,0—0,5 mm) i grupa II (frakcje 0,3—0,075 mm) — stanowią dwa główne składowe elementy granulometryczne piasku.

Już pobieżny przegląd diagramów, opartych na zbadaniu poszczególnych próbek, przy różnych odstępach ich pobrania, wskazuje na konieczność dokładnego ujęcia w czasie i przestrzeni otrzymanych tu wahnięć, o ile chodziło by o porównawcze uchwycenie występujących tu zjawisk sedymentacyjnych.

Za podstawę do wykreślenia diagramów wahań granulometrycznych przyjęto zmiany składu procentowego sumy wszystkich frakcji grubszych powyżej 0,2 mm, czyli od 0,5 do 2,0 mm, w pobranych do analizy mechanicznej kolejnych próbkach piasku, otrzymywanych przy wierceniu otworów badawczych. Analizy wykonano dla następujących otworów:

otwór 11, 6 i 16	—	oś doliny,
otwór 3	—	skraj doliny północny,
otwór 13	—	„ „ południowy.

Na osi poziomej rozmieszczono stanowiska punktów pobrania do analizy poszczególnych próbek piasku w przekroju otworów.

Na osi pionowej rozmieszczono zmiany składu procentowego górnej granicy sumy wyszczególnionych wyżej frakcji grubszych, a także wartości procentowe wszystkich pozostałych frakcji — linie cienkie. Na diagramach zaznaczono położenie punktów założenia otworów wiertniczych na powierzchni terenu w metrach nad poziomem morza; stanowisko w przekroju próbki pobranej do analizy mechanicznej; wreszcie cyframi rzymskimi zaznaczono podfazy — wahnięcia klimatyczne (minimum — maksimum — minimum) dla procentowej zawartości w pobranych próbkach sumy wszystkich frakcji grubszych 0,5—2,0 mm.

WYNIKI ANALIZY GRANULOMETRYCZNEJ

1. Faza główna A — preglacja. W samym dole przekroju otworu 6 występują dwie warstwy plejstoceńskie, gruzowo-piaszczyste, przegrodzone warstwą piasku bezgruzowego. Na podstawie analiz granulometrycznych wyodrębniamy tu dwie podfazy (I₁ i II₁), które w sumie tworzą jedną fazę główną o silnej tendencji zwyżkowej.

Frakcje grubsze od 0,5 mm, czyli 0,6—2,0 mm, uzyskują tu wyjątkowy rozrost, który powtarza się później jeszcze w fazie I i nie jest notowany w fazach późniejszych. Frakcja 0,6 mm utrzymuje się na wysokości 42% — 13% — 48% — 0%, spadając w środku odcinka do 13%. Frakcja 2,0 mm posiada odpowiednio 29% — 8% — 24% — 0%. Frakcja 0,5 mm, w okresie fazy I₁ i II₁ — osiąga wartości 65% — 28% — 82%, spadając następnie do 12% — 5% — 0% w okresie osadzenia się dolnej warstwy łąw zastoiskowych.

2. Faza główna B — plejstocen. Raptowny spadek frakcji 0,5 mm, dochodzący do 0%, związany z osadzeniem się dolnej serii łąw zastoiskowych o stosunkowo znacznej miąższości (ponad 6 m), charakteryzuje starszą część fazy zastoiskowej dolnej. Frakcja 0,075 mm uzyskuje natomiast wysokie wartości procentowe, w granicach 35% — 72%.

3. Faza główna C. Warstwy gruzowo-piaszczyste, leżące w stropie dolnej warstwy ilów zastoiskowych są typowe dla tej fazy. Początkowa silna zwyżka frakcji 0,5 mm, przy stopniowym lecz wybitnym późniejszym spadku, charakteryzuje pierwszą fazę główną (podfaza I). Skład procentowy u szczytów frakcji 0,5 mm dochodzi tu prawie do 80%, spadając w okresie końcowym do 40%. Faza ta kończy się osadzeniem wyższej serii ilów zastoiskowych dolnych, w których frakcja 0,075 mm osiąga 85%, frakcja zaś 0,5 mm spada do 1%. Zwyżki składnika grubego 0,—2,0 mm mają miejsce również zaraz po osadzeniu się dolnej serii ilów zastoiskowych, uzyskując wartości dla frakcji 0,6 mm — 40%, dla frakcji 2,0 mm — 16%, a następnie likwidując się do zera.

4. Faza główna D. W stropie górnej warstwy ilów zastoiskowych dolnych rozpoczyna się seria gruzowo-piaszczysta o znacznej miąższości. Po silnej zwyżce, związanej z zakończeniem osadzania się spagowej warstwy ilastej, mamy tu spokojną tendencję zniżkową frakcji 0,5 mm. Występują tu przy tym dwie podfazy (II i III). Obie podfazy wykazują niewielkie zwyżki zakończone powolnym spadkiem. Skład procentowy sumy frakcyj grubszych waha się tu około 75% (otwór 6), ogólnie 60 do 80%. Wyjątkowo w otworze 13 (zbczce południowe) wynosi zaledwie 35—40%.

5. Faza główna E stanowi dalszy ciąg serii gruzowo-piaszczystej. Wchodzące w skład tej fazy podfazy IV, V i VI obejmują największy odcinek przekroju i wykazują początkowo powolną, lecz ostatecznie bardzo znaczną zniżkę końcową dla szczytu frakcji 0,5 mm, w granicach 60—70% do 15—12%. Początek podfazy V zaznacza się niewielkim raptownym wzrostem a następnie znacznym i długim spadkiem. W otworze 3 — zbczce północne — faza ta kończy się osadzeniem niegrubej warstwy ilastej, gdzie frakcja 0,075 mm wynosi 65%, frakcja zaś 0,5 mm — 1%, oraz (wyjątkowo) początkiem ponownego wzrostu szczytu frakcji 0,5 mm.

Zaznaczone wyżej warunki sedymentacyjne na przestrzeni podfazy IV, V i VI wyrażają się odpowiednio wielkimi spadkami szczytu tejże frakcji 0,5 mm, sięgającymi przeciętnie od 60 do 15%, a nawet od 70 do 12% (otwory 6 i 16).

6. Faza główna F. Faza główna E kończy się na półfazie VI tendencją zniżkową, panującą stale po osadzeniu się ilów zastoiskowych dolnych i rozpoczyna się okres przejściowych lub trwałych zwyżek występujących w przekroju najwyższego odcinka warstwy piasków, pozbawionej już jakiegokolwiek domieszki otoczków wapieni jury białej. Podfaza VII zaznacza się szybkim rozrostem zespołu frakcyj grubszych powodując powstanie między szczytem podfazy VI i VII dość znacznej depresji dla szczytu frakcji 0,5 mm, odpowiadającej czasowemu zmniejszeniu nasilenia

w dopływie wody na tym odcinku przekroju. Obniżenie występujące między VI i VII, przy słabym dopływie wody, szczególnie zaznaczonym we wschodniej części osiowej doliny oraz na zboczach północnym, kończy się tu, jak powiedziano wyżej, osadzeniem niegrubej warstwy łuów górnych. Frakcja 0,5 mm w podfazie VI, po silnej lokalnej zwyżce, opada tu konsekwentnie jeszcze głębiej ku dołowi.

Po zakończeniu podfazy VI, w osiowej części doliny, występuje w przekroju ponowna silna tendencja zwyżkowa dla początku podfazy VII. Na zboczach północnym wyróżniamy pełną podfazę VII oraz VIII i IX. Fazy te są reprezentowane przez warstwy ponadstropowe serii gluzowo-piaszczystej, które w przekrojach innych otworów już nie występują. Tak więc ogólnie otwory 11, 6 i 16, położone na osi doliny, wykazują wspólny przebieg sedymentacyjny. Natomiast otwory położone na jej zboczach (13 i 3) dają pewne odchylenia od stosunków wyżej opisanych.

Diagram otworu 13, położonego na południowym skraju doliny, pozwala tu wyodrębnić taką samą ilość faz podrzędnych i głównych. Diagram ten kończy się na obecnej powierzchni doliny silną zniżką posiadając na całej rozciągłości przekroju średnią tendencję zwyżkową (podfazy II—VI), z nieznaczną tylko zniżką pomiędzy podfazą IV—V.

Natomiast diagram otworu 3, położonego na północnym skraju doliny, daje zupełnie inny obraz. Diagram ten jest bardzo niespokojny. Występują tu stałe zwyżki i zniżki, wyodrębniając dość jaskrawo poszczególne wahnięcia w nasileniu przyprywy wody. Najwybitniejszą zniżkę konstatujemy między podfazą V i VI, która zaznaczyła się ostatecznie osadzeniem tu, pod koniec podfazy VI, niegrubej warstwy ilastej w górnej części przekroju.

Diagram przekroju otworu wiertniczego 3, położonego na północnym skraju doliny, charakteryzuje prócz tego silne skrócenie wszystkich elementów (podfazy), wchodzących w skład ogniów sedymentacyjnych przekroju tego otworu. Okoliczność ta umożliwiła prawdopodobnie osadzenie na tym odcinku doliny warstw, należących do fazy głównej F (podfazy VII — VIII — IX). W przeciwieństwie do południowego skraju doliny (otwór 13) diagram kończy się tu wybitną zwyżką, już na obecnej powierzchni doliny, wykazując na odcinku środkowym znaczną depresję. Zwyżka końcowa dotyczy podfazy VII, VIII i IX i jest obserwowana poza tym w otworze osiowym 16 w ciągu początku podfazy VII.

Opisane tu zmiany składu procentowego zespołu frakcyj grubszych, uwidocznione w diagramach otworów osiowych doliny oraz obu jej skrajów, dotyczą sumarycznej wartości procentowej tych frakcyj, a jednocześnie i górnej granicy frakcyj 0,5 mm.

Prócz głównej krzywej, przebiegającej w diagramach na pograniczu dwóch wymiennych serii granulometrycznych, wprowadzono tu krzywe, rozgraniczające poszczególne składowe frakcje granulometryczne. Krzywe te wnoszą do diagramów interesujące dane, dotyczące bliższej charakterystyki obu wymiennych zespołów granulometrycznych.

Załączony diagram górnej granicy frakcyj grubszych, a zarazem i górnej granicy 0,5 mm, uwydatnia poszczególne wahnięcia w dopływie badanego materiału kwarcowego, niesionego przez wody atmosferyczne. Wody te przenikają do doliny zarówno wzdłuż jej osi, jak też prawdopodobnie i z obu jej krawędzi — północnej i południowej.

Niezależnie od wahań klimatycznych należy wziąć pod uwagę lokalne zmiany sedymentacyjne, jakie musiały zachodzić zarówno na przekroju poprzecznym doliny, jak też i wzdłuż jej osi.

Podczas gdy prąd wody w nurcie ówczesnej rzeki osadzał frakcje 0,5 mm na osi doliny w większych ilościach, frakcje drobniejsze były niesione dalej. Osadzały się one również w pobliżu brzegów, gdzie siła transportowa prądu wody była słabsza. W przekroju poprzecznym doliny Białej Przemszy stwierdzamy słabe wykształcenie warstwy gruzowo-piaszczystej na osi doliny — otwór 6, oraz silne rozwinięcie w obu partiach brzegowych — otwory 3 i 13.

Otwór 3 — skraj północny — 5,30 m — warstwa gruzowo-piaszczysta nie przebita.

Otwór 6, oś doliny, 1,10 m i niżej — seria gruzowo-piaszczysta podfazy I.

Otwór 13, skraj południowy, 4,50 m — warstwa gruzowo-piaszczysta nie przebita.

W podobny sposób zaznacza się wpływ nasilenia lub zahamowania ruchu wody w częściach osiowej i brzegowej doliny, w czasie tworzenia się warstw pyłowo-ilastych.

W serii ilów zastoiskowych — warstwa gruzowo-piaszczysta, stanowiąca powierzchnię stropową tej warstwy utworów pyłowo-ilastych, występuje w przekroju górnej części badanego odcinka doliny na poziomie wyższym niż na odcinku dolnym. W materiale, wchodzącym w skład warstw nawierconych przekrojów badanego terenu, znajdujemy odpowiedź na liczne pytania, związane z ówczesnymi warunkami paleogeograficznymi, przy których odbywała się sedymentacja na opisanym odcinku doliny Praprzemszy.

Wiele uwagi zwróciliśmy tu na skład i wielkość ziarna materiałów klastycznych w napotkanych tu utworach zarówno serii pyłowo-ilastej jak też i gruzowo-piaszczystej. Znaczna ruchliwość linii granicznej, przebiegającej

między dwiema seriami wzajemnie wymiennych frakcyj leży, jak powiedziano, na górnej granicy frakcji 0,5 mm. Linia ta tworzy krzywą, charakteryzującą zmiany w natężeniu siły transportowej wody, zależnie od jej szybkości i masy.

Na tej podstawie wykreślono dla kilku terenowo charakterystycznych otworów porównawcze diagramy, zawierające poszczególne wahnięcia wymienionej linii granicznej. Otrzymane w ten sposób krzywe podzielono na odcinki, odpowiadające poszczególnym wahnięciom klimatycznym czyli podfazom. Fazy główne łączą serie pojedynczych wahnięć o tej samej tendencji, obejmując okresy, w których zachodziły już większe zmiany warunków klimatycznych.

Tak np. po trwałej tendencji zniżkowej, działającej przez dłuższy okres czasu między fazami IV i V, występuje wybitniejsze zmniejszenie dopływu grubszych frakcyj materiału kwarcowego zaznaczone w diagramie we wszystkich przekrojach, nie wyłączając obszaru, przyległego do zbocza północnego. Podobne, cząstkowe obniżenia wartości procentowych dla górnej granicy frakcji 0,5 mm charakteryzują podział sumy tych warstw na drobniejsze okresy sedymentacyjne, które wyróżniliśmy jako podfazy. W większym jeszcze stopniu zmiany warunków hydrologicznych, a być może i klimatycznych, zaznaczone zostały w obu poziomach odpowiadających okresowi osadzenia się ilów zastoiskowych, w stosunku do okresów sąsiednich.

Degradacja granulometryczna, procentowa frakcji 0,5 mm zaznacza się natomiast na większych odcinkach przekrojów, jak to widzimy na przykład między fazami głównymi E i F, gdzie faza E obejmuje podfazy IV — V — VI dając zniżkę od 65% do 15%, co wynosi sumarycznie 50% w przekroju otworu wiertniczego 16. Natomiast faza F, obejmująca podfazy VII — VIII — IX zaznacza wzrost tej wartości na przestrzeni wymienionych faz według schematu:

2% — 45% — (40%) — 35% — (38%) — 55% w przekroju otworu 16.

Charakterystyka górnej granicy dla krzywej diagramu frakcji 0,5 mm, z podziałem na fazy

Sześć faz głównych obejmuje dziesięć mniejszych wahnięć klimatycznych w plejstocenie i dwa w preglacjale, które zaznaczyliśmy w diagramach jako podfazy. Wyniki naszych rozważań przedstawiamy w poniższym zestawieniu:

Wiek	Faza główna	Podfaza	Udział frakcji 0,5 mm w %			Charakterystyka utworów i uwagi
			północny skraj doliny (otwór 3)	oś doliny (otwór 6, 11, 16)	południowy skraj doliny (otwór 13)	
Plejstocen	F	IX	(37*)—65 (do powierzchni terenu)			Seria piaszczysta, bezgruzowa. Warstwy najwyższe. Ponowny wzrost grubości ziarna aż do obecnej powierzchni terenu. Podfazy VII, VIII i IX dotyczą warstw, które w innych otworach już nie występują.
		VIII	(37)—64—37	(do powierzchni terenu)		
		VII	(3)—44—37	(13)—42—45 (otw. 16)		
	E	VI	(19)—25—23—2	48—13 (otw. 16) — (otw. 6) — (otw. 11)	44—27—9	Warstwa ilasta najwyższa, występująca w obrębie serii gruzowo-piaszczystej, notowana jest tylko w otworze 3. W innych otworach podfaza IV kończy się zawsze silną zniżką procentu dla składnika 0,5 mm, przy odpowiednim wzroście składnika 0,075 mm. W fazie VI do utworzenia się warstwy ilów nie dochodzi.
		V	(33)—35—19	59—29 (65)—70—11 (otw. 6) (27)—29—22 (otw. 11)	50—44	
		IV		(64)—67—47 (otw. 16) (60)—72—65 (otw. 6) (36)—40—28 (otw. 11)	38—48—36	

* Liczby w nawiasach odnoszą się do składu procentowego górnej granicy frakcji 0,5 mm, w końcowym okresie podfazy wcześniejszej.

Wiek	Faza główna	Podfaza	Udział frakcji 0,5 mm w %			Charakterystyka utworów i uwagi
			północny skraj doliny (otwór 3)	oś doliny (otwór 6, 11, 16)	południowy skraj doliny (otwór 13)	
Plejstocen	D	III	(47)—53—30	(72)—77—64 (otw. 16) (66)—75—60 (otw. 6) (74)—73—36 (otw. 11)	(33)—41	Dalszy ciąg serii gruzowo-piaszczystej. Silna zwyżka granulometryczna po osadzeniu się ilów zastoiskowych. Podfazy II i III obejmują odcinek przekroju o powolnej degradacji sumy frakcji grubszych, licząc od spągu do stropu warstw, przy wysokim procencie szczytu frakcji 0,5 mm.
		II	(0)—68—47	(3)—82—72 (otw. 16) (2)—73—66 (otw. 6) (1)—76—74 (otw. 11)	(0)—36—33	
	C i B			3—8—6— 9—1 (otw. 6) (1)—75—78— 39—(1) (otw. 6)		Fazy C i B obejmują okres osadzenia ilów zastoiskowych dolnych. Powstają wówczas warstwa górna i dolna gruzowo-piaszczysta (inter-zastoiskowa), która (podfaza I) została stwierdzona wyłącznie na osi doliny (środek — otw. 6). Inne otwory prawdopodobnie nie wyszły poza obręb górnego odcinka ilów zastoiskowych.
Preglacjal	A	II		(27)—30— 78—81 (otw. 6)		Warstwy gruzowo-piaszczyste najniższe. Obie podfazy rozgranicza znaczna depresja degradacyjna granulometryczna. Jakkolwiek najniższa warstwa gruzowo-piaszczysta także i w otworze 6 nie została przebita całkowicie, z ogólnego układu warstw oraz danych, uzyskanych z zestawienia z innymi otworami wiertniczymi, wynika, że warstwy lub kellowej, albo też oksford rdzenne podłoża — kajper i raurak występują tu już bezpośrednio w spągu opisywanych poziomów warstw gruzowo-piaszczystych. Wszystkie pozostałe otwory nie wyszły prawdopodobnie poza obręb górnej serii ilów zastoiskowych.
		III		(?)—59—66— 56—27		

Uwaga: Jakkolwiek poszczególne fazy i podfazy następują po sobie w podanym tu zestawieniu, licząc od stropu do spągu przekroju, to charakterystyki granulometryczne procentowe dla szczytu krzywej diagramu frakcji 0,5 mm podawane są od spągu do stropu w obrębie każdej kolejnej podfazy.

Poniżej podajemy charakterystykę granulometryczną plejstoceńskich serii ilastych

Faza	Podfaza	Nr otworu	Część profilu	Udział % frakcji (mm):				Charakterystyka warstw i uwagi		
				2,0—0,5	0,5—0,2	0,2—0,075	poniżej 0,075			
E	VI	3	spąg	24	50	13	13	Iły na pograniczu fazy E i F. Przy badaniu bezpośrednim warstwa ilów w otworze 11 wyróżniona nie została. Obecność jej w spągu fazy VII i w stropie VII ustalono na sitach		
			środek	1,5	13,0	20,5	65,0			
			strop	44	48	5	3			
		16	spąg	32	55	12	1			
			środek	13	40	23	24			
			strop	42	51	5	2			
C		11	spąg	?	?	?	?		Iły zastoiskowe dolne. Warstwa górna.	
			środek	0—2—1	2—20—75	7—13—23	91—65—1			
			strop	76	22	1	1			
		6	spąg	39	33	2	26			
			środek	1	7	6	86			
			strop	73	22	5	0			
		16	spąg	?	?	?	?			
			środek	3	11	12	74			
			strop	82	15	2	1			
		3	spąg	?	?	?	?			
			środek	0—1	10—9	10—2	80—88			
			strop	68	30	1	1			
		13	spąg	?	?	?	?			
			środek	2—0	17—0	30—13	51—87			
			strop	36	49	8	7			
		B	6	spąg	81	14	3	2		Iły zastoiskowe dolne. Warstwa dolna. Iły te zostały odsłonięte tylko w otworze 6.
				środek	14—0	34—6	21—22	31—72		
				strop	75	17	2	6		
A	6	spąg	56	31	6	7	Warstwa ilasta pomiędzy podfazą I ₁ i II ₁ . Przy badaniu bezpośrednim warstwa ta w otworze 6 nie została wyróżniona. Obecność jej w spągu podfazy II ₁ i w stropie I ₁ ustalono na sitach.			
		środek	27	42	11	20				
		strop	78	12	3	7				

Zaznaczone przez krzywe diagramów wahania składu granulometrycznego obu seryj wymiennych, występujących w detrytycznym materiale kwarcowym, wchodzącym w skład złożonych w dolinie Praprzemyszy

warstw gruzowo-piaszczystych, pozostają prawdopodobnie w związku nie tylko ze zmianami ogólnych warunków klimatycznych i hydrologicznych przyległego terenu, lecz są one również związane ze zmianami warunków orograficznych, zachodzących na obu brzegach doliny w opisywanym odcinku czasu geologicznego.

Należy przyjąć założenie, że wahania składu granulometrycznego warstw gruzowo-piaszczystych, notowane w przekroju otworów badawczych, są przede wszystkim odpowiednikiem stojących do dyspozycji ilości materiału kwarcowego, występującego w terenie zasilającym spływ i transport przez wodę.

Krawędź południowa, obniżona o około 10,0 m w stosunku do północnej, umożliwiła przedostanie się z tego zbocza do ówczesnego koryta rzeki większej ilości wody i niesionego przez nią piasku niż północna, posiadając rozleglejszą powierzchnię spływu i ulegając jedynie pewnemu zahamowaniu w tym kierunku na pograniczu podfazy IV i V.

Natomiast wysoki brzeg północny ograniczał zasilanie transportowanego przez wodę detrytycznego materiału kwarcowego do niewielkiej powierzchni, wnosząc większe i częstotliwsze zmiany i wahania dla wartości procentowych poszczególnych sortymentów tego materiału.

Również i średnia wartość procentowa dla górnej granicy sumy frakcji grubszych (z frakcją 0,5 mm u szczytu) jest tu, na zasadniczym odcinku profilowym (podfazy: IV, V i VI — faza główna E), wartością wynoszącą zaledwie 20—30%.

Z zestawienia pięciu krzywych diagramu, odnoszących się do otworów rozmaicie sytuowanych na opisywanym odcinku, wyprowadzamy następujące wnioski:

1. Poszczególne odcinki krzywych, wchodzących w skład diagramu, odpowiadające wyodrębnionym przez nas podfazom, przy których osadzony został detrytyczny materiał kwarcowy, tworzą bądź pojedyncze trójkąty nieforemne, bądź też ich ugrupowania, zwrócone wierzchołkami ku górze. Natomiast przy osadzaniu się materiału pyłowego ilastego diagram wykazuje trapezy, sytuowane odwrotnie.
2. Odpowiednie podfazy, wyróżnione na odcinkach diagramów, należących do różnych otworów, są wyznaczone przez trójkąty geometrycznie podobne i tylko na osiach przekroju poprzesuwane. Różnią się one wskutek tego swoją rozpiętością na osi przekroju oraz amplitudą swego składu procentowego. Natomiast fazy ilaste, wyróżnione w diagramach jako trapezy, w odniesieniu do ich położenia w zbadanych przekrojach, zajmują tu stanowiska identyczne.

3. Przy uwzględnieniu w diagramach poszczególnych otworów ich sytuowania pionowego, wnioskujemy dalej, że tworzenie się warstw zastoiskowych odbywało się na powierzchni poziomej dna doliny, natomiast dalsze wypełnianie brzozy erozyjnej doliny materiałem gruzowo-piaszczystym — na powierzchni nierównej, falistej i nieckowatej.
4. Tylko jeden otwór (6), położony na osi doliny, przebił obie warstwy ilów dennych, przy występowaniu tu jeszcze pośredniej warstwy gruzowo-piaszczystej. Otwór ten przebił ponadto stosunkowo znacznej miąższości odcinek gruzowo-piaszczysty preglacjału. Natomiast wszystkie inne otwory, niezależnie od ich sytuowania, osiągnęły tylko górną warstwę ilastą zastoiska, nie wychodząc poza obręb tej warstwy.
5. Występowanie warstwy gruzowo-piaszczystej, osadzonej między dwoma warstwami ilów dennych (patrz profil otworu 6), nie jest ograniczone do tego jednego punktu, lecz tworzy warstwę ciągłą, występującą w przekroju pionowym prawdopodobnie na całym opisywanym odcinku pradoliny, w kierunku osi doliny. Natomiast rozprzestrzenienie jej w kierunku poprzecznym jest prawie wykluczone ze względu na wyraźny związek sedymentu tej warstwy z osią nurtu ówczesnej rzeki Białej Przemszy. Okoliczność powyższą należy mieć na uwadze przy komentowaniu gotowych już przekrojów poprzecznych tylko jednej serii ilów zastoiskowych.
6. Miąższość ogólna obu poziomów warstwy ilów zastoiskowych jest dość znaczna i może odpowiadać stosunkom wyznaczonym graficznie w poszczególnych przekrojach podłużnych i poprzecznych, sięgając na osi doliny do około 10 m.
7. Powierzchnia górnej warstwy ilów zastoiskowych leży na tym samym poziomie we wschodniej i zachodniej części odcinka osiowego (+ 293,48 i + 293,70 m), wznosi się natomiast lokalnie w części środkowej pasa osiowego do poziomu (+ 295, 61 m n. p. m.). W pasie brzożnym północnym poziom ten wynosi + 297,30 m a w południowym + 298,07 m n. p. m. Na podstawie załączonego zestawienia stwierdzamy tu, że powierzchnia sedymentacyjna, stropowa górnej serii ilów zastoiskowych, wypełniających dolinę, posiada w przekroju poprzecznym układ nieckowaty.
8. W części wschodniej doliny diagram wyznacza fazy VI i VII, na skraju południowym fazę VI, na północnym zaś także VII, VIII i początek podfazy IX — odpowiadających warstwowaniom, nie występującym już na odcinkach środkowym i zachodnim.
9. Niezależnie od wzrostu i obniżenia procentowego udziału grubszych frakcji i odpowiadającego im odwrotnego zachowania się frakcji drobniejszych w obrębie pojedynczych wahnięć każdej podfazy — stwier-

dzamy tu generalne obniżenia i wzrosty, obejmujące kilka większych odcinków badanych przekrojów. Te generalne wzrosty i obniżenia wyodrębniają w przekrojach fazy główne, czyli okresy kończące się zwykle osadzeniem się mniej lub więcej grubej warstwy ilastej. Wyjątkowo tylko nagły spadek następuje po silnej wyżyce. Taki właśnie przypadek jest notowany w punkcie otworu 6, przy przejściu do silnej charakterystyki zwyżkowej całego zespołu frakcyj grubszych w warstwie gruzowo-piaszczystej preglacjału (82,6%) do warstwy ilów o znacznej miąższości (około 6,00 m), osadzonej w okresie zastoiska.

STOSUNEK WARSTW GRUZOWYCH DO ZMIAN GRANULOMETRYCZNYCH ZIARNA PIASKU OSADZONEGO W POSZCZEGÓLNYCH FAZACH

W skład każdej kolejnej warstwy serii gruzowo-piaszczystej wchodzi wyróżnione przez nas cztery ugrupowania sedymentacyjne, licząc od spągu do stropu warstw.

1. Zwarte warstwy gruzowe (ponad 80%) — α .
2. Znaczne nagromadzenie (od 20% do 80%) obtoczonych odłamków wapieni jurajskich w piasku — β .
3. Pojedyncze odłamki wapieni w piaskach (poniżej 20%) — γ .
4. Piaski bezgruzowe — δ .

Dwa przekroje poprzeczne A—A i C—C ujawniły na swym południowym i północnym zboczu tę samą w przybliżeniu ilość zaznaczonych wyżej seryj warstw gruzowo-piaszczystych, pełnych lub niepełnych.

W przekroju poprzecznym C—C utwory te występują bardzo charakterystycznie na osi otworu 21, w przekroju zaś poprzecznym A—A — w otworach 14, 13 i 12.

Jeżeli nawiązanie profilowe poszczególnych seryj rozszerzyć na te trzy otwory, to ilość ich wzrasta do siedmiu, podczas gdy sam otwór 14 daje tu pięć seryj sedymentacyjnych.

Są to tzw. przez nas fazy gruzowo-piaszczyste. Oznaczamy je odpowiednio, licząc od dołu w górę b^1_1 — b^1_3 — b^1_2 — b^1_1 , na odcinku z fazami I₁ — II₁ — B — I, oraz b_1 — b_2 — b_3 — b_4 — b_5 na odcinku z fazami I — III — IV — V.

Nie posiadamy w danej chwili dostatecznie pełnego opracowania materiału porównawczego, aby ustalić jakim podfazom wyodrębnionym w przekroju geologicznym odpowiadają podfazy, wyróżnione w diagramach na podstawie składu granulometrycznego ziarna piasku tych samych otworów. Spośród pięciu otworów wiertniczych, zbadanych w tym kierunku, jedynie otwór 13 leży w obrębie utworów, dla których udało się wyróżnić z większą pewnością podfazy, na podstawie stanowiska w ich przekroju warstw gruzowo-piaszczystych.

Są to otwory 12, 13 i 14 na południowym zboczu w profilu A—A i otwór 21 na północnym zboczu w profilu C—C.

Próbe wyodrębnienia tych faz gruzowo-piaszczystych wykonano także dla otworów: 3, 6, 11, 16.

Rozróżnienie wymienionych faz w tej grupie otworów daje już obraz mniej jasny, ze względu na prawdopodobne zniszczenie części niektórych faz, już po ich osadzeniu.

Z zestawienia wynika, że zwarte warstwy gruzu (znak *a*) występują w przekroju:

1. Z reguły bezpośrednio po zakończeniu osadzania się ilów w obu degradacjach preglacjalnych dla frakcyj grubych oraz po osadzeniu się każdej z dwóch warstw ilów dolnego zastoiska w plejstocenie, fazy — I₁ — II₁ — I — II.
2. Z pewnym opóźnieniem w stosunku do wzrostu zasadniczego składnika granulometrycznego, tzn. frakcji 0,5 mm.
3. Przez pewien czas po już rozpoczętej degradacji tego składnika.
4. W przypadku powolnego zwiększania się procentu głównego składnika granulometrycznego, uruchomienie materiału gruzowego, leżącego na złożu pierwotnym następuje dopiero przy dalszym wzroście wartości procentowej tego składnika (otwór 3).
5. Podfazy IV i V, a częściowo i III wykazują jedynie nieznaczną domieszkę gruzu w piaskach (warstwa *γ*).
6. Podfazy VI, VII i VIII są bezgruzowe — *δ*.

Wyszczególniona wyżej charakterystyka wzajemnego stosunku warstw gruzowo-piaszczystych i granulometrii samego piasku, zawartego w tych warstwach, pozostaje niewątpliwie w związku ze zmianami hydrologicznymi przyległego terenu, jak to już poprzednio wspominaliśmy.

Zaznaczone w diagramie zmiany, dotyczące zarówno składu granulometrycznego ziarna piasku kwarcowego, jak też i występowania w tych piaskach rumoszu wapieni jury białej, notujemy w przekroju:

1. Przy gwałtownym wzroście siły transportowej wody po okresach stagnacji, materiał wapienny gruzowy pojawia się w profilu już bezpośrednio po osadzeniu warstwy ilastej, w jej stropie. W niektórych przypadkach odłamki gruzowo-wapienne notowane są wewnątrz warstwy ilastej — otwór 6 warstwa „a”, otwór 3 warstwa „b” (w stropie i spągu).
2. W przypadkach mniejszego nasilenia siły transportowej wody, potrzebny jest pewien dłuższy okres czasu na odtransportowanie materiału gruzowego ze szczytów i zboczy do tworzącej się warstwy. W ten sposób początek fazy gruzowo-piaszczystej, a zarazem jej maksimum, synchronizuje na ogół ze szczytem frakcji 0,5 mm.

2. Zdjęty z podłoża i uruchomiony przez potoki materiał skalny przybywać będzie do doliny również i przez pewien czas przy zmniejszonej sile prądu.
4. Rozpoczęcie transportu materiału gruzowego lub rumoszewego wymaga osiągnięcia przez wodę określonej siły transportowej, która jest w stanie doprowadzać jednocześnie do doliny dostatecznie wysoki procent frakcji 0,5 mm materiału kwarcowego. Przy osadzaniu warstw rumoszewych zwartych lub licznych odłamków obtoczonych wapieni w piaskach, składnik 0,5 mm osiąga tu przeciętnie 65%, przy obecności zaś w piaskach tylko pojedynczych odłamków wapieni, składnik ten, jako minimum, osiąga już tylko 50%. W otworze 13 — zbocze południowe — zanotowano dla frakcji 0,5 mm również jako minimum około 35%.
5. W okresach IV — V — VI siła transportowa wody słabnie, a faza VI oznacza się tu już zupełnym brakiem materiału gruzowego — wapiennego.
6. W okresach młodszych, odpowiadających już fazom VII — VIII — IX, pomimo ponownego wzrostu siły transportowej prądu, wyrażonej znacznymi zwyżkami frakcji 0,5 mm, materiału gruzowego w warstwach piasku więcej nie spotykamy, z powodu prawdopodobnego zupełnego zahamowania erozji pasma jury i braku tego materiału w terenie górskim, zasilającym dolinę rzeki Białej Przemszy w wodę opadową.

Fazy I₁ — II₁ — I, odnoszące się do najniższego odcinka przekroju, odsłoniętego na osi doliny w otworze 6 i nie posiadające odpowiedników w innych otworach, mają wysokie charakterystyki we wszystkich frakcjach grubszych od 2 do 0,5 mm.

Odnaczają się one również obecnością zwartych warstw gruzowo-piaszczystych w przekroju, ulokowanych na szczytach diagramu krzywej 0,5 mm.

Po złożeniu osadów górnej warstwy (b) ilów zastoiskowych, następuje faza II, odsłonięta przez wszystkie otwory omawiane.

Dla otworów osiowych — 11, 6 i 16, fazę II, a częściowo i III, charakteryzuje wysoki stan składu procentowego frakcyj grubszych i obecność zwartych warstw gruzowych.

Przekroje otworów brzegowych 3 i 13 odznaczają się w tychże fazach obniżeniem procentu grubszego składnika granulometrycznego. Poza tym otwór północny 3 nie daje już zwartych warstw gruzowych α , które zastępują warstwy o charakterze γ .

Przekrój otworu zbocza południowego 13 wykazuje znaczną degradację frakcyj grubszych oraz przesunięcie ku górze i opóźnienie transportu zwartych mas gruzu wapiennego do końca fazy III i IV.

Szczyt fazy V daje przeważnie już tylko ostatnie występowanie pojedynczych odłamków wapieni w piaskach (warstwa ρ), które do fazy VI-jej już nie docierają. Tylko w jednym przypadku w otworze 3 — zbocze północne — znajdujemy je w fazie VII-jej, zaliczonej już do fazy głównej F.

Zwarte warstwy szutru α i β mamy w przekrojach zawsze tam, gdzie frakcja 0,5 mm nie schodzi niżej 65%, zaś pojedyncze odłamki wapieni w piaskach (warstwa d) występują w przekroju przy wartości 50% tej frakcji.

W stosunku do poziomu morza, zwartych warstw gruzów wapiennych nie spotykamy w przekrojach otworów powyżej + 299 m i wyjątkowo tylko w otworze zboczym południowym na + 311 m n. p. m.

ZMIANY SEDYMENTACYJNE OSADÓW CZWARTORZĘDOWYCH BIAŁEJ PRZEMSZY

W okresie tworzenia się osadów preglacjału i plejstocenu na północno-wschodnim odcinku doliny Praprzemszy miały miejsce kilkakrotne większe stagnacje w dopływie wód atmosferycznych i niesionego przez nie materiału kwarcowego do koryta Praprzemszy, spowodowane zapewne zmianami w konfiguracji terenu, związanymi z zasypaniem dotychczasowej rzeźby przez lodowiec i zahamowaniem odpływu, bądź też poważniejszymi zmianami ówczesnych warunków klimatycznych.

1. Pewne takie obniżenia w tym dopływie widzimy już w środkowym odcinku preglacjału, przy ówczesnym poziomie doliny + 279,80 m. Obecna powierzchnia doliny w tym punkcie leży na wysokości + 324,00 m, różnica poziomów wynosi 42 m (otwór 6).
2. Następane, najpoważniejsze w okresie tworzenia się osadów lodowcowych w tym terenie zahamowanie odpływu wód powierzchniowych pozostawiło tu warstwy ilów zastoiskowych, przy ówczesnym poziomie doliny + 282,10 do + 286,35 m n. p. m. i głębokości w przekroju 35,65 do 39,90 m.
3. Po krótkiej przerwie w czasie której tworzyły się osady gruzowo-piaszczyste, nastąpił okres ponownego zahamowania odpływu wód z tego terenu, połączonej z osadzeniem się drugiej serii utworów

pyłowo-łlastych, o wspólnej miąższości dla obu warstw około 10 m. Obie te warstwy oznaczyliśmy poprzednio nazwą — ility zastoiskowe dolne. Warstwa ta, zastoiskowa górna, została również przebita tylko w otworze 6, osiągając tu wyjątkowo małą miąższość 1,10 m — + 294,5 do + 295,6 m. Najniższe położenie górnej powierzchni tej warstwy napotkano:

w otworze 16 (wschód)	+ 293,50 m
„ 11 (zachód)	+ 294,80 „
„ 6 (środek)	+ 295,60 „
„ 3 (północ)	+ 297,30 „
„ 13 (południe)	+ 298,20 „

Maksymalna różnica na osi wynosi 2,10 m

Maksymalna różnica na zboczu północnym wynosi 1,70 m

Maksymalna różnica na zboczu południowym wynosi 2,60 m

4. Trzecie z kolei zastoisko, już bardzo ograniczone co do czasu jego trwania, występuje w środkowym okresie plejstocenu, a raczej ku jego końcowi. Ślady tego zastoiska notowane na głębokości 12—13 m w otworze 3, położonym na zboczu północnym, odnoszą się do + 314,30 — + 315,20 m ówczesnej powierzchni doliny (obecna powierzchnia tego punktu + 327,50 m). Natomiast w otworze 16, jak i poprzednio, pod koniec fazy VI, przekrój wykazuje piasek ility na głębokości 5,80 do 7,10 m (+ 324,9 do 323,6 m n. p. m.). W innych otworach faza VI, a nawet już faza V, występują w najwyższym odcinku przekroju, kończąc się na powierzchni terenu.

Po okresie zastoiska ility dolnych i szybkim wzroście dostarczanych ilości przemytego i przesortowanego materiału kwarcowego do tego terenu, następuje konsekwentne i trwałe zmniejszanie się jego dopływu do bruzdy erozyjnej Praprzemszy.

Zmiany te dotyczą końcowego okresu fazy głównej E i zarazem końca podfazy VI. W tym właśnie okresie końcowym, poprzedzającym czas terazniejszy, dopływ wody i niesionych przez nią drobin kwarcowych do osi doliny raczej wzrasta. Dopływ ten idzie już innymi drogami niż poprzednio, dostarczając detrytyczny materiał kwarcowy z rozleglejszej powierzchni nizinnej.

ZESTAWIENIE NAJWAŻNIEJSZYCH DANYCH OPARTYCH NA DIAGRAMIE HJÜLSTRÖMA

W rozdziale poniższym omówione są dane dotyczące prędkości nurtów w *cm/sek*, przy sedimentacji, transporcie i powtórny rozmywaniu

warstw, złożonych z materiałów klastycznych. Średnice cząstek odpowiadają tu grubości ziarna zasadniczych frakcyj w piaskach oraz wymiarom obtoczonych wapieni jurajskich, zawartych w warstwach gruzowo-piaszczystych, odsłoniętych w otworach gołczowickich.

Średnica w mm	prędkość w cm/sek		
	sedymentacja	transport	początek rozmywania
		piaski	
0,001	w stanie zawiesiny	0,0 — 160,0	160,0—400,0
0,015	poniżej 0,1	0,1 — 40,0	40,0— 80,0
0,02	„ 0,15	0,15— 30,0	30,0— 60,0
0,2	„ 0,5	1,5 — 15,0	15,0— 20,0
0,5	„ 4,0	4,0 — 15,0	15,0— 20,0
2,0	„ 18,0	18,0 — 25,0	25,0— 40,0

gruz wapienny (mniej lub więcej obtoczony):

10,0 drobny	poniżej	70,0	70,0—100,0	100,0—130,0
20,0 średni	„	120,0	120,0—160,0	160,0—200,0
100,0 gruby	„	220,0	220,0—280,0	280,0—300,0

Diagram Hjülströma wyznacza szybkość 15 do 20 cm/sek, jako najniższą wartość dla szybkości prądu, konieczną do rozmywania frakcji 0,5 mm z luźnych warstw piasku, w których skład wchodzi, na ich złożu pierwotnym. Według tegoż diagramu, szybkość prądu zdolnego do rozmywania frakcyj wyższych i niższych od 0,5 mm stale wzrasta. Przy ziarnie 0,1 mm oraz 1,0 mm, odnośnie do szybkości prądu wynoszą już około 20 cm/sek dla obu wymienionych frakcyj. Podając powyższe dane według Hjülströma, Klonowej, Kuenena, Pratie i Twenhoffela, zaznaczamy zarysowującą się w naszych diagramach zależność między wzrostem procentowej zawartości frakcji 0,5 mm w warstwach piasku badanych seryj, a obecnością w nich materiałów grubszych, o charakterze gruzu.

Jeżeli piaski, w których przeważa frakcja 0,5 mm, osadzają się według Hjülströma przy prędkości poniżej 4 cm/sek, to drobny gruz o średnicy 1 cm osadzać się będzie przy szybkości prądu 70 cm/sek,

średni — średnicy 2 *cm* — przy 120 *cm/sek*, gruz zaś gruby — wielkości 10 *cm* — przy prędkości poniżej 220 *cm/sek*.

W warstwach golczowickich stwierdzamy występowanie znacznych ilości frakcji 0,5 *mm*.

Zwarte gruzowiska wapienne (warstwy szeregu α i β) występują z reguły przy obecności w warstwie 50 do 65% frakcji 0,5 *mm*, podczas gdy spadek wartości procentowej tejże frakcji do wysokości poniżej 50% towarzyszy przerwie w dostarczaniu rumoszu wapiennego do warstwy. Przy wartości procentowej tejże frakcji 0,5 *mm* — około 50% — występują w piasku wyłącznie pojedyncze odłamki wapieni. Poniżej 40% otoczaki wapienne w warstwie już nie występują. Ubytek frakcji 0,5 *mm* od 65% do 40%, połączony z całkowitym ustąpieniem gruzu, wiąże się jednocześnie z odpowiednim wzrostem frakcji 0,2 *mm*.

Na podstawie powyższej zależności między dostarczaniem do warstwy określonych ilości składu objętościowego poszczególnych cząstek materiału gruzowego, a procentową zawartością zasadniczych frakcji 0,2 i 0,5 *mm* w warstwie, możemy określić przybliżoną siłę nurtów rzecznych, czyli szybkość wody, konieczną do transportowania i osadzenia występujących wspólnie z gruzem ilości kwarcu detrytycznego, na poszczególnych odcinkach przekroju badanych warstw. Z drugiej strony usuwanie z wierzchołki jurajskiego piasku, stanowiącego pozostałość warstw cenomanu i albu, złożonego głównie z frakcji 0,5 i 0,2 *mm*, przy rozmywaniu grubszej frakcji 0,5 *mm* musiało być związane z większą siłą prądu, niż to miało miejsce przy rozmywaniu i transportowaniu frakcji 0,2 *mm*, drugiego równorzędnego składnika tychże piasków. Szybkość tego prądu była prawdopodobnie tego rzędu, przy którym niesiony z wodą gruz wapienny nie mógł się już osadzać, lecz był transportowany tranzytowo do niżej położonych części doliny. Jak wiadomo, warstwy gruzów, złożonych z otoczków wapiennych i należących do kategorii α , $-\beta$ i τ rzeczywiście występują w dolnej części przekroju plejstocenu na rozległych obszarach Wielkiej Pustyni Błędowskiej. Wstępne wiadomości o takim układzie warstw plejstocenijskich na obszarze Pustyni uzyskałem od prof. F. Rutkowskiego, już przy zestawianiu projektu wierceń poszukiwawczych na wymienionym obszarze w 1946 r.

Przy ocenie naszych diagramów granulometrycznych należy zwrócić uwagę na położenie punktu zwrotnego dwóch seryj wymiennych — 2,0 do 0,5 *mm* oraz 0,3 do 0,075 *mm*, występującego na górnej granicy frakcji 0,5 *mm*.

Warstwa gruzowo-piaszczysta β . Występowanie i stosunek warstwy a do krzywej granulometrycznej frakcji 0,5 mm

Nazwa otworu	faza	warstwa poprzednia	% dla szczytu frakcji 0,5 mm	wysokość n. p. m. w m	charakterystyka odcinka krzywej granulom. 0,5 mm
3 skraj północny	II	ity b z odłamkami wapieni	68,0 65,0 48,0	+ 297,30 do + 300,50	szczyt spadek końc.
	III	II	53,0 brak 48,0 30,0	+ 301,50 do + 302,50 + 303,0 do + 304,0	szczyt środek spadek końc.
6 oś doliny środek	I ₁	?	59,0 66,0 27,0	+ 275,50 do + 279,80	szczyt spadek końc.
	II ₁	frakcja ilasta 0,075 mm do 20%	78,0 82,0 12,0	+ 280,80 do + 281,50	szczyt a szczyt b
	I	ity a	78,0 65,0	+ 288,80 do + 290,00	szczyt (środek.)
	II	ity b	71,0 65,0	+ 298,00 do + 299,00	koniec spadku
13 skraj południowy	III	II	38,0 41,0 39,0	+ 304,60 do + 307,00	szczyt cz. środk.
	IV	III	39,0 49,0 45,0	+ 308,70 do + 311,00	szczyt cz. środk.
11 oś doliny zachód	II	ity b	3,0 76,0 75,0	+ 294,80 do + 295,90	szczyt
16 oś doliny wschód	II	ity b	82,0 70,0	+ 293,50 do + 297,68	od szczytu do spadku
	III		70,0 77,0	+ 297,68 do + 298,70	od dołu do szczytu

Warstwa gruzowo-piaszczysta β . Ostatnie występowanie i stanowisko w przekroju warstwy γ przed zakończeniem tworzenia się serii gruzowo-piaszczystej

Nazwa otworu	faza	warstwa poprzednia	% dla szczytu frakcji 0,5 mm	wysokość n. p. m. w m	Charakterystyka odcinka krzyw. gran. 0,5 mm
3 skraj północny	V	IV	18,0	+ 310,50	koniec V
	VII	ily c	44,0	od + 315,20	szczyt VII
			45,0	do + 316,50	
6 oś doliny środek	IV	III	72,0	+ 309,0	do szczytu IV
	V	IV	71,0 57,0	od + 312,0 do + 313,0	szczyt V
13 skraj południowy	V	IV	48,0	+ 314,80	szczyt i środek V
11 oś doliny zachód	III	II	41,0	od + 306,0	koniec III
			36,0	do + 308,0	
16 oś doliny wschód	V	IV	47,0	od + 307,70	do szczytu V
			60,0	do + 308,70	

Występowanie materiału gruzowego w zwartych warstwach i dużych ilościach, w podfazie II—III warstwy α i β , jest notowane we wszystkich otworach; w podfazie IV—V obserwujemy tylko częściowe występowanie gruzowisk, a głównie pojedynczych odłamków warstwy γ w otworach 6, 16, 3. Wyjątkowo w podfazie III, IV widoczne jest opóźnione występowanie warstwy α , w otworze 13 na południowym skraju doliny. W podfazie VI materiału gruzowego brak. W podfazie VII najwyższe występowanie gruzu obserwujemy w otworze 3. Warstwa α schodzi najniżej w otworze 6.

Dane powyższej tablicy odnoszą się do otworu 13 — skraj południowy. Podział serii na fazy gruzowo-piaszczyste: b_1 — b_2 — b_3 — b_4 — b_5 wykonano na podstawie przekrojów poprzecznych A—A, zbocze S, otwory 14, 13 i 12, i C—C, zbocze N, otwór 21.

Serie — b_1 — b_2 — b_3 — b_4 — b_5 w plejstocenie, oraz odpowiednie niższe preglacjalne, stanowią wyróżnione przez nas fazy gruzowo-piaszczyste. Fazy b_1 do b_5 wchodziły w skład warstwy b i odnoszą się do fazy głównej D—E = podfazy II — III — IV — V. Podfaza VI jest bezgruzowa. Warstwa α — piaski bezgruzowe — tylko w jednym przypadku zawiera odłamki wapieni w podfazie VII — otwór 3.

Podział serii piasków i gruzów czwartorzędowych na fazy
gruzowo-piaszczyste — b_1 — b_2 — b_3 — b_4 — b_5

Według składu granulometrycznego warstwy			Według stanowiska w przekroju poprzecznym seryj gruzowo-piaszczystych			
Faza	głębokość od m do	miąższość	Faza	głębokość od m do	miąższość	Charakter warstwy
VI	0,0 — 11,00		materiału gruzowego brak			a
V	11,10—16,20	4,10	b_5	11,10—14,10	3,00	$\delta-\gamma$
			b_4	14,10—16,10	2,00	$\delta-\gamma$
IV	16,20—20,20	4,0	b_3	16,10—19,40	3,30	$\delta-a$
III	20,20—26,30	6,10	b_2	19,40—23,30	3,90	$\beta-a$
II	26,30—29,80	3,50	b_1	23,20—29,80	6,60	δ
I—b			piasek bez gruzów, szczyt fazy b_1			
			iły zastoiskowe, warstwa górna b			

Najwyższe występowanie zwartych warstw gruzu a notujemy:

na skraju południowym,	otwór 13	+ 311,00 m
„ „ północnym,	„ 3	+ 304,00 „
na osi (środek)	„ 6	+ 299,00 „
„ „ (wschód)	„ 16	+ 298,70 „
„ „ (zachód)	„ 11	+ 295,90 „

Najniższe występowanie warstwy a stwierdzamy na osi doliny otwór 6 + 275,50 m.

Inne otwory do spągu tej serii nie dotarły. W stosunku do stanowisk warstwy w spągu otworu 6, różnica dla stropu w otworze 11 wynosi 20,40 m, w otworze 13 — 35,40 m.

Najwyższe występowanie pojedynczych odłamków gruzu, warstwa β notujemy:

na skraju północnym,	otwór 3	+ 316,50 m
„ „ południowym	„ 13	+ 314,80 „
„ osi doliny (środek)	„ 6	+ 313,00 „
„ „ „ (wschód)	„ 16	+ 308,70 „
„ „ „ (zachód)	„ 11	+ 308,00 „

Maksymalna różnica dla poszczególnych otworów — 8,50 m (otwory 3,11); wzniesienie w stosunku do szczytu warstwy a — 5,50 m (otwór 13).

W diagramach tych zaznacza się stała tendencja do zwiększania się w warstwie ilości procentowej ziarna w frakcji 0,2 mm, przy odpowiednim ubytku ziarna frakcji 0,5 mm.

W fazie głównej E, posiadającej największą rozpiętość w przekroju pionowym, zjawisko to występuje najwyraźniej i rozwija się według normy: 65%—67%—47%; 60%—30%; 48%—15%, uzyskując w przekroju pionowym 24 m rozpiętości — otwór 16, oś doliny (wschód). Wskazywało by to na zwiększenie się prędkości i żywej siły prądu, w miarę osadzania się w przekroju coraz młodszych warstw serii gruzowo-piaszczystej (podfazy IV—V—VI). Zjawisko tak znacznego ubytku frakcji 0,5 mm umożliwia uruchomienie i osadzenie coraz to nowych i wyższych procentowo ilości materiału drobnego — 0,2 mm. Materiał natomiast o grubszym ziarnie, poczynając od 0,5 mm, zostałby już w podfazie końcowej — VI, według wymienionej zasady, prawie całkowicie odtransportowany z pierwotnego swego złoża na wierzchowinie jury.

Przekrój otworu 3, położonego na skraju północnym doliny, w którym zachowała się wyjątkowo dobrze wykształcona faza główna F (podfazy VII—VIII—IX), wykazuje jednak ponowny wzrost zawartości procentowej dla ziarna 0,5 mm, według normy: 2%—45%—38%; 65%—37%; 65%, uzyskując w przekroju pionowym 13 m rozpiętości.

Należy zauważyć, że diagram H jülströma nie bada zależności pomiędzy procentową zawartością w warstwie ziarna poszczególnych frakcyj, a szybkością prądu, przy której zostały one wymyte lub osadzone na drugorzędym złożu.

WNIOSKI KOŃCOWE DOTYCZĄCE GENEZY OKRESÓW SEDYMENTACYJNYCH

Zestawienie wyników wierceń okolicy Golczowic oraz badań prowadzonych w 1946 r. na obszarze Wielkiej i Małej Pustyni Błędowskiej (2) daje możliwość bliższego wniknięcia w stosunki sedymentacyjne panujące w wąskim stosunkowo północnym odcinku doliny, gdzie zjawiska występują w formie wyraźnej i uproszczonej.

Przesłanki powyższe pozwalają uważać odcinek dolny Białej Przemszy pod Golczowicami za kluczowy dla ustalenia wieku i pochodzenia utworów plejstocenijskich dla tego terenu jak również dla części Wielkiej Pustyni Błędowskiej.

Na zerodowanym podłożu czwartorzędu w okresie cofania się lodowca, lub jego postępu na północ i zachód od Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej rozpoczyna się w obrębie doliny Praprzemszy wzmoczona akumulacja materiału dostarczonego ze zboczy kuesty jurajskiej.

W okresie zahamowania odpływu wód w kierunku północnym przez lodowiec osadzały się utwory zastoiskowe. W okresach następnych, przy wzmocnionym dopływie wód, dostarczały one do głębokiej bruzdy erozyjnej znacznych ilości obtoczonych wapieni, pochodzących z wyniosłości grzbietu jurajskiego Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Wspólnie z tymi wapieniami były znoszone wielkie ilości piasków, które zostały nagromadzone na grzbiecie wapiennym Wyżyny w okresach wcześniejszych. W ten sposób postępowało stopniowo wypełnianie wspomnianej bruzdy erozyjnej, której dno schodziło pierwotnie poniżej 50 m w stosunku do obecnego poziomu doliny.

Jeżeli wziąć pod uwagę znaczne ilości jury białej, usunięte w czasie erozji plejstocenijskiej z obu zboczy doliny preglacjalnej, to pierwotną względną jej głębokość należało by ocenić na około 70 do 80 m. O ile pozwalają na to wyniki wierceń, wykonanych na całym obszarze doliny, cyfrę tę należało by przyjąć także i dla pozostałych odcinków doliny preglacjalnej.

Akumulacja wymienionego materiału odbywała się wzdłuż osi bruzdy erozyjnej Praprzemszy.

Już J. Lewiński (4) w pracy swojej zwraca uwagę na wielkie zasypanie starszej rzeźby przez masy piasków. Materiały obecnie zebrane przyczyniają się do bliższego poznania tych procesów i sprecyzowania nowych poglądów.

Osadzenie się w dolinie stropowej warstwy piasków bezgruzowych, zdaniem J. Lewińskiego, wiąże się z wycofaniem się lodowca poza Wyżynę Krakowsko-Częstochowską, stanowiącą znaczną przeszkodę w dopływie świeżych mas do czoła lądolodu. Następująca przy tym zmiana kierunku w odpływie wód podlodowcowych powoduje odtąd odprowadzanie ich części w kierunku zachodnim.

Najniższe utwory gruzowo-piaszczyste, akumulowane przed osadzeniem się utworów zastoiskowych, zajmują w przekroju poprzecznym doliny najprawdopodobniej położenie wyłącznie osiowe, nie wkraczając do pasów przybrzeżnych lub zboczowych. Jakkolwiek materiał uzyskany z otworu, który przebił najniższe warstwy gruzowo-piaszczyste, leżące w spągu osadów zastoiskowych, nie dostarcza na to dostatecznych dowodów, to jednak są one już prawdopodobnie związane z przedlodowcową fazą erozyjną, jaka istniała na krawędzi Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej.

Do tego też okresu należy zaliczyć utwory mulkowo-ilaste, silnie wapieniste, stanowiące część warstw wchodzących w skład serii zastoiskowych, występujących na zboczach doliny i związanych z wietrzeniem podłoża wapiennego jurajskiego.

W stropie tych osadów występują utwory drobnoziarniste, z przewagą składników ilastych — ily, glinki mniej lub więcej piaszczyste, piaski pyłaste, warstwowane cienkimi mulkami (warstwą b). Wiążą się one z fazą zastoiska, spowodowanego prawdopodobnie przez zahamowanie odpływu wód przez lodowiec. Lodowiec ten zajmował naówczas obszary, położone bardziej na północ i zachód. Zmiany w nasileniu akumulacji detrytycznego ziarna kwarcu i obtoczonych wapieni jurajskich — pod względem ilościowym oraz granulometrii piasków i grubości odłamków wapieni, występujące w stropie warstwy b — łączą się z późniejszymi fazami zlodowaceń i związanymi z nimi zmianami warunków klimatycznych i hydrologicznych.

Zmiany te nastąpiły po fazie zastoiskowej, której osady podścielają serie gruzowo-piaszczyste. Omawiana seria warstw złożona jest z piasków drobnoziarnistych, dobrze przemytych, z domieszką stopniowo malejącej albo raptownie wzrastającej ilości otoczków wapieni i rozpada się na pięć do siedmiu odrębnych faz sedymentacyjnych. Odpowiadają one okresowi gwałtownego rozmywania i silnego transportu materiału kwarcowego, złożonego z dobrze obtoczonych ziarn piasków drobnoziarnistych, pochodzących z wyżyny jurajskiej, i tam już poprzednio osadzonego (S. Z. Różycki, 8). Materiał ten należy już prawdopodobnie do resztek osadzonych tu jeszcze przed fałdowaniem kimeryjskim warstw dolnej kredy — ceno-manu i albu (Z. Sujkowski, 10).

Najwyższa warstwa tego cyklu — składająca się już wyłącznie z drobno sortowanego, dobrze przemytego piasku, bez żadnej domieszki obtoczonego materiału gruzowo-wapiennego — odpowiada okresowi stabilizacji stosunków klimatycznych i hydrologicznych przyległego terenu i związanego z nią wyrównania przebiegu akumulacji piasków w dolinie Praprzemszy.

Badanie materiału profilowego, bądź poszczególnych otworów, bądź zestawionych na tej podstawie przekrojów podłużnych i poprzecznych opisywanego odcinka doliny, oparte na procentowym (w przybliżeniu) udziale w warstwach gruzowo-piaszczystych samego materiału gruzowo-wapiennego, doprowadziło do wyodrębnienia w przekroju tej warstwy pięciu faz rozwojowych.

Natomiast badanie składu mechanicznego (granulometrycznego) samego piasku, zawartego w tych warstwach łącznie już z nadległą w stosunku do poprzedniej warstwą piasków bezgruzowych, doprowadziło i w tym przypadku do podobnego wyniku, dając łącznie dla obu serii tych warstw 10 faz rozwojowych.

Wyodrębnione tu fazy główne i podrzędne pokrywają się w różnych utworach między sobą w całej rozciągłości.

Na podstawie analizy diagramów składu mechanicznego ziarna piasku detrytycznego, obejmujących cały przekrój preglacjału i plejstocenu, wyróżniamy dwie fazy główne w preglacjałe i pięć faz głównych, czyli okresów w plejstocenie, obejmujących okres zastoiska oraz serię gruzowo-piaszczystą i leżącą w jej stropie serię piasków bezgruzowych.

Należy wnioskować, że wyodrębnione tu fazy musiały pozostawać w ścisłym związku ze zmianami warunków klimatycznych i hydrologicznych na przyległym terenie, panujących współcześnie do osadzenia się tych warstw i wyrażonych bądź szybkimi spadkami i zwyczajami siły transportowej spływającej do doliny wody opadowej, bądź zmianami powolnymi, przerywanymi tylko znaczniejszym spadkiem jej siły transportowej na pograniczu fazy E i F, przy głębokości przeciętnej około 13—15 m poniżej obecnej powierzchni doliny. Ostatni etap tego spadku, przy głębokości dna doliny na jej osi zaledwie od 6 do 10 m większej od stanu dzisiejszego, musiał mieć miejsce stosunkowo niedawno.

Rozwój zjawisk sedymentacyjnych plejstocenu w górnym biegu rzeki Białej Przemszy zezwala na ustalenie tu skutków zmiany stanowiska łądolu w stosunku do wspomnianej przez J. Lewińskiego bariery jurajskiej. Ze zmianą tego stanowiska wiąże się zmiana położenia podstawy erozyjnej i podział sedymentacji w pradolinie na trzy różne okresy.

W okresie końcowym stosunki hydrologiczne i klimatyczne na przedpolu doliny ustalają się. Siła prądu oraz ilość niesionej wody obniżają się etapowo, lecz konsekwentnie

Jednocześnie gwałtowna erozja kuesty jurajskiej została już w tym okresie zupełnie zahamowana, uzyskując stadium zbliżone do współczesnego. W warstwach najwyższych nie spotykamy już zupełnie obtoczonego materiału wapieni jury białej, co pozostaje prawdopodobnie w związku z ogólnym obniżeniem pasma wyżyny na tym odcinku.

Przekroje syntetyczne, oparte na bezpośrednim materiale wiertniczym z jednej strony, diagramy granulometryczne według zastosowanej tu metody, przekroje analityczne zaś z drugiej strony wykazują na ogół (z małymi wyjątkami) ciągłość procesu sedymentacyjnego na odcinku północno-wschodnim doliny.

W przekrojach widzimy wyraźnie ślady rozmycia, połączone z brakiem części warstw starszych, wyłącznie w środkowej i górnej części przekroju, w pasie osiowym doliny, w warstwach gruzowo-piaszczystych. Usunięte części warstw zastąpiły równo i drobno sortowane masy piasków gruzowych.

Nie stwierdzamy jednakże między wyodrębnionymi poziomami, na tym odcinku sedymentacyjnym, występowania luk kompletnych, przy zupełnej nieznanomości części ogniów tego łańcucha sedymentacyjnego. Ogniwa brakujące na osi doliny zachowały swoją ciągłość w pasie brzegowym.

Z przekrojów wynika, że po osadzeniu się dwóch dolnych warstw ilastych — zastoiskowych cały przekrój zespołu warstw gruzowo-piaszczystych oraz leżących w ich stropie warstw piasków bezgruzowych zachowuje zupełną ciągłość procesu sedymentacyjnego. Proces ten zmierza stale i konsekwentnie do znacznej niżki degradacyjnej składu granulometrycznego, detrytycznego materiału kwarcowego, aż ostatecznie, pod koniec fazy głównej E i jej podfazy VI, kończy się osadzeniem warstwy c ilów górnych albo w innych punktach przekroju doliny, śladami bardzo wybitnego osłabienia siły transportowej wody w nurcie głównym pradoliny.

Warstwy należące do fazy głównej F występują już tylko (w zbadanej części materiału) na zboczu północnym i we wschodniej części osiowej doliny. Opisana część najwyższych warstw serii bezgruzowej jest związana z następnym i już najmłodszym okresem zwyżek siły transportowej wody atmosferycznej na terenie doliny. Mamy tu do czynienia prawdopodobnie z procesem najmłodszego zasypywania terenu doliny, część przy tym osadzonych tu warstw została ponownie usunięta. Wskutek tego w innych punktach doliny poziom ten już nie występuje (faza główna F, podfazy VII, VIII i IX), procentowy wzrost grubości ziarna, szczyt frakcji 0,5 mm ma tu miejsce aż do obecnej powierzchni terenu doliny. Charakter sedymentacyjny całości zespołu tych warstw gruzowo-piaszczystych, od stropu ich na obecnej powierzchni terenu doliny aż do ich spągu, położonego na pograniczu z serią ilów zastoiskowych, nie zdradza współcześnie z ich tu osadzeniem zmian klimatycznych na większą skalę. Typ osadów na całym przekroju omawianego odcinka pradoliny aż do końca fazy głównej E i ostatecznie do końca fazy głównej F zachowuje się bez zasadniczych zmian.

Powstaje przypuszczenie, że cały ten kompleks warstw, stwierdzonych w przekroju doliny, po fazie wielkiego zastoiska, reprezentuje tylko jeden z najmłodszych okresów zlodowaceń i jest ostatnim etapem wielu cykli erozyjno-sedymentacyjnych.

Założenia te, w razie ich udowodnienia, pozwalałyby na wnioskowanie, że czas osadzenia się zespołu warstw gruzowo-piaszczystych odnosi się do okresu, w którego czasie lodowiec znajdował się już stale na znacznej odległości od tego terenu i ustępował ku północy. Czas ten należy więc odnieść do okresu po zlodowaceniu Varsovien I, którego ślady w postaci

moren dennych spotykamy ponad osadami zlodowacenia starszego, w najbliższej okolicy — na zachód od terenu Pustyni Błędowskiej (St. Doktorowicz-Hrebnicki, 1).

Nie znajdujemy tu również żadnych śladów starszych utworów lodowcowych w postaci moreny dennej lub pojedynczych głązów lub żwirów eratycznych.

Natomiast występowanie resztek utworów morenowych na zboczu południowym środkowego odcinka doliny preglacjałnej, na północ od Ciężkowic (4), świadczy o przenikaniu lądolodu od strony północno-zachodniej do centralnej części obszaru Pustyni Błędowskiej. Zasięg tego przenikania w kierunku wschodnim dotychczas nie został poznany.

LITERATURA

1. Doktorowicz-Hrebnicki St. — Arkusz Grodziec (objaśnienia). Mapa Szczegółowa Polskiego Zagłębia Węglowego. *Państw. Inst. Geol.* Warszawa 1935.
2. Kozioł S. — Budowa geologiczna Pustyni Błędowskiej. *Państw. Inst. Geol. Biul.* 65. Warszawa 1952.
3. Lencewicz St. — Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. *Państw. Inst. Geol. Prace*, t. 2, z. 2. Warszawa 1927.
4. Lewiński J. — Utwory dyluwialne i ukształtowanie powierzchni przedlodowcowej dorzecza Przemszy. *Tow. Nauk. Warsz. Prace*, t. 7. Warszawa 1914.
5. Przesmycki P. — Mapa zalegania lessu w części południowej Królestwa Polskiego 1 : 500 000 (rękopis). 1916.
6. Przesmycki P. — Źródła rzek Przemszy Białej i Szreniawy. *Przełł. Górn.-Hutn.* 13. Dąbrowa Górnicza 1921.
7. Przesmycki P. — Monografia przyrodnicza powiatu Olkuskiego. *Przełł. Górn.-Hutn.* 21. Dąbrowa Górnicza 1929.
8. Różycki S. Z. — Alb, cenoman i turon w okolicy stacji Złoty Potok, koło Koniecpola. *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* 9. Warszawa 1937.
9. Sujkowski Z. — Uwagi o piaskach i lessach w Olkuskim i ich wzajemnym stosunku. *Tow. Nauk. Warsz. Sprawozd. z posiedz. Wydz. III.* Warszawa 1929.
10. Szafer Wł. — Epoka lodowa. *Państw. Zakł. Wyd. Szk.* Warszawa 1946.

Юзеф КРЖИЖКЕВИЧ

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ДОЛИНЫ БЯЛОЙ ПРЖЕМШИ ПОД ГОЛЬЧЕВИЦАМИ

(с 3 табл. и 2 фиг. в тексте)

РЕЗЮМЕ

Содержание

В настоящей работе описана структура четвертичных отложений 1,5 км отрезка долины Бялой Пржемши, северо-восточнее Силезского Угольного Бассейна. Общий геологический профиль состоит из 5 типов отложений, а именно:

а) щебень и гравий, б) отложения стоячих вод с очень разнородным образованием, в) известковый туф, г) щебень и гравий переслоенный песком, д) мелкий, кварцевый песок. Самым старшим горизонтом является слой а, образованный в прегляциале. Осаждение вышелегающих слоев автор связывает с изменением климатических условий и отливом вод в периоде положения ледника на север от исследованного участка.

Эти отложения наполняют тектонически предрасположенную борозду Пра-пржемши, глубиной 50 м, в которой оседал материал принесенный из ближайшей куэсты Краковско-Ченстоховской Возвышенности.

На основании гранулометрических анализов выделены 6 главных фаз и 12 седиментарных подфаз, из которых 2 происходили в прегляциале, 10 в плейстоцене.

Настоящая работа является результатом наблюдений четвертичных отложений в верхней части долины Бялой Пржемши, предпринятых главным образом на основании бурений произведенных в периоде 1946—1948 гг. Расстояние исследованного отрезка очень невелико, т. к. составляет едва 1,5 км. Для получения подробной геологической характеристики четвертичных отложений проделан гранулометрический анализ наиболее характерных типов отложений.

В начале автор занимается общей геологической и морфологической характеристикой исследованного участка, кроме того в нем

упомянуто вкратце о основании четвертичных отложений (триас, юра) составляющих долину Пржемши.

Потом описана литологическая характеристика отложений четвертичной системы. На основании стратиграфической схемы долины Пржемши автор выделил 5 типов отложений а именно: а) щебень и гравий, состоящие в большинстве из слабо окатанных обломков юрских известняков, б) отложения подпруженных вод, с очень разнообразным образованием — преимущественно глины и илы, в) известковые туфы в форме мелких, белых конкреций, г) щебень и гравий переслоенный с, преимущественно, промытым песком и д) кварцевый мелкозернистый песок кремового цвета.

Вышеуказанные 5 литогических типа соответствуют дифференциации по возрасту, значит самым старшим горизонтом исследуемого участка является гравий, а самым младшим — кремовые, кварцевые пески, достигающие самой большой мощности.

Дальше рассмотрено влияние палеогеографических условий на характер седиментации. Автор кладет в основу существование тектонически предрасположенной борозды Прапржемши глубиной до 50 м, в которой происходило осаждение материала, принесенного главным образом из ближайшей куэсты Краковско-Ченстоховской Юры. В периоде торможения отлива вод к северу, отлагались мелкозернистые отложения подпруженных вод, а во время интенсивного отлива в борозду Прапржемши попадал более грубый известковый материал, преимущественно меньше окатанный. Слой щебня и гравия со значительной мощностью (10 м), который выступает во всем районе, точно не расклассифицирован по возрасту и возможно следует его считать за прегляциал. Осадки подпруженных вод и известковых туфов выступают только в некоторых местах, преимущественно заполняя углубления в основании состоящим из щебня и гравия. Как правило они достигают самую большую мощность на оси долины Пржемши. В некоторых местах встречается в этой свите обломочный материал, свидетельствующий о явлении солифлюкции. В серии песчаника-щебня-гравия можно различить довольно отчетливый ритм седиментации, отражающий разную степень интенсивности в осаджений. Установлена также несогласованность седиментации, которая дает возможность предполагать, что осадки этой свиты не везде одного возраста, но что на оси долины значительно моложе, чем в частях склона. Пески, образующие кровлю четвертичных отложений в принципе однородны, хорошо промыты и рассортированы и только подробный гранулометрический анализ обнаруживает некоторые колебания в механическом составе. Кроме того в некоторых местах вблизи склона долины были наблю-

дены включения песчанистых глин, или известковых туфов однако же генетически отличающихся от похожих отложений, выступающих в нижней части профиля.

Затем автор производит подробный анализ механического состава четвертичных отложений. В первой из них описаны глинистые отложения, в другой — отношение гравиевого слоя к песку. Взято в процентах участие отдельных фракций, создающих отложения и построена диаграмма гранулометрических колебаний. На основании анализов выделены 6 главных фаз и 2 седиментационных подфаз, которые являются результатом климатических колебаний; 10 из них припадает на собственный плейстоцен, а 2 на прегляциал (щебень и гравий).

В конце статьи автор пытается выяснить седиментационные изменения в долине Бялой Пржемши и генезис периодов седиментации, вызванные изменениями климатических условий и нарушением в отливе вод, вследствие движений и остановки ледника в районах, расположенных на север от исследованного участка.

Józef KRZYŹKIEWICZ

THE QUATERNARY OF THE BIAŁA PRZEMSZA VALLEY, NEAR
GOLCZOWICE

(with 3 pl. and 2 fig. in the text)

SUMMARY

Abstract

This study deals with the structure of the Quaternary along a 1,5 km long sector of the Biała Przemsza valley. The general geological profile consists of five types of sediments. They are as follows:

(a) rock-waste and gravel; (b) deposits of ice-dammed lakes of greatly various composition; (c) travertine; (d) rock-waste and gravel intercalating with sand; (e) fine-grained quartz sands. The layer (a) is the oldest horizon formed in the Pre-glacial. The deposition of the superjacent layers is related, according to the author's opinion, with changes of climatic conditions and the recession of waters in the period when the glacier was situated north of the area under investigation.

These formations fill up the tectonically predisposed furrow of the old Przemsza, 50 m deep, where material carried from the nearby Cracow-Częstochowa Jurassic Cuesta was deposited.

On the grounds of granulometric analyses were distinguished six main phases and twelve semi-phases of sedimentation, of which two occurred in the Preglacial and ten in the Pleistocene.

This paper is the result of the observation of the Quaternary deposits in the upper part of the Biała Przemsza valley; the investigative work was based chiefly on drillings carried out in the years 1946—1948. The length of the examined sector of the valley is very small: it hardly amounts to 1,5 km. The most characteristic types of sediments were subjected to granulometric analysis in order to secure accurate knowledge of the Quaternary.

The author gives the general description of the geological and morphological characteristics of the area concerned; moreover, the Quaternary substratum (Triassic, Jurassic), building up the Przemsza valley, have been briefly mentioned in it.

Then follows the description of the lithological features of the Quaternary formations. On the grounds of a stratigraphical scheme of the Przemsza valley the author has distinguished five types of sediments, viz:

a. rock-waste and gravel consisting mostly of slightly rounded fragments of Jurassic limestones; b. deposits of ice-dammed lakes of very manifold development, chiefly clays and silts; c. travertines in the form of small, white concretions; d. rock-waste and gravels intercalating with sands, on the most part washed ones; e. cream-coloured fine-grained quartz sands. These five lithological types correspond to age differentiation, i. e. the oldest horizon in the terrain concerned are the gravels and the youngest the cream-coloured quartz sands, whose thickness, amid the other sediments, is the greatest.

Subsequently the author considers the influence of palaeogeographical conditions on the nature of sedimentation. The author supposes the existence of a furrow of the old Przemsza, 50 m deep, tectonically predisposed, where material brought in mostly from the nearby Cracow-Częstochowa Jurassic Cuesta was deposited. In the period when the northward recession of waters was obstructed fine-grained sediments of ice-dammed lakes were deposited, while during intensified recession of waters coarser-grained, calcareous and, on the most part, less rounded material penetrated into the old Przemsza valley. The bed of rock-waste and gravels of considerable thickness (10 m) occurring all over the area is not strictly classified as regards age and maybe should be regarded as Preglacial. The sediments of ice-dammed lakes and travertines occur merely occasionally in some places, most often filling up cavities in the substratum of rock-waste and gravels. As a rule, they attain the greatest thickness on the axis of the Przemsza valley. Here and there in this series one can find broken material bearing witness to soliflual phenomena. In the arenaceous rock-waste gravelly series a fairly distinct rhythm of sedimentation has been discerned; it reflects various degrees of intensity in sedimentation. It has also been asserted that there exist disconformities of sedimentation allowing the supposition that the sediments of this series are not of the same age everywhere, conversely, that on the axis of the valley they are much younger than in the slope parts. The sands forming the top of the Quaternary are in principle homogeneous, well washed, and segregated, and it is but an accurate granulometric analysis that reveals certain oscillations in the mechanical composition. Besides, in a few places in the vicinity of the valley slopes intercalations either of arenaceous clays or of travertines have been noticed; however, in the genetic respect they differ from the like deposits occurring in the lower part of the profile.

The following parts of paper are consecrated to detailed analysis of the mechanical composition of the Quaternary deposits. In the former argillaceous formations have been described, and in the latter the relation of gravelly beds to sand. The proportion of particular fractions building up the sediments has been dealt with in per cent, and a diagram of granulometric oscillations has been drawn. On the grounds of analyses six major phases and twelve sub-phases being the outcome of climatic oscillations have been distinguished. From these ten fall in the proper Pleistocene and two in the Preglacial (rock-waste and gravels).

Finally the author endeavours to elucidate the alterations of sedimentation in the Biała Przemsza valley, as well as the genesis of the periods of sedimentation brought about by changes of climatic conditions and the disturbance in the recession of waters ensuing both the movements and the stand of the glacier on areas situated to the north of the region under investigation.

Edward RÜHLE

UTWORY CZWARTORZĘDOWE DOLINY KIERDONKI NA PÓLNOC OD RAKOWA

(z 2 fig. w tekście)

Streszczenie

W notatce zostały opisane odsłonięcia najwyższego poziomu akumulacyjnego, wysokiego i niskiego tarasu akumulacyjnego Kierdonki na północ od Rakowa. W odsłonięciach plejstocenu znaleziono powyżej „warstwy mułków“ trzy poziomy spływów gwałowych, jeden poziom utworów morenowych, najmłodszy poziom lessu w stropie oraz dwa poziomy lessu warstwowanego w środkowej części profilu.

Utwory najstarsze — mułki — są starsze od zlodowacenia Cracovien. Głina zwalowa, najniższa warstwa spływowa i nadległe piaski powstały w okresie zlodowacenia Cracovien. Warstwy leżące pomiędzy wymienionymi a najwyższą, trzecią warstwą gwałową osadziły się w interglacjale Masovien I. Górna warstwa gwałowa utworzyła się w okresie zlodowacenia Varsovien I, najmłodszy zaś poziom lessu należy do młodszej fazy zlodowacenia Varsovien I lub też Varsovien II.

Utwory piaszczysto-mułkowe wraz z warstwami próchnicy i gleby w spągu, tworzące wysoki taras Kierdonki, a opisane przez A. Kozłowską, należą do jednego z poziomów holoceniskich.

W czerwcu 1950 r. z okazji wycieczki zorganizowanej przez Instytut Botaniczny Uniwersytetu Jagiellońskiego, na zaproszenie prof. dr W. Szafera wzięłem udział w zwiedzeniu odsłoneń czwartorzędu w dolinie Kierdonki na północ od Rakowa¹. W czasie wycieczki zanalizowane zostały profile, z których prof. dr A. Kozłowska pobrała próbki dla badań paleobotanicznych, opublikowanych w 1923 r. (2). Zapoznano się również z innymi odsłonięciami czwartorzędu tej części Gór Świętokrzyskich. Ponieważ obserwacje te dają kompletniejsze profile geologiczne od dotychczas znanych, wobec tego podaję je w formie krótkiej notatki.

¹ Kierdonka i Raków położone są na ark. Staszów (A 46 B 32) mapy topograficznej w skali 1 : 100 000.

OPIS WAŻNIEJSZYCH ODSŁONIEŃ

Najważniejsze odsłonięcia utworów czwartorzędowych w dolinie Kierdonki znajdują się pomiędzy środkową częścią wsi Wólka Wąkopna a zachodnimi zagrodami wsi Bardo.

Odsłonięcia czwartorzędu zboczy doliny Kierdonki należy podzielić na trzy elementy o różnej budowie i wysokości, a mianowicie:

- a) około 13 m nad poziom Kierdonki, tj. najwyższego poziomu, dający profil sięgający od mułków w spągu do piasków z kwarcytami w stropie, reprezentujący właściwą serię utworów plejstocenijskich;
- b) od 2 do 6 m nad poziom Kierdonki, odsłaniający budowę wysokiego tarasu o charakterze erozyjno-akumulacyjnym, tj. w spągu, erozyjnie zostały odsłonięte utwory plejstocenijskie, w stropie zaś leży seria osadzona przez wody Kierdonki;
- c) 1 m nad poziomem Kierdonki, dający przekrój dolnego — współczesnego tarasu Kierdonki.

Profile najwyższego poziomu

Odsłonięcia najwyższego poziomu znajdują się na wschodnim brzegu Kierdonki. Pierwszy z nich znajduje się na wschód od wsi Czarna. W górnej jego części brak jest warstwy piasku z kwarcytami, która została lokalnie zniszczona. W profilu tym począwszy od góry występują następujące warstwy:

- 0 — 0,8 m piasek pylasty obtoczony, żółty (nie reag. z HCl),
 0,8—2,9 „ mułk lessowy z warstewkami piasku pylastego, kremowo-żółty ze słabymi śladami warstwowania (słabo reag. z HCl),
 2,9—8,5 „ piasek pylasty przechodzący w spągu w drobno- i średnioziarnisty, żółto-szary, o słabym uwarstwieniu,
 8,5—8,9 „ warstwa otoczków i żwiru z piaskiem różnoziarnistym, szaro-żółtym.

Dolną część odsłonięcia maskują znaczne usypiska. Wysokość względna stropu profilu wynosi około 11 m.

Najbardziej pełny profil czwartorzędu odsłania się w odległości około 280 m na południe od wioski Kierdony. Widoczne tam są następujące warstwy:

1. gleba szczerkowa z obtoczonymi ułamkami kwarcytu, około 0,3 m miąższości;
2. piasek średnioziarnisty (lub różnoziarnisty) ze słabo obtoczonymi ułamkami kwarcytów, około 0,5 m miąższości, średnica kwarcytów sięga do 0,3 m;

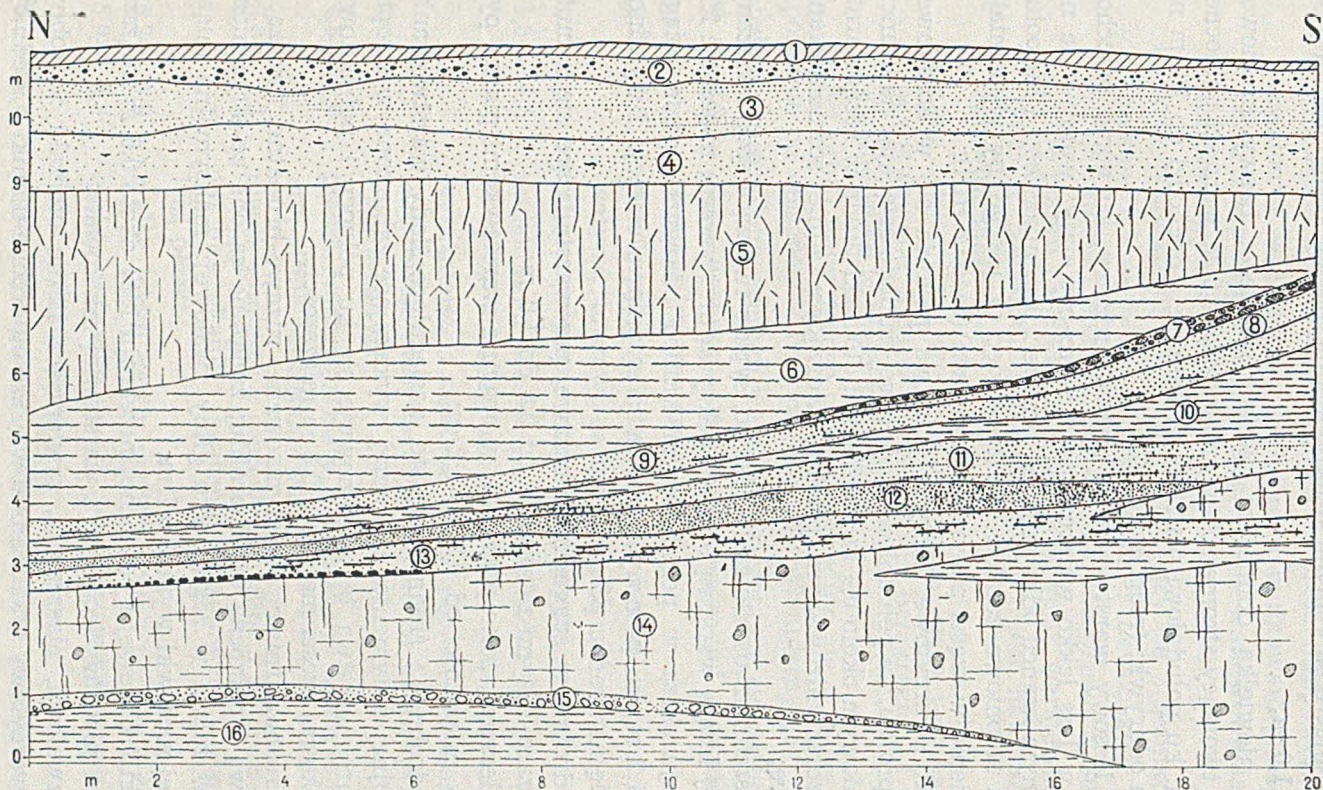


Fig. 35

Przekrój odsłonięcia czwartorzędowego w dolinie Kierdonki, około 280 m na południe od wsi Kierdony
 1 — gleba, 2 — piasek średnioziarnisty z ułamkami kwarcytów (złodowacenie Varsovien I), 3 — piasek drobno- i średnioziarnisty, 4 — piasek pylasty, 5 — less z niewielką domieszką piasku pylastego, 6 — mułek lessowy, 7 — otoczaki kwarcytowe, 8 — piaski średnioziarniste (środkowy okres interglacjalny Masovien I), 9 — piaski drobne z mułkami, 10 — mułki lessowe, 11 — piaski drobno- i średnioziarniste, 12 — piaski zorsztynizowane, 13 — piaski drobne z warstewkami mułkowatymi, 14 — glina zwałowa (złodowacenia Cracovien), 15 — gruz ułamków i okruchów łupków i kwarcytów, 16 — mułki.

3. piasek drobno- i średnioziarnisty, ze śladami warstwowania, żółty, około 1,0 m miąższości;
4. piasek pylasty ze śladami warstwowania, barwy kremowo-żółtej od 0,8 do 1,0 m;
5. less z niewielką domieszką piasku pylastego, barwy kremowo-żółtej, tworzący strome ściany, miąższości 3,0 m w części północnej profilu; ku południowi warstwa ta cienieje i dochodzi do 1,0 m na krańcu odkrywki (reag. z HCl);
6. mułek lessowy warstwowany, brązowo-rdzawy, ku górze przechodzący w less lekko warstwowany, szaro-popielaty; warstwa ta na północnym krańcu odkrywki ma prawie 2,0 m miąższości i ku południowi stopniowo zanika; warstwa więc ta jak gdyby wypełniała zagłębienia w części północnej odkrywki (reag. z HCl);
7. otoczaki kwarcytowe, których warstwa pojawia się w środkowej części profilu, ku południowi stopniowo grubieje osiągając na krańcu południowym około 0,4 m miąższości; otoczaki tkwią w różnoziarnistym zorsztynizowanym piasku, tworzącym silnie scementowaną warstwę;
8. piaski średnioziarniste żółto-rdzawe, sypkie tworzące spąg związany z wyżej leżącą warstwą bruku i pokrywą orsztynową; miąższość ich jest największa w południowym krańcu odkrywki, gdzie osiąga około 1,2 m; ku północy warstwa ta stopniowo cienieje i wyklinowuje się na krańcu północnym;
9. piaski drobne w spągu, żółto-rdzawe, przewarstwiewające się z mułkami szaro-żółtymi miąższości od 0,8 do 1,0 m;
10. mułki lessowe, żółto-popielate, w spągu z warstewkami piasku pylastego, miąższości od 0,3 do 1,2 m;
11. piaski drobno- i średnioziarniste, posiadające ślady warstwowania i spokojnej sedymentacji wodnej, wykazujące zaburzoną w stropie strukturę, warstwa ta wyklinowuje się ku północy i południowi, w środkowej części ma około 0,8 m miąższości;
12. piaski różnoziarniste, zorsztynizowane, rdzawo-brunatne, tworzące środkową i północną część profilu; związane są one ze strąceniem tlenków żelaza w zagłębieniu gliny zwałowej; maksymalna miąższość tej soczewki wynosi 0,7 m;
13. w części środkowej i północnej przekroju leży około 0,6 m miąższa warstwa piasków drobnych z warstewką mułkową;
14. glina zwałowa, piaszczysta, zawierająca liczne otoczaki i drobny gruz kwarcytowy oraz rzadkie większe obtoczone ułamki o średnicy do 10 cm; z rzadka pojawiają się żwiry kwarcu, znaleziono też pojedynczy ułamek gnejsu oraz granitu; w części północnej odkrywki

strop gliny leży nieco niżej i nosi ślady działalności erozyjnej w postaci nagromadzenia otoczków o dość dużej średnicy — do 20 cm. W części południowej odkrywki część stropowej warstwy gliny zwałowej zajął się z wkładkami mułkowato-piaszczystymi, przy czym zaznaczają się tu w stropie ślady warstwowania; miąższość tej warstwy wynosi 2,0—2,5 m;

15. gruz pochodzenia lokalnego, składający się z ułamków i okruchów łupków i kwarcytów kambryjskich i dewońskich o średnicy do 10 cm; ułamki słabo obtoczone, ułożone płasko w 30—50 cm warstwie piasku i mułku niebieskawo-siwego; warstewka ta występuje tylko w północnej części odkrywki i jest najniższym poziomem spływów głazowych;
16. spąg odsłonięcia tworzą mułki siwe, szare i stalowoszare, słabo warstwowane, pylaste, miąższość ich przekracza 1,1 m i odsłaniają się one tylko w części północnej.

Trzeci profil najwyższego poziomu znajduje się w odległości 150 m na południe od opisanego. Jest on nie tak kompletny jak poprzedni, daje jednak uzupełnienie szeregu warstw i przedstawia się następująco:

- 0 — 0,3 m gleba drobnopiaszczysta z rozszanymi z rzadka słabo obtoczonymi kwarcytami;
- 0,3— 1,5 „ piasek pylasty i drobny, ku dołowi z warstewkami mułkowatymi, brązowo-szary; w poziomie tym w stropie występują pojedyncze otoczki kwarcytu;
- 1,5— 4,8 „ mułek typu lessowego, z domieszką piasku pylastego, brązowy ze śladami warstwowania, które ku dołowi stają się wyraźniejsze i składają się z poziomych, słabo przeciętych warstewek ilastych i mułkowatych brązowych, „rdzawych” i szaro-żółtych;
- 4,8— 5,0 „ piasek średnioziarnisty z otoczkami kwarcytu, lekko gliniasty, silnie zorsztynizowany;
- 5,0— 5,3 „ piasek gliniasty z soczewkami gliny i rozproszonymi drobnymi otoczkami i żwirami kwarcowymi, ułamki kwarcytu leżą płasko;
- 5,3— 5,9 „ mułek lekko ilasty, warstwowany, popielato-żółto-brązowy;
- 5,9— 8,3 „ mułek w środku chudy, w spągu ilasty warstwowany, ze śladami wstęgowania;
- 8,3—10,4 „ piasek drobno- i średnioziarnisty nieregularnie warstwowany, silnie zorsztynizowany, w jednym poziomie znajduje się kilka żwirów kwarcytowych.

W profilu tym nie osiągnięto gliny zwałowej.

Profil czwarty najwyższego poziomu jest położony blisko południowego krańca wsi Wólka Wąkopna. Górna część profilu, składająca się z warstwy zawierającej glazy kwarcytowe, została zniszczona i obecnie nierówną powierzchnię tworzą mułki lessowe. Profil odsłonięcia przedstawia się następująco:

- 0 —1,0 m mułek lessowy warstwowany barwy kremowo-żółtej; warstwa ta w części północnej ma 1,0 m a w części południowej odkrywki 2,5 m miąższości;
- 1,0—1,4 „ bruk kwarcytowy z piaskiem zawierającym drobne pojedyncze okruchy i żwiry granitu; wykazuje on ślady warstwowania i ma barwę rdzawą;
- 1,4—1,7 „ mułek brązowo-rdzawy;
- 1,7—2,1 „ mułek warstwowany miejscami typu wstęgowego, brązowo-szary;
- 2,1—6,0 „ glina zwałowa brązowo-szara, wapnista; pokład gliny jest nierówny, w środkowej partii przebiega stroma linia uskokowa, powstała bezpośrednio po akumulacji tej gliny a przed osadzeniem się warstw górnych.

Profile wysokiego tarasu Kierdonki

Budowę geologiczną wysokiego tarasu Kierdonki można prześledzić na dość znacznej przestrzeni. Opisane zostały 3 najcharakterystyczniejsze odcinki, przy czym w 2 z nich A. Kozłowska pobierała próby dla badań paleobotanicznych. Wysokość względna tarasu na omawianym odcinku rzeki jest zmienna, tj. w górnym ma on około 2 m, w dół zaś rzeki stopniowo wzrasta i dochodzi do 6 m na krańcach wsi Wólka Wąkopna.

Profil najbardziej północnego odsłonięcia przedstawia się następująco:

- 0 —0,2 m gleba rędzinna, pylasta;
- 0,2—1,7 „ namuł rędzinno-lessowy z rozsianym żwirkiem kwarcytowym, brunatno-szary, ku dołowi ciemnoszary z nagromadzeniem szczątków roślin;
- 1,7—2,2 „ piasek różnoziarnisty, słabo obtoczony z sieczką i humusem roślinnym przemieszanymi z ułamkami zbutwiałego drewna, w warstwie tej występują lawice białego gruzu kwarcytowego wielkości do 30 cm;
- 2,2— i głębiej gruz drobny z piaskiem drobnoziarnistym i drobnym, słabo obtoczonym żwirem.

Jest to profil, z którego A. Kozłowska brała próby do badań paleobotanicznych. Obecne badania wskazują, że w opisywanym miejscu czwartorzęd wypełnia tylko dno doliny Kierdonki, na zboczach zaś (szczególnie pobliskich wschodnich) odsłaniają się ily i piaskowce dewonu, przykryte jedynie cienką warstwą deluwiów lessowych. Less znajduje się na zboczach, wyżej wychodni dewonu. Utwory dna doliny pochodzą z rozmycia i osadzenia lokalnej zwietrzliny deluwiów lessowych przy nieznanym jej przetransportowaniu. Osady glacialne w dnie doliny nie odsłaniają się. Warstwy górna, jak również dolna zawierająca żwiry i gruz przeważnie słabo otoczony, miejscami tworzą warstwy brukowe. Cały ten profil jest związany niewątpliwie z akumulacją holoceniską rzeczki Kierdonki.

W opisie profilu widać zbieżność z podaną charakterystyką A. Kozłowskiej (na str. 215 i 223), jednakże warstwa stropowa nie jest lessem, lecz deluwiami i napływami rzecznyymi. Podścielający pokład humusowy „trzykrotnie przeławicony z drobnym żwirkiem“ leżący bezpośrednio na żwirze i otoczkach, jest związany z bardzo młodą akumulacją rzeczną.

Drugi profil wysokiego tarasu znajduje się w odległości około 50 m w dół rzeki od profilu drugiego po wschodniej stronie. Przedstawia się on następująco:

- 0, —1,5 m gleba rędzinna w stropie z dość dużą domieszką piasku i pojedynczymi otoczkami kwarcytu;
- 1,5—2,5 „ rumosz kwarcytowy pochodzący z różnych poziomów skał starszych;
- 2,5—3,0 „ mułek z niewielką domieszką piasku drobnego, szarego;
- 3,0—6,5 „ mułek niebiesko-stalowy stanowiący najniższy poziom profilu 2.

W opisanym profilu należy wyróżnić dwa poziomy, tj. górny związany z działalnością erozyjną rzeczki a następnie jej akumulacją, na skutek czego powstały warstwy od 0 do 2,5 m.

Fakt ten tłumaczy się tym, że w pewnym momencie, gdy rzeka płynęła na poziomie rumoszu, stanowiącym normalny produkt segregacji materiału obserwowanego obecnie w dolinie współczesnej Kierdonki, nastąpiło zahamowanie dalszego pogłębienia koryta, a rozpoczął się okres akumulacji, który dał nadbudowę tarasu o 2,5 m. Część dolna odsłonięcia, poniżej 2,5 m składająca się z mułków, stanowi erozyjnie odsłoniętą dolną część utworów plejstocenijskich.

Trzeci profil ilustruje najbardziej południowy odcinek tarasu wysokiego odsłaniający się na przestrzeni 2,5 m. Ma on regularną budowę, podobną

do odsłonięcia poprzedniego. Podaję jego opis, gdyż stanowił on drugie miejsce pobrania prób dla badań A. Kozłowskiej. Przedstawia się on następująco:

- 0 —1,5 m gleba rędzenna z pojedynczymi otoczkami kwarcytu i różnoziarnistym piaskiem; w spągu tej warstwy znajduje się obfita sieczka lub humus roślinny;
- 1,5—2,0 „ bruk słabo obtoczonych ułamków i głazów kwarcytowych z piaskiem i ułamkami drewna;
- 2,0—2,5 „ mułek siwo-niebieskawy (reag. z *HCl*);
- 2,5—6,0 „ glina zwałowa szara (reag. z *HCl*);

W odsłonięciu tym, podobnie jak i w poprzednich, część górna do głębokości 2,0 m zawierająca sieczkę roślinną i ułamki drewna związana jest z akumulacyjną działalnością Kierdonki na wyższym poziomie. U dołu natomiast odsłaniają się utwory plejstoceńskie.

Profil ten zgodny jest częściowo z opisem A. Kozłowskiej (str. 214) z tą różnicą, że warstwa stropowa nie jest lessem a jego deluwiami i w spągowej warstwie zawiera dość obfity piasek, w którym obok kwarcytów być może z rzadka pojawiają się okruchy granitu.

UWAGI O STRATYGRAFII

Najstarszą warstwą utworów czwartorzędowych odsłaniającą się w dolinie Kierdonki są siwe mułki, występujące na przestrzeni 1 km na południe od drogi Kierdony—Wólka Wąkopna. Strop mułków przykrywa gruz pochodzenia lokalnego, składający się ze słabo obtoczonych kwarcytów i łupków. Leżą one wszystkie płasko i świadczą o transporcie spływowym, prawdopodobnie po powierzchni zmarzniętej, po stosunkowo łagodnie pochylonym zboczu.

Powyżej leży glina zwałowa o nierównej miąższości, występująca zarówno w odsłonięciach najwyższego poziomu jak i wysokiego tarasu. Wyścieła więc ona, podobnie jak niżej leżące mułki, cały obszar doliny Kierdonki, nie odsłaniając się jednak na północ od Kierdon. W odsłonięciu drugim w obniżeniach stropu gliny zwałowej spotyka się cienką warstwę bruku wskazującą na procesy niszczenia i erozji powierzchni gliny zwałowej.

Powyżej leży kompleks warstw piaszczystych różnej grubości z warstewkami mułkowatymi i gliniastymi, wzajemnie się zazębiające i wyklinowujące. W profilu trzecim przeważają w tym poziomie mułki, przy czym miejscami mają one charakter mułków wstęgowych. Charakter sedimentacyjny

świadczy o zmienności prądu oraz nieregularnym i soczewkowatym ułożeniu warstw. Z ułożenia ich można sądzić, że osadziły się one w obrębie nieszerokiej doliny. Serie te najlepiej ilustruje szkic odsłonięcia drugiego.

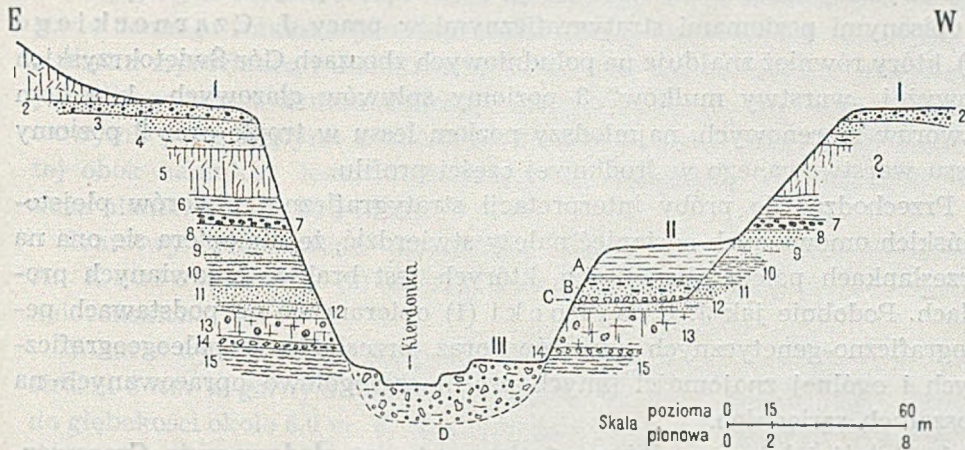


Fig. 36

Schematyczny profil czwartorzędowy doliny Kierdonki na południe od wsi Kierdony. I. Poziom najwyższy: 1 — less najmłodszy (Varsovien II lub młodsze stadium Varsovien I), 2 — piasek średnioziarnisty z ułamkami kwarcytów (złodowacenie Varsovien I), 3 — piasek drobno- i średnioziarnisty, 4 — piasek pylasty, 5 — less z niewielką domieszką piasku pylastego, 6 — mułk lessowy, 7 — otoczaki kwarcytowe, 8 — piaski średnioziarniste (środkowy okres interglacjalu Masovien I), 9 — piaski drobnoziarniste z mulkami, 10 — mulki lessowe, 11 — piaski drobno- i średnioziarniste, 12 — piaski drobnoziarniste z warstewkami mułkowatymi, 13 — glina zwałowa (złodowacenie Cracovien), 14 — gruz ułamków i okruchów łupków i kwarcytów, 15 — mulki. II. Wyższy taras Kierdonki: A — namuł rędzino-lessowy, B — piaski z obfitym humusem i drewnem, C — gruz kwarcytowy. III. Niższy taras Kierdonki: D — gruz, żwir i namuły.

Strop tych utworów pokrywa miejscami rumosz kwarcytowy związany z procesami soliflukcyjnymi i w odsłonięciu drugim wyraźnie widać warstwę pochyloną ku środkowi doliny. Otoczaki znajdują się w części wyższej, a ilość ich ku dołowi maleje i przechodzi w piaszczystą pokrywę orsztynową. Jest to środkowa — druga warstwa spływowa.

Górna część profilu czwartorzędowy składa się z mulków, mulków lessowych i lessu z domieszką piasku. Są to osady związane z sedymentacją w obrębie stojących przeważnie wód, w których osadził się przede wszystkim materiał pyłowy. Wierzchnia warstwa odsłonięć składa się z piasku średnioziarnistego ze słabo obtoczonymi ułamkami kwarcytów. Rozciąga się ona zwartą pokrywą na znacznej przestrzeni w dół Kierdonki od wsi Czarnej i Kierdon, w kierunku Rakowa, sięgając około 3—4 km na południe od obszaru skał macierzystych. Jest to najmłodsza i największa warstwa spływowa.

Najmłodszym utworem występującym poza odsłonięciami najwyższego poziomu są lessy, pojawiające się na północ od Kierdon a odpowiadające najmłodszym utworom plejstocenijskim.

Powyższe zestawienie faktów geologicznych plejstocenu zgadza się z opisanymi poziomami stratygraficznymi w pracy J. Czarnockiego (1), który również znajduje na południowych zboczach Gór Świętokrzyskich powyżej „warstwy mułków“ 3 poziomy spływów gwałowych, 1 poziom utworów morenowych, najmłodszy poziom lessu w tropie oraz 2 poziomy lessu warstwowanego w środkowej części profilu.

Przechodząc do próby interpretacji stratygraficznej utworów plejstocenijskich omówionych odsłonień należy stwierdzić, że nie opiera się ona na przesłankach paleontologicznych, których jest brak w omawianych profilach. Podobnie jak J. Czarnocki (1) opieram się na podstawach petrograficzno-genetycznych utworów oraz przesłankach paleogeograficznych i ogólnej znajomości innych profili szczegółowo opracowanych na obszarach sąsiednich.

1. Najniżej leżące mułki poprzedzają utwory zlodowacenia Cracovien, są więc od niego starsze.

2. Najniżej położone spływy gwałowe i pokład moreny oraz nadległe piaski i mułki lessowe w jej stropie należą do zlodowacenia Cracovien.

3. Warstwy leżące pomiędzy wymienionymi a górnym (3-cim) poziomem spływów gwałowych powstały w interglacjale Masovien I. W serii tej znajduje się środkowy poziom soliflukcyjny, który powstał w okresie zimnego wahnięcia, jakie znane jest w licznych profilach na obszarze Polski środkowej w środkowym okresie tego interglacjału.

4. Górny poziom soliflukcyjny wiąże się ze zlodowaceniem Varsovien I — środkowo polskim, które zatrzymało się na północ od głównego pasma Gór Świętokrzyskich lub jak przypuszcza J. Czarnocki (1) być może sięgało lokalnymi jezorami w okolice Łągowa, tj. około 8 km na północ od opisywanego terenu.

5. Najwyższy poziom lessu (bliżej nie badany) leżąc w stropie górnego poziomu spływowego należy do młodszej fazy zlodowacenia Varsovien I lub też Varsovien II.

Przechodząc do charakterystyki górnego tarasu Kierdonki, należy stwierdzić trudność w ustaleniu jego bliższego wieku. Dolina Kierdonki, jak wynika z występowania w jej dnie najstarszych utworów plejstocenijskich, istniała już na początku czwartorzędu, jako linia spływowa o ogólnym kierunku z północy na południe. Prawdopodobnie w czasie każdego okresu interglacjalnego dolina ta była częściowo odnawiana.

Obecna dolina Kierdonki powstała po osadzeniu się najwyższej warstwy spływowej — gwałowej, albo po akumulacji najwyższego lessu. Wiek więc

powstania tej doliny należy odnieść do schyłku plejstocenu. Pierwszy okres tworzenia się doliny — to erozja, która wymiotła górne warstwy plejstocenu i osiągnęła poziomy mułków i gliny zwałowej.

W pewnym okresie erozja ulega zahamowaniu i w dnie doliny na warstwie dennego rumoszu powstaje około 3 m gruba warstwa składająca się z piasku z próchnicą i ułamkami drewna. Jest ona związana z powstaniem jednolitego tarasu akumulacyjnego. Strop jej pokryty jest osadami napływowymi, pochodzącymi z obszarów lessowo — piaszczystych. W warstwie tej obok namulów lessowo-piaszczystych występują sporadycznie dość duże ułamki kwarcytu i łupku.

Warstwy próchniczne stanowiące obiekt badań paleobotanicznych A. Kozłowskiej (2) należy więc odnieść do jednego z poziomów holocenijskich.

W taras wysoki wcięła się powtórnie Kierdonka, odsłaniając go na przestrzeni 3 km w górnym odcinku do głębokości 2,0 m, a w dolnym odcinku do głębokości około 6,0 m. W obecnym dnie doliny widać fragmenty dolnego tarasu 0,5—1,0 m zbudowanego z różnej wielkości otoczek, gruzu i żwiru przenieszonych z osadami namulowymi.

LITERATURA

1. Czarnocki J. — Dyluwium Gór Świętokrzyskich. *Pol. Tow. Geol., Rocznik t. 7* za 1930—1931 r. Kraków 1931.
2. Kozłowska A. — Flora międzylodowcowa z pod Rakowa. *Acta Soc. Bot. Pol.* Vol. I, Nr 4, Kraków 1923 r.

Эдвард РЮЛЕ

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ДОЛИНЫ РЕКИ КЕРДОНКИ СЕВЕРНЕЕ РАКОВА

(с 2 фиг. в тексте)

РЕЗЮМЕ

Содержание

В статье описаны обнажения самого высокого аккумуляционного горизонта, высокой и низкой аккумуляционных террас реки Кердонки в районе на север от Ракова на южных склонах Свентокржизских Гор. В плейстоценовых отложениях выше «слоя илов» найдены три горизонта валунных оползней, один горизонт моренных отложений, самый молодой горизонт лёссов в кровле и два горизонта слоистого лёсса в центральной части профиля.

Самые старые отложения — илы — старше от краковского оледенения, моренная глина, самый низший слой оползня и вышележащие пески образовались во время краковского оледенения. Слои лежащие между упомянутыми и наивысшим, третьим валунным слоем отложились в I мазовецком межледниковии. Верхний валунный слой образовался в периоде I варшавского оледенения, а самый младший лёссовый горизонт принадлежит к младшей фазе I варшавского оледенения, или к II варшавскому оледенению.

Песчанисто-илистые отложения вместе со слоями гумуса и почвы в пошове, создающие высокую террасу реки Кердонки, описанные А. Козловской, принадлежат к одному из голоценовых горизонтов.

В настоящей статье автор представляет геологический профиль четвертичных отложений в долине реки Кердонки, в районе на север от Ракова, на южных склонах Свентокржизских Гор.

Обнажения четвертичных отложений следует разделить на три элемента с различной структурой и высотой, а именно: 1. Самый высший горизонт (12 м над уровнем Кердонки), дающий профиль плейстоценовой серии; 2. горизонт 2—6 м, обнажающий структуру высо-

кой террасы Кердонки; 3. горизонт приподнятый на 1 м над уровнем Кердонки, обнажающий профиль нижней террасы.

Самым старшим слоем четвертичных отложений обнажающимся в долине Кердонки являются светлосерые илы, находящиеся на поверхности 1 км² южнее дороги Кердоны—Вулька Вонкопна. Кровлю илов прикрывает щебень местного происхождения.

Выше залегает моренная глина находящаяся как в обнажениях наивысшего горизонта так и высокой террасы. В некоторых обнажениях на глине лежит слой валунов размытой морены. Выше залегает комплекс песчаных слоев различной толщины с иловатыми и глинистыми прослойками, которые друг с другом сцепляются и выклиниваются. В некоторых обнажениях имеют они характер ленточных слоев. Кровлю этих отложений местами покрывают кварцитовый щебень, связанный с процессами солифлюкции, это средний — второй слой оползня. Верхняя часть профиля четвертичных отложений состоит из илов, лессовых илов и лёсса с примесью песка. Это отложения, связанные с седиментацией стоячих вод, в которых отложился прежде всего пыlistый материал.

Кровлю профиля покрывает слой разнозернистого песка со слабоокатанными обломками кварцитов.

Самыми младшими плейстоценовыми отложениями кроме обнажений наивысшего горизонта являются лессы, находящиеся севернее Кердонки. Переходя к попытке стратиграфической интерпретации плейстоценовых отложений рассматриваемых обнажений дохожу также как и Я. Чарноцкий (1) к выводу, что на южных склонах Свентокржизских Гор выше «слоя илов» находятся три горизонта валунных оползней, 1 горизонт моренных отложений, самый младший горизонт лёсса в кровле и 2 горизонта слоистого лёсса в центральной части профиля.

1. Илы залегающие ниже всех илов предшествуют отложениям краковского оледенения.

2. Самые низкие валунные оползни и пласт морены, а также и вышележащие пески и лессовые илы относятся к краковскому оледенению.

3. Слои лежащие между перечисленными и верхним (3-тним) горизонтом валунных оползней образовались в I мазовецком межледниковии.

В этой свите находится средний солифлюкционный горизонт, который образовался в холодной фазе, какая известна нам во многих профилях на территории центральной Польши, в средней части этого межледниковия.

4. Верхний солифлюкционный горизонт связывается с I варшавским, центрально-польским оледенением.

5. Наивысший горизонт лесса относится к младшей фазе I варшавского оледенения или к II варшавскому.

Переходя к характеристике высокой террасы реки Кердонки, в которой под речными отложениями песчанисто-валунными находится гумус с растительными остатками, анализированными А. Козловской (2), следует подтвердить постгляциальный возраст этой террасы: слой гумуса и растительные остатки принадлежат к одному из голоценовых горизонтов.

Edward RÜHLE

QUATERNARY DEPOSITS IN THE KIERDONKA VALLEY, NORTH OF RAKÓW

(with 2 fig. in the text)

SUMMARY

Abstract

This account includes the description of outcrops of the highest accumulation horizon, as well as of the upper and lower accumulation terraces of the Kierdonka, north of Raków on the southerly slopes of the Święty Krzyż Mts. On the outcrops of the Pleistocene, over the „silt bed“, have been found three horizons of boulder landslide, one horizon of morainic deposits, the youngest horizon of loess in the top, and two horizon of stratified loess in the middle part of the profile.

The oldest formations, i. e. the silts are older than the Cracovien Glaciation. The boulder clay, the lowest slide bed, and the superjacent sands were formed at the time of the Cracovien Glaciation. The beds that lie between the aforementioned ones and the uppermost, third boulder layer, were deposited during the Interglacial Masovien I. The top boulder layer formed at the time of the Glaciation Varsovien I, and the youngest horizon of loess belongs to the younger phase either of the Glaciation Varsovien I or of Varsovien II.

The silty-arenaceous formations, together with beds of humus and soil in the bottom, building up the high terrace of the Kierdonka and described by A. Kozłowska, belong to one of the Holocene horizons.

In this notice the author gives the geological profiles of the Quaternary, occurring in the Kierdonka valley, situated north of Raków, on the southerly slopes of the Święty Krzyż Mts.

The outcrops of the Quaternary should be divided into three elements differing from one another by their structure and height, viz: (1) the uppermost horizon (13 m above the Kierdonka), giving the cross-section of the Pleistocene series; (2) the horizon (2—6 m) uncovering the construction of the Kierdonka revealing the cross-section of the lower terrace.

The oldest bed of Quaternary deposits outcropping in the Kierdonka valley are grey silts appearing on the area of 1 km² to the south of the road Kierdony—Wólka Wąkopna. The top of the silts is blanketed with rock-waste of local origin.

Higher up rests boulder clay appearing in the outcrops of the uppermost level as well as of the high terrace. In some outcrops a bed of pavement lies on the clay. Higher up lies a complex of arenaceous beds of various thickness with silty argillaceous and thin beds overlapping one another and wedging out. In some outcrops the silts have the character of varved beds. The top of these deposits is in places covered with quartzite rock-waste associated with solifluction processes; it is the middle — the second — solifluction. The upper part of the profile of the Quaternary consists of silts, loess-like deposits, and loess with admixture of sand. These are sediments bound up with sedimentation within stagnant waters wherein dusty material was deposited first of all.

The top of the profile is covered with a bed of diversegrained sands with slightly rounded fragments of quartzites.

The youngest Pleistocene deposit occurring beyond the outcrops of the horizon are loesses appearing north of the Kierdonka. When attempting to interpret stratigraphically the Pleistocene deposits of the aforementioned outcrops I come to the conclusion — similarly as did J. Czarnocki (1) — that on the southerly slopes of the Święty Krzyż Mountains, above the „silt layer“, there are three horizons of boulder landslides, one horizon of morainic deposits, the youngest horizon of loess in the top, and two levels of stratified loess in the middle part of the profile.

(1) The lowermost silts precede the formations of the Glaciation Cracovien.

(2) The lowermost boulder landslides and the layer of a moraine as well as the superjacent sands and loess-like silts belong to the Glaciation Cracovien.

(3) Beds lying between the aforementioned formations and the upper (third) horizon of boulder landslides came into existence during the Interglacial Masovien I. This series contains the middle solifluction horizon that originated at the time of the cold oscillation known from many a profile on the area of Central Poland as having taken place during the middle phase of this Interglacial.

(4) The upper solifluctional horizon is connected with the Central-Polish Glaciation Varsovien I.

(5) The uppermost horizon of loess belongs to the younger phase of the glaciation either Varsovien I or Varsovien II.

When passing to the description of the characteristics of the Kierdonka upper terrace, where under fluvial, boulder-arenaceous, sediments occurs humus and vegetable remnants, analysed by Prof. A. Kozłowska (2), one must state its post-Glacial age, whereas the beds of humus and plant remnants pertain to one of the Holocene horizons.

Zasadniczo morze czołowyń między Legnicą a Środą Śląską nie po-
 swięcono dotychczas opracowania. Hieronim Piasecki w swoim artykule
 opisał morze czołowyń między Legnicą a Środą Śląską, który wyliczył jego
 morze na Dolnym Śląsku między innymi morze czołowyń, badanie obszaru
 oraz ocenę jego wiek na podstawie zlodowacenia. Do pracy tej do-
 czoła jest mapka w skali 1:100 000. Temat zagadnienia morze na Dolnym
 Śląsku.

O. P. 15 (1) (19) opublikował z czołowyń, zbudowane zbudowane zbudowane
 K. P. 15 (1) (19) opublikował z czołowyń, zbudowane zbudowane zbudowane
 cao day morze w opublikował zbudowane zbudowane zbudowane zbudowane
 w. P. 15 (1) (19) opublikował z czołowyń, zbudowane zbudowane zbudowane
 zbudowane zbudowane zbudowane zbudowane zbudowane zbudowane zbudowane

Hieronim PIASECKI

UTWORY CZWARTORZĘDOWE OKOLIC ŚRODY ŚLĄSKIEJ

(z 2 tabl. i 1 fig. w tekście)

Streszczenie

W pracy niniejszej wyjaśniony został wiek moren czołowych w okolicach Wro-
 cławia i chronologia zdarzeń geologicznych. W podłożu czwartorzędu występują
 utwory paleozoiczne i trzeciorzędowe. Plejstocen składa się z następujących utwo-
 rów: 1. żwiry preglacjalne, 2. mulki zielonawo-niebieskie, 3. żwiry i piaski tarasu
 wyższego, 4. żwiry i piaski fluwioglacjalne, 5. glina zwałowa, 6. piaski i żwiry flu-
 wioglacjalne, 7. żwir i luźne glazy residuum morenowego, 8. utwory podobne do
 lessu, 9. piaski wydymowe.

W morfologii terenu wyróżniono 3 główne tarasy, wierzchowinę plejstocenską
 i moreny czołowe.

Współczesna rzeźba jest wynikiem akumulacji lodowcowej i erozji w okresie
 interglacjalnym. Utwory lodowcowe powstały w czasie trzech nasunięć lodowca,
 przy czym opisywane utwory moreny czołowej powstały w czasie zlodowacenia
 Warty.

WSTĘP

Badany obszar jest częścią równiny wrocławskiej i leży w bezpośre-
 dniej bliskości północno-wschodniej krawędzi Sudetów.

Składowymi częściami krajobrazu okolic Środy Śląskiej są 3 elementy
 morfologiczne:

- a) szeroka, nisko położona dolina Odry i ujściowy odcinek Kaczawy,
 - b) lodowcowa wysoczyzna Środy Śląskiej i Legnickiego Pola,
 - c) wydłużone wały, leżące zarówno w dolinie, jak i na wysoczyźnie,
- a będące: wałami moren czołowych, akumulacyjno-spiętrzonych, i resztkami erozyjnymi.

Panującym elementem morfologicznym jest tu szeroka dolina Odry, tzw. pradolina warszawsko-magdeburska, powstała, jak podaje P. Woldstedt (19) w okresie zlodowacenia Warty, gdy lądolód zatrzymał się na linii Wzgórz Trzebnickich. Jej przebieg wyznacza bieg dzisiejszej Odry na odcinku Uraz—Malczyce, dolny bieg Kaczawy na odcinku Legnica—Prochowice, oraz dolina dzisiejszej rzeki Czarnej.

Zagadnieniu moren czołowych między Legnicą a Środą Śląską nie poświęcono dotychczas opracowania. Niewielkie wzmianki, dotyczące tego zagadnienia znajdujemy u K. Keilhacka (6), który wyliczając ciągi moren na Dolnym Śląsku kreśli między innymi moreny badanego obszaru oraz ocenia ich wiek na przedostatnie zlodowacenie. Do pracy tej dołączona jest mapka w skali 1 : 750 000 z rozmieszczeniem moren na Dolnym Śląsku.

O. Tietze (15 i 16) opracował szczegółowe zdjęcie geologiczne arkuszy Kunice i Legnickie Pole, oraz dał do map objaśnienie. Na mapach wyznacza ciąg moren; w objaśnieniu podaje, że są to moreny złożone, powstałe wskutek spiętrzenia i akumulacji. O. Tietze zalicza je do zlodowacenia Solawy (Saali).

W. Czajka (3) daje tylko krótką notatkę na marginesie swojej pracy, zaliczając moreny czołowe okolic Środy Śląskiej na podstawie kryterium morfologicznego do tego samego zlodowacenia co i Kocie Góry.

E. Berg (1) opracowując geologię okolic Legnicy i Bolesławca, podaje w wątpliwość, czy wzgórze na arkuszu Legnickie Pole i Kunice są morenami czołowymi, twierdząc na podstawie własnych obserwacji, że są to czysto erozyjne formy, wykształcone z tarasu 20 m lub wysoczyzny dyluwialnej.

P. Woldstedt (19) na swej mapie geologiczno-morfologicznej w skali 1 : 1 500 000 umieszcza ciąg moren czołowych na wschód od Legnicy i zalicza je do zlodowacenia Warty.

W związku z pracami Państwowego Instytutu Geologicznego miałem sposobność w lecie 1950 r. zbadać wycinek tego terenu, położony w granicach arkuszy: Legnickie Pole, Tyniec, oraz południową część arkuszy: Kunice i Prochowice mapy 1 : 25 000.

Głównym celem moich badań było zbadanie dotychczas nie opracowanych moren czołowych w bezpośredniej bliskości Wrocławia, próba ustalenia ich wieku oraz chronologii zdarzeń na badanym obszarze.

OPIS WAŻNIEJSZYCH ODSŁONIEĆ

Arkusz Kunice

Występują tu na powierzchni utwory tarasu wyższego, 20-metrowego, których budowę uwidacznia:

Odkrywka nr 1 — żwirownia w okolicy Pątnowa
(wysokość n. p. m. 143 m).

1. 1,0 m — żwir warstwowany poziomo z materiałem północnym, na powierzchni glazy narzutowe oszlifowane przez wiatr;

2. 2,0 „ — piasek warstwowany diagonalnie ku północy.

Ponadto na tym terenie występują resztki tarasu erozyjnego (taras skalny), którego budowa widoczna jest w poniższej odkrywce:

Odkrywka nr 2 — cegielnia w Kunicach Górnych
(wysokość n. p. m. 136 m).

1. 3,0 m — żwir z gładzami;
2. 0,5 „ — materiał ilasty koloru czerwonego;
3. 1,0 „ — mułki niebieskie;
4. 0,8 „ — materiał ciemnostalowy ze żwirkami;
5. 1,0 „ — drobny żwir spojony lepiszczem ilastym;
6. 1,7 „ — drobny żwir bez materiału północnego, warstwowany poziomo;
7. 3,0 „ — żwir z iłem niebieskim, który stopniowo przechodzi w ił niebieski.

Wreszcie na arkuszu Kunice notujemy utwory tarasu średniego (8—10 m) widoczne w poniższej odkrywce:

Odkrywka nr 3 — żwirownia w okolicy Kunic Niskich
(wysokość n. p. m. 117 m).

1. 0,7 m — materiał mulisto-pylasty, warstwowany poziomo, przechodzi stopniowo w piasek drobny;
2. 3,0 „ — żwir warstwowany poziomo.

Arkusz Legnickie Pole

Budowa tarasu wyższego, 20-metrowego, na tym obszarze widoczna jest w odkrywce nr 4:

Odkrywka nr 4 — żwirownia w okolicy Grzybian
(wysokość n. p. m. 137 m).

1. 1,0 m — żwir warstwowany poziomo, miejscami o lekkim nachyleniu ku N i NE; materiał sudecki; na powierzchni gładzi narzutowe.

Na terenie objętym arkuszem Legnickie Pola znajduje się morena czołowa spiętrzona. Jej budowa widoczna jest w poniżej spisanych odkrywkach:

Odkrywka nr 5 — żwirownia koło Nowej Wsi Legnickiej
(wysokość n. p. m. 138 m)

1. 3,0 m — piaski i drobny żwir sfałdowany; brak gładzów eratycznych; bieg spiętrzenia 60° z odchyleniem ku W, upad warstw 33° .

Odkrywka nr 6 — wykop na wzgórzu 143,2 m po lewej stronie autostrady Legnica—Wrocław.

1. 1,8 m — żwiry i głazy do 1,0 m średnicy, obok głazów pochodzenia skandynawskiego znajdują się bloki kwarcowe i bazaltowe;
2. fragmenty żwirów warstwowanych (warstwy nachylone);
3. ił pstry.

Odkrywka nr 7 — żwirownia na północny zachód od Taczalina (wysokość n. p. m. 162 m).

1. 2,5 m — żwir i piasek warstwowany (pochylony);
2. 1,0 „ — żwir warstwowany pochyłony;
3. 0,4 „ — drobne piaski warstwowane nachylone, wśród nich głazy o średnicy do 25 cm z nieco oszlifowaną powierzchnią;
4. 0,5 „ — materiał ilasty (warstwa nachylona);
5. 2,0 „ — żwir i rumosz warstwowany; warstwy sfalowane. Bieg spiętrzenia 55° z odchyleniem W, upad 67° z upadem ku północnemu wschodowi.

Arkusz Prochowice

Starsze utwory czwartorzędowe odsłaniają się w odkrywce nr 8: Odkrywka nr 8 — żwirownia na południowy wschód od Motlic (wysokość n. p. m. 125 m).

1. 3,0 m — żwir i głazy złożone luźno;
2. 4,0 „ — piasek z materiałem północnym warstwowany nachylony;
3. 2,0 „ — żwir warstwowany, nachylony, duża domieszka materiału północnego;
4. 1,2 „ — żwir o małej ilości materiału północnego spojony tlenkiem żelaza; warstwa nachylona;
5. 0,6 „ — bardzo drobny piasek warstwowany nachylony; brak w nim materiału skandynawskiego;
6. 0,1 „ — żwir spojony lepszczem ilastym, nie wykazuje obecności materiału północnego; warstwa nachylona;
7. 2,0 „ — żwir i piasek zabarwiony tlenkiem żelaza o słabym warstwowaniu; warstwa nachylona;
8. 0,1 „ — warstewka mułków zielonawo-niebieskich nachylona;
9. 3,0 „ — żwir i piasek bez materiału pochodzenia północnego, nachylone;
10. 2,5 „ — ił niebieski, wyciśnięty do góry.

W odkrywce nr 9 widoczna jest budowa tarasu wyższego, 20-metrowego. Odkrywka nr 9 — żwirownia na południe od Dąbia (wysokość n. p. m. 141 m).

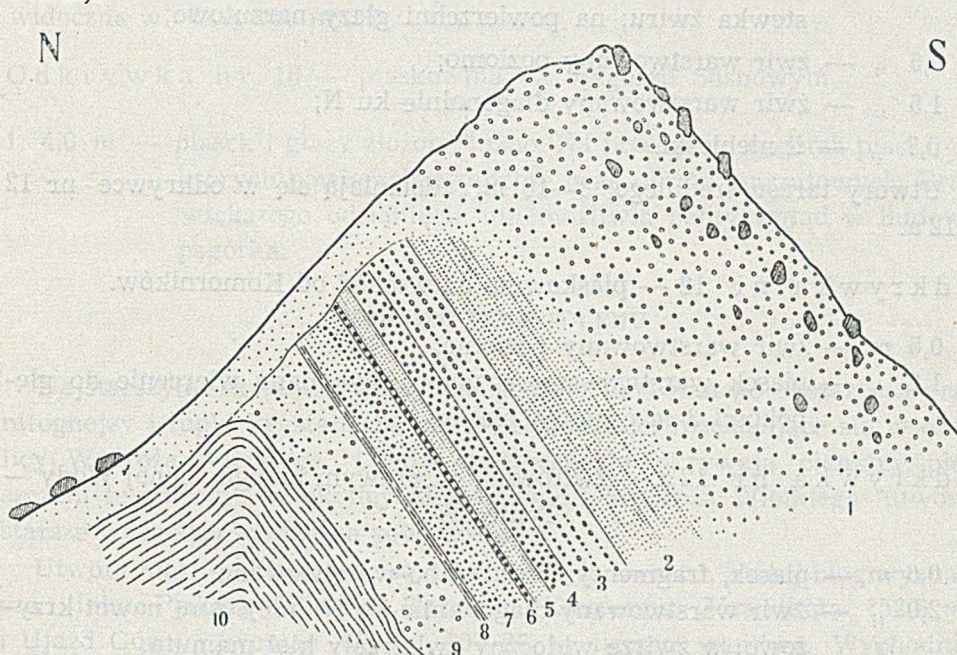


Fig. 37

Spiętrzenie widoczne w żwirowni na SE od Motlic, odsłonięcie nr 8 (opis utworów podany w tekście).

1. na powierzchni głazy narzutowe z oszlifowanymi ścianami;
2. 1,0 m — żwiry warstwowane prawie poziomo (niespokojnie) i diagonalnie ku N; materiał kwarcowy i niewielka ilość materiału północnego;
3. 1,1 „ — ten sam materiał co w warstwie 2, z tym, że bardziej nachylony ku N;

Odkrywka nr 10 odsłania budowę tarasu średniego:

Odkrywka nr 10 — żwirownia u północnego wylotu Laskowic.

1. 0,6 m — żwir;
2. 1,2 „ — piasek warstwowany poziomo;
3. 1,8 „ — żwir warstwowany poziomo;
4. 0,8 „ — piasek jasny, warstwowany poziomo.

Arkusz Tyniec Wielki

Wyróżniamy tutaj utwory tarasu wyższego i średniego oraz utwory moreny czołowej.

Utwory tarasu wyższego, 20-metrowego, widoczne są w odkrywce nr 11:

Odkrywka nr 11 — żwirownia na południowy wschód od Piotrówka.

1. 0,5 m — materiał pyłasto-piaszczysty, warstwowany, w spągu warstewka żwiru; na powierzchni głązy narzutowe;
2. 0,5 „ — żwir warstwowany poziomo;
3. 1,5 „ — żwir warstwowany diagonalnie ku N;
4. 0,7 „ — ił niebieski.

Utwory tarasu średniego, 8—10 m, odsłaniają się w odkrywce nr 12 i 12 a.

Odkrywka nr 12 — piaskownia na wschód od Komorników.

1. 0,5 m — żwir warstwowany poziomo;
2. 1,2 „ — piasek warstwowany poziomo; wykonane wiercenie do głębokości 3 m odsłania piasek.

Odkrywka nr 12 a — żwirownia na prawym brzegu Cichej Wody — Tynec W.

1. 0,6 m — piasek, fragmenty ilaste, słabo warstwowane.
2. 2,0 „ — żwir warstwowany diagonalnie ku N, miejscami nawet krzyżowo; w żwirze widoczny zwietrzały kiel mamuta.

Utwory moreny czołowej widoczne są w trzech poniższych odkrywkach:

Odkrywka nr 13 — żwirownia na południowy wschód od Wągradna.

1. 5,00 m — głębokości odsłonięcie ukazuje piaski skośnie warstwowane od strony zachodniej; od strony wschodniej — luźny żwir. W środku zlepieniec z materiału eratycznego, średniej wielkości, silnie zwietrzały. W dnie żwirowni, odsłaniają się ily niebieskie. Opodal żwirowni, odsłaniają się ily niebieskie. Opodal żwirowni pod laskiem duże nagromadzenie głązów eratycznych.

Odkrywka nr 14 — żwirownia na południe od Wrocisławic.

1. 1,0 m — żwir warstwowany nachylony;
2. 0,4 „ — materiał ilasty z upadem jak wyżej;
3. 25,0 „ — piasek i żwir warstwowany o upadzie 27° ku północnemu wschodowi;

Odkrywka nr 15 — żwirownia na południe od Kwiatowa.

1. 3,0 m — żwir złożony luźno.

Arkusz Środa Śląska

Występują tu utwory moreny czołowej, których budowa jest częściowo widoczna w odkrywce nr 16:

Odkrywka nr 16 — piaskownia na Wzgórzu Sosnowym.

1. 4,0 m — piasek i glazy złożone luźno. Na przedpołu wzgórza piaski, na których powierzchni zupełny brak głazów narzutowych. Brak większego odsłonięcia uniemożliwia pełny wgląd w budowę pagórka.

PODŁOŻE PLEJSTOCENU

Najstarszymi skałami tworzącymi podłoże omawianego obszaru są granitognejsy i łupki krystaliczne staro-paleozoiczne, rozciągające się w okolicy Wądroża Wielkiego. Osady plejstocenijskie okrywają cienkim płaszczem te utwory, w okolicy Mikołajowic i Wądroża Wielkiego utwory starsze wychodzą wprost na powierzchnię.

Utwory staro-paleozoiczne są przecięte żyłą kwarcu, której bieg wyznacza linia: Piekary Wielkie, Taczalin, Kamienna Góra (kota 152,9 m) i Ujazd Górny, tworząc wąską, 10—20 m liczącą warstwę. Wschodnie kwarcu obserwujemy w odległości około 1 km na wschód od Piekar Wielkich, w rejonie Taczalina i na Kamiennej Górze.

Bazalty trzeciorzędowe tworzą wychodnie w okolicy Lubienia, Mikołajowic oraz Janowic.

Na całej powierzchni występuje niebieski ił trzeciorzędowy. Pierwotnie płasko ułożone osady ilaste zostały w pliocenie nieco rozcięte, następnie mocno zniszczone przez erozję rzeczną, a wreszcie w plejstocenie wyciśnięte do góry przez spiętrzające działanie lodowca. Na skutek tego podłoże ilaste nadaje dziś właściwą formę krajobrazowi, wobec nikłej akumulacji lodowcowej. Głębokie wcięcie w utwory ilaste obserwujemy wzdłuż biegu Kaczawy i Odry.

STRATYGRAFIA WARSTW PLEJSTOCENSKICH

1. Żwirry preglacjalne. Najstarszymi utworami czwartorzędownymi występującymi na badanym obszarze są piaski i żwirry kwarcowe, nieotoczone, słabo zlepione substancją ilastą, podścielające warstwę mułków zielonawo-niebieskich. Żwirry te spoczywają na podłożu trzeciorzędowym (iły niebieskie) zachowują się najczęściej na wierzchołkach lub wysoko położonych resztkach erozyjnych. Ponieważ brak w nich materiału po-

chodzenia skandynawskiego, określam je jako preglacjalne. Powstanie ich należy łączyć z fazą nasuwania się lądolodu. Oziębianie klimatu powodowało zwiększenie wietrzenia mechanicznego granitognejsów w okolicy Wądroża Wielkiego; skały te dostarczyły materiału opisanym żwirom.

2. Mułki zielonawo-niebieskie, widoczne w odkrywce nr 2, leżą na żwirach i piaskach preglacjalnych. W cegielni Kunice Górne oraz w cegielni w Jaśkowicach Legnickich zachowały się w resztkach erozyjnych. W odkrywce nr 8 widoczne są w wyniku spiętrzenia przez lodowiec podłoża plejstocenu.

Na mułkach zielonawo-niebieskich złożone są piaski bez materiału pochodzenia skandynawskiego.

3. Żwiry i piaski tarasu wyższego, będące następnym członem stratygraficznym na naszym terenie, składają się z materiału sudeckiego, z bardzo niewielką ilością materiału skandynawskiego. Część dolną tworzy materiał żwirowy, gdy w warstwie górnej przeważa materiał drobny, piaszczysty; wykazuje on warstwowanie diagonalne w kierunku północno-zachodnim. Utwory te leżą wprost na łożach niebieskich (trzeciorzędowych). Występują w resztkach erozyjnych tarasu 20 m.

4. Żwiry i piaski fluwioglacjalne podmorenowe — młodsze od wyżej opisanych — składają się zarówno z materiału północnego, jak i sudeckiego. Rozprzestrzenienie ich jest powszechne. Występują zarówno w resztkach erozyjnych tarasu 20 m, leżąc na żwirach rzecznych, jak i na wierzchowinie pod gliną zwałową.

5. Głina zwałowa z glazami występuje tylko na wierzchowinie dyluwialnej niewielkimi płatami. Stwierdzić ją możemy w okolicy Maniewic oraz na południe od Taczalina. Poza tym jest mocno zniszczona (przemyta), odsłaniając żwiry fluwioglacjalne z brukiem morenowym na powierzchni; glazy są liczne i różnej wielkości.

6. Piaski i żwiry fluwioglacjalne młodsze. Występowanie ich stwierdziłem na resztkach erozyjnych w obrębie lobu lodowcowego. Charakteryzują się one dużą domieszką materiału skandynawskiego, słabym warstwowaniem oraz nierównomierną segregacją materiału; obok piasku występuje żwir.

7. Żwiry luźne, glazy pomorenowe. Ten żwirowy utwór lodowcowy jest najmłodszym poziomem glacialnym na naszym obszarze i występuje tylko w północno-wschodniej części terenu. Glazy wielkie, o średnicy do 1,2 m posiadają powierzchnie oszlifowane przez wiatr.

8. Utwory podobne do lessu zajmują następne w kolejności stratygraficznej miejsce. Jako utwór podobny do lessu określam materiał bardzo drobny, pylasty, niewielkiej miąższości (do 0,4 m), w którym stwierdza się obecność żwirków kwarcowych. Barwa tych utworów jest zbliżona

do lessu właściwego. Bardzo często wykazują one delikatne warstwowanie. Występują niewielkimi płatami na powierzchni tarasu średniego oraz na wierzchowinie dyluwialnej.

9. Piaski przewiane należą do najmłodszych utworów plejstocénskich badanego obszaru. Wobec wielkiej przewagi materiału żwirowego na tym terenie nie widzimy tu wielkich form wydmowych. Zwiana przez wiatr warstwa piasku z tarasu średniego tworzy w dolinie Odry niewielkie, wydłużone wały.

MORFOLOGIA

TARASY

Sledzenie tarasów miało za zadanie ustalenie względnego wieku utworów plejstocénskich.

Wyróżniłem tu 3 główne tarasy:

1. Taras najniższy, wzniesiony 3 m nad średni poziom rzeki, okresowo zalewany przez wysoki poziom wody, szerokości około 1—1,5 km dla Kaczawy i około 2—2,5 km dla Odry. Zbudowany jest on z piasków drobnych; warstwę wierzchnią stanowią bardzo drobne piaski z materiałem organicznym (mady).

Wzniesiony na 116 m n.p.m. w rejonie Legnicy, taras ten opada zwolna z biegiem Kaczawy i w okolicy ujścia do Odry osiąga 95,2 m n.p.m. na 16 km odcinku, co daje spadek 1,3%. Taras Odry, wzniesiony na 101 m n.p.m. w rejonie Rzeczyca, osiąga 95,2 m n.p.m. przy ujściu Kaczawy; na odcinku 14 km spadek więc wynosi 0,44%. Taras ten jest wolny od utworów lodowcowych.

2. Taras średni, akumulacyjny, wzniesiony 8—10 m nad średni stan wody w rzece, stanowi szeroko rozprzestrzenioną płaszczyznę, lekko nachyloną ku północnemu wschodowi. Śledzić ten teras możemy już w dolinie Widłoki (niem. Weidelach), gdzie w rejonie Legnickiego Pola wzniesiony jest na 130—140 m n. p. m. W dolinie rzeki Cichej (niem. Leisebach), w rejonie Uszy, taras ten wznosi się na 140 m n. p. m. i opada ku Kaczawie, by w rejonie Prochowic osiągnąć 103 m n. p. m. Na tarasie tym leżą jeziora: Kunickie, Jaśkowickie i Koskowickie. Poziom ten zbudowany jest z drobnego żwiru i piasku zawierającego, obok materiału sudeckiego, bardzo wielką domieszkę materiału skandynawskiego. Warstwowanie diagonalne, miejscami nawet zbliżone do krzyżowego, zgodne z biegiem rzeki, świadczy o wielkiej szybkości wód w tym okresie. Taras jest wolny od utworów lodowcowych. E. Berg (1) wiąże ten taras ze zlodowaceniem Warty.

3. Taras wyższy, o wysokości względnej 20—25 m nad średni stan wody w rzece, zachowany jest fragmentarycznie.

Utwory rzeczne, złożone ze szczupłej miąższości żwirów i piasków pochodzenia sudeckiego z bardzo niewielką domieszką materiału skandynawskiego, spoczywają na podłożu trzeciorzędowym (iły niebieskie). Warstwowanie diagonalne w kierunku północno-zachodnim zdradza odwodnienie w tymże kierunku w okresie nasuwania się lądolodu. Taras, wobec wielkiej szczupłości materiału rzeczno-łódzkiego, a często nawet wobec jego zupełnego braku, jak np. w okolicy Dolnej i Górnej Golanki (na południe od Prochowic), gdzie odsłaniają się iły niebieskie, nosi charakter tarasu erozyjno-akumulacyjnego. Taras ten jest przykryty utworami wodno-łódzko-łódzkiej: piaskami i żwirami warstwowanymi oraz piaskami i głazami akumulacji lodowcowej. Głazy różnej wielkości: od około 0,1 do 1,2 m, posiadają powierzchnie oglądzone przez wiatr.

WIERZCHOWINA LODOWCOWA

Na utworach starszych spoczywają kilkumetrowej miąższości utwory plejstoceny, składające się z grubej warstwy fluwiogłazowej (piaski i żwiry) oraz fragmentarycznie zachowanej gliny zwałowej. Osady te złożone zostały w czasie ostatniego zlodowacenia tego obszaru. Czy istnieją starsze utwory plejstoceny? W dokonanym przeglądzie odkrywek nie napotkalem wyraźnego śladu obecności osadów starszych. Jeśli są, muszą być bardzo szczupłej miąższości i zachowane niewielkimi płatami.

Wierzchowina lodowcowa, tak jak i jej podłoże trzeciorzędowe, posiada nachylenie ku północnemu wschodowi. Najwyższe wzniesienie widzimy na wysoczyźnie Legnickiego Poja w okolicy Maniewic (190 m n. p. m.), skąd łagodnie opada na północny wschód i w okolicy Strzałkowic, na arkuszu Tyniec Wielki, osiąga wysokość 150 m n.p.m.

MORENY CZOŁOWE

Moreny czołowe położone są zarówno w pradolinie Odry, jak i na wysoczyźnie dyluwialnej.

K. Keilhack wyróżnia tu 3 ciągi moren czołowych, zaliczając je do przedostatniego zlodowacenia.

E. Berg, który opracowywał geologię okolic Bolesławca i Legnicy kwestionuje ich istnienie na tym obszarze twierdząc, że są to resztki erozyjne tarasu wyższego, 20-metrowego. Według niego nie ulega wątpliwości istnienie spiętrzenia w okolicy Taczalina.

Wyróżniam tu 2 główne ciągi moren czołowych.

Pomierzone kierunki biegu i upadu warstw w morenach spiętrzonych orientują, że nasunięcie lądolodu szło z północnego wschodu. Lądolód wszedł w ten obszar dużym językiem lodowcowym.

Pierwszy ciąg moren czołowych

Najdalej na południowy zachód wysuniętym grzbietem moreny czołowej jest wał w okolicy Nowej Wsi Legnickiej. Lodowiec spiętrzył tu osady fluwioglacjalne oraz podłoże trzeciorzędowe. Odsłonięcie nr 5 przedstawia zespół fałdów w piaskach i drobnych żwirach. Warstwy wierzchnie wykazują dużą przymieszkę materiału północnego, gdy głębiej leżące (w antyklinach) ubożają w materiał skandynawski. Na powierzchni zupełnie brak głazów narzutowych, co świadczyło by o tym, że lodowiec nie pokrył tego miejsca. W odległości 600 m na wschód od tego wału widzimy grzbiet daleko wyższy niż omówiony powyżej; w jego odsłonięciu stwierdzamy wyruszone podłoże trzeciorzędowe (iły pstry), z wyruszoną cienką warstwą fluwioglacjału. Spiętrzony materiał został przykryty piaskami i głazami eratycznymi pochodzenia skandynawskiego i miejscowego. Z materiału miejscowego widzimy duże głązy bazaltowe i kwarcowe. Obecność bloków eratycznych świadczy o bytności lodowca w tym miejscu.

Istnienie bloków kwarcowych i bazaltowych tłumaczą następująco: wychodnie kwarcu przebiegają w linii prostej od Starych Piekar, gdzie wychodzą na powierzchnię, poprzez Taczalin aż do Ujazdu Górnego. Na dużych odcinkach wychodnie kwarcu są przykryte utworami plejstoceniowymi lub holoceniowymi. W tym czasie, gdy lądolód posuwał się po tym obszarze, wychodnie tych skał musiały być odsłonięte co umożliwiło lądolodowi zerwanie grubej zwietrzliny i przeniesienie jej dalej na południe. Kwarcowe głązy eratyczne są powszechne na południe od omawianego obszaru.

Pomierzone kierunki dają bieg 60° z odchyleniem ku zachodowi, upad 33° ku północnemu wschodowi. Promień łuku fałdów około 12 m. Wał ten jest odosobniony. Zewsząd otaczają go utwory tarasu średniego, wolnego od utworów lodowcowych, co przemawia, że wiek tych utworów jest starszy od otaczających go piasków tarasowych.

Ciąg garbów taczalińsko-wrocisławicki. Bardzo wyraźny związek ze sobą posiada zespół garbów i pagórków moreny czołowej na linii Taczalin—Wrocisławice. Ciąg ten rozpoczyna się Górą Zamkową (kota 153,2), leżącą przy szosie z Koskowic do Taczalina. Spiętrzeniu uległo podłoże trzeciorzędowe i fluwioglacjał o dużej miąższości. Na spiętrzeniu, od strony dolodowcowej, złożone zostały przez lodowiec piaski, żwiry i głązy. W odkrywcę nr 7 widzimy profil spiętrzenia. Osady żwirowo-piaszczyste, jakkolwiek przegrodzone osadami ilastymi z głazami wielkości do

0,25 m, z oszlifowaną przez wiatr powierzchnią (stopień oszlifowania niezbyt duży) zaliczam do osadów jednowiekowych ze względu na podobieństwo petrograficzne i stan zachowania materiału. Osadzone głązy i słabo oszlifowane ich powierzchnie należy tłumaczyć niewielkimi oscylacjami lodolodu.

Bieg spiętrzenia jest 55° z odchyleniem ku W, upad ku NE wynosi 67° . Analogiczny profil posiada odsłonięcie spiętrzenia w rejonie Wrocisławic, co dało mi podstawę do wiązania tych garbów w jeden ciąg.

Spiętrzenie taczalińskie niknie stopniowo i w odległości 700 m na północ od tej miejscowości mamy już utwory żwirowe warstwowane poziomo, których w żadnym przypadku nie możemy zaliczyć do utworów moreny czołowej.

Przedłużeniem moreny czołowej taczalińskiej są wzgórza przy drodze z Koncewic do Rogoźnika. Jądro pagórka o kocie 160 m tworzą ility niebieskie, na których leżą piaski, żwiry i głązy. Brak odsłonięcia uniemożliwia wgląd w budowę pagórka. Pagórek Lisia Góra (około Rogoźnika) nosi charakter spiętrzenia i akumulacji lodowcowej.

Po lewej stronie szosy z Biernacik do Janowic, w bezośrednim sąsiedztwie wychodni kwarcu, znajdują się dwa pagórki żwirowe, które noszą charakter niewielkiej moreny czołowej akumulacyjnej.

4—kilometrowy wał moreny czołowej ciągnie się od Chełma w kierunku południowo—wschodnim. Odsłonięcie nr 14 uwiadcza charakter spiętrzonego — akumulacyjnego grzbietu. Spiętrzeniu uległ materiał fluwioglacialny 23 m miąższości. W odsłonięciu 5 m głębokości i około 25 m długości nie widać podłoża trzeciorzędowego. Warstwy nachylone są pod kątem $25\text{—}30^\circ$ (pomiaru dokonano w kilku punktach odkrywkii) ku północnemu — wschodowi, bieg 50° z odchyleniem ku W. Na przedpolu garbu brak głązów eratycznych.

Drugi ciąg moren czołowych

Drugi ciąg moren czołowych ma formę dużego lobu. Jego prawe skrzydło bierze początek w okolicy Wągrodna i ciągnie się na południe aż do Rui. Stanowi mocno zwarty wał o szerokiej podstawie. Jego wysokość względna od strony zewnętrznej (odlodowcowej) wynosi 19 m, od strony zaś wewnętrznej (dolodowcowej) 25 m. Wysokość bezwzględna jego wierzchowiny (140 m n.p.m.) odpowiada bezwzględnej wysokości resztki erozyjnej, na której leży miejscowość Dąbie (143 m n.p.m.), oraz wierzchowinie dyluwialnej. Bieg tego wału ma kierunek południowy.

Lewe skrzydło lobu zaczyna się u południowego wylotu R u i, częściowo przylega ono do zbocza wysoczyzny dyluwialnej, głównie wchodzi jednak na nią w rejonie Dębicy tworzy długi, bardzo wyraźny grzbiet o przebiegu równoleżnikowym.

Odcinek wału o kierunku południkowym posiada charakter akumulacyjno-spiętrzony. Podłoże trzeciorzędowe zostało tu wyciśnięte wysoko w górę odsłaniając się w szczytowych partiach garbu. W formowaniu się tego wału główny udział bierze jednak akumulacja na większą skalę niż we wszystkich innych ciągach i odcinkach moreny czołowej. Złożone zostały głównie piaski i drobny żwir oraz duże bloki eratyczne. Charakterystyczną cechą tej akumulacji jest brak materiału średniej wielkości (o średnicy 5—30 cm). Znajdujemy go tylko w jednym odsłonięciu, gdzie tworzy jądro zwarte, spojone tlenkiem żelaza (zlepieniec) o składzie petrograficznym innym niż otaczający go materiał i o wielkim stopniu zwieterzenia. Głazy krystaliczne (granity) rozsypują się pod lekkim uderzeniem. Granica między osadami zwiętrzałymi a pozostałą akumulacją nie jest wyraźna. Być może, że zatarła się na skutek sfałdowania podłoża.

Wał morenowy o kierunku równoleżnikowym posiada wyraźne piętno spiętrzenia, gdzie udział akumulacji jest stosunkowo niewielki. Wał ten jest znacznie wyższy (179 m n.p.m.), wysokość względna od strony południowej (odlodowcowej) wynosi 26 m, od strony północnej (dolodowcowej) wynosi 29,7 m.

Do ciągu tego zaliczam pagórek piaszczysto—żwirowy (niem. Kiefer B.), który stoi w pewnym oddaleniu od tego wału. Połączenie przerwane jest obniżeniem. W miejscu dzisiejszego obniżenia musiała istnieć brama lodowcowa, którą wody subglacjalne wypływały na zewnątrz czoła lodowca i sypały sandr. Stwierdzamy tu utwory piaszczyste bez obecności głazów eratycznych.

Przerwę w ciągu moren czołowych znajdujemy również i w rejonie R u i, gdzie wyraźnie zostaje odgraniczony odcinek wału o kierunku południkowym od równoleżnikowego. To bardzo wyraźne obniżenie, sięgające do podstawy moren czołowych, musiała być bramą, którą wody podlodowcowe wypływały na zewnątrz czoła lodowca i płynęły wzdłuż wału morenowego w kierunku północno-zachodnim.

Na północ od grzbietu morenowego okolic Dębicy widoczne są niewielkie pagórki żwirowe, znaczące ślad bardzo krótkich postojów czoła lodowca w okresie regresji z tego obszaru.

Jak już wyżej wspomniałem omówiony ciąg moren czołowych ma kształt lobu; charakter ten podkreśla jeszcze forma wgłębna po wewnętrznej jego stronie, wypełniona dziś osadami młodszymi (rzecznymi).

W bardzo ścisłym związku z tym ciągiem moren czołowych pozostają wały morenowe w okolicy Motlic. Spiętrzeniu uległy ropy niebieskie, mulki zielonawo-niebieskie, drobne piaski bez materiału pochodzenia skandynawskiego oraz fluwiogłacjał. Spiętrzeniu towarzyszy akumulacja żwirów i głazów.

Jest dość charakterystyczne, że lodowiec zostawił usypisko na północno — wschodnim zboczu formy erozyjnej Dąbia, gdy na wierzchołwie jest ich zupełny brak. Widocznie miąższość lodowca nie była dostatecznie wielka, by mógł on przekroczyć tę przeszkodę.

Mechanizm spiętrzenia i ogólna charakterystyka moren spiętrzonych okolicy Środy Śląskiej

G. Berger w swojej pracy (2) przypisuje bardzo wielką rolę działaniu lodowca na podłoże, nawet poniżej poziomu morza (opinia ta dotyczy obszaru Dolnego Śląska), co daje w efekcie formy wielkie o stukilkudziesięciometrowej amplitudzie pionowej i kilku, czy kilkunastukilometrowej amplitudzie poziomej.

Wyniki moich obserwacji, poczynionych wprawdzie na stosunkowo małym obszarze, nie potwierdzają poglądu Bergera.

Spiętrzeniu uległy warstwy plejstocenijskie, jak i podłoże trzeciorzędowe (piaski i ropy). Wyciśnięcie ropy niebieskich nie jest wielkie, gdy rozpatrujemy to zjawisko zarówno w amplitudzie pionowej, jak i poziomej. Są to więc formy drobne. Jest rzeczą dość charakterystyczną, że większość spiętrzeń na tym obszarze powstaje w bezpośredniej bliskości jakiejś przeszkody (którą najczęściej stanowią resztki erozyjne tarasu 20 m lub wysoczyzny dyluwalnej). W tym przypadku można by się dopatrywać związku między mechanizmem spiętrzenia a przeszkodą. Wały moren czołowych położone na wysoczyźnie dyluwalnej w okolicy Dębic i Wrocławia nie posiadają na swym przedpolu żadnej przeszkody, która stanowiłaby powód spiętrzenia. Powstanie w tym miejscu takiej formy należy tłumaczyć działaniem sił statycznych i kinetycznych masy lodowej.

Większość spiętrzeń posiada formę łusek. Podłoże zostaje pokruszone przez czoło lodowca przez nagłe zmiany szybkości posuwania się jego i pchnięte wpród. Wyruszone ze swego położenia warstwy piasków i żwirów powodują nacisk na plastyczne ropy i wyciśnięcie ich do góry. Wniosek swój opieram na obserwacji profilów spiętrzeń. Ropy niebieskie są zawsze bliżej powierzchni ziemi od strony odlodowcowej (zewnętrznej lodowca), niż od strony wewnętrznej, dolodowcowej, gdzie zawsze obserwujemy dużą miąższość osadów piaszczystych, warstwowanych i nachylonych. Materiał akumulacyjny złożony jest głównie po stronie dolodowcowej (głazy i żwiry), mniejsza akumulacja (głównie piaski) ma miejsce po przeciwnej stronie.

W przypadku nieco dłuższego postoju lodowca złożenie głównej masy akumulacyjnej może mieć miejsce po stronie odlodowcowej, jak np. w wale morenowym koło Wągradna.

Formę spiętrzenia faldowego posiada na tym obszarze tylko jeden wał morenowy — w okolicy Nowej Wsi Legnickiej. Sfałdowaniu uległy piaski i bardzo drobne żwiry, prawdopodobnie sandrowe. Brak głazów świadczy, że lodowiec nie był w tym miejscu, a faldowanie nastąpiło jako skutek nacisku, wywieranego przez czoło lodowca na podłoże ilaste w odległości około 500 m na północny wschód od tego miejsca. Tam podłoże ilaste uległo wyściśnięciu do góry, złożone zostały bloki eratyczne i żwir.

FORMY EROZYJNE (PSEUDO-MORENY)

Obok moren czołowych akumulacyjno-spiętrzonych występują wały, które nie są morenami czołowymi. Podobne formy obserwował E. Berg (1) na obszarze między Legnicą a Bolesławcem. Te formy posiadają kształt wałów wyciągniętych przeważnie w kierunku równoleżnikowym. Ponieważ powstały przez rozcięcie osadów plejstocenijskich i wcięte w osady trzeciorzędowe, tym samym posiadają dość wyraźną płaską wierzchołkową z materiałem plejstocenijskim; tworzą je osady rzeczne lub fluwioglacjalne w a r s t w o w a n e, przykryte piaskami i głazami akumulacji lodowcowej (morena denna piaszczysta lub przemyta gliniasta). Zbocza odsłaniają jądro trzeciorzędowe, utrzymujące się na ogół na jednej wysokości (około 120 m n. p. m. w obszarze dolinnym). Formy erozyjne wałów posiadają więc, przy dużej swej szerokości, nieporównanie większą kubaturę ilów niebieskich, aniżeli moreny spiętrzone. Na zboczach form erozyjnych założono liczne cegielnie.

E. Berg (1), kwestionując moreny czołowe w okolicy Kunic i Legnickiego Pola, miał częściowo słuszość, gdyż wały w okolicy Kunic, interpretowane przez O. Tietzego (15 i 16) jako moreny czołowe są więcej zbliżone do form erozyjnych niż do moren czołowych. Są to wały ilów niebieskich, na których bardzo wąskim pasem spoczywa materiał złożony ze żwirów i głazów. Brak należytego odsłonięcia tych utworów nie pozwala stwierdzić, czy posiadają one warstwowanie. Ze względu na wiele cech wspólnych z formami erozyjnymi zaliczam je do resztek erozyjnych.

HISTORIA DZISIEJSZEJ RZEŻBY

Dzisiejsza rzeźba badanego obszaru jest wynikiem dwu procesów: akumulacji, związanej ze zlodowaceniami, i erozji, trwającej w okresie interglacjalów.

Już w okresie przedlodowcowym istnieć musiała sieć wodna, w zarysie przypominająca dzisiejszą. W iłach niebieskich rzeki wyłobily sobie doliny, którymi odprowadzały wody w kierunku północnym i północno-zachodnim. Świadczy o tem położenie stropu ilów niebieskich w dolinie w stosunku do stropu tychże utworów na wierzchowinie.

W miarę oziębiania się klimatu następuje intensywniejsze wietrzenie mechaniczne skał twardych, miejscowych. Zwietrzały materiał — żwir karciasty — wleczony po dnie ilastym, zostaje osadzony w dolinach i zagłębieniach terenu, tworząc osady żwirowo-ilaste (żwir preglacjalny).

W miarę zbliżania się lodowca, baza erozyjna podnosi się, powstają rozległe baseny wodne, w których osadzają się mulki zielonawo-niebieskie.

Oscylacje czoła lodowca na przedpolu tego obszaru powodują zmiany bazy erozyjnej i związaną z tym zmienność w osadach. Stwierdzamy to w odsłonięciach, gdzie na mulkach zielonawo-niebieskich leży drobnoziarnisty piasek bez materiału pochodzenia północnego.

Pierwsze wejście lądolodu na ten obszar zostawiło ślady w postaci bardzo niewielkiej ilości materiału pochodzenia skandynawskiego w żwirach tarasu 20—25 m, a więc materiału niesionego z południa. Dowodem tego najstarszego zlodowacenia są więc tylko ślady w postaci żwirków; poza tym argumentem petrograficznym innych dowodów najstarszego zlodowacenia nie posiadam.

Powstanie tarasu 20—25 m związane jest z wejściem lądolodu po raz drugi na nasz teren. Na żwirach rzecznych tarasu wyższego (20—25 m), oraz na wierzchowinie osadza się fluwioglacjal (piaski i żwiry) z dużą domieszką materiału północnego, formując wysokie zasypanie dotychczasowej rzeźby.

Wycofujący się lodowiec składa morenę denną, po której pozostały głązy.

Ustąpienie lodowca powoduje obniżenie się bazy erozyjnej. Rzeki rozcinają utwory plejstocenijskie i wcinają się w trzeciorzęd (iły niebieskie). Efektem niszczyielskiej działalności rzek w tym okresie są szerokie i głębokie formy wklęsłe w obszarze dolinnym i fragmenty tarasu wysokiego (20—25 m), utrzymujące się na wysokości około 140 m n.p.m.

Glacjal następny powoduje tworzenie się osadów tarasu średniego (8—10 m). Wejście lądolodu na ten obszar po raz trzeci wyznaczone jest ciągiem moren czołowych. Wysuwający się jezior lodowca sypie fluwioglacjal: piasek i żwir słabo warstwowany, następnie wchodzi w pradolinę i na wysoczyznę dyluwialną, zatrzymuje się na linii wyżej wspomnianej spiętrzając podłoże i utwory własnych wód podlodowcowych. Nieco dłuższy postój lądolodu trwa na linii drugiego ciągu moren czołowych. W od-

cin ku przełomowym Cichej Wody tworzy się szeroka brama, którą wody subglacjalne wypływają na zewnątrz i płyną wzdłuż czola lodowca w kierunku północno-zachodnim. Bieg Cichej Wody (charakterystyczne zakola) ściśle jest związany z okresem pobytu lodowca w tym miejscu. Po wewnętrznej stronie lobu powstaje misa końcowa, do której po wycofaniu się języka lodowego wpływają wody Cichej Wody, znoszą częściowo materiał piaszczysty z przedpoła moren i wypełniają zagłębienie (warstwa 5 i 6). Wycofujący się lodowiec pozostawił morenę żwirowo-piaszczystą, tak charakterystyczną dla zlodowacenia Warty.

Ustąpienie lodowca powoduje rozcięcie utworów tarasu średniego.

Następne zlodowacenie nie dochodzi do tego obszaru. Podniesiona baza erozyjna powoduje osadzenie się materiału piaszczysto-żwirowego (utwory tarasu niższego), zwiewanie piasku z tarasu średniego i formowanie drobnych wałów wydmowych w okolicy Kawic nad Odrą, tworzą się kliny lodowe, obserwowane w okolicy Legnicy w utworach tarasu średniego i na wysoczyźnie dyluwialnej.

Zestawiając całość naszych wniosków, stwierdzić należy, że na obszarze między Legnicą a Środą Śląską znajdują się ślady trzykrotnego pobytu łądolodu na tym terenie. Dwa pierwsze nasunięcia sięgnęły dalej na południe, ostatnie zaś, powodujące utworzenie szeregu wałów moreny spiętrzonej i akumulacyjnej, kończy się na linii Legnica—Środa Śląska.

L I T E R A T U R A

1. Berg E. — Geologie der Gegend von Bunzlau und Liegnitz. *Preuss. Geol. L.-A. Jhrb.* B. 56 H. 1. Berlin 1935.
2. Berger G. — Die Anlage der Schlesieschen Stauchmoränen. *Zntrbl. Miner. Geol. Paläont. Jhrb.* Abt. B. Nr 11, Nr 12. Stuttgart 1937.
3. Czajka W. — Der Schlesische Landrücken. Eine Landeskunde Nordschlesien, Teil. I. 1931.
4. Gripp K. — Glazialgeologische und geologische Ergebnisse der Hamburger Spitzbergen-Expedition 1927. *Naturwiss. Ver. zu Hamburg. Abt.* Hamburg 1929.
5. Halicki B. — Z zagadnień stratygrafii plejstocenu na niżu Europejskim. *Acta Geol. Pol.* vol. 1. Warszawa 1950.
6. Keihack K. — Endmoränen in Niederschlesien mit einer Karte 1 : 750 000. *Geol. L.-A. Jhrb.* Bd. 39, T. 1. Berlin 1918.
7. Krygowski B. — Materiały do chronologii dyluwium. *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.* nr 2, z. 1.
8. Krygowski B. — Kilka spostrzeżeń nad warstwowaniem i spękaniami glin morenowych na Ziemiach Zachodnich. *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*
9. Milthers V. — Eine Geschiebengrenze in Ostdeutschland und Polen und ihre Beziehung zu den Vereisungen. *Preuss. Geol. L.-A. Jhrb.* Bd. 56, Berlin 1935.
10. Milthers V. — Beiträge skandinavischer Leitgeschiebe für die Bestimmung der Vereisungsgrenzen. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Bd. 91, Berlin 1939.
11. Pawłowski St. — Kryteria morfologiczne i inne w ocenie dyluwium Danii i Polski.
12. Pawłowski St. — Zagadnienie moreny końcowej (czołowej). *Kosmos*, ser. B. Lwów 1938.
13. Pożaryska K. — Stratygrafia plejstocenu w dolinie dolnej Kamiennej. *Państw. Inst. Geol. Biul.* 52 Warszawa 1948.
14. Schwarzbach — Das Diluvium Schlesiens. *N. Jhrb. Miner. Geol. Paläont.* Beil. Bd. 86. Abt. B. Stuttgart 1942.
15. Tietze O. — Erläuterungen zur Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Kunitz. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin.
16. Tietze O. — Erläuterungen zur Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Wahlstatt. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin.
17. Tietze O. — Neue geologische Beobachtungen aus der Breslauer Gegend. *Preuss. Geol. L.-A. Jhrb.* Berlin 1915.
18. Woldstedt P. — Das Eiszeitalter. Stuttgart 1929.
19. Woldstedt P. — Erläuterungen zur geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1935.

Иероним ПЯСЕЦКИЙ

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ОКРЕСТНОСТЕЙ СЬРОДЫ СЪЛЕНСКОЙ

(с 2 табл. и 1 фиг в тексте)

РЕЗЮМЕ

Содержание

В настоящей работе выяснен возраст конечных морен в окрестностях Вроцлава и хронология геологических событий. В основании четвертичных отложений выступают палеозойские и третичные отложения. Плейстоцен состоит из следующих пластов: 1. прегляциальный гравий, 2. зеленовато-голубые илы, 3. гравий и песок высшей террасы, 4. флювиогляциальный песок и гравий, 5. гляциальная глина, 6. флювиогляциальный песок и гравий, 7. гравий и свободные валуны моренного остатка, 8. лессоподобные отложения, 9. дюнные пески.

В морфологии участка выделены 3 главные террасы, плейстоценовая возвышенность и конечные морены.

Современный ландшафт является результатом ледниковой аккумуляции и эрозии в межледниковом периоде. Ледниковые отложения образовались во время трех надвигов ледника, причем описанные отложения конечной морены образовались во время оледенения Варты.

Введение

Рассматриваемый район охватывает часть вроцлавской равнины, на которой отличаем 3 геоморфологические элементы: 1. широкую долину Одера и части устья долины Качавы, 2. плейстоценовую возвышенность окрестностей Сьроды Съленской и Легницкого Поля и 3. валы конечно-моренные на возвышенности и в прадолине.

В геологической литературе до настоящего времени, кроме трудов Титце (15, 16) отсутствуют подробные обработки этого участка.

Из общих работ следует отметить работу Берга (1), Чайки (3), Кейльтака (6) и последнюю Вольдштедта (19).

Задачей настоящей работы является выяснение возраста кончных морен в окрестностях Вроцлава и хронология геологических событий на исследуемом участке.

Палеозойские и третичные отложения

Самыми старшими геологическими отложениями являются старопалеозойские гранитоиднейсы и кристаллические сланцы в окрестности Вондрожа Велькего.

Третичные отложения в форме базальтов известны из окрестностей Любена, Миколаева и Яновиц. Младшие третичные отложения в форме голубых глин выступают во многих местах в глубоко врезанных долинах Качавы и Одера, под тонким покровом плейстоценовых отложений.

Плейстоценовые отложения

Плейстоценовые отложения выступают в следующей стратиграфической очередности:

1. Прегляциальный гравий.
2. Зеленовато-голубые илы
3. Гравий и песок высшей террасы.
4. Флювиогляциальные пески и гравий.
5. Гляциальная глина.
6. Флювиогляциальные пески и гравий с большой примесью скандинавского материала.
7. Гравий и свободные послеморенные валуны (диам. до 1,2 м).
8. Лессоподобные отложения.
9. Дюнные пески.

Морфология

Террасы. В рассматриваемом районе отмечаем 3 главные террасы: 1. самая нижняя терраса, пойменная, воздвигнутая до 3 м над средним уровнем реки, 2. средняя терраса — аккумуляционная, поднятая 8—10 м, 3. высшая терраса, сохранена только в отдельных кусках с относительной высотой 20—25 м над уровнем реки.

Плейстоценовая возвышенность. Осадки последнего оледенения рассматриваемого района — это плейстоценовые отложения в виде флювиогляциала, песка, гравия и фрагменты гляциальной глины. Старших плейстоценовых отложений не установлено.

Конечные морены. Этот самый характерный фактор ландшафта района выступает как на возвышенности так и в прадолине и образует 2 следующие пояса:

1. Морены плейстоценовой возвышенности: пояс этот начинается на юго-запад около Легницкой Новой Вси, в виде поднятого вала, построенного из песков и мелкого гравия. Продолжение морен — это поднятые валы района Тачалина и Вроцлава, построенные из песков, гравия и валунов (0,25 м). Их продолжением являются холмы около Концевич (160 м над ур. моря) с похожей структурой на предыдущую, покоящиеся на голубых глинах. В районе Вроцлава и Дембиц встречаем 2 длинные гряды конечных морен. Это поднятые горбы, где поднятию подвергся флювиогляциальный материал. На предюльи горбов совершенно отсутствуют эрратические валуны. К этой же группе относятся морены в окрестности г. Ругии (140 м над ур. моря) далее ряд небольших рассеянных холмов в районе Квяткова, построенные из песчанисто-гравиевого материала, причем на предюльи совершенно отсутствуют эрратические валуны. Рассматриваемые гряды или холмы конечных морен возносятся на поднятых ледником старших отложениях — третичных глинах.

2. Зона морен в прадолине Одера начинается на севере нашего района около Мосьлиц (125 м над ур. моря) и пробегает через Домбе (140 м над ур. м.) и Вонгродно до Коморник. Из наблюдений видно, что это поднятые формы, покоящиеся на зеленых третичных глинах.

Эрозионные формы (псевдоморены). Рядом с отложениями конечной морены, созданной аккумуляцией и напором ледника, выступают отложения в форме вытянутых широтных гряд, образованных путем рассечения плейстоценовых отложений и врезания в третичные отложения.

История современного ландшафта

Современный ландшафт является результатом двух процессов: ледниковой аккумуляции и эрозии в межледниковой эпохе. Уже в доледниковой эпохе вероятно существовала водная сеть напоминающая современную, когда-то и в третичных глинах реки выдолбили себе долины с целью отправления вод к северу (о чем свидетельствует положение голубых глин в долинах в отношении к положению тех же глин на возвышенности).

В начальном периоде происходит похолодание климата, наступает интенсивное механическое выветривание твердых местных пород, что дает материал для образования гравиево-глинистого мате-

риала (прегляциал) и отложения зеленовато-голубых илов в стоячих водах подпруженных озер.

Первое присутствие ледника оставляет на высшей террасе (20 до 25 м) отложения гравия, а на возвышенности флювиогляциал (пески и гравий) с большой примесью северного материала. Отступление ледника является эпохой образования донной морены (остатки ее — это оставшиеся валуны).

Следующая ледниковая эпоха — это образование осадков средней террасы (8—10 м). Конечные морены — образовались во время третьего надвига. В это время ледниковый язык сыпет песок и слоенный гравий; флювиогляциал вступает в прадолину и на возвышенность. На линии второго пояса продолжается длительная остановка. Во время отступления ледник оставляет песчаную морену, что характерно для оледенения Варты. Происходит врезывание рек в отложения средней террасы.

Следующее оледенение не доходит до исследованной местности. Создается поднятая эрозионная база, что способствует осаждению гравиево-песчанистого материала.

Hieronim PIASECKI

QUATERNARY DEPOSITS OF THE ENVIRONS OF ŚRODA ŚLĄSKA

(with 2 tabl. and 1 fig. in the text)

SUMMARY

Abstract

This paper throws light upon the age of frontal moraines in the Wrocław region and the chronology of geological events. In a Quaternary substratum occur Palaeozoic and Tertiary deposits. The Pleistocene consists of the following beds: 1. Pre-glacial gravels; 2. greenish-blue silts; 3. gravels and sands of the upper terrace; 4. glacialfluvial sands and gravels; 5. boulder clay; 6. glacialfluvial sands and gravels; 7. gravel and loose boulders of a morainic residue; 8. loess-like deposits; 9. dune sands.

In the morphology of the terrain three main terraces, a Pleistocene upland and frontal moraines have been distinguished.

The present-time relief is an outcome of glacial accumulation and erosion in the Interglacial stage. Glacial formations were formed during three advancements of the glacier, and the frontal-moraine deposits described were formed at the time of the Warta glaciation.

Introduction

The region dealt with includes part of the Wrocław plain on which there geomorphological elements can be distinguished: 1. the broad Oder valley and the estuary parts of the Kaczawa valley; 2. the Pleistocene upland of the environs of Środa Śląska and Legnickie Pole and 3. the frontal moraine embankments on the upland and in the old valley.

In the existing geological literature detailed descriptions of this territory are lacking, with the exception of works by O. Tietze (15,16). Among general studies we should mention a work by E. Berg (1), W. Czajka (3), K. Keilhack (6), and the last paper by P. Woldsted (19).

This study has been written so as to elucidate the age of the frontal moraines in the environs of Wrocław and the chronology of events that took place on the area concerned.

Palaeozoic and Tertiary formations

The oldest geological formations are represented by granitogneisses and crystalline Old Palaeozoic shales in the vicinity of Wądroż Wielki.

Tertiary deposits in the form of basalt are known to us from the environs of Lubień, Mikołajew and Janowice. The Younger Tertiary in the form of blue clays occurs in a great number of places in the deep cuttings of the Kaczawa and the Oder.

Pleistocene deposits

The Pleistocene deposits, represented by the following deposits, occur in a stratigraphical succession:

1. Preglacial gravels
2. greenish-blue silts
3. gravels and sands of the upper terrace
4. glacialfluvial gravels and sands
5. boulder clay
6. glacialfluvial sands and gravels with a considerable admixture of Scandinavian material
7. gravel and loose morainic-residue boulders (up to 1,2 m in diameter)
8. loess-like sands
9. dune sands.

Morphology

Terraces. On the area concerned three main terraces are discernible: 1. the lowest flood terrace elevated up to 3 m above the average river level; 2. the middle accumulation terrace, elevated 8—10 m and 3. the upper terrace, preserved in mere fragments, whose relative height reaches 20—25 m above river level.

Pleistocene upland. The sediments deriving from the last glaciation of the area dealt with consist of Pleistocene deposits in the form of a glacialfluvial sand and gravel, as well as fragments of boulder clay. No older Pleistocene deposits have ever been ascertained.

Frontal moraines. This constituent of the landscape, most characteristic of the region, occurs both on the upland and in the old valley

and forms the two following ranges. 1. The moraines of the Pleistocene upland; this range begins south-west in the vicinity of Nowa Wieś Legnicka, and has the shape of a piled up embankment built of sands and fine-grained gravels. The continuation of the moraines is represented by the piled up embankments of the Taczalin and Wrocław zone; they are built up by sands, gravels and boulders (0,25 m). Their prolongation has taken the form of the hills near Koncewicz (160 m above sea level), resting upon blue clays and whose structure is reminiscent of that of the aforementioned ones. In the region of Wrocław and Dębice we encounter two long frontal moraine embankments. They are piled up humps, where it was the glacial material that was thus piled up. In the foreland of the said humps erratic boulders lack altogether. To the same group belong the moraines in the environs of Rugia (140 m above sea level) and further a range of scattered hillocks in the region of Kwiatków, built of arenaceous-gravelly material and in whose foreland erratic boulders lack altogether. The frontal moraine embankments and hillocks described surmount older deposits piled up by glaciers, i.e. Tertiary clays. 2. The zone of moraines in the old Oder valley begins in the northern part of the area concerned, near Moślice (125 m above sea level) and runs to Komorniki by way of Dąbie (140 m above sea level) and Wągorodno. Investigation suggests that they are piled up forms resting upon green Tertiary clays.

Erosive forms (pseudo-moraines). Besides frontal moraine formed by accumulation and piled up, occur formations in the shape of stretched in a E—W direction embankments created by the dissection of Pleistocene deposits and incisions into Tertiary formations.

The history of the actual relief

The actual relief is the result of two processes, viz: glacial accumulation and erosion in the Interglacial stage. In the Preglacial there must have already existed a system of rivers reminiscent of the present-time one, when rivers eroded their valleys in Tertiary clays in order to give a northward outlet to their waters (which is evidenced by the position of blue clays in the said valleys in relation to the ones situated on the upland).

In the initial phase took place a cooling of the climate and intense mechanical weathering of the local rocks of hard structure, which supplied material for gravelly-arenaceous sediments (Preglacial). Greenish-blue silts were deposited in ice-dammed lakes.

The first presence of the glacier leaves gravelly deposits on the upper terrace (20—25 m) and a glacialfluvial (sands and gravels) with a considerable

rable admixture of northern material on the upland. The recession of the glacier is the time of the making of a ground moraine (its remnants are the boulders).

The next stage of glaciation witnessed the sedimentations of the middle terrace (8—10 m). The frontal moraines were formed during the third advancement of the glacier. At that time a tongue of the glacier left glacial-fluvial sands and stratified gravels and invaded both the old valley and the upland. A longer stand took place on the line of the second range. During its retreat the glacier left a sandy moraine; this is characteristic of the Warta Glaciation. Then the rivers made an incision into the deposits of the middle terrace.

The next glaciation did not reach the area under investigation. An elevated erosive base was formed and it was responsible for the deposition of arenaceous-gravelly material.

Wojciech WALCZAK

STRATYGRAFIA PLEJSTOCENU W DOLINIE ŚCINAWKI KŁODZKIEJ

(z 8 fot. i 5 fig. w tekście)

Streszczenie

Autor przyjmuje na podstawie badań utworów lodowcowych w dolinie Ścinawki Kłodzkiej dwukrotne wdarcie się lądolodu do wnętrza Kotliny Kłodzkiej, a to w okresie zlodowacenia Elstery (Cracovien Szafera) i zlodowacenia Saali (Varsovien I Szafera). Autor stwierdza także dwie fazy akumulacji lessowej. Za less starszy uważa pokłady pylastej glinki podobnej do lessu, odwapnionej, które występują na powierzchni tarasu plejstocenijskiego nad Ścinawką, na zboczach dolin, w obniżeniu noworudzkim, a prócz tego wypełniają kliny lodowe w cegielni w Ścinawce Średniej. Osadzenie tego lessu umiejscawia autor w drugiej schyłkowej fazie stadiału Warty. Osadem drugiej fazy akumulacji lessowej jest typowy, nieodwapniony less z fauną, występujący w facji zboczowej w Tłumaczowie na zboczu doliny Włodzicy. Autor zalicza go do okresu zlodowacenia Wisły (Varsovien II Szafera).

Jednym z kluczowych obszarów występowania osadów północnego zlodowacenia we wnętrzu Sudetów jest Kotlina Kłodzka i jej północno-zachodnie przedłużenie — dolina Ścinawki Kłodzkiej.

Na obecność utworów akumulacji lodowcowej po południowej stronie Gór Bardzkich pierwszy zwrócił uwagę E. D a t h e w 1896 r. W swych publikacjach (2, 3, 4, 5) udowodnił on wdarcie się lądolodu do wnętrza kotliny doliną przełomową Nysy Kłodzkiej przez Góry Bardzkie. Według D a t h e g o lądolód wypełnił dolinę Ścinawki Kł. po wieś Ścinawkę Dolną oraz pokrył wysokie dno kotliny na zachód od Kłodzka. Autor ten zajął się również problemem plejstocenijskiego zasypania żwirowego doliny Ścinawki Kł., opisując po raz pierwszy pokłady czerwonych i białych żwirów rzecznych w profilu 15—20 metrowego tarasu Ścinawki. On też pierwszy postawił hipotezę plioceńskiego wieku białych zwietrzałych żwirów u podstawy wspomnianego tarasu.

Po nim A. Lepla (7) przytoczył opis kilku nowych odsłoneń utworów plejstocęńskich, nie posuwając jednak naprzód stanu wiedzy o stratygrafii plejstocenu tej części Sudetów.

Dopiero badania F. Zeunera (10) i F. Bergera (1) dotyczące głównie żwirów w dolinach Nysy i Ścinawki Kł. potwierdziły w oparciu o szczegółową petrograficzną analizę przypuszczenie Dathego. Na ich podstawie ustalono, że silnie zwiertzałe białe żwiry, występujące w spagu tarasu plejstocęńskiego są plioceńskiego wieku, nadległe zaś czerwone żwiry związane z obecnością łądolodu w Kotlinie Kłodzkiej.

Prócz wymienionych zajmowali się jeszcze plejstocęńskimi utworami tego obszaru W. Soergel (9) oraz Fink, Meister, Fischer i Bederke (6). Pomimo jednak tych prac pozostał otwarty problem ilości wtargnięć łądolodu do wnętrza Kotliny Kłodzkiej, jak również ostatecznego ustalenia stratygrafii utworów plejstocęńskich w powiązaniu z transgresjami łądolodu.

Niniejsze opracowanie stanowi próbę rozwiązania stratygrafii utworów plejstocęńskich oraz rozstrzygnięcia problemu ilości transgresyj północnego łądolodu we wnętrzu kotliny. Podstawę opracowania stanowią wyniki badań przeprowadzonych w latach 1948 i 1950 na obszarze doliny Ścinawki Kł., Wzgórz Włodzickich i obniżenia Nowej Rudy.

Obszar ten pod względem tektonicznym stanowi wschodni skraj niecki śródsudeckiej. Występują tu skały osadowe w postaci zlepieńców, piaskowców i łupków karbońskich oraz piaskowce, zlepieńce i łupki permskiego czerwonego spągowca. Wybitne stanowisko wśród utworów permskich zajmują melafiry i porfiry. Jako odporniejsze zaznaczają się one pasmami wzniesień. Mniej rozprzestrzenione są gabra, stanowiące mały horst między Nową Rudą i Dzikowcem, oraz diabazy koło Słupca. Wschodnia część doliny Ścinawki oraz obniżenie okolic Wilczy i Wojbórze leżą w obrębie kry kłodzkiej, zbudowanej z kambryjskich kwarcytów, szarogłazów i łupków oraz archaicznych filitów i łupków zmetamorfizowanych. Wymienione skały oraz gnejsy Gór Sowich dostarczają materiału żwirowego, który występuje zarówno w tarasach akumulacyjnych Ścinawki, jak i w utworach akumulacji lodowcowej i wodno-lodowcowej na spłaszczeniach zboczowych jej doliny.

UTWORY PLEJSTOCĘŃSKIE W DOLINIE ŚCINAWKI KŁODZKIEJ

Na całej długości doliny Ścinawki Kł., aż po granicę państwową z Czechosłowacją, towarzyszy rzece taras 15—20 metrowy. Zaznacza się on wyraźnymi krawędziami na obydwóch brzegach doliny, a odkrywki licznych żwirowni odsłaniają jego budowę (fot. 12 i 13).

Już pod Kłodzkiem w prawobrzeżnej krawędzi tego tarasu w wielkiej żwirowni koło rzeźni miejskiej widać od góry (fig. 38):

- 1) 4,0 m glina pylasta, podobna do lessu, szaro-żółtawa, nie burząca się z HCl; brak w niej wyraźnego uwarstwienia, natomiast posiada ona rzadko rozsiane żwirki miejscowe i eratyczne o średnicy do 3 cm;

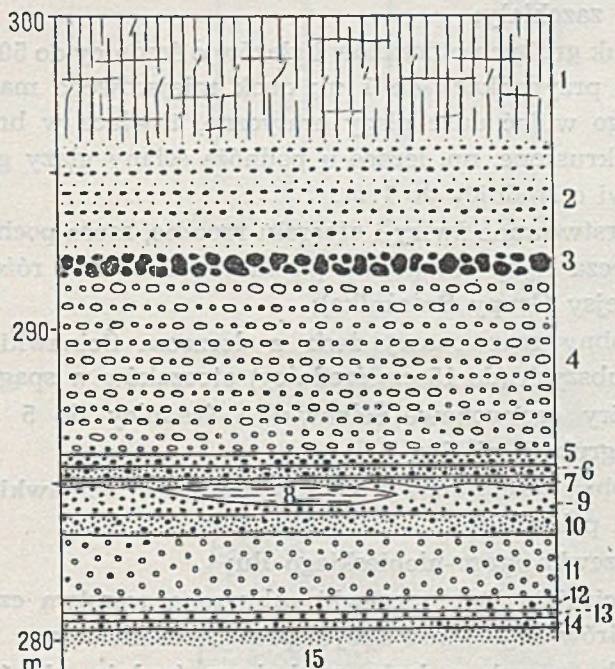


Fig. 38

Profil plejstocenijskiego tarasu żwirowego Ścinawki pod Kłodzkiem (objaśnienia w tekście)

- 2) 3,7 m warstwowane żwiry rzeczne, średnicy do 10 cm, przekładane piaskiem; petrograficzny ich skład oraz charakterystyczna czerwona barwa, spowodowana dużym procentem czerwonego spagowca i porfiru, wreszcie obecność gnejsów z Gór Sowich wskazują na pochodzenie żwirów z dorzecza Ścinawki Kł.; brak zmian spowodowanych wietrzeniem zdradza stosunkowo młody wiek żwirów; prócz miejscowych liczne są żwiry granitów skandynawskich; ku zachodowi widoczne jest w ścianie odkrywki wyklinowywanie się na przestrzeni około 150 m żwirów czerwonych; pokład ich wdiera się mianowicie ostrym klinem w pokład żwirów szarych o tej samej miąższości, skład petrograficzny szarych żwirów jest zupełnie odmienny od czerwonych, duża ilość piaskowców kredowych,

- łupków krystalicznych i granitognejsów z Grupy Śnieżnika wskazuje na ich pochodzenie z dorzecza górnej Nysy Kłodzkiej; fakt ten podkreślił już Berger (1), który wiązał to z postglacialną zmianą łożyska Nysy pod Kłodzkiem; twierdził on, że w miejscu opisywanej żwirowni zlewały się pierwotnie obie rzeki, na skutek czego ich stożki napływowe wzajemnie się zazębiały;
- 3) 0,7 m bruk grubych otoczaków i głazów o średnicy do 50 cm, a w kilku przypadkach do 1 m; obok miejscowego materiału skalnego widać duże głazy eratyczne, tkwiące w bruku lub już wykruszone, np. leżące u podnóża ściany głazy granitu rapakivi o średnicy do 1 m;
 - 4) 5,5 „ warstwowane żwiry i otoczaki rzeczne, szare pochodzące z dorzecza Nysy Kł. (liczne piaskowce ciosowe i różowe granitognejsy Grupy Śnieżnika);
 - 5) 0,4 „ drobny czerwony żwir z dorzecza Ścinawki z warstwą grubszych (do 15 cm średnicy) otoczaków w spągu;
 - 6) 0,4 „ żwiry czerwone Ścinawki o średnicy do 5 cm, tkwiące w grubym piasku;
 - 5) 0,4 „ drobny czerwony żwir z dorzecza Ścinawki z warstwą nia pokładu;
 - 8) 0,5 „ soczewka szaro-niebieskiego iłu;
 - 9) 0,6 „ wyciśnięta koło soczewki zaburzona warstwa czerwonych żwirów Ścinawki z dużym procentem kwarcu;
 - 10) 0,45 „ gruby piasek z drobnym żwirem średnicy do 1 cm; żwiry pochodzą z dorzecza Ścinawki (czerwony spągowiec, porfir, zlepieńce kulmowe, gnejsy Sowich Gór), jednak wskutek daleko posuniętego wietrzenia chemicznego są wybielone i kruche; uderza brak materiału eratycznego, chociaż w nadległych warstwach występuje on jeszcze sporadycznie;
 - 11) 2,0 „ żwiry białe (na skutek zwiędzenia chemicznego); już na pierwszy rzut oka widoczna jest przewaga kwarcu; tkwiące w żwirach otoczaki porfiru są zupełnie wybielone i miękkie;
 - 12) 0,4 „ gruby, szaro-żółtawy piasek z ziarnami kwarcu o średnicy do 3 cm; widoczne są żyłowate przewarstwienia piasku popielatego;
 - 13) 0,2 „ żwir kwarcowy i wybielony wietrzeniem żwir czerwonego spagowca;
 - 14) 0,3 „ gruby kwarcowy piasek z domieszką ciemnych żwirów, pochodzących z miejscowych szarogłazów kambryjskich i archaicznych;

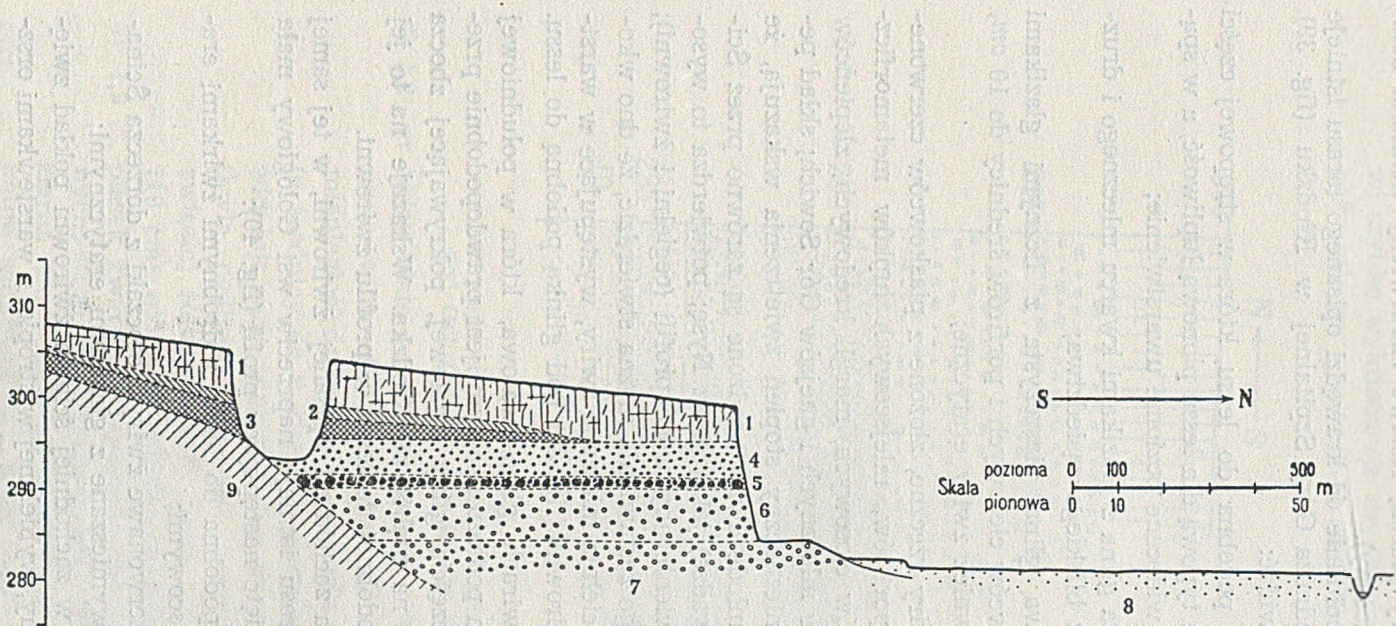


Fig. 39

Przekrój schematyczny 20-to metrowego tarasu Ścinawki pod Kłodzkiem i cegielni na zboczu Szpitalnej. 1 — glina pylasta, 2 — szara, piaszczysta glina, 3 — szaro-czerwona glina piaszczysta, 4 — czerwone żwiry Ścinawki, 5 — bruk, 6 — szare żwiry Nysy Kłodzkiej, 7 — białe, plicenięskie żwiry Ścinawki, 8 — taras aluwialny. Szczegółowe objaśnienia w tekście.

15) 0,25 m gruby kwarcowy piasek, rdzawo zabarwiony tlenkami żelaza (spąg niewidoczny).

W odległości 450 m na południe od krawędzi opisanego tarasu istnieje wkop starej cegielni u podnóża Góry Szpitalnej w Kłodzku (fig. 39).

W jego północnej ścianie widać:

- 1) 5,0 m pylasta glina podobna do lessu, która w stropowej części (2 m) wykazuje typową dla lessu pionową łupliwość, a w spągu (1 m) słabo widoczne poziome uwarstwienie;
- 2) 1,0 „ szara piaszczysta glina z gładzikami kwarcu mlecznego i druzgotem filitów z bliskiego sąsiedztwa;
- 3) 2,0 „ szaro-czerwonawa glina piaszczysta z licznymi gładzikami kwarcu, piaskowców ciosowych i porfirów średnicy do 10 cm, zawierająca również żwiry eratyczne;
- 4) 2,0 „ czerwone żwiry rzeczne, złożone z piaskowców czerwonego spągowca, porfirów, miejscowych łupków metamorficznych, piaskowców ciosowych, margli kredowych, zlepieńców kulmu, kwarców mlecznych i gnejsów Gór Sowich; skład petrograficzny i nieznaczny stopień zwieterzenia wskazują, że te stosunkowo młode żwiry osadzone są zarówno przez Ścinawkę (w przewadze) jak i przez Nysę; potwierdza to wysokościowe zestawienie obydwóch profili (cegielni i żwirowni); na podstawie tego zestawienia można stwierdzić, że dno wkopu cegielni wyścielają mieszane żwiry, występujące w warstwie nr 2 w żwirowni (fig. 39) pod gliną podobną do lessu.

Leżąca w cegielni na żwirach glina zwałowa, która w południowej ścianie leży bezpośrednio na podłożu skalnym, jest prawdopodobnie przemieszczoną soliflukcyjnie częścią gliny zwałowej, pokrywającej zbocza i powierzchnię dna kotliny na zachód od Kłodzka. Wskazuje na to jej brak pod warstwą glinki podobnej do lessu w profilu żwirowni.

W odległości 1500 m na zachód od opisanego żwirowni, w tej samej prawobrzeżnej krawędzi tarasu istnieje naprzeciw wsi Gołogłowy mała żwirownia, w której odsłonięto następujący profil (fig. 40):

- 1) 3,0 m żółtawa glina podobna do lessu, z drobnymi żwirkami eratycznymi i miejscowymi;
- 2) 6,0 „ warstwowane czerwone żwiry i otoczaki z dorzecza Ścinawki Kłodzkiej, wymieszane z gładzikami eratycznymi;
- 3) widoczny tylko w zachodniej ścianie żwirowni pokład związanej rdzawej gliny, wybielonej w stropie, z warstewkami orsztynu w spągu, z soczewkami iłowymi i żwirami miejscowymi i eratycznymi; w glinie tej tkwi kilka gładzów eratycznych

(granit rapakivi) średnicy 40 cm; podkład gliny ku południowi szybko wyklinowuje się, tak że dalej warstwa 2 leży bezpośrednio na warstwie 4; największa miąższość gliny wynosi 2,5 m;

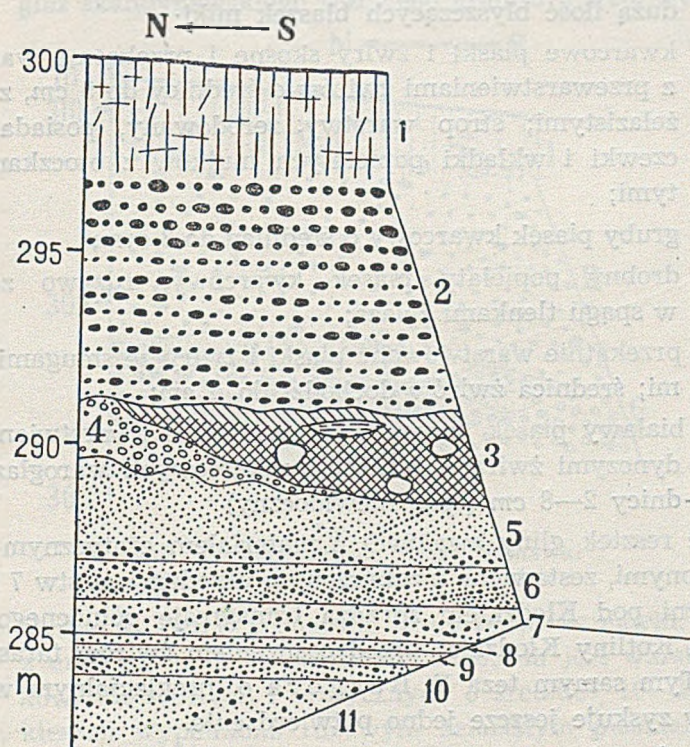


Fig. 40

Profil plejstocenijskiego tarasu żwirowego Ścinawki pod Gołogłowami (objaśnienia w tekście)

- 4) 1,2 m żwiry białe (zwiętrzałe żwiry z dorzecza Ścinawki), skośnie uwarstwione (upad warstw 16° SE); widoczna jest naprzemianległość drobniejszych żwirów (średnicy 2 cm) i grubszych (o średnicy do 8 cm); na granicach poszczególnych warstw widnieją rude smugi tlenków żelaza; w spągu pokładu żwirów tkwią podłużne soczewki popielatych mułków i porwak zwięzłej żółtawo-szarej gliny, nie burzącej się z HCl (60×110 cm), otoczony warstewką żelazistą.
- 5) 1,9 „, piasek kwarcowy, popielato-białawy, bez skaleni skał północnych; strop tej warstwy jest nierówny, zerodowany; liczne ziarna kwarcu osiągają średnicę 2 cm; widoczne jest przekątne warstwowanie, a w części spągowej przewarstwienie żwirami kwarcowymi o średnicy 5 cm;

- 6) 1,1 m przekątnie warstwowane piaski i żwiry, o średnicy do 5 cm, scementowane domieszką ilu, rudzo zabarwione tlenkami żelaza; w warstwie tej tkwią liczne soczewki żółtawego mułku z otoczkami żelazistymi; w mułku soczewek widać bardzo dużą ilość błyszczących blaszek miki;
- 7) 1,0 „ kwarcowe piaski i żwiry skośne i przekątnie warstwowane z przewarstwieniami żwirów o średnicy do 5 cm, z otoczkami żelazistymi; strop warstwy, zerodowany, posiada małe soczewki i wkładki popielatych mułków z otoczkami żelazistymi;
- 8) 0,28 „ gruby piasek kwarcowy o średnicy do 3 mm;
- 9) 0,4 „ drobny popielaty piasek kwarcowy, rdzawo zabarwiony w spągu tlenkami żelaza;
- 10) 1,3 „ przekątnie warstwowane piaski i żwiry ze smugami żelazistymi; średnica żwirów dochodzi do 4 cm;
- 11) 1,2 „ białawy piasek kwarcowy, przekątnie uwarstwiony, z pojedynczymi żwirami kwarcu i miejscowych szarogłazów o średnicy 2—8 cm (spąg niewidoczny).

Obecność resztek gliny zwałowej z materiałem eratycznym pod żwirami czerwonymi, zestawiona z zaburzonym układem warstw 7 i 9 w profilu żwirowni pod Kłodzkiem zdradza transgresję północnego łądolodu we wnętrzu Kotliny Kłodzkiej przed osadzeniem żwirów tarasu plejstocenińskiego. Tym samym teza F. Bergera o preglacialnym wieku białych żwirów zyskuje jeszcze jedno potwierdzenie.

Dalszego dowodu na to dostarcza profil odsłonięty w lewobrzeżnej tym razem krawędzi tarasu plejstocenińskiego w Gołogłowach. Pomimo denudacyjnego zniszczenia stropowej części tarasu widać:

- 1) 1,8 m warstwowane czerwone żwiry rzeczne Ścinawki, zmieszane z materiałem eratycznym;
- 2) 1,0 „ szaro-rdzawa zwięzła glina z głazikami miejscowymi i eratycznymi, odwapniona (glina zwałowa);
- 3) powierzchnia tarasu skalnego wzniesiona 5 m ponad poziom rzeki.

Z profilu tego widać także, że nie wszędzie podstawę tarasu plejstocenińskiego stanowią pliceni (1) białe żwiry. Bywa nią także taras skalny, którego powierzchnia leży w poziomie stropu białych żwirów.

Dowodów obecności łądolodu we wnętrzu kotliny przed osadzeniem serii czerwonych żwirów dostarczają także odkrywki żwirowni w Gorzuchowie w lewobrzeżnej krawędzi tarasu plejstocenińskiego, wzniesionego tam 15 m ponad poziom rzeki.

W ścianie zwirowni koło mostu na Ścinawce (fot. 13, fig. 41) widać tam:

- 1) 2,0 m pylasta glina podobna do lessu, w spągu spiaszczona, ze żwirami miejscowymi i eratycznymi; u jej podstawy tkwi głaz skandynawskiego różowego granitu o średnicy 80 cm;

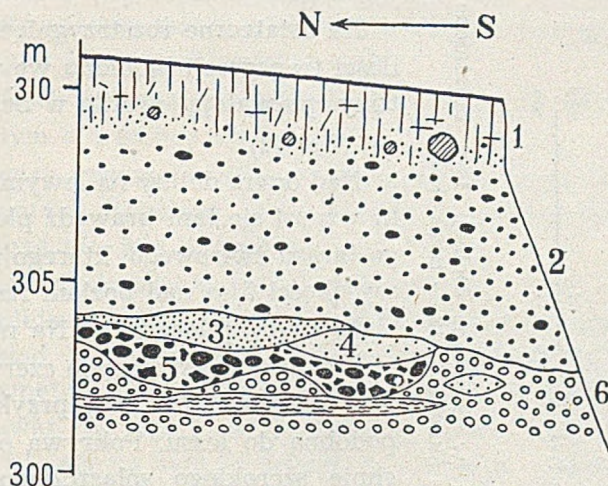


Fig. 41
Profil plejstocénskiego tarasu Ścinawki
w Gorzuchowie (objaśnienia w tekście)

- 2) 4,0 m czerwone żwiry i otoczaki z dorzecza Ścinawki, zmieszane z eratykami; u ich podstawy widoczna jest warstwa otoczków miejscowych i eratycznych o średnicy 10—15 cm;
- 3) 0,5 „ kieszeń wypełniona rdzawym żelazistym piaskiem, scementowanym domieszką łu;
- 4) 0,5 „ soczewka popielatego ilastego piasku;
- 5) 1,2 „ stłoczone otoczaki i druzgot skał miejscowych leżące na nierównej zerodowanej powierzchni warstwy 6; średnica głazów waha się od 5 do 60 cm;
- 6) 1,5 „ białe żwiry plioceńskie o nierównym zerodowanym stropie, w którym tkwią soczewki popielatego mułku; powierzchnia tych żwirów leży w poziomie 4—5 m ponad rzeką; spąg jest niewidoczny.

Warstwy 4 i 5 w opisanym profilu oraz bruk głazów eratycznych w spągu pokładu czerwonych żwirów i rozsiane wśród nich eratyki potwierdzają raz jeszcze wnioski wysnute z poprzednio opisanych profilów. Transgresja lądolodu na powierzchni białych zwietrzałych żwirów, które F. Berger uważa za plioceńskie (1), nie ulega wątpliwości.

Natomiast spiaszczenie pokładu nr 1 i leżące u jego podstawy głazy eratyczne o tak dużych rozmiarach, zestawione z gliną zwałową na czer-

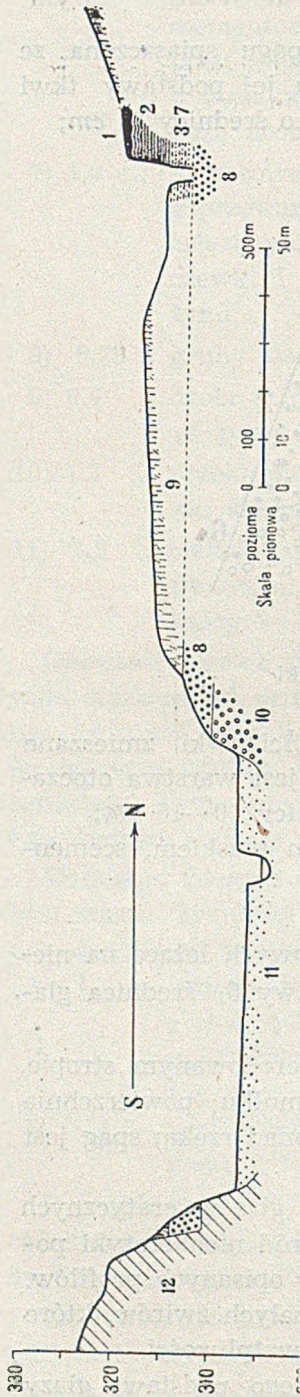


Fig. 42
 Poprzeczny przekrój schematyczny doliny Ścinawki Kłodzkiej w Ścinawce Dolnej. 1—8 objaśnione w tekście; 9 — glilnka lessowata, 10 — białe żwiry pliczeńskie, 11 — taras aluwialny, 12 — taras skalny.

wonych żwirach w profilu cegielni pod Kłodzkiem, wskazują na możliwość powtórnej transgresji lądolodu we wnętrzu kotliny po osadzeniu pokładu czerwonych żwirów.

Na ostateczne rozstrzygnięcie problemu ilości transgresji lądolodu we wnętrzu kotliny pozwalają profile w Ścinawce Dolnej (fig. 42).

Nad dnem doliny na lewym brzegu rzeki wznosi się tam krawędź plejstoceniowego tarasu żwirowego, którego podstawę do wysokości 5 m nad poziom rzeki stanowią białe żwiry pliczeńskie. Na nich leży pokład charakterystycznych czerwonych żwirów Ścinawki (3,5 m), przykryty gliną podobną do lessu. Pokrywa ona powierzchnię szerokiego spłaszczenia na lewym brzegu doliny, wzniesionego 12 do 15 m ponad poziom rzeki. Na jego powierzchni w odległości 600 m na północ od krawędzi żwirowego tarasu zarząd cegielni w Ścinawce Dolnej wykonał wkop dla eksploatacji występujących tam ilów. Iły te okazały się pokładem ilów wstęgowych o charakterystycznej blaszkowatej strukturze. Ich strop leży w poziomie 320 m n. p. m., a 15 m ponad powierzchnią rzeki.

Po oczyszczeniu i pogłębieniu odkrywki ukazał się w jej północnej ścianie następujący profil:

- 1) 1,5 m glina zwałowa z materiałem eratycznym;
- 2) 4,0 „ „ pokład ilów wstęgowych, u góry sprasowanych i zaburzonych, zmieszanych w stropie z gliną zwałową (fot. 14); w profilu widać około 700 warstw rocznych;

- 3) 1,0 m mułek czerwono-brązowy; wstęgowo uwarstwiony z dużym procentem węglanu wapnia;
- 4) 0,7 „, nieco jaśniejszy mułek z węglanem wapnia, zawierający drobne żwirki kwarcowe, eratyczne i skał miejscowych;
- 5) 0,06 „, drobny piasek czerwono-brązowy;
- 6) 0,25 „, czerwonawy mułek z węglanem wapnia, wstęgowo uwarstwiony, z licznymi blaszkami miki;
- 7) 0,15 „, piasek czerwonawy z blaszkami miki i ze żwirkiem eratycznym o średnicy do 5 mm;
- 8) 0,5 „, żwiry rzeczne o charakterystycznym czerwonym kolorze żwirów Ścinawki, bez śladów znaczniejszego zwietrzenia. Spąg nie jest widoczny.

Zestawienie wysokościowe stropu tych żwirów z czerwonymi żwirami w krawędzi plejstocenijskiego tarasu nad Ścinawką dowodzi, że stanowią one jeden pokład. W ten sposób uzyskany został dowód drugiej transgresji lądolodu we wnętrzu Kotliny Kłodzkiej po osadzeniu pokładu czerwonych żwirów Ścinawki. W jego świetle zarówno pokład czerwonych żwirów Ścinawki jak i leżące na nich iły wstęgowe należą do okresu drugiej transgresji lądolodu. Podczas jego zbliżania się do krawędzi Sudetów i stopniowego zatamowywania odpływu rzek, Ścinawka zasypała swą dolinę niesionymi żwirami. Wśród nich obok miejscowego materiału z przewagą czerwonego spągowca i porfiru znalazło się dużo materiału eratycznego z rozmycia utworów akumulacji lodowcowej z poprzedniej transgresji lądolodu we wnętrzu kotliny.

Po sforsowaniu przez lądolód przełomowej doliny Nysy wody, spływające z jego czoła, osadzały na utworach żwirowych coraz drobniejsze osady, zawierające charakterystyczny duży procent węglanu wapnia (warstwy: 7, 6, 5, 4, 3 w opisanym wyżej profilu). Zatrzymanie się czoła lądolodu na okres blisko 1000 lat, spowodowane już to czynnikami klimatycznymi, już to trudnościami pokonywania zapory Gór Bardzkich, umożliwiło osadzenie się pokładu iłów wstęgowych. Zaburzenie ich stropu każe przypuszczać, że prócz zachowanych około 700 warstewek rocznych część ich została zniszczona. Ostatecznie lądolód spłynął do wnętrza kotliny i pozostawił ślad swej powtórnej bytności w postaci resztek pokrywy gliny zwałowej na zaburzonym stropie iłów wstęgowych oraz na czerwonych żwirach plejstocenijskiego tarasu w Gorzuchowie i w cegielni pod Kłodzkiem.

O dalszych stanowiskach iłów warwowych na powierzchni wspomnianego spłaszczenia nad Ścinawką w poziomie 320 m n. p. m. wspomina F. Berger (1). Były one odsłaniane podczas zakładania toru kolejowego Kłodzko-Nowa Ruda. Znalaziono wówczas pod nimi również czerwone

żwiru rzeczne Ścinawki, które autor ten uważał za starsze niż czerwone żwiru tarasu 15-metrowego nad Ścinawką i na tej podstawie przyjmował przed-plejstoceni przepływ rzeki w obrębie wspomnianego spłaszczenia. Dzisiejszą zaś dolinę rzeczną w Dolnej Ścinawce uważał F. Berger za postglacialną. Temu założeniu przeczy jednak wysokościowa paralelizacja stropów obydwóch żwirowych pokładów i nieznaczny stopień zwietrzenia żwirów odkrytych pod łożami warwowymi, identyczny ze zwietrzeniem czerwonych żwirów w krawędzi tarasu nad Ścinawką. Wreszcie białe plioceni żwiru u podstawy tarasu świadczą dobitnie, że w plejstocenie koryto rzeki w tym miejscu nie ulegało zmianie.

W sąsiedztwie opisanych profili w dolinie Słupskiego Potoku, który nieco powyżej uchodzi do Ścinawki, pojawiają się po raz ostatni białe plioceni żwiru, podścielające pokład czerwonych żwirów. Dalej w górę rzeki podstawę tych ostatnich stanowi wyłącznie taras skalny. Również i w dnie doliny nie występują białe żwiru, gdyż, jak dowiodło wiercenie w dnie doliny rzecznej w Ścinawce Średniej, skalne dno doliny leży na głębokości 3 m pod aluwialnymi piaskami i madami.

Brak materiału eratycznego wśród czerwonych żwirów tarasu plejstoceni powyżej Ścinawki Średniej potwierdza tezę E. D a t h e g o, że w tej okolicy kończył się zasięg języka lodowego, wypełniającego dolinę Ścinawki Kłodzkiej (5).

Na bliższe określenie zasięgu języka lądolodu w dolinie Ścinawki Kł. pozwala profil wielkiej cegielni w Ścinawce Średniej. Rzuca on także nieco światła na przebieg zdarzeń, poprzedzających na naszym obszarze epokę lodową i towarzyszących jej.

Wkop cegielni wgryza się w północne zbocze doliny w poziomie około 360 m i odsłania jego budowę do wysokości 334 m n.p.m. (fot. 15). W północnej intensywnie eksploatowanej ścianie widać od góry:

- 1) 2,1 m glina pylasta, lessowata, nieco spiaszczona; u góry jest ona wylugowana z węglanu wapnia, u dołu natomiast wykazuje znaczny jego procent; posiada ona typową dla lessu łupliwość i skłonność do pionowych spękań; w całej warstwie rozsięte są rzadkie ziarna mlecznego kwarcu o średnicy do 2 mm; w spągu tej gliny, zanieczyszczonym czerwona żwirowa zwietrzeliną skał podłoża (czerwony spągowiec), tkwią głązy czerwonego piaskowca permskiego o średnicy do 30 cm;
- 2) 2,5 „ zwięzła gliniasta zwietrzelina miejscowa, czerwono zabarwiona, zmieszana z druzgotem piaskowców i zlepieńców czerwonego spągowca o średnicach do 1 m; w stropie tej warstwy istnieją kliny lodowe (fot. 16) do 1,5 m głębokie, wypełnione gliną podobną do lessu warstwy nr 1;

- 3) 1,5 m płyty szarej zwięzłej gliny z soczewkami popielatego mułku; brak czerwonego zabarwienia zwietrzeliną permskich skał podłoża pozwala glinę tę uważać za resztki gliny zwałowej;
- 4) 0,7 „ soczewka gliniasto-piaszczysta, czerwono zabarwiona zwietrzeliną skał podłoża, zmieszana z druzgotem permskiego piaszkowca i zlepieńca;
- 5) 1,0 „ miejscowa czerwona zwietrzelina zmieszana z szarą zwięzłą gliną z soczewkami popielatego mułku;
- 6) 0,6 „ szara zwięzła glina zabarwiona zwietrzeliną skał podłoża na czerwono;
- 7) 6,0 „ zwięzła miejscowa zwietrzelina gliniasta, czerwono zabarwiona, zmieszana z druzgotem zwietrzałych skał podłoża o średnicy do 1 m;
- 8) 5,6 „ plastyczna ilasta zwietrzelina, biało-popielatawa, z żyłkowaniem żółtawo-rdzawym, bez druzgotu skalnego; jedynie w środku pokładu długa soczewka, wysoka na 1,2 m zawiera wśród ilasto-piaszczystego czerwonego materiału druzgot zwietrzelinowy skał podłoża; strop warstwy jest zerodowany (fot. 17);
- 9) 5,0 „ zwietrzelina ilasta z zachowaną strukturą skały (fot. 18), którą na skutek kaolinizacji trudno rozpoznać. Warstwa ta wyściela dno wkopu cegielni i przechodzi ku górze w warstwę nr 8, która jest bardziej przez wietrzenie rozłożoną stropową częścią pokładu zwietrzałych i skaolinizowanych skał podłoża.

Na podstawie opisanego profilu można stwierdzić, że w okresie przedplejstocenijskim miało miejsce daleko posunięte zwietrzenie skał podłoża, sięgające do 12 m w głąb. Zachowana zwietrzelina dowodzi, że wietrzenie to przebiegało pod wpływem ciepłego i wilgotnego klimatu. Ponieważ za takie warunki klimatyczne istniały u nas w miocenie i pliocenie, przeto do tego okresu należy odnieść wiek pokładu ilastej zwietrzliny (warstwy nr 8 i 9).

Nagłą zmianę typu wietrzenia sygnalizuje dopiero warstwa nr 7 w opisanym profilu. Jest tu widoczna przewaga wietrzenia mechanicznego, zdradzająca wpływ klimatu peryglacjalnego w związku ze zbliżaniem się lądolodu.

Warstwy nr 6 i 3 stanowią prawdopodobnie resztki gliny zwałowej. Nie leżą one, być może, na pierwszym złożu, lecz uległy przemieszczeniu po zamrożonym podłożu, wskutek czego nie zostały zabarwione domieszką czerwonej miejscowej zwietrzliny lub uległy zabarwieniu w małym tylko stopniu.

Wreszcie kliny lodowe w powierzchni warstwy nr 2 są śladem klimatu peryglacialnego, uwarunkowanego bliskością lądolodu. Najwyższa warstwa nr 1 w profilu cegielni w Ścinawce Średniej jest śladem akumulacji lessowej na naszym obszarze. Występowanie w niej ziarn kwarcu i zanieczyszczenie zwietrzeliną miejscową u podstawy wskazują na less facji zboczowej. Wypełnienie lessem klinów lodowych w powierzchni warstwy nr 2 pozwala na określenie okresu jego akumulacji. Less należy niewątpliwie do tego samego glacjału, którego klimat spowodował powstanie klinów lodowych w powierzchni warstwy nr 2. W przeciwnym razie zostałyby one wypełnione miejscową zwietrzeliną, przemieszczaną na skutek soliflukcji po zboczu. Jednak wypełnienie klinów lessem nie mogło mieć miejsca podczas szczytowej fazy okresu lodowego, gdyż były one wypełnione lodem. Prócz tego przyjęcie akumulacji lessowej podczas maksimum glacjału nie daje się pogodzić z równoczesnym powstawaniem klinów lodowych. Mogły się one tworzyć tylko na odsłoniętej powierzchni. Akumulacja lessu musiała więc mieć miejsce w schyłkowej fazie glacjału i była równoczesna z wytapianiem się lodu w klinach.

Obecność w opisanym profilu resztek glin zwałowych upoważnia do przesunięcia zasięgu języka lądolodu po Ścinawkę Średnią, a nie jak E. D a t h e przyjmował, po Dolną.

UTWORY PLEJSTOCENSKIE NA POŁUDNIOWYCH ZBOCZACH GÓR BARDZKICH

Utwory bezpośredniej akumulacji lądolodu występują na wschód od wsi Czerwieńczyce i Bożków oraz w okolicy Wojbórze i Wilczy. Są one związane z przewaleniem się jezora lądolodu poprzez przełęcz między Wilczą a Mikołajowem, której dno wzniesione jest 560 m n. p. m., oraz z rozdwojeniem się drugiego języka lądolodu po przebyciu przełomu bardzkiego (3). Mianowicie zachodnia odnoga tego jezora spłynęła po powierzchni szerokiego zrównania w poziomie 350 m n.p.m. pomiędzy Opolnicą a Młynowem w kierunku doliny Ścinawki Kłodzkiej (2, 3, 5).

Już E. D a t h e (2, 3) zwrócił uwagę na obecność głazów eratycznych na przełęczy pomiędzy Wilczą a Mikołajowem oraz na glinę zwałową z materiałem eratycznym w południowej części wsi Wilcza. Osadzenie ich przypisywał on jednak językowi lodowcowemu, który od południa wkroczył w dolinę Wilczy (5, str. 128). Właściwe światło na problem drogi lądolodu poprzez przełęcz między Wilczą a Mikołajowem rzucają resztki akumulacji lodowcowej i fluwioglacialnej znalezione w dolinie poniżej przełęczy.

Na spłaszczeniu skalnym w poziomie 470 m n. p. m. na zachodnim zboczu doliny leży tam 7-metrowy pokład piasków i żwirów zwałowych z głazami skandynawskich czerwonych granitów, szarych granitów strzebińskich, gabra z okolic Ząbkowic oraz skał miejscowych.

Na przeciwległym zboczu doliny nieco ku południowi występują w poziomie 440 *m n. p. m.* rdzawe i szare piaski z licznymi różowymi skaleniami skał północnych i z drobnym żwirem eratycznym o średnicy do 5 *mm*. Piaski te o średniej grubości ziarna są wyraźnie warstwowane. W stropowym 1-metrowym pokładzie warstwowanie jest zaburzone. Pomimo wykonania 3-metrowego wkopu nie odkryto spągu piasków. Stanowią one ślad akumulacji fluwioglacjalnej u czoła spływającego z przełęczy języka lodowego.

Niżej, na spłaszczeniu 400 *m n. p. m.* na południowym skraju wsi Wilcza, odkryto we wkopach ponad 3-metrowe pokłady gliny zwałowej z eratycznymi i druzgotem skał miejscowych, leżące na zerodowanej powierzchni skalnej. Dalsze płyty gliny zwałowej pokrywają spłaszczenia zboczowe (395—415 *m*) pomiędzy Wojbórzem a Bożkowem. Towarzyszą im piaski fluwioglacjalne. Pokład ich koło leśniczówki w Wojbórzku ma 2 *m* miąższości, a pomiędzy Wojbórzem a Wilczą 4 *m*. Na wschód od kościoła w Wojbórzku we wkopie koło punktu 445,2 *m* widać:

- 1) 0,5—1,0 *m* piaszczysta glina zwałowa ze żwirami eratycznymi i soczewkami piasku w spągu;
- 2) 1,0 „ piasek fluwioglacjalny, żółto-szary, poziomo warstwowany, ze żwirowymi przewarstwieniami w stropie;

Dobrze obrazują również wzajemny układ gliny zwałowej i piasków fluwioglacjalnych odkrywki żwirowni w Młynowie i Wojbórzku.

W Młynowie obok szosy w krawędzi poziomu 320 *m* widać:

- 1) 0,4 *m* gleba gliniasta;
- 2) 0,9 „ zwałowa glina piaszczysta ze żwirami miejscowymi i eratycznymi (średnicy do 3 *cm*);
- 3) 0,5 „ drobny ilasty piasek, niewarstwowany, ze żwirami miejscowymi i eratycznymi (średnicy do 4 *cm*);
- 4) 1,0 „ piasek drobnowarstwowany z soczewkami i przewarstwieniami grubego piasku ze żwirem miejscowym i eratycznym (średnicy do 3 *cm*);
- 5) 0,6 „ drobny ilasty piasek;
- 6) 0,2—1,0 *m* soczewka grubego piasku;
- 7) 0,8 *m* drobny ilasty piasek;
- 8) 1,0 „ drobny, warstwowany, popielaty piasek z ziarenkami różowych skaleni granitów skandynawskich; spąg nie jest widoczny.

Nieco odmienny układ widać w ścianie żwirowni przy szosie pomiędzy Wojbórzem a Opolnicą w krawędzi poziomu 360 *m*. Występują tam od góry:

- 1) 0,3 *m* gleba piaszczysta;

- 2) 0,5 m ilasty piasek, wstęgowo warstwowany, ze żwirem eratycznym i miejscowym druzgotem skalnym (średnica żwirów do 5 cm);
- 3) 0,4 „ drobny warstwowany piasek z soczewkami piasku grubego i żwirami eratycznymi (o średnicy do 5 mm);
- 4) 0,1 „ glina piaszczysta z druzgotem skał miejscowych;
- 5) 0,1 „ piasek wstęgowo warstwowany ze skaleniami różowych granitów skandynawskich;
- 6) 0,4 „ piasek niewarstwowany bez żwirów;
- 7) 1,8 „ glina zwałowa stłoczona z piaskiem i żwirami miejscowymi i eratycznymi o średnicy do 10 cm; w spągu występują soczewkowate wkładki piasku;
- 8) 1,0 „ piasek popielaty, skośnie warstwowany, ze żwirami miejscowymi i eratycznymi, (średnicy do 3 mm); upad 13° ku SE wskazuje na osadzenie przez wody, spływające od strony przelomu bardzkiego.

Przytoczone profile świadczą, że glina zwałowa występująca na powierzchni piasków fluwioglacjalnych należy do drugiej transgresji lądolodu w kotlinie, gdyż pokrywające ją utwory fluwioglacjalne w odkrywcze żwirowni przy szosie pomiędzy Wojbórzem a Opolnicą nie uległy zaburzeniu. Nastąpiłoby to niewątpliwie w razie późniejszej transgresji.

UTWORY PLEJSTOCENSKIE WZGÓRZ WŁODZICKICH I OBNIŻENIA NOWORUDZKIEGO

Na zachód od obszaru pokrytego bezpośrednią akumulacją lądolodu występują na powierzchni zboczy Wzgórz Włodzickich i w obniżeniu noworudzkim podobne utwory lessowate jak na powierzchni plejstoceńskiego tarasu nad Ścinawką Kłodzką. Wyściełają one również zbocza dolin, dopływów Ścinawki, zwłaszcza najznaczniejszego z nich — Włodzicy. W tamtejszej cegielni we Włodowicach w zachodniej ścianie wkopu występuje pod warstwą miejscowej gliniastej zwietrzliny zboczowej 3—5 metrowy pokład pylastej glinki, podobnej do lessu, zabarwiony czerwono domieszką miejscowej zwietrzliny.

W południowo-wschodniej części obniżenia noworudzkiego w cegielni w Słupcu widać w północnej ścianie wykopu następujący układ:

- 1) 4,8 m utwór pylasty, podobny do lessu, z rzadkimi krawędzistymi żwirkami kwarcu mlecznego (średnicy do 7 mm);
- 2) 2,0 „ gliniasta zwietrzlina z warstwą kwarcowych gładów u podstawy (średnica gładów do 20 cm);
- 3) 3,6 „ zwietrzlina gliniasta, czerwono zabarwiona zwietrzalymi skałami podłoża.

W wykopie stadionu sportowego i w sąsiedniej starej cegielni na północnym skraju Nowej Rudy (320 m n. p. m.) leży na powierzchni skalnej (zlepieniec kulmu) 5-metrowa warstwa gliniastej zwietrzliny miejscowej, przykryta 1-metrową warstwą pylastej glinki podobnej do lessu.

Charakterystycznymi cechami tego utworu, przypominającego less swą szarżółtawą barwą i typową dla lessu pionową lupliwość, są poza tym: większa niż u lessu zwięźłość, domieszka żwirów i brak węgla wapnia. Brak również w tej pylastej glince fauny lessowych ślimaków. Można przypuszczać, że jest to produkt przemycia i zwietrzenia jakiegoś starszego lessu, zmieszanego z miejscową zwietrzeliną.

Teżę taką potwierdza odkrywka w prawym zboczu doliny Włodzicy; w Tłumaczowie. Występuje w niej typowy less (fot. 19). Widać tam począwszy od góry:

- 1) 1,0 m zwietrzelnina zboczowa;
- 2) 2,5 „ less facji zboczowej z dużym procentem węgla wapnia; w całej warstwie rozsiane są skorupki ślimaków lessowych *Succinea oblonga*;
- 3) 0,05 „ żółto-szary pylasty utwór, blaszkowato warstwowany;
- 4) 2,0 „ less facji zboczowej z dużym procentem węgla wapnia. czerwono zabarwiony rozmytą zwietrzeliną skał podłoża, zawierający liczne skorupki *Succinea oblonga*.

Opisana ściana lessowa opiera się na powierzchni zboczowego poziomu, wzniesionego 20 m nad dno doliny. W wykonanym poniżej podstawy lessu wkopie widać:

- 1) 0,4 m zwietrzelnina zboczowa z głazami czerwonego spągowca;
- 2) 0,4 „ utwór pylasty podobny do lessu, warstwowany z soczewkami piasku w spągu;
- 3) 0,4 „ pylasty utwór podobny do lessu, przekątnie warstwowany, przewarstwiany piaskiem i żwirem miejscowym o średnicy do 3 mm;
- 4) 0,3 „ utwór pylasty podobny do lessu, przekątnie warstwowany, z miejscowymi żwirami o średnicy 10 mm w stropie;
- 5) 1,5 „ utwór pylasty, podobny do lessu, czerwono zabarwiony miejscową zwietrzeliną, zawierający duży procent węgla wapnia; spąg nie jest widoczny.

Z profilu tego można wnosić, że na opisanym obszarze miała miejsce druga, młodsza faza akumulacji lessowej. Jej osadem jest typowy less w Tłumaczowie, nie odwapniony w przeciwieństwie do starszych przemitych i odwapnionych utworów podobnych do lessu.

PRÓBA STRATYGRAFII UTWORÓW PLEJSTOCENSKICH DOLINY ŚCINAWKI
KŁODZKIEJ I OBNIŻENIA NOWORUDZKIEGO

Na podstawie przytoczonych obserwacji terenowych można wydzielić szereg utworów plejstocенских poczynając od najstarszych oraz zrekonstruować zdarzenia, jakie towarzyszyły ich osadzeniu.

W dolinie Ścinawki Kłodzkiej epoka lodowa była poprzedzona akumulacją żwirową, której ślady widzimy w postaci białych żwirów u podstawy tarasu plejstocенского. Żwiry te zostały na podstawie stopnia zwietrzenia, zawartości kwarcu oraz na podstawie rekonstrukcji warunków wietrzenia oznaczone przez F. Bergera (1) i F. Zeunera (10) jako pliocенские. Jak wysokie było to zasypanie, nie można dziś ocenić, gdyż górna ich część na początku plejstocenu uległa zerodowaniu. Świadczy o tym zaburzone uwarstwienie w ich stropie. Również trudno zrekonstruować miąższość tego zasypania ze względu na brak wierceń w dnie doliny Ścinawki. Jedyne wiercenie w Ścinawce Dolnej leży już powyżej występowania białych żwirów. Na podstawie jednak występowania w ich przedłużeniu powyżej Ścinawki Dolnej skalnego tarasu można stwierdzić, że tworzą one rodzaj wyklinowującego się w górę doliny stożka napływowego.

Na powierzchni zboczy doliny i na powierzchni obniżenia noworudzkiego epoka lodowa zastała głębokie pokłady zwietrzliny *in situ*, powstałej w warunkach ciepłego i wilgotnego klimatu u schyłku trzeciorzędu (miocen, pliocen). Świadczy o tym pokład zwietrzliny ilastej w cegielni w Ścinawce Średniej i zwietrzała powierzchnia kulmu koło Nowej Rudy.

Na zdartej powierzchni pliocенских żwirów osadzona została glina zwałowa, należąca do pierwszej transgresji lądolodu we wnętrzu Kotliny Kłodzkiej. Zastanawiający jest brak śladów zasypania żwirowego dolin rzecznych podczas zbliżania się lądolodu do brzegu Sudetów. W świetle bowiem wyników badań F. Bergera (1) i F. Zeunera (10) nie można uważać białych żwirów za ślad zasypania plejstocенского. W profilu zaś żwirowni pod Gołogłowami glina zwałowa leży bezpośrednio na zerodowanej powierzchni pliocенских żwirów.

Glinie tej odpowiada cytowana przez E. Dathego (2) glina nawiercona na głębokości 31 m w folwarku Mikowice na zachód od Kłodzka w latach 1894—1895. W wierceniu tym, wykonanym w powierzchni wysokiego dna kotliny w poziomie 340 m n. p. m. stwierdzono do głębokości 31 m istnienie następujących utworów:

- 1,0— 6,0 m glinka podobna do lessu;
- 6,0—29,0 „ glina zwałowa ciemnoszara, miejscami piaszczysta, lekko burząca się z HCl, posiadająca materiał głazowy zarówno miejscowy jak i eratyczny;

- 29,0—29,6 m ility wstępowe;
29,6—29,9 „ żwir skał miejscowych;
29,9—31,0 „ glina zwałowa (spąg nie przewiercony).

Czerwone żwiry tarasu plejstocenijskiego nad Ścinawką, leżące na resztkach gliny zwałowej pierwszej transgresji lądolodu, należy odnieść do następnej bytności lądolodu we wnętrzu kotliny. Wskazuje na to udział w nich materiału eratycznego pochodzącego z rozmycia osadów poprzedniej transgresji lądolodu.

Zasypanie żwirowe sięgnęło do 10 m ponad dzisiejszy poziom rzeki i zostało pokryte akumulacją wód spływających ze zbliżającego się lądolodu po przekroczeniu przez jego języki obniżen w zaporze Gór Bardzkich. Do serii tych utworów należy odnieść mułki i ility warwowe, osadzone w zamkniętych zbiornikach zastoiskowych w okolicy Ścinawki Dolnej. Wiekowo odpowiadają im skośnie warstwowane piaski w żwirowni w Wojbórze, przykryte gliną zwałową. Gлина zwałowa drugiej transgresji lądolodu charakteryzuje się piaszczystością w przeciwieństwie do bardziej zwięzłej gliny starszej. Do niej należy płat gliny na zaburzonych w stropie łach warwowych w Ścinawce Dolnej oraz leżące na piaskach pokłady gliny zwałowej w okolicy Wojbórze i glina w Wilczy.

Trudne natomiast do stratygraficznego określenia są płaty gliny w cegielni w Ścinawce Średniej i glina zwałowa w cegielni pod Kłodzkiem leżąca na żwirach czerwonych, a to ze względu na możliwość soliflukcyjnego przemieszczenia.

Utwory pylasto-lessowate, występujące na powierzchni tarasu plejstocenijskiego nad Ścinawką, na zboczach dolin i w obniżeniu noworudzkiem można uważać za starszy, przemyty less, osadzony po ustąpieniu lądolodu z wnętrza kotliny. Być może odpowiadają one podobnie jak utwór lessowaty, wypełniający kliny lodowe w cegielni w Ścinawce Średniej akumulacji lessowej podczas stadiału Warty. Wskazuje na to znaczne ich odwapnienie w porównaniu z typowym lessem w Tłumaczowie, który pomimo facji zboczowej posiada dużą zawartość węglanu wapnia.

Ten najmłodszy typowy less wiąże się niewątpliwie z fazą akumulacji lessowej podczas ostatniego zlodowacenia.

Pozostaje otwarty problem, czy dwie transgresje lądolodu we wnętrzu kotliny należy wiązać z dwoma odrębnymi okresami lodowcowymi, czy też są to rezultaty oscylacji czoła lądolodu podczas jednego glacjału. Inaczej mówiąc powstaje pytanie, czy mają tu miejsce dwa glacjały, czy dwa stadiały.

Niestety brak poza wierceniem w Mikowicach profilu obejmującego obydwie gliny, jak również brak florystycznie udowodnionego interglacjału, nie pozwalają na rozstrzygnięcie tego bez reszty.

Wnioskując jednak ze szczątkowego tylko zachowania się osadów pierwszej akumulacji lodowcowej pod czerwonymi żwirami można przyjąć, że oddzielał je od nich okres wzmożonej erozji i wyprzątania z dna dolin osadów lodowcowych. Mogło to mieć miejsce tylko w warunkach swobodnego odpływu wód na przedpolu Sudetów, a więc w interglacjale.

W takim razie pierwsza transgresja lądolodu we wnętrzu Kotliny Kłodzkiej miała miejsce w okresie zlodowacenia Elstery (Cracovien według nomenklatury S z a f e r a). W okresie zaś zlodowacenia Saali (Varsövien I S z a f e r a) lądolód po raz drugi wtargnął do wnętrza kotliny, forsując po drodze Góry Bardzkie.

LITERATURA

1. Berger F. — Diluviale Stratigraphie und Tektonik im Gebiete der oberen Neisse und Steine. *Preuss. Geol. L.-A.* f. 1931, Bd. 52, Berlin 1931.
2. Dathe E. — Das nordische Diluvium in der Grafschaft Glatz. *Preuss. Geol. L.-A. Jahrb.* f. 1894, Berlin 1896.
3. Dathe E. — Zur Kenntniss des Diluviums in der Grafschaft Glatz. *Preuss. Geol. L.-A. Jahrb.* f. 1899. Berlin 1900.
4. Dathe E. — Erläuterungen zu Blatt Wünschelburg, Geol. Karte von Preussen 1 : 25 000. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1904.
5. Dathe E. — Erläuterungen zu Blatt Neurode, Geol. Karte von Preussen 1 : 25 000. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1904.
6. Fink, Meister, Fischer, Bederke — Erläuterungen zu Blättern Glatz, Königshain, Reichenstein und Landeck, Geol. Karte des Deutschen Reiches 1 : 25 000. *R.-A. f. Bodenforsch.*, Berlin 1942.
7. Leppla A. — Geologisch-hydrographische Beschreibung des Niederschlagsgebietes der Glatzer Neisse, Berlin 1909.
8. Schwarzbach M. — Das Diluvium Schlesiens. *N. Jahrb. Miner. Geol. Paläont.* Bd. 86, Abt. B. Stuttgart 1942.
9. Soergel W. — Das Diluviale System. *Fortschr. Geol. u. Paläont.* 12, 39. Berlin 1939.
10. Zeuner F. — Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik im Gebiet der Glatzer Neisse, Leipzig 1928.

Войцех ВАЛЬЧАК

СТРАТИГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА В ДОЛИНЕ СЪЦИНАВКИ КЛОДЗСКОЙ

(с 8 фот. и 5 фиг. в тексте)

РЕЗЮМЕ

Содержание

На основании исследований ледниковых отложений в долине Съцинавки Клодзской автор принимает двоекратное наступление ледника внутри Котловины Клодзской и то в периоде оледенения Эльстеры (краковское I Шафера) и оледенения Саали (варшавское I Шафера). Автор утверждает также две фазы лессовой аккумуляции. За старший лесс автор считает пласты пыльной лессоподобной, безизвестковой глины, которые выступают на поверхности плейстоценовой террасы над Съцинавкой, на склонах долин, в Новорудзской Впадине, а кроме этого заполняют мерзлотные клины на кирпичном заводе в Съцинавке Средней. Осаждение этого лесса автор относит ко второй склонной фазе стадии Варты. Осадком второй фазы лессовой аккумуляции является типичный недекальцифированный лесс с фауной, появляющийся в фации откоса в Глумачове на откосе долины Влодзицы. Автор причисляет его к периоду оледенения Вислы (варшавское II Шафера).

Клодзская Котловина, расположенная на границе центральной и восточной части Судет, является одной из основных территорий аккумуляции северного материкового льда внутри Судет. На основании исследований плейстоценовых отложений долины Съцинавки Клодзской в северо-западной части котловины, которые были произведены автором в периоде 1948—1950 гг., приходит он к следующим выводам:

1. Ледниковый период на дне долины Съцинавки застал гравиевую аккумуляцию, остатки которой встречаются в виде сильно вы-

ветрившегося гравия у основани 15—20 метровой плейстоценовой террасы. Этот гравий на основании степени его выветривания справедливо причислен Бергером (1) и Цейнером (10) к плиоцену. По возрасту гравия этому соответствуют пласты каолинизированной глинистой дресвы мощностью 12 м, обнаруженные на дне кирпичного завода в Съцинавке Средней, а также и дресва конгломератов кульма вблизи Новой Руды.

2. На содранной поверхности плейстоценового гравия была отложена гляциальная глина, относящаяся к первой трансгрессии северного материкового льда внутри Клодзской Котловины. В отдельных участках сохранившиеся ее остатки, видимые в нескольких профилях плейстоценовой террасы над Съцинавкой автор причисляет к периоду оледенения Эльстеры, которое согласно подразделению польского плейстоцена соответствует краковскому оледенению.

3. Во время следующего оледенения на остатках ледниковой аккумуляции разрушенной во время межледникового периода был отложен пласт речного гравия Съцинавки. Их характерной приметой является красный цвет, вызванный преимуществом мертвого красного лежня и порфира, а также небольшая степень выветривания. Этот гравий является результатом засыпания рекой своей долины, вследствие торможения отлива рек в предполий Судет из-за приближающегося материкового льда. Среди этого гравия в большом количестве выступает эрратический материал с размытия старших ледниковых отложений.

4. Засыпка красным гравием достигла до 10 м свыше нынешнего уровня реки и была покрыта отложениями подпруженных озер, осажденными водой, стекающей с лобовой части материкового льда, который проникнул внутрь котловины проломной долиной реки Нысы через Бардзские Горы и перевалом около села Вильча, дно которых лежит в 560 м над ур. моря. Этими отложениями являются ил и серия ленточных глин, лежащие непосредственно на поверхности красного гравия в нижней Съцинавке. Серия 700 лент годовых доказывает, что формирование Бардзских Гор материковым ледником продолжалось очень долго.

5. На нарушенной и сдавленной поверхности ленточных глин и на флювиогляциальных пластах на южных склонах Бардзских Гор материковый лед отложил тонкие пласты песчанистой гляциальной глины с эрратическим материалом. Этот период вторичной трансгрессии материкового льда внутри Клодзской котловины автор связывает с оледенением Саали (варшавское I по номенклатуре Ш а ф е р а).

6. Мерзлотные клины на поверхности склоновой дресвы в кирпичном заводе в Съцинавке Средней, наполнены лессовидным отложением, пласты пыlistой лессоподобной безизвестковой глины на поверхности плейстоценовой террасы и на поверхности склонов долин приток Съцинавки, а также в Новорудзской впадине, автор связывает со стадией Варты, принимая таким образом существование старшего лесса в Судетах.

7. К самой младшей лессовой аккумуляции во время оледенения Вислы (варшавское II Ш а ф е р а) автор причисляет пласт типичного лесса с фауной брюхонога *Succinea oblonga*, не декальцифированный который в фации склона выступает на откосе долины Влодзицы, которая является левобережным притоком реки Съцинавки.

Wojciech WALCZAK

STRATIGRAPHY OF THE PLEISTOCENE IN THE VALLEY
OF THE ŚCINAWKA

(with 8 phot. and 5 fig. in the text)

SUMMARY

The Kłodzko Basin situated between the Middle and Eastern Sudetic Mountains is one of the key areas of the accumulation of the northern inland ice inside the Sudetic Mts. Basing upon investigative works carried out in 1948 and 1950 and concerning the Pleistocene formations of the Ścinawka Kłodzka valley, the author comes to the following conclusions.

1. In the Ścinawka valley the beginning of the Ice Epoch found an accumulation of gravel, the remnants of which can be seen in the form of strongly weathered gravels at the foot of a 15 — 20 m high Pliocene terrace. On the grounds of the degree of their weathering, these gravels have been duly recognized by Berger (1) and Zeuner (10) as belonging to the Pliocene. As regards the age, these gravels are corresponding to the deposits of kaolinized argillaceous rock-waste, 12 m thick, outcropped in the bottom of the brick-kiln at Ścinawka Średnia, as well as by a rock-waste of Culm conglomerates near Nowa Ruda.

2. On the eroded surface of Pliocene gravels was deposited boulder clay pertaining to the first transgression of the northern inland ice inside the Kłodzko Basin. Its remains, fragmentarily preserved, perceivable in several profiles of the Pleistocene terrace on the bank of the Ścinawka, are ascribed by the author to the period of the Elster Glaciation corresponding with the Cracovien Glaciation, according to Szafer's classification.

3. During the next glacial upon the remnants of glacial accumulation, destroyed during the interglacial, was deposited a bed of fluvial gravels of the Ścinawka. Their characteristic feature is the red colour caused by the predominance of the Rothliegendes and porphyry, and a low degree of weathering. These gravels are the result of the filling in by the river

of its proper valley, due to the damming of the outflow of rivers in the foreland of the Sudetic Mts. by the approaching inland ice. Among the gravels we can notice plentiful erratic material due to the washing out of older glacial sediments.

4. The filling in with gravels reached up to 10 m above the present-day river level and was covered with ice-dammed lakes sediments deposited by waters flowing down from the front of the inland ice, which penetrated inside the Basin by way of the Nysa valley across the Bardo Mts., as well as by way of a pass, near the village of Wilcza, whose bottom lies at 560 m above sea-level. The said deposits consist of silts and a series of varved clays immediately overlaying the surface of the red gravels at Ścinawka Dolna. The sequence of 700 yearly varves proves that the invasion of the Bardo Mts. by the inland ice lasted very long.

5. Upon the disturbed and pressed surface of the varved clays and upon the glaci-fluvial deposits on the southern slopes of the Bardo Mts. the inland ice deposited thin beds of arenaceous boulder clay containing erratic material. This period of the secondary transgression of the inland ice inside the Kłodzko Basin is connected by the author with the Saale Glaciation (Varsovien I after S z a f e r's nomenclature).

6. Ice wedges on the surface of the slope rock-waste in the brick-kiln at Ścinawka Średnia, filled with a loess-like formation, as well as deposits of dusty, loess-like, decalcified clay on the surface of the Pleistocene and on the surface of slopes of valleys of the Ścinawka's tributaries, as well as in the Nowa Ruda depression, are associated, according to the author's opinion, with the Warta stadial; the existence of older loess in the Sudetic Mts. is thus assumed.

7. The author considers a deposit of typical non-decalcified loess, containing the fauna of mollusc *Succinea oblonga*, which occurs on the slope of the Włodzica (left tributary of the Ścinawka) valley in the slope facies, as pertaining to the youngest loess accumulation during the Vistula Glaciation (S z a f e r's Varsovien II).

FOTOGRAFIE

Fot. 1

1. *Potamogeton acutifolius* LK. (wielkość naturalna 2,2 mm)
2. *Potamogeton alpinus* Balb. (wielkość naturalna 2,1 mm)
3. *Potamogeton filiformis* Pers. (wielkość naturalna 2,0 mm)
4. *Potamogeton fluitans* Rth. (wielkość naturalna 3,0 mm)
5. *Potamogeton mucronatus* Schrad. (wielkość naturalna 2,1 mm)
6. *Potamogeton nitens* Web. (wielkość naturalna 2,0 mm)
7. *Potamogeton perfoliatus* L. (wielkość naturalna 2,5 mm)
8. *Potamogeton vaginatus* Turcz. (wielkość naturalna 2,8 mm)

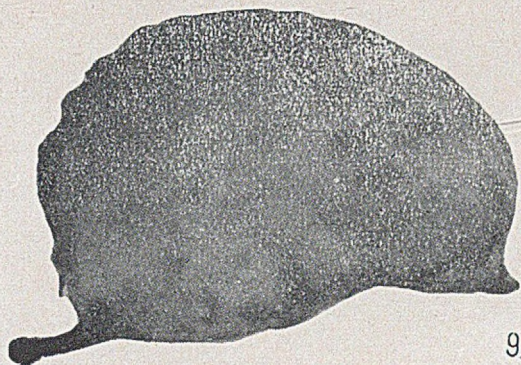
U w a g a: Wymiary nasion i owoców na fot. 1—4 podano bez uwzględnienia dziobków lub wyrostków.



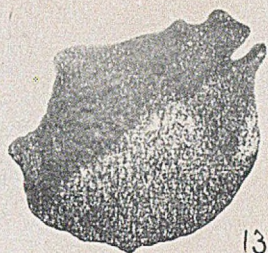
Fot. 1

Fot. 2

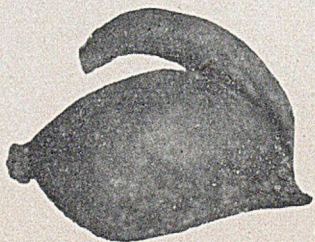
9. *Potamogeton praelongus* Wulf. (wielkość naturalna 3,8 mm)
10. *Potamogeton pusillus* L. (wielkość naturalna 1,8 mm)
11. *Potamogeton obtusifolius* M. et K. (wielkość naturalna 2,0 mm)
12. *Potamogeton rutilus* Wulfg. (wielkość naturalna 1,9 mm)
13. *Potamogeton trichoides* Cham. et Schlecht. (wielkość naturalna 1,5 mm)
14. *Potamogeton Zizii* M. et K. (wielkość naturalna 2,5 mm)
15. *Carex Goodenoughii* Gay, orzeszek (wielkość naturalna 1,8 mm)
16. *Carex lasiocarpa* Ehrh. orzeszek (wielkość naturalna 2,0 mm)
17. *Carex pseudocyperus* L. orzeszek (wielkość naturalna 1,4 mm)



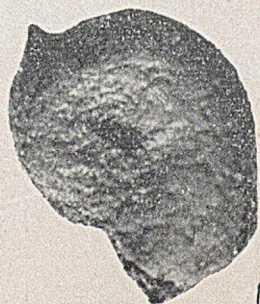
9.



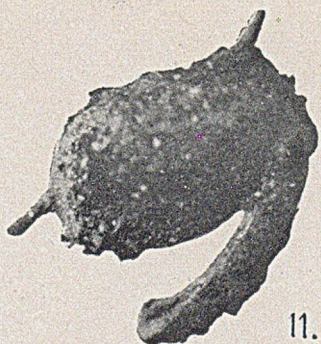
13.



10.



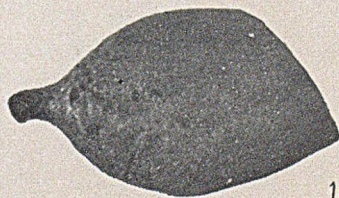
14.



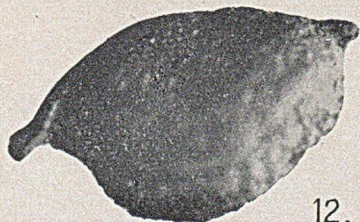
11.



15.



16.



12.

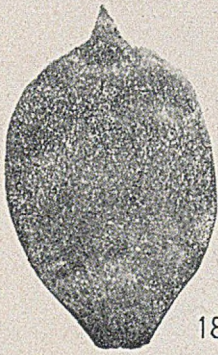


17.

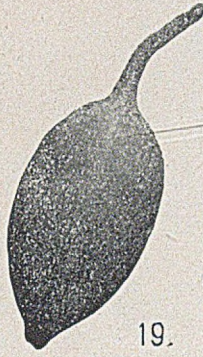
Fot. 2

Fot. 3

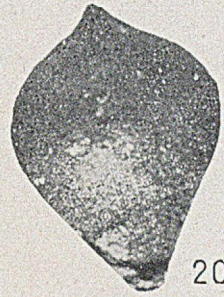
18. *Carex stricta* Good. orzeszek (wielkość naturalna 2,0 mm)
19. *Carex vesicaria* L. orzeszek (wielkość naturalna 2,0 mm)
20. *Scirpus Tabernaemontani* Gmel. (wielkość naturalna 1,6 mm)
21. *Heleocharis palustris* (L.) R. Br. (wielkość naturalna 1,8 mm)
22. *Polygonum lapathifolium* L. (wielkość naturalna 3,0 mm)
23. *Sparganium minimum* Fr. (wielkość naturalna 2,5 mm)
24. *Anemone pulsatilla* L. (wielkość naturalna 4,0 mm)
25. *Nymphaea alba* L. (wielkość naturalna 3,0 mm)
26. *Nuphar luteum* (L.) Sibth. et Sm. (wielkość naturalna 4,0 mm)



18.



19.



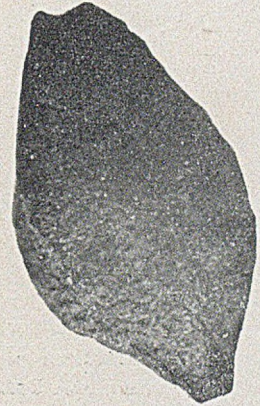
20.



21.



22.



23.



24.



25.

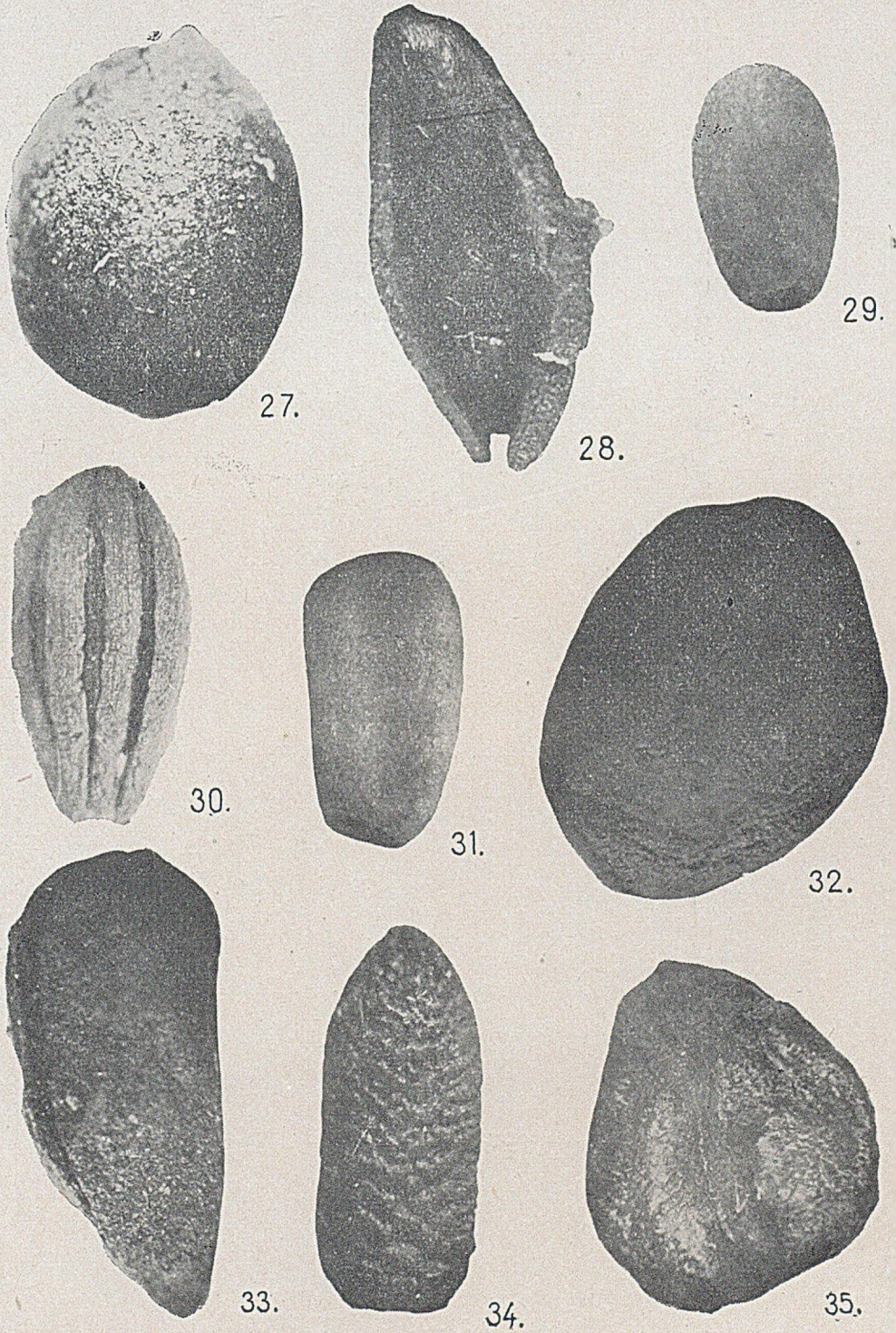


26.

Fot. 3

Fot. 4

27. *Brasenia purpurea* Mich. (wielkość naturalna 3,4 mm)
28. *Najas marina* L. (wielkość naturalna 4,0 mm)
29. *Hippuris vulgaris* L. (wielkość naturalną 1,5 mm)
30. *Myriophyllum alternifolium* D C. (wielkość naturalna 2,0 mm)
31. *Oenanthe Phellandrium* (L.) D C. (wielkość naturalna 2,2 mm)
32. *Rosa* sp. (wielkość naturalna 4,0 mm)
33. *Arctostaphylos uva ursi* L. (wielkość naturalna 3,0 mm)
34. *Sambucus nigra* L. (wielkość naturalna 3,5 mm)
35. *Carpinus betulus* L. (wielkość naturalna 5,0 mm)



Fot. 4

Stanisław TOŁPA. Flora interglacjalna w Kaliszu.

Fot. 5

Wilanów pod Łodzią. Graniak w osadach kongeliflukcyjnych.

Fot. 6

Kurzeszyn. Strefa plikacji.



Fot. 5



Fot. 6

Fot. 7

Kurzeszyn. Fragment strefy plikacji.

Fot. 8

Kurzeszyn. Pseudowarstwy w strefie plikacji.



Fot. 7



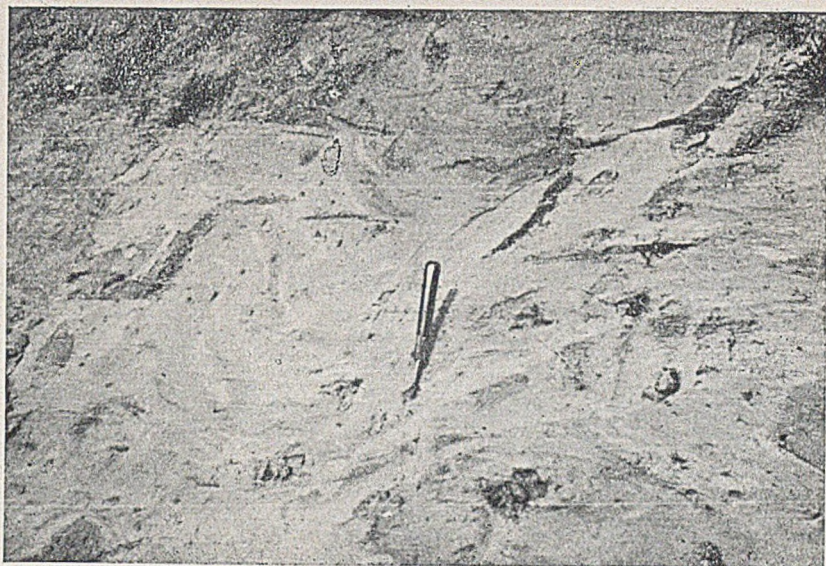
Fot. 8

Fot. 9

Rzeczków. Fałdki w strefie plikacji.

Fot. 10

Rzeczków. Strefa plikacji.



Fot. 9



Fot. 10

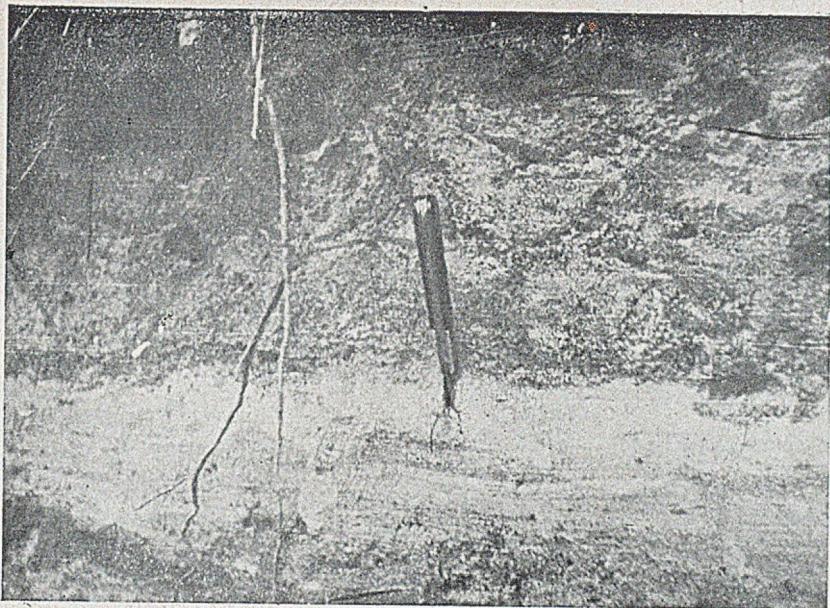
Jan DYLIK. Pierwsza wiadomość o utworach pokrywowych.

Fot. 11

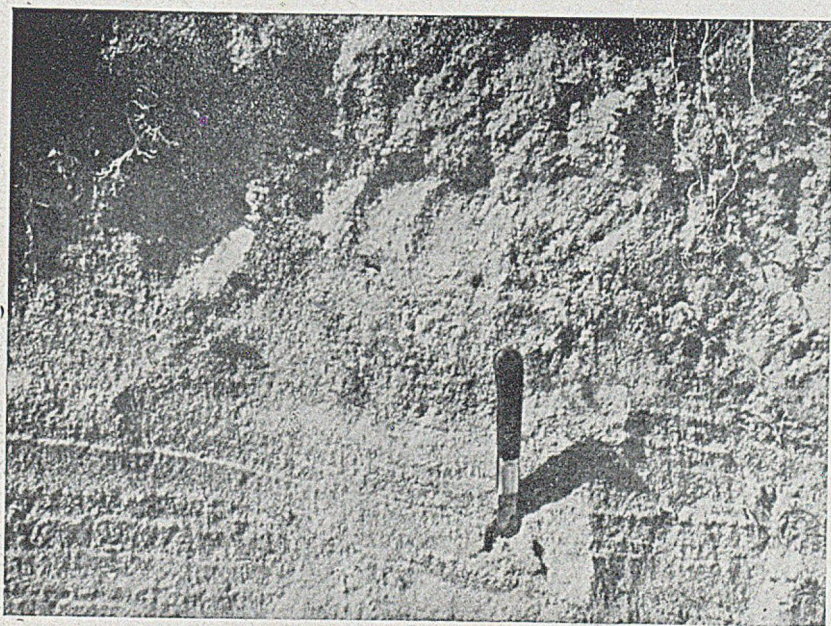
Żytowice. Eluwium strefy inwolucyjnej z resztkami inwolucji w spągu.

Fot. 12

Łódź — Zarzew. U góry eluwium strefy inwolucyjnej z fragmentem inwolucji w stropie materiału warstwowanego.



Fot. 11



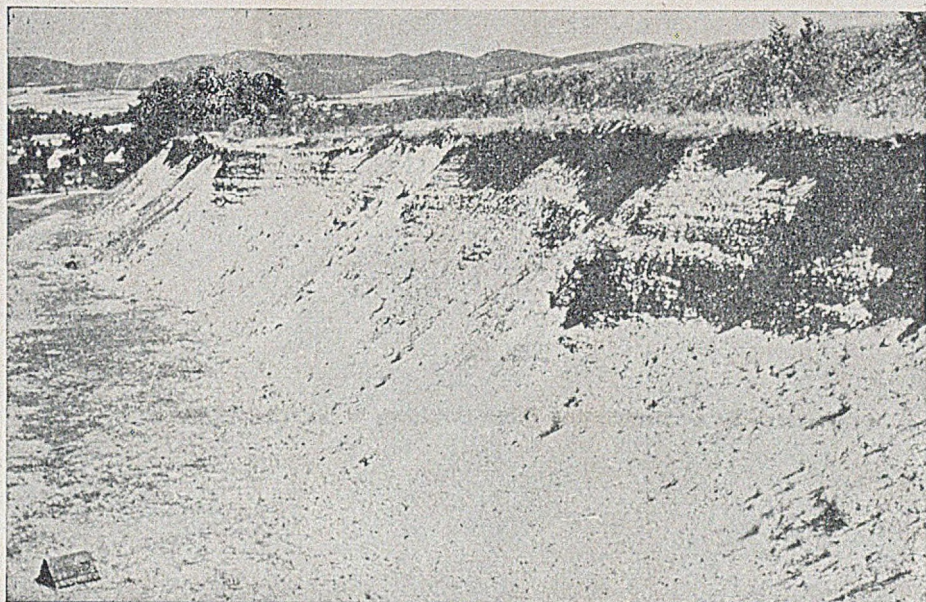
Fot. 12

Fot. 13

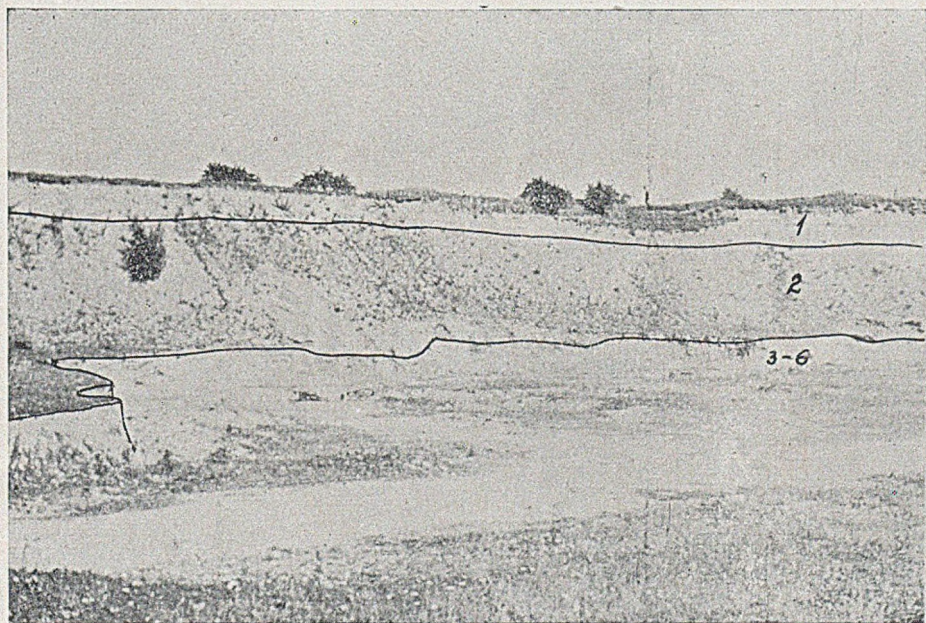
Seria czerwonych żwirów Ścinawki w stropowej części plejstocńskiego tarasu Ścinawki pod Kłodzkiem.

Fot. 14

Żwirowy taras plejstocński Ścinawki w Gorzuchowie (liczby odnoszą się do opisu w tekście).



Fot. 13



Fot. 14

Fot. 15

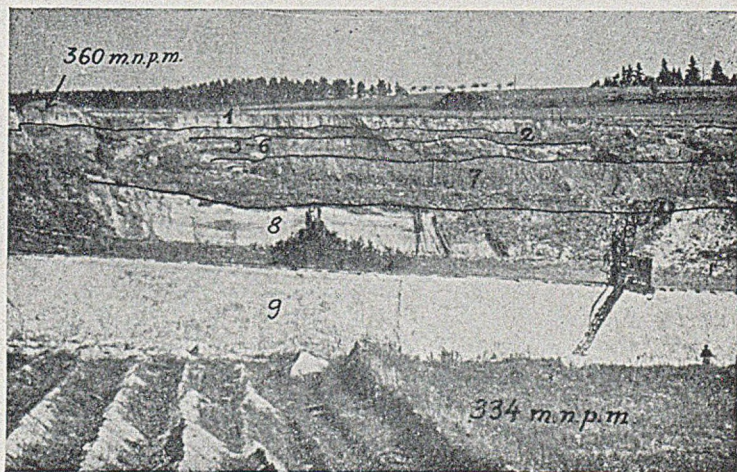
Sprasowane ily warwowe pod gliną zwałową w Ścinawce Dolnej.

Fot. 16

Północna ściana cegielni w Ścinawce Średniej (liczby odnoszą się do opisu w tekście).



Fot. 15



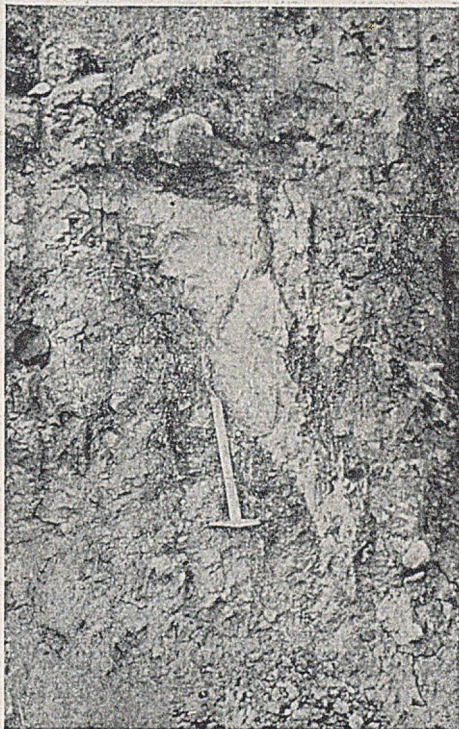
Fot. 16

Fot. 17

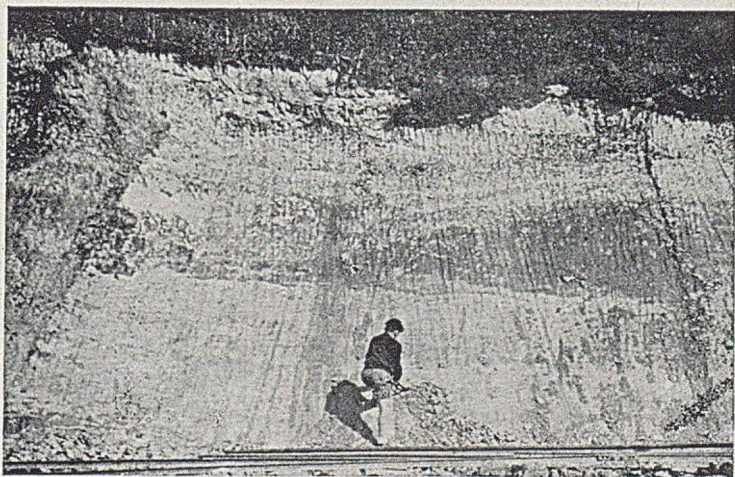
Cegielnia w Ścinawce Średniej. Klin lodowy wypełniony gliną lessową.

Fot. 18

Ilasta zwietrzelina trzeciorzędowa *in situ* podścielająca utwory plejstocénskie w cegielni w Ścinawce Średniej.



Fot. 17



Fot. 18

Fot. 19

Cegielnia w Ścinawce. Trzeciorzędowa ilasta zwietrzelina *in situ* z zachowaną strukturą skały.

Fot. 20

Profil lessowy w zboczu doliny Włodzicy w Tłumaczowie.



Fot. 19



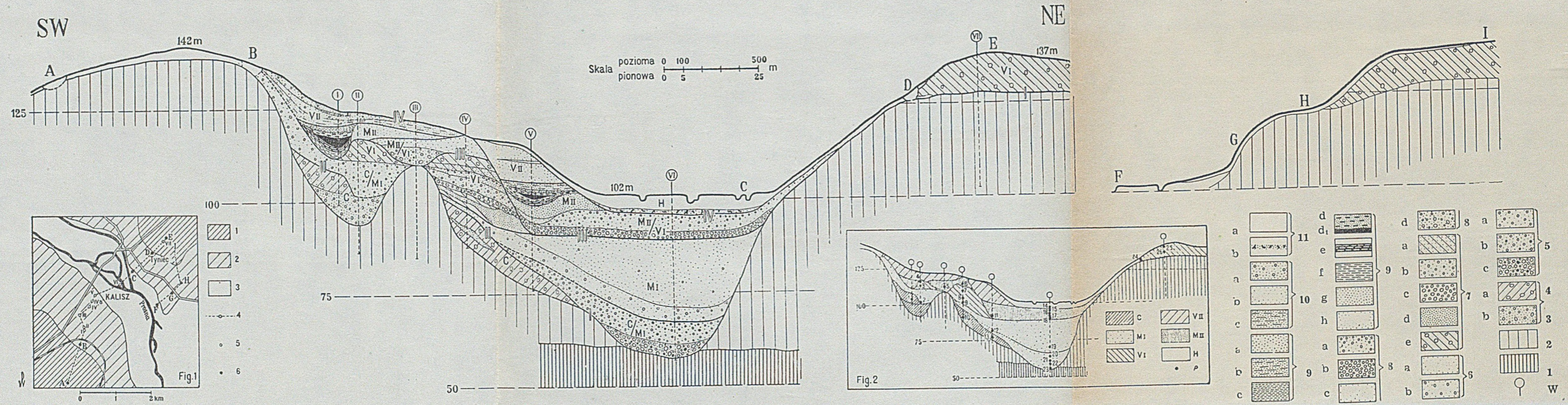
Fot. 20

Wojciech WALCZAK. Stratygrafia plejstocenu w dolinie Ścinawki Kłodzkiej.





POPZECZNY PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY DOLINY PROSNY W KALISZU



OBJAŚNIENIE ZNAKÓW GŁÓWNEGO PRZEKROJU

- 11 — HOLOCEN:
 - a — piaski i gliny rzeczne (mady)
 - b — zwał drewna i kłoców w piaskach
- 10 — VARSOVIEN II:
 - a — piaski ze żwirkiem (sporadycznie)
 - b — piaski drobne
 - c — piaski ilaste
- 9 — MASOVIEN II:
 - a — piaski drobne
 - b — piaski ilaste
 - c — mułek ilasty humusowy
 - d — namuł próchnicowy z piaskiem (d₁ — torf)
 - e — mułek ilasty z próchnicą
 - f — mułek
 - g — piasek
 - h — drobny piasek

- 8 — MASOVIEN II/VARSOVIEN I:
 - a — żwir z piaskiem
 - b — gruby żwir z głazikami
 - c — piasek
 - d — gruby żwir z piaskiem i głazikami
- 7 — VARSOVIEN I:
 - a — glina zwałowa piaszczysta
 - b — piasek ze żwirem
 - c — gruby żwir z głazikami
 - d — drobny piasek
 - e — glina zwałowa górna (szara)
- 6 — MASOVIEN I:
 - a — drobny piasek
 - b — drobny piasek ze żwirkiem (sporadycznie)

- 5 — MASOVIEN I/CRACOVIEN:
 - a — gruby żwir z piaskiem
 - b — gruby żwir z otoczkami węgla brunatnego
 - c — bruk głazowy z otoczkami węgla brunatnego (kółka ciemne)
- 4/3 — CRACOVIEN:
 - a — glina zwałowa dolna
 - b — gruby żwir z piaskiem
- 2 — PLIOCEN: il pstry (poznański)
- 1 — MIOCEN: piaski kwarcowe, lignit

W — wiercenie

Fig. 1.

SZKIC SYTUACYJNY WIERCEŃ POD KALISZEM

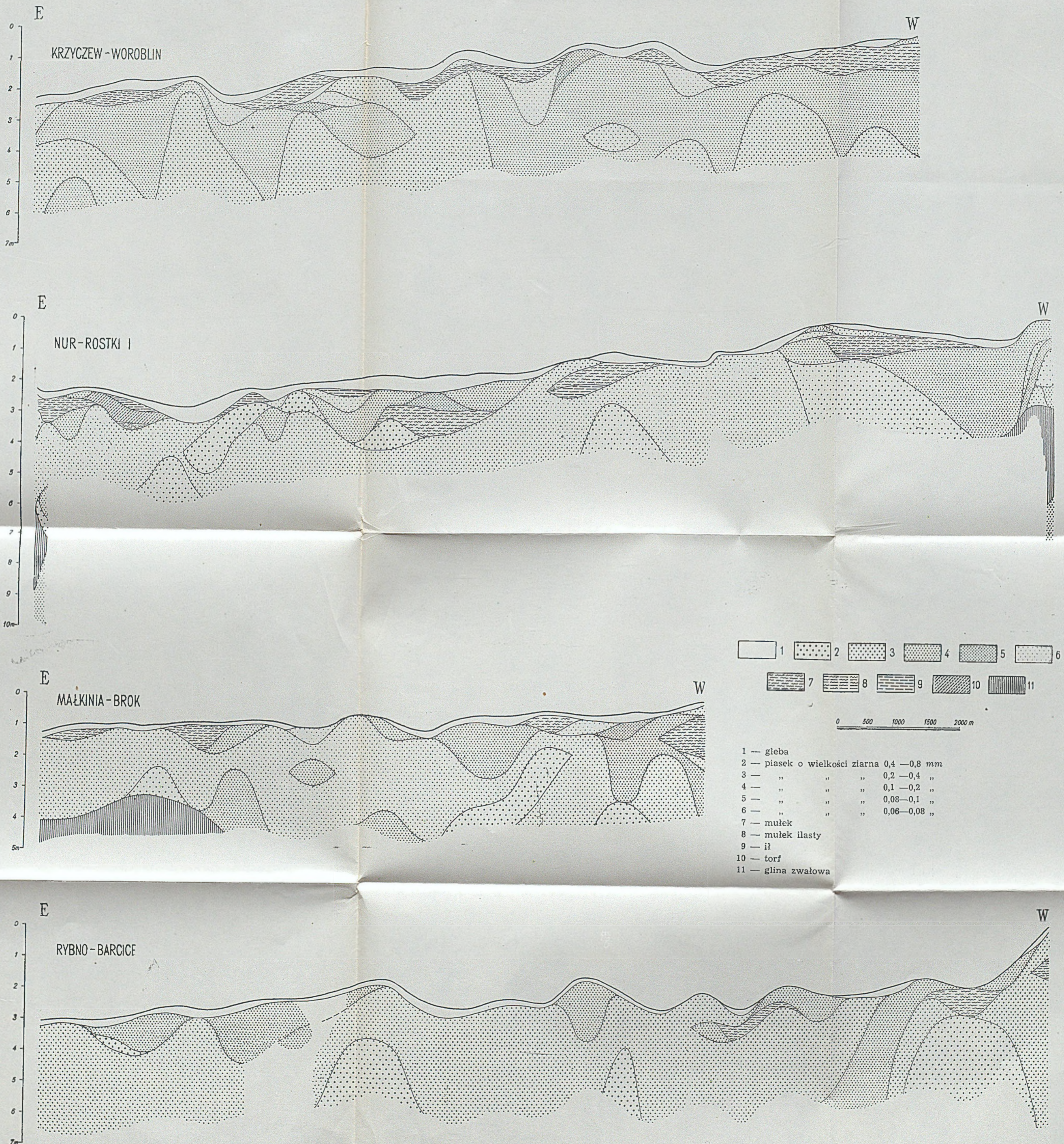
- 1 — wysoczyzna lodowcowa, 2 — zbocze doliny, 3 — dno doliny, 4 — linia przekroju, 5 — wiercenie, 6 — odkrywka.

Fig. 2.

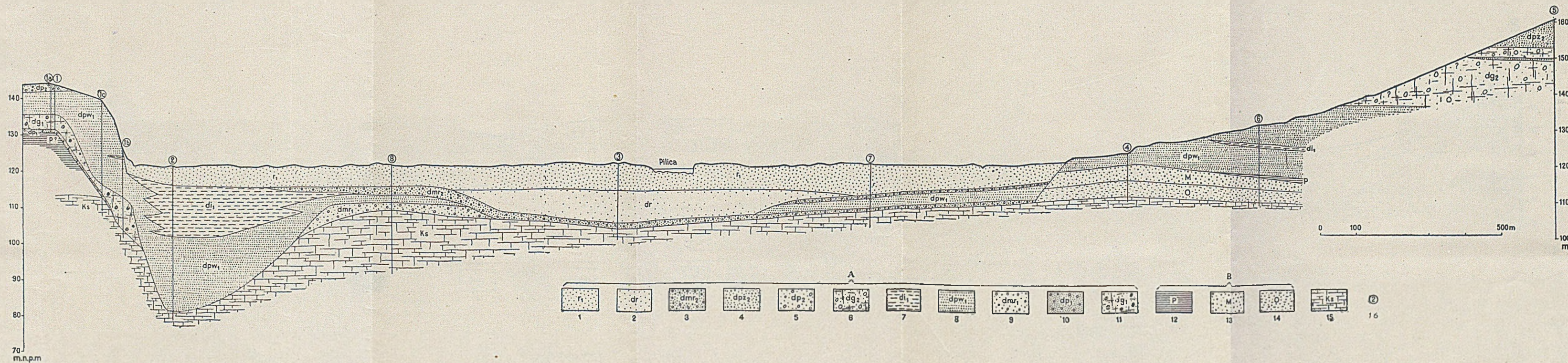
PUNKTY (P), Z KTÓRYCH POBRANY MATERIAŁ OPRAWOWANO GRANULOMETRYCZNIE; NUMERACJA JAK W TABELI ANALIZ GRANULOMETRYCZNYCH

C — Cracovien, MI — Masovien, VI — Varsovien I, MII — Masovien II, VII — Varsovien II, H — holocen.

PRZEKROJE PODŁUŻNE CZTERECH ODCINKÓW DOLINY BUGU MIĘDZY TERESPOLEM A WYSZKOWEM



PRZEKRÓJ POPRZECZNY PRZEZ DOLINĘ PILICY NA ZACHÓD OD BIAŁOBRZEGÓW
NA ODCINKU BOROWE – WYŚMIERZYCE (A-B)



A — CZWARTORZĘD

B — TRZECIORZĘD

- 1 — piaski i mady rzeczne
- 2 — piaski kwarcowe rzeczne
- 3 — piaski ze żwirami i otoczakami
- 4 — piaski ze żwirami akumulacji wodno-lodowcowej
- 5 — piaski akumulacji lodowcowej z głazami
- 6 — gliny zwałowe
- 7 — ropy i mulki
- 8 — piaski warstwowane
- 9 — piaski ze żwirami i otoczakami
- 10 — piaski akumulacji lodowcowej z głazami
- 11 — gliny zwałowe

Holocen

Varsovien I

Masovien I

Cracovien

12 — ropy

13 — piaski kwarcowe

14 — piaski kwarcowe i glaukonitowe

C — KREDA

15 — gezy i wapienie

Pliocen

Miocen

Oligocen

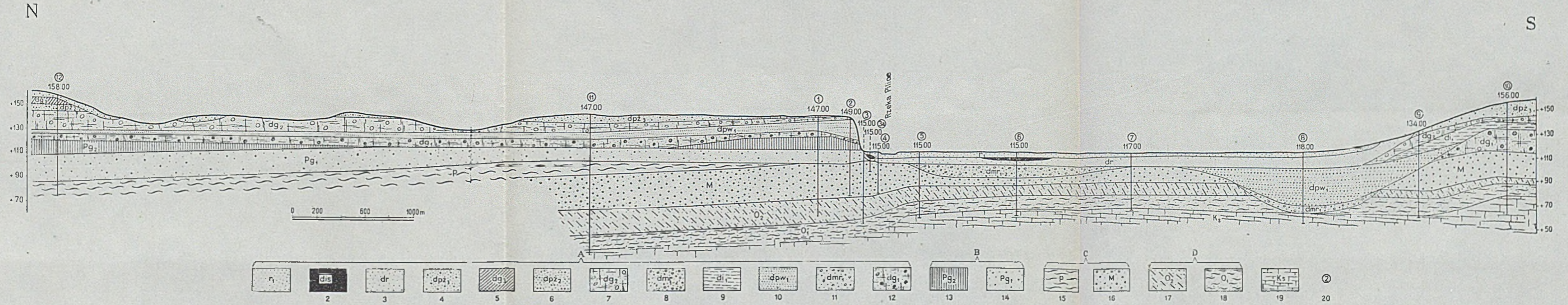
Senon

16 — numery wierceń

PRZEKRÓJ POPRZECZNY PRZEZ DOLINĘ PILICY NA ZACHÓD OD BIAŁOBRZEGÓW
NA ODCINKU BRONISZEW – WITASZYN (C – D)



TABL. IV



A — CZWARTORZĘD

- 1 — piaski i mady rzeczne
- 2 — torfy i gytie torfowe
- 3 — piaski kwarcowe rzeczne
- 4 — piaski ze żwirami akumulacji wodno-lodowcowej
- 5 — gliny zwałowe
- 6 — piaski ze żwirami akumulacji wodno-lodowcowej
- 7 — gliny zwałowe
- 8 — piaski ze żwirami i otoczkami
- 9 — mułki i gytie
- 10 — piaski warstwowane
- 11 — piaski ze żwirami i otoczkami
- 12 — gliny zwałowe

Holocen
Varsovien II
Stadium Warty
Varsovien I
Masovien I
Cracovien

B — PREGIACJAŁ

- 13 — ły i mulki
- 14 — piaski i żwiry

C — PLIOCEN I MIOCEN

- 15 — ły i piaski pylaste
- 16 — piaski

D — OLIGOCEN

- 17 — piaski glaukonitowe
- 18 — ły

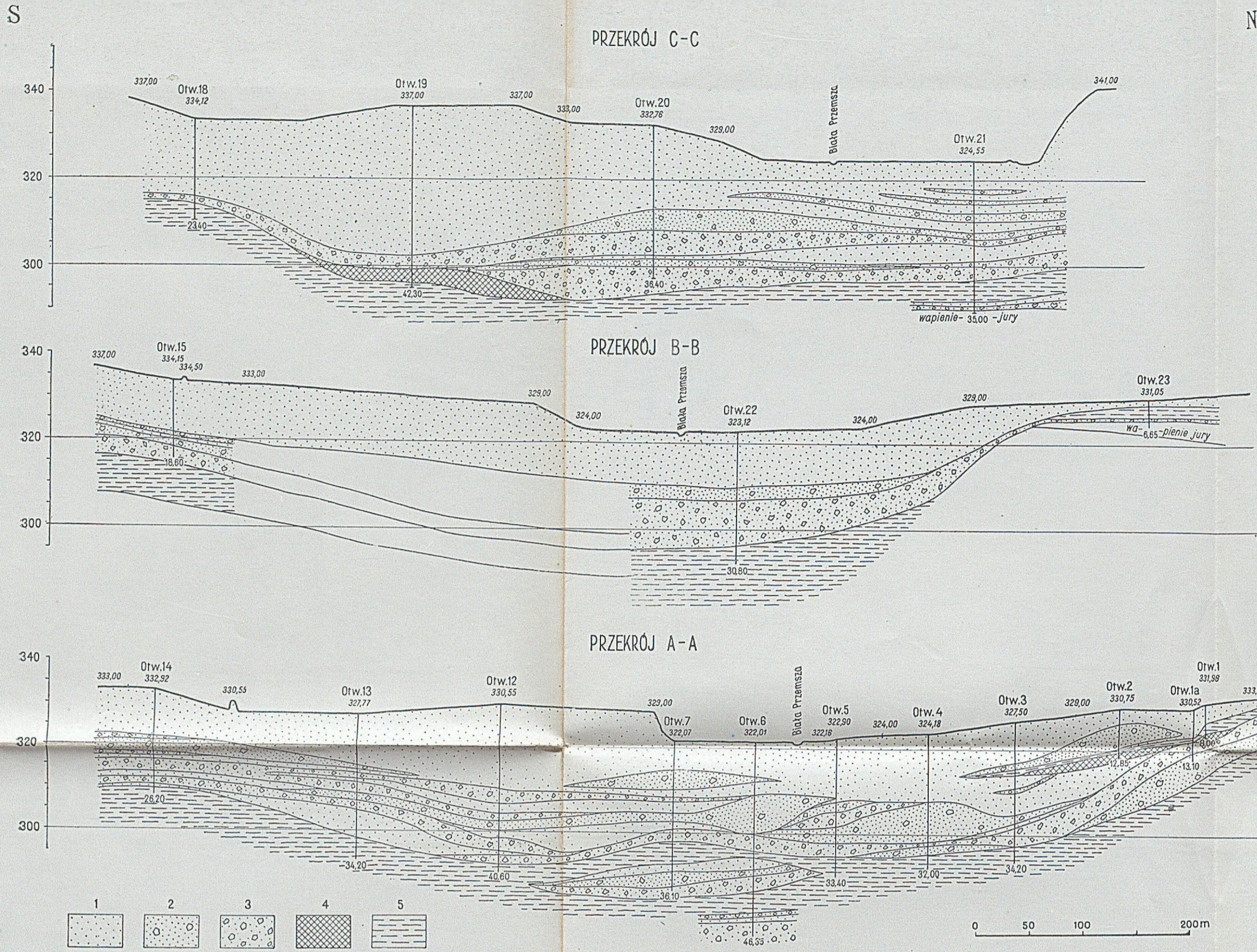
E — KREDA — (SENON)

- 19 — margle, piaski i piaskowce wapniste

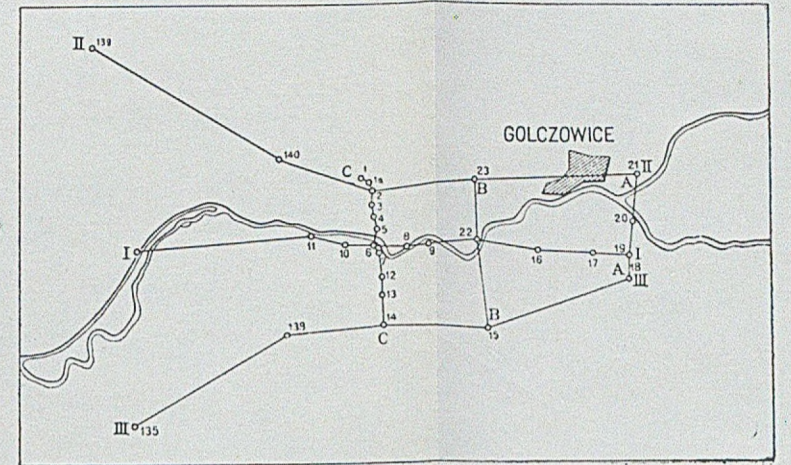
20 — Numery wierceń

CHARAKTERYSTYCZNE PRZEKROJE PRZEZ DOLINĘ BIAŁEJ PRZEMSZY POD GOLCZOWICAMI

PRZEKROJE POPRZECZNE



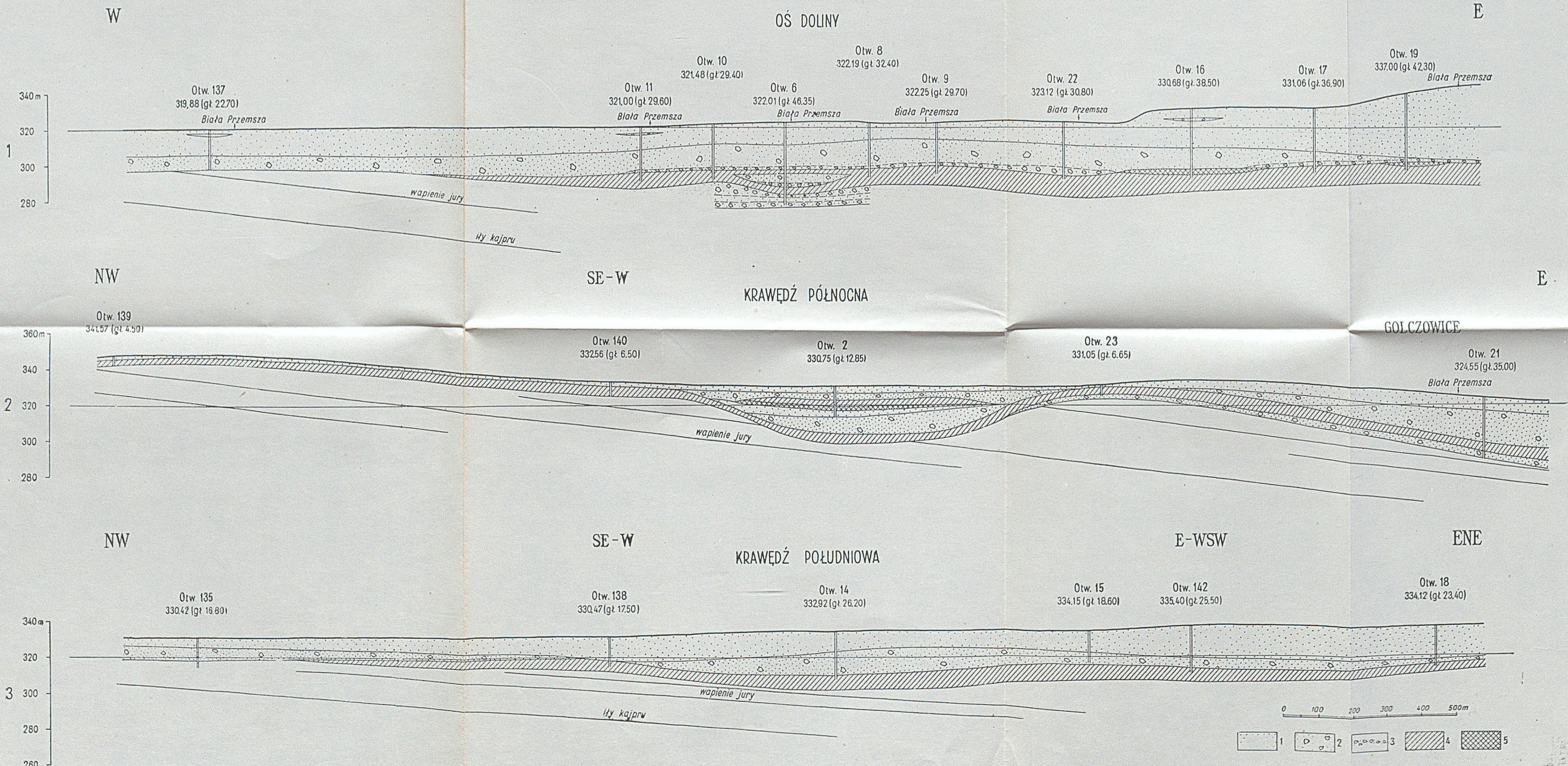
SZKIC ORIENTACYJNY PRZEKROJÓW

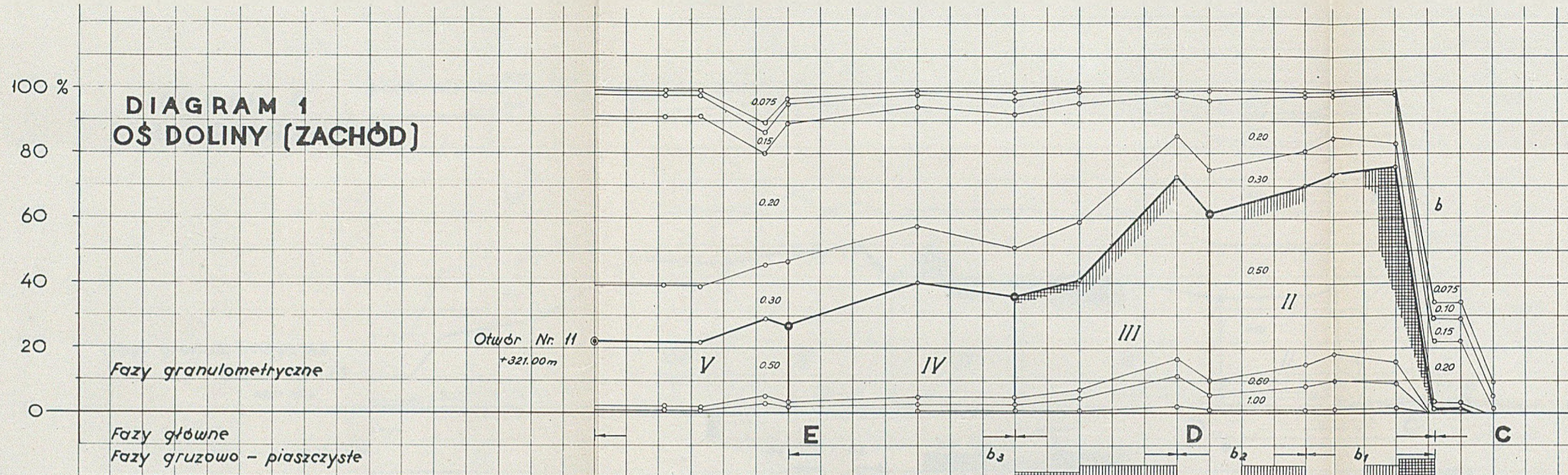


OBJAŚNIENIA

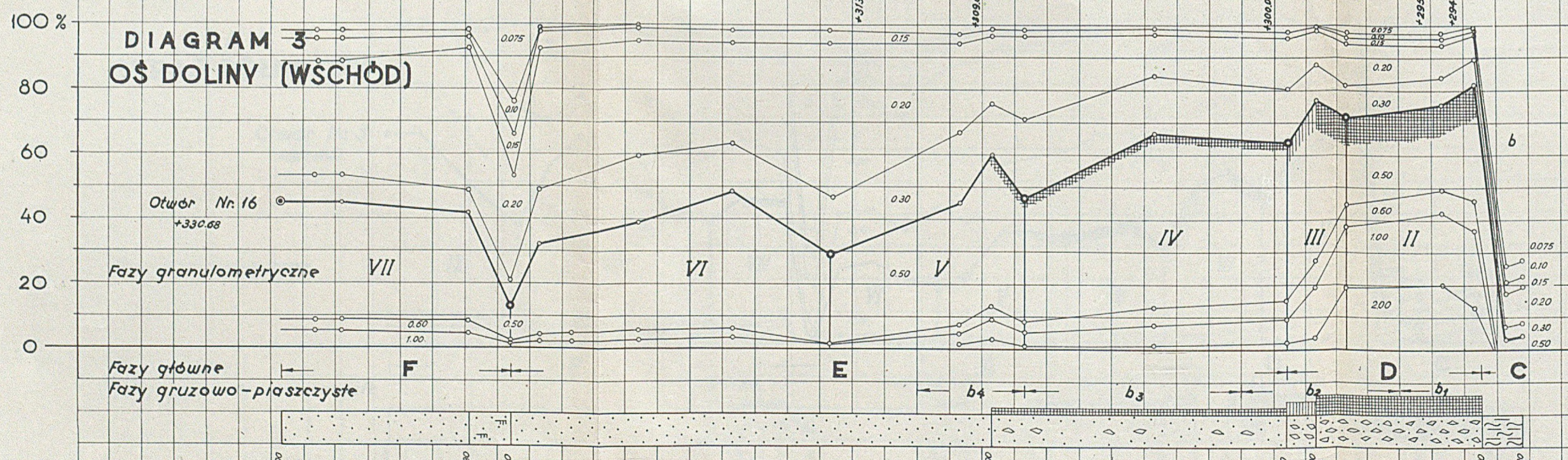
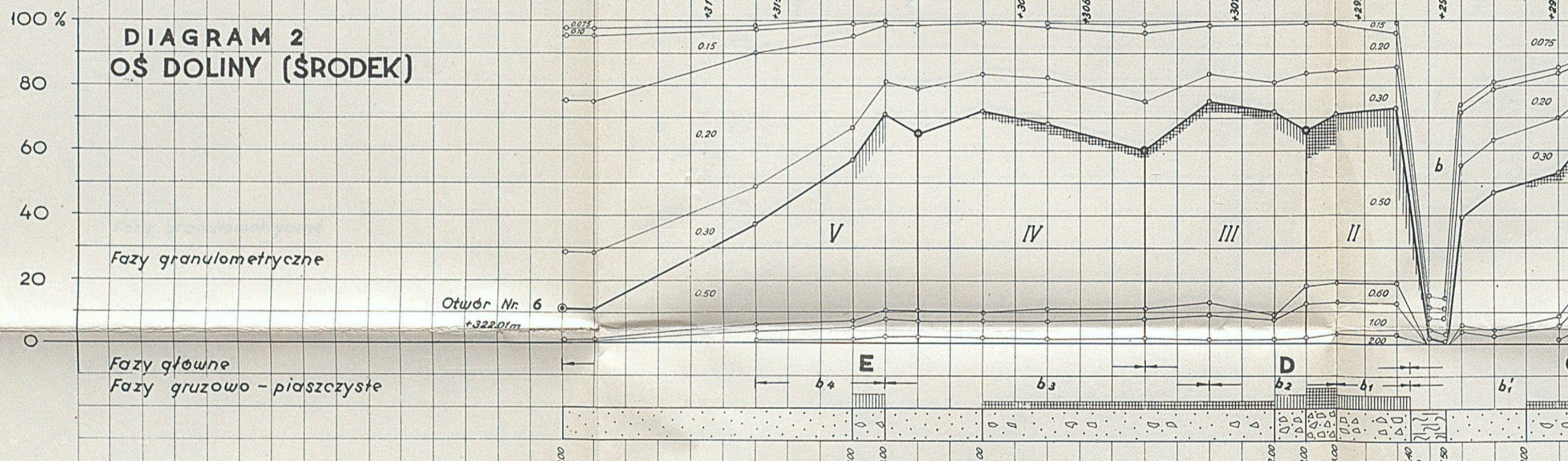
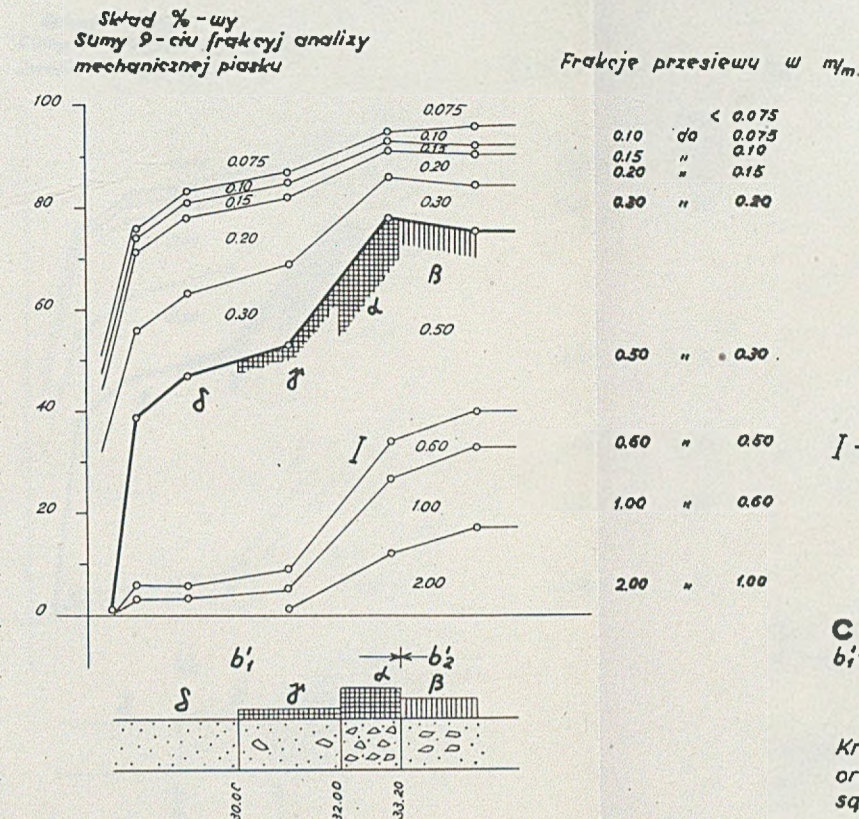
- 1 — piaski
- 2 — piaski z niewielką domieszką materiału gruzowego
- 3 — piaski ze znaczną domieszką materiału gruzowego
- 4 — martwice wapienne
- 5 — mułki i ropy

PRZEKROJE PODŁUŻNE

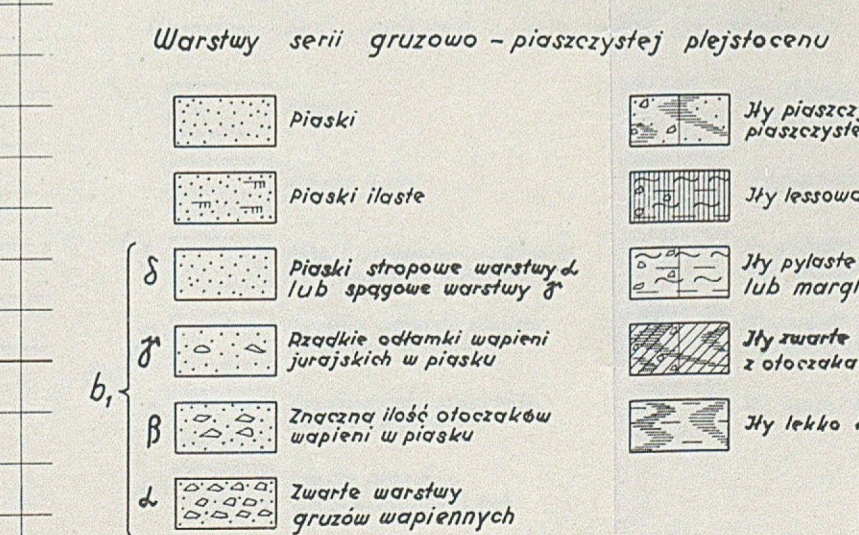


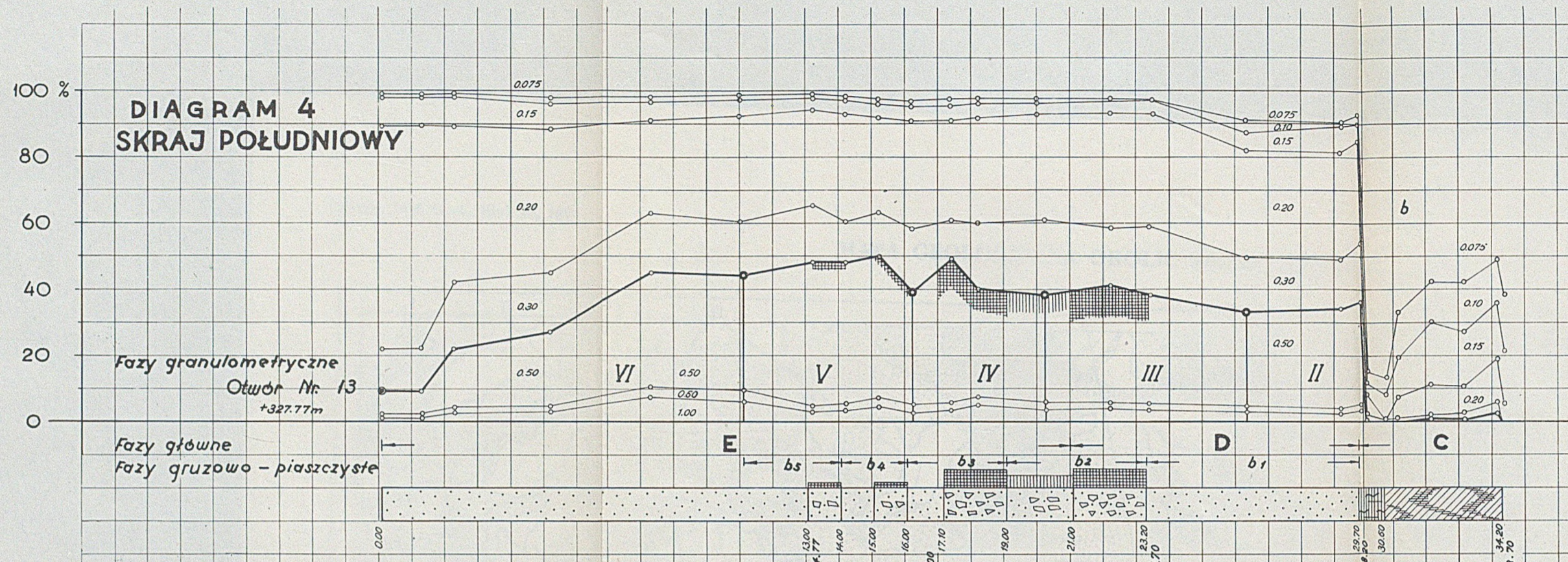


OZNACZENIA DO KRZYWEJ GRANULOMETRYCZNEJ

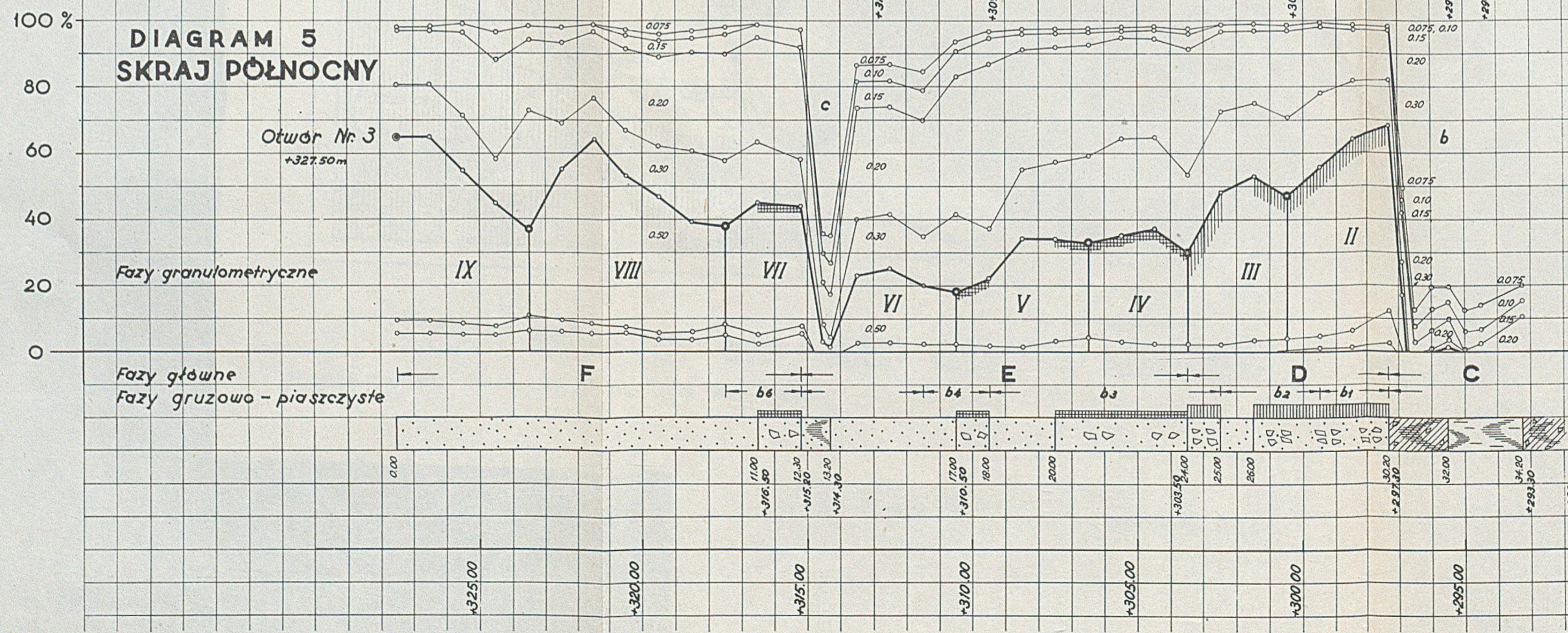
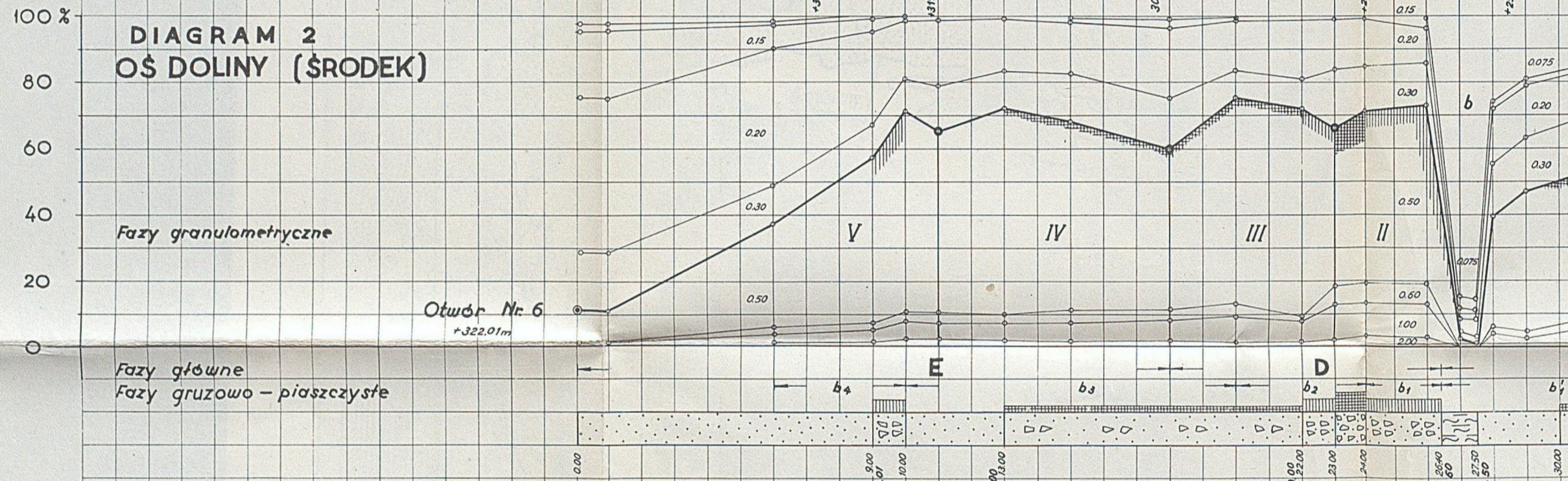
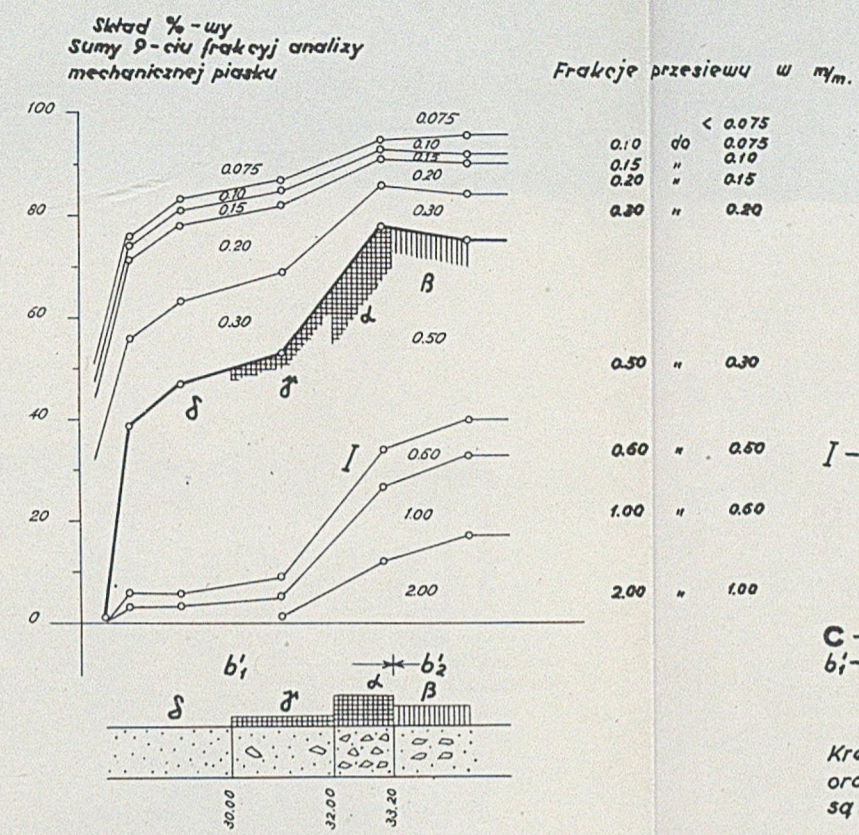


OZNACZENIA DO PRZEKROJU GEOLOGICZNEGO





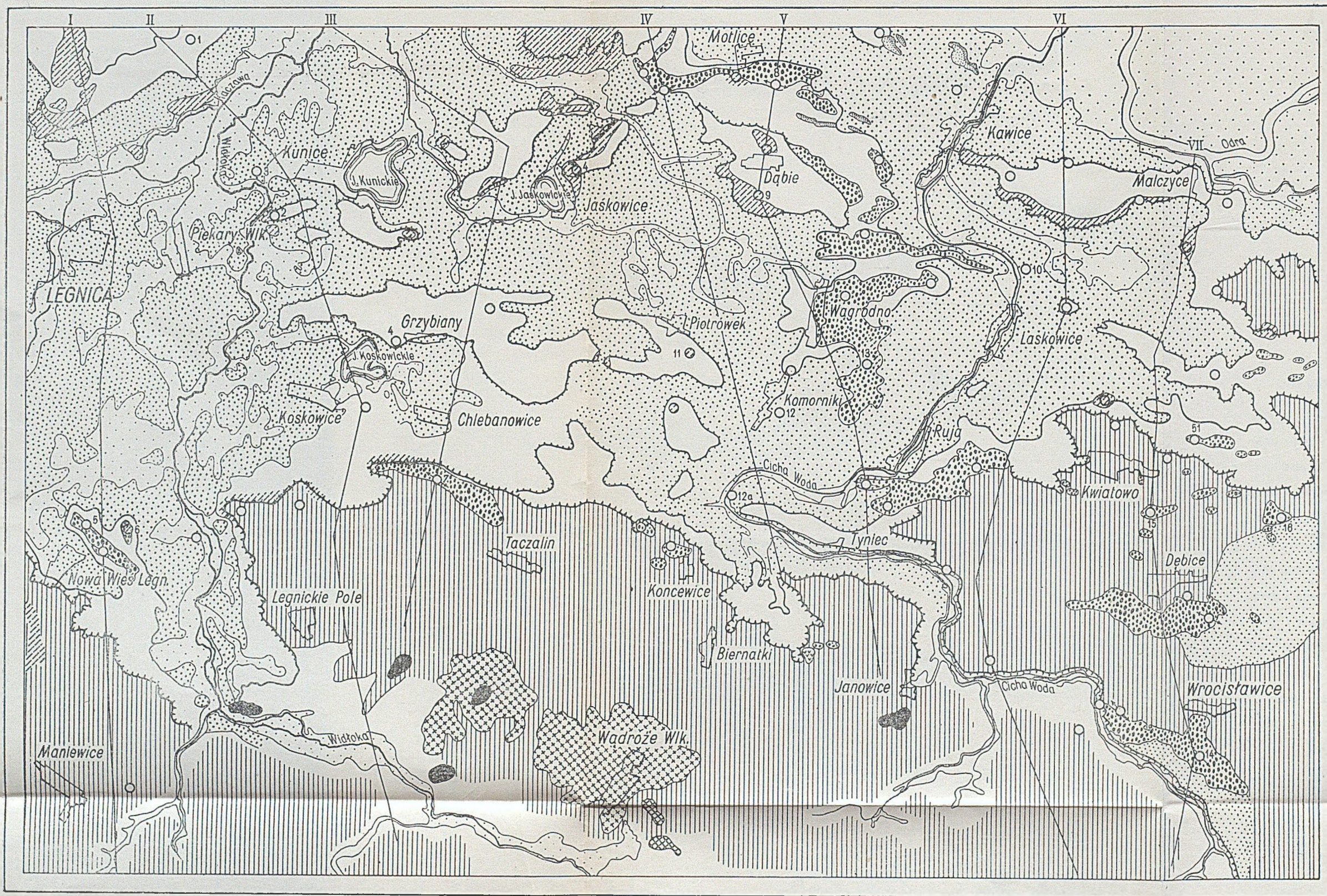
OZNACZENIA DO KRZYWEJ GRANULOMETRYCZNEJ



OZNACZENIA DO PRZEKROJU GEOLOGICZNEGO

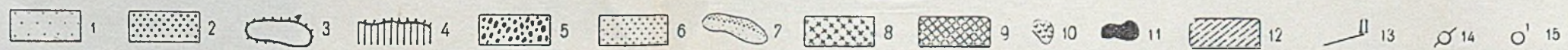
- Warstwy serii gruzowo-piaszczystej plejstocenu
- Piaski
 - Iły piaszczyste i słabo piaszczyste
 - Piaski ilaste
 - Iły lessowate
 - Piaski strąpowe warstwy δ lub spągowe warstwy γ
 - Iły pylaste (mulkowate) lub margliste
 - Rzadkie odłamki wapieni jurajskich w piasku
 - Iły zwarte lub plastyczne, z odciekami lub bez nich
 - Znaczna ilość odcieków wapieni w piasku
 - Iły lekko łupkowate
 - Zwarte warstwy gruzów wapiennych

MAPA GEOLOGICZNA OKOLIC ŚRODY ŚLĄSKIEJ

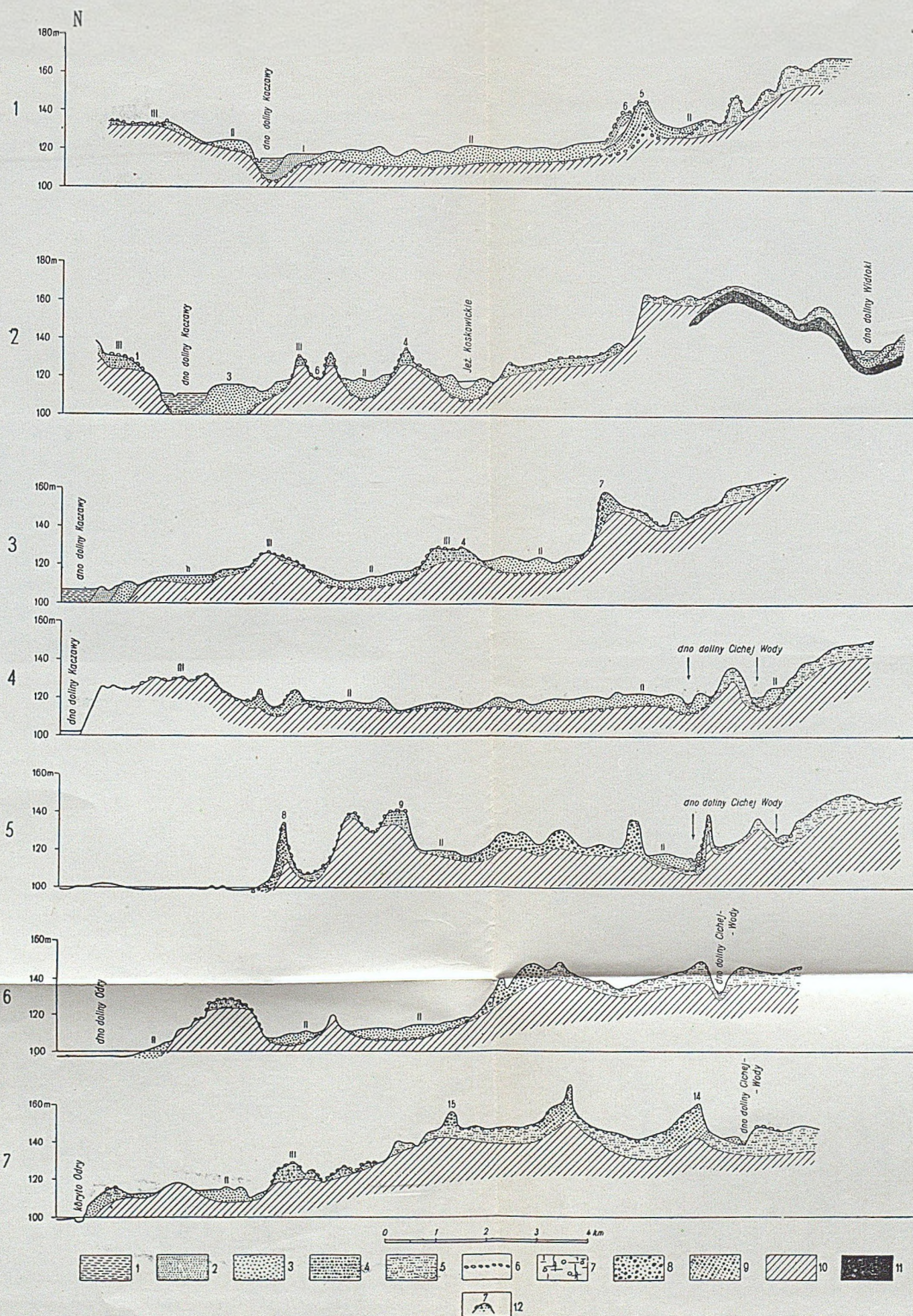


OBJAŚNIENIA

- 1 — piaski tarasu niskiego i aluwia
- 2 — żwiry tarasu średniego
- 3 — resztki erozyjne tarasu wysokiego i wysoczyzny lodowcowej
- 4 — wysoczyzna lodowcowa
- 5 — moreny czołowe
- 6 — piaski sandrowe
- 7 — wydmy
- 8 — granitognejsy
- 9 — łupki staro-paleozoiczne
- 10 — kwarcyty
- 11 — bazalty
- 12 — ily niebieskie
- 13 — linie przekrojów (na tabl. X)
- 14 — bieg spiętrzenia
- 15 — numer odsłonięcia



PRZEKROJE GEOLOGICZNE OKOLIC ŚRODY ŚLĄSKIEJ



OBJAŚNIENIA

- 1 — aluwia
- 2 — taras niski
- 3 — taras średni — 8—10 m
- 4 — taras wyższy — 20—25 m
- 5 — fluwiogłaciał
- 6 — bruk morenowy
- 7 — glina zwałowa
- 8 — żwiry i głązy moreny czołowej
- 9 — żwiry i piaski spiętrzone
- 10 — skały podłoża czwartorzędu
- 11 — ił niebieski
- 12 — odkrywki opisane w tekście

BIBLIOTEKA GŁÓWNA
Politechniki Śląskiej

P 1214/52