

PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY

BIULETYN 67

---

**Z BADAŃ CZWARTORZĘDU W POLSCE**



P.1214/52.

**TOM 3**

(z 3 tabl., 26 fot. i 48 fig. w tekście)

POD REDAKCJĄ  
EDWARDA RÖHLE

WARSZAWA

Wydawnictwo Państwowego Instytutu Geologicznego

---

1952



**Z BADAŃ CZWARTORZĘDU W POLSCE**

**TOM 3**

(z 3 tablicami, 26 fotografiami i 48 figurami w tekście)

**ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ЧЕТВЕРТИЧНОМУ ПЕРИОДУ В ПОЛЬШЕ**

**ТОМ 3**

(с 3 таблицами, 26 фотографиейми и 48 фигурами в тексте)

**QUATERNARY RESEARCHES IN POLAND**

**VOL. 3**

(with 3 plates, 26 photographies and 48 figures in the text)

**POD REDAKCJĄ EDWARDA RÜHLE**

**WARSZAWA**

**Wydawnictwo Państwowego Instytutu Geologicznego**

---

**1952**



P.1214/52

Rękopis złożono w P. I. G. 20. VI. 1951 r.  
Zatwierdzono od druku 6. VII. 1951 r.  
Dyrektor Naczelny Jan CZARNOCKI

P.240/60

Redaktor Naczelny — dr Stanisław KRAJEWSKI  
Red. Naukowy — mgr Walentyna MIODUSZEWSKA  
Redaktor Techniczny, — Jadwiga WOŁOSZYŃSKA

---

Oddano do drukarni 10. IX. 1951 r. — Druk ukończono w lipcu 1952 r.  
Nr zam. 2210. Nakład 1000 egz. Form. B5. Obj. 25<sup>2</sup>/<sub>8</sub> ark. Papier b/d. kl. V.  
70 g. 70×100 cm.

Drukarnia R. S. W. „Prasa” w Grudziądzu, Plac Wolności nr 5.  
B-3-50489

## SPIS RZECZY

Edward RÜHLE. Znaczenie utworów czwartorzędowych w gospodarce Państwa	5
Andrzej ŚRODOŃ. Ostatni glacjał i postglacjał w Karpatach . . . . .	27
Поздний гляциал и постгляциал в Карпатах . . . . .	70
Last glacial and postglacial in the Carpathians . . . . .	73
Andrzej ŚRODOŃ. Późno-glacialna flora z Dziadowych Kątów koło Grywałdu	77
Поздняя гляциальная флора из Дзядовых Контгов вблизи Грывалда (западные Карпаты) . . . . .	90
Late-glacial flora from Dziadowe Kąty near Grywałd (Western Carpathians) . . . . .	94
Edward RÜHLE. Profil geologiczny utworów plejstocenijskich w Nowinach Żukowskich . . . . .	99
Геологический профиль плейстоценовых отложений в Новинах Жуковских	111
The geological profile of Pleistocene deposits at Nowiny Żukowskie	113
Jadwiga DYAKOWSKA. Roślinność plejstocenijska w Nowinach Żukowskich	115
Плейстоценовая растительность из Новин Жуковских на Люблинской Возвышенности . . . . .	167
Pleistocene flora of Nowiny Żukowskie on the Lublin Upland . . . . .	174
Irena JURKIEWICZOWA. Interglacjał Szczercowa i Dzbanek Kościuszkowskich w świetle nowych danych geologicznych . . . . .	183
Интергляциал Щерцова и Дзбанек Косьцюшковских согласно новым геологическим данным . . . . .	219
The interglacial of Szczerców and Dzbanki Kościuszkowskie in the light of new geological data . . . . .	225
Jan DYLIK. Głazy rzeźbione przez wiatr i utwory podobne do lessu w środkowej Polsce . . . . .	231
Валуны с золотой обработкой и лесовидные отложения центральной Польши	313
Wind worn stones and löess-like formations in middle Poland . . . . .	323
Juliusz GŁODEK i Cecylia WARDEŃSKA. Bibliografia czwartorzędu Polski w literaturze obcej . . . . .	333
Библиография четвертичных отложений Польши в иностранной литературе	402
Bibliography of Poland's Quaternary in the foreign literature . . . . .	404



Edward RÜHLE

## **ZNACZENIE UTWORÓW CZWARTORZĘDOWYCH W GOSPODARCE PAŃSTWA**

(z 1 tabl. i 5 fig. w tekście)

### **Streszczenie**

Znaczenie surowców powstałych w czwartorzędzie w wielkim stopniu wzrosło w ostatnim czasie i wysunęło się na jedno z poważniejszych miejsc w gospodarce Państwa. Utwory czwartorzędowe bowiem mają wartość gospodarczą nie tylko jako surowce budowlane, drogowe, ceramiczne, energetyczne i niektóre surowce specjalne, ale mają też duże znaczenie w zakresie zaopatrzenia przemysłu i osadnictwa w wodę; wiążą się z nimi wreszcie liczne zagadnienia geologii technicznej, agrogeologii i planowania przestrzennego.

### **WSTĘP**

Znaczenie surowców mineralnych wraz z postępem uprzemysłowienia kraju systematycznie wzrasta. Bardzo poważną rolę zarówno co do zakresu jak i ilości odgrywają złoża, które powstały w czwartorzędzie. Jakkolwiek nie są to surowce kluczowe, to jednak w wielu różnorodnych dziedzinach gospodarki mają bardzo wielkie znaczenie. Zwłaszcza na Niżu polskim, gdzie brak jest większych wychodni skał starszych, najważniejszym surowcem są skały czwartorzędowe, które w znacznym stopniu zaspokajają lokalne potrzeby.

Wszelkie więc prace związane z jakimikolwiek badaniami utworów czwartorzędowych dają podstawy do dalszych opracowań geologicznych, a w danym przypadku do badań surowców skalnych. W pierwszym rzędzie przeglądowe zdjęcia kartograficzne przygotowują ogólną orientację w regionalnym rozmieszczeniu poszukiwanych surowców. Są to pierwsze wiadomości o złożach, ujęte w przeglądowej skali litologiczno-genetycznej. Dalsze etapy pracy geologów czwartorzędowych ujęte w szczegółowe zdjęcia kartograficzne dostarczają dokładniejszych danych dotyczących złóż.

Przez długi czas nie doceniano znaczenia gospodarczego utworów czwartorzędowych; zainteresowania poszczególnych przemysłów zwracały się ku surowcom o wyższej wartości gospodarczej, takim jak: węgiel, ropa naftowa, rudy itp. Miało to miejsce właśnie w tych regionach, w których utwory czwartorzędowe są bardzo rozpowszechnione i w których zagadnienia poszukiwania surowców budowlanych, ceramicznych i innych nie nasuwały większych trudności.

Obecnie w Polsce w związku z przebudową gospodarczą sprawy surowców mineralnych wysunęły się na jedno z czołowych miejsc, a tym samym stało się aktualne rozwiązanie występowania i zasobów złóż pochodzenia czwartorzędowego. Z utworami czwartorzędowymi bowiem związane jest nie tylko występowanie surowców budowlanych, drogowych, ceramicznych, energetycznych i niektórych surowców specjalnych, ale i różnorodne zagadnienia geologii technicznej, agrogeologii i planowania przestrzennego; wreszcie duże znaczenie mają utwory czwartorzędowe jako zbiornik wód, zaopatrujących przemysł i osadnictwo.

Ponieważ utwory czwartorzędowe występują na ogromnej przestrzeni wynoszącej około 70% powierzchni Polski, należało więc wziąć pod uwagę systematyczne ich opracowanie pod względem kartograficznym, stratygraficznym, petrograficzno-litologicznym, chemicznym oraz ze względu na zachodzące w nich zjawiska dynamiczne, tektoniczne itp. To też w Państwowym Instytucie Geologicznym w bezpośredniej styczności z zagadnieniami utworów czwartorzędowych pracuje poza Wydziałem Geologii Regionalnej szereg wydziałów geologii stosowanej.

W artykule niniejszym, nie wyczerpując ogromnie rozległej tematyki dotyczącej wyzyskania gospodarczego surowców czwartorzędowych, wspomnę tylko o najważniejszych zagadnieniach związanych z badaniem tych utworów.

## **UTWORY CZWARTORZĘDOWE JAKO SUROWCE PRZEMYSŁOWE**

### **SUROWCE BUDOWLANE, DROGOWE I CERAMICZNE**

Jednym z najważniejszych surowców mineralnych pochodzenia czwartorzędowego są materiały drogowe, budowlane i ceramiczne. Surowców tych, użytkowanych w wielkich ilościach do różnorodnych potrzeb gospodarczych, należy poszukiwać i eksploatować je w miejscach położonych najbliżej konsumenta ze względu na koszt transportu tego masowego surowca. Na Niżu polskim, gdzie brak jest większych wychodni skał starszych, będących głównym źródłem materiałów budowlanych i drogowych, najważniejszym surowcem w tym zakresie są skały czwartorzędowe; transport bowiem wysokowartościowych surowców z kamienio-



łomów śląskich, karpackich lub świętokrzyskich połączony jest z dużymi kosztami, wobec czego surowce te pokrywają tylko część zapotrzebowania.

Załączona schematyczna mapka Polski, przedstawiająca rozmieszczenie surowców budowlanych, drogowych i ceramicznych czwartorzędu (tabl. I), wskazuje ogólnie regiony ich występowania.

Głazy narzutowe i żwirowiska. Na czoło surowców drogowych i budowlanych wysuwają się głazy narzutowe i żwirowiska. Zastosowanie ich jest bardzo rozległe: używa się ich w budownictwie dróg kołowych (szosy I i II klasy i drogi brukowane), przy regulacji rzek, w budownictwie urbanistycznym różnego rodzaju itd.

Jak wynika z mapki, najbogatsze pokłady gładów narzutowych i żwirów znajdują się na obszarze zlodowacenia najmłodszego, bałtyckiego, głównie w strefie moren czołowych. Uboższe w owe surowce są obszary zlodowacenia środkowo-polskiego, jakkolwiek młodsza jego faza bogata jest w głazy narzutowe, a szczególnie w żwirowiska. Pokłady żwirowe, a częściowo i gładowe na obszarze Niżu polskiego występują w skupieniach wzgórz moreny czołowej i ozów, a także w niektórych partiach sandrowych, gdzie obok żwiru spotyka się również duże ilości piasku. Głazy rozproszone są również na polach, skąd zbierane są i gromadzone przez ludność, a następnie użytkowane w całości lub jako tłuczeń czy kostka (9).

Na południu kraju skupienia żwirowe występują jako osady w korytach współczesnych dolin rzek górskich i podgórskich oraz na tarasach i stożkach napływowych. W zagadnieniu gładów narzutowych i żwirów obok ich rozmieszczenia ważną rzeczą jest ich charakterystyka petrograficzna. Różnorodność skał jest dość duża i aby odpowiednio zostały wyzyskane, muszą być dokładnie ustalone ich własności fizyczne i skład chemiczny (20). Szczególnie ma to duże znaczenie dla żwirowisk, które mają szerokie zastosowanie w budownictwie betonowym.

Zasoby żwirów i gładów narzutowych nie zostały dotychczas zbadane. Orientacyjna liczba odnośnie do ilości materiału żwirowego z domieszką gładów i piasku przekracza 10 miliardów  $m^3$ . Eksploatacja w zakresie zapotrzebowania zorganizowanego w głównych zjednoczeniach budownictwa urbanistycznego i drogowego wynosi około 50 000 000  $m^3$  rocznie.

Piaski mają różnorodne zastosowanie i stanowią najbardziej pospolitą skałę na Niżu polskim. Występują one w pokładach o różnej miąższości (przeważnie kilkumetrowej), przede wszystkim na ogromnych

przestrzeniach pradolin. Grubość ziarna jest różnorodna; często występują w piaskach żwiry i otoczaki.

Pomimo że zaspokojenie potrzeb gospodarczych w zakresie piasków nie napotyka większych trudności, to jednak istnieją obszary, dla których zagadnienie zasobu piasków jest bardzo poważne. Terenem takim jest Zagłębie Górnośląskie i Wałbrzyskie. W związku z eksploatacją na tym terenie węgla kamiennego wyłoniła się sprawa odpowiedniego materiału podsadzkowego. Obszarem o dużych zasobach piasku są okolice Olkusza — Pustynia Będowska, Wielka i Mała. Obliczone w ostatnich latach zasoby piasku na tym obszarze wynoszą 3 miliardy  $m^3$ . Z przykładu tego widać, że tak, zdawałoby się, pospolity i małe mający znaczenie surowiec, jakim jest piasek, ma wpływ na możliwości eksploatacyjne naszych kopalń węgla (11).

Mniejsze możliwości zastosowania w gospodarce mają — wobec ograniczonego zasięgu — piaski czwartorzędowe „szlachetniejsze“, tj. bardziej czyste, kwarcowe, będące surowcem do produkcji szkła wyrabianego dawniej w mniejszych hutach; piaski tego typu używane bywają także jako piaski formierskie. W takich przypadkach eksploatuje się piaski pochodzące z pokładów międzymorenowych (np. na południe od Rogowa).

Iły i gliny ceramiki czerwonej stanowią odrębną grupę surowców budowlanych. W tym zakresie podstawowe znaczenie mają utwory czwartorzędowe, mianowicie na  $\frac{2}{3}$  obszaru Polski większość cegielń eksploatuje złoża czwartorzędowych iłów i glin ceramicznych. Iły i gliny występują w różnych poziomach i w różnym wykształceniu facjalnym. Najbardziej cennym materiałem ceramiki czerwonej są iły zastoiskowe występujące przede wszystkim w Kotlinie Warszawskiej, Płockiej i na Pojezierzu Mazurskim. Wartościowym surowcem są również iły yoldiowe występujące na północ od Elbląga. Gliny zwałowe, bardzo pospolite na znacznych obszarach Nizy polskiego, są materiałem mniej cennym, jednak bywają również eksploatowane w licznych cegielniach (16).

Odrębny typ surowca ceramicznego stanowi less występujący na południu Polski, głównie na obszarze Wyżyny Małopolskiej. Służy on do wyrobu klinkieru, który jest materiałem używanym do budowy szos w tych okolicach, w których brak jest głazów narzutowych lub kamieniołomów skał starszych.

## SUROWCE POCHODZENIA ORGANICZNEGO

Oddzielną grupę surowców czwartorzędowych stanowią utwory pochodzenia organicznego, a mianowicie:

- łupki bitumiczne
- torfy
- sapropel
- ziemie okrzemkowe
- margle łąkowe

Łupki bitumiczne. Wartość gospodarczą łupków bitumicznych ilustrują najlepiej poniższe analizy chemiczne, wykonane dla rozmaitych złóż tego surowca:

TABELA 1

Składniki	Barkowice Mokre (17)		Wylezin	
	%			
Woda		44,6		11,1
Popiół	26,3	38,3	70,1	73,3
Koksik (pozostałość po suchej destylacji)	12,0		3,2	
Oleje ciężkie	1,8	8,0	}	8,1
Oleje lekkie	3,7			
Parafina	1,4			
Pak	1,1			
Gaz i strata przy prażeniu		9,1		7,5

Jak z powyższej tabelki widać, utwory te, użytkowane dotychczas przygodnie jako materiał opałowy, stanowią przede wszystkim surowiec do przeróbki chemicznej w celu uzyskania paliw płynnych i innych węglowodorów użytecznych.

Łupki bitumiczne znane są w utworach różnego wieku. Na obszarze Karpat i w regionie świętokrzyskim łupki te występują wśród skał paleozoicznych i trzeciorzędowych, natomiast na Niżu polskim są przede wszystkim wieku czwartorzędowego. Obecnie znamy ponad 20 złóż łupków bitumicznych rozsianych na terenie Polski północnej w formie niewielkich soczewek i gniazd. Jednym z typowych jest złożo łupku bitumicznego w Wylezinie, na północ od Ryk. Jak wynika z załączonego przekroju (fig. 1), złożo to ma około 100 m długości przy miąższości dochodzącej do 4,9 m.

Ogólne zasoby łupków bitumicznych w Polsce nie dadzą się ściśle określić. Badania prowadzone na Niziu polskim rok rocznie ujawniają

coraz to nowe miejsca ich występowania. Dalsze prace ustalą ściśle zasoby i rozmiary poszczególnych złóż; niewątpliwie niektóre z nich mogą stanowić obiekt zainteresowania przemysłowego.

Torfy posiadają największe znaczenie gospodarcze wśród utworów czwartorzędowych. Są one używane przede wszystkim jako materiał opałowy, a w znacznie mniejszym stopniu jako surowiec budowlany, ściółka i surowiec do przeróbki chemicznej.

Na obszarze Polski występują przede wszystkim torfowiska niskie, które stanowią około 80% ogólnej ich powierzchni (fig. 2). Pozostałą część stanowią torfowiska wysokie i inne.

Powierzchnia torfowisk w Polsce wynosi 18 491 km<sup>2</sup>, tj. około 6% powierzchni Państwa. Z mapki procentowego rozmieszczenia torfowisk w Polsce widać dużą nierównomierność ich występowania. Mianowicie, zaznacza się w ogólnym zarysie sześć następujących równoleżnikowych pasów:

1. Pas Polski południowej obejmujący Karpaty, Podkarpacie, Sudety, Dolny Śląsk, Góry Świętokrzyskie, gdzie torfy pokrywają mniej niż 1% obszaru;

2. Obszar Wyżyn Południowych, gdzie torfowiska stanowią około 5% powierzchni. W tej strefie na trzech obszarach torfy pokrywają ponad 10 a nawet 20% powierzchni, mianowicie:

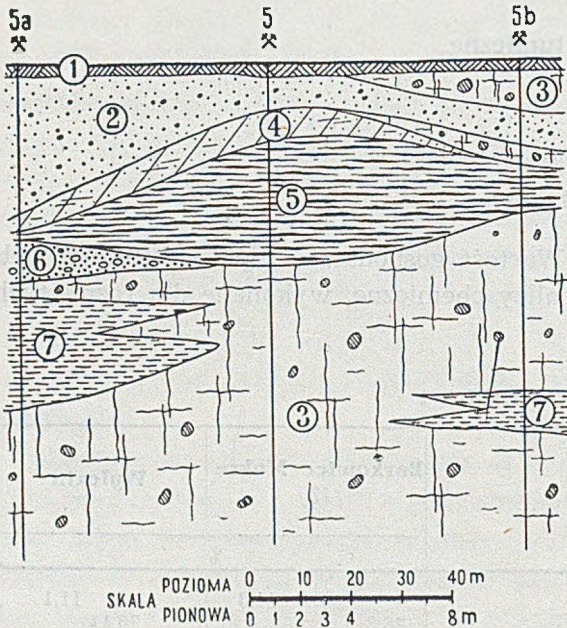


Fig. 1

Przekrój złoża łupku bitumicznego  
w Wylezynie

1 — gleba, 2 — piaski różnoziarniste (częściowo ze żwirem), 3 — glina zwałowa, 4 — glina piaszczysta lub lekko ilasta, 5 — łupek bitumiczny (częściowo gytia), 6 — otoczaki i żwir, 7 — ilt wstępowy i mułek warstwowany.

- a) region wschodnio-lubelski (25%),
  - b) międzyrzecze Warty i Pilicy — okolice między Piotrkowem, Radomskiem i Wieluniem (10%),
  - c) dorzecze Odry (19%).
3. Pas Wielkich Dolin, gdzie torfowiska zajmują 1—5% w dorzeczu Wisły (Nizina Mazowiecko-Podlaska) i 5—10% powierzchni w dorzeczu Odry (Nizina Wielkopolska).

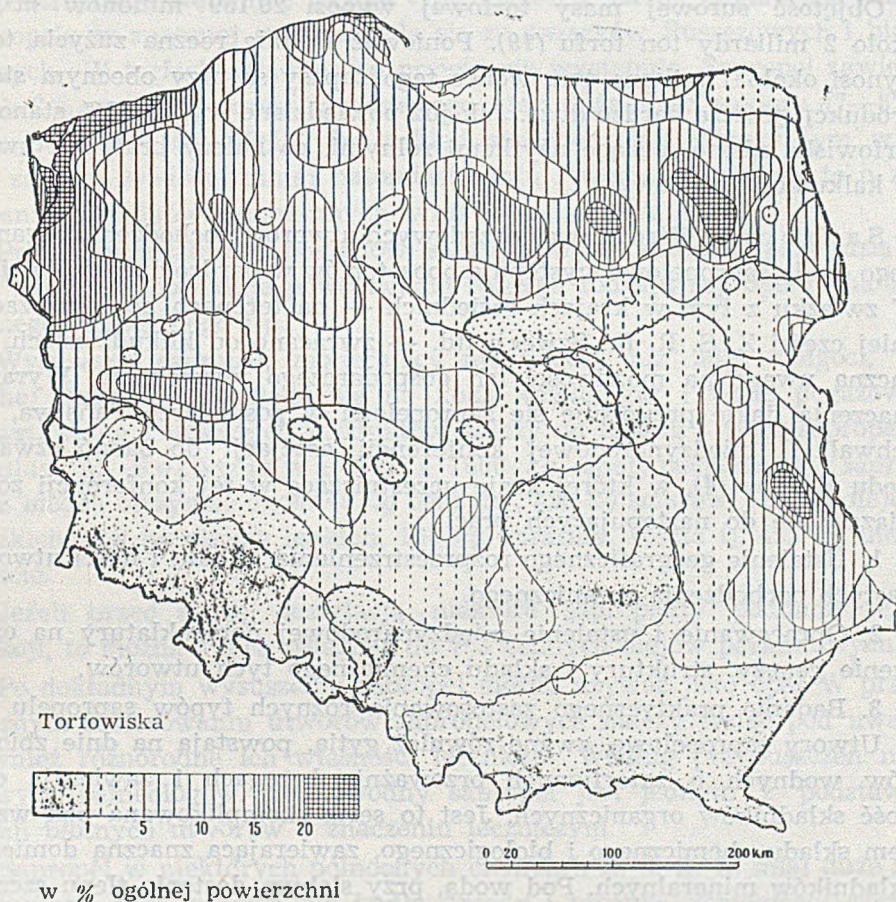


Fig. 2

Schematyczna mapa rozmieszczenia torfowisk w Polsce

- 4. Południowe obszary pojezierzy i sąsiadujących dorzeczy Narwi i Noteci; znajdują się tu największe torfiska ze znacznymi skupieniami w dolinie Biebrzy, Omulewa, Wkry (18—30%), Noteci (12—19,8%);
- 5. Obszary pojezierzy właściwych, na których torfowiska zajmują około 10% powierzchni.

6. Północne krańce pojezierzy: niziny nadbałtyckie z małymi obszarami torfowisk w okolicy Gdańska i Elbląga oraz Słupska (4—6%) i z dużymi torfowiskami w okolicach Węgorzewa, Wejherowa, Szczecina — Stargardu (około 15—25%).

W Polsce północnej zaznaczają się duże różnice między obszarem nad dolną Wisłą i dolną Odrą. Nad Wisłą torfowiska są znacznie mniejsze aniżeli nad Odrą, której dolny odcinek jest silnie zatorfiony.

Objętość surowej masy torfowej wynosi 20 159 milionów  $m^3$ , tj. około 2 miliardy ton torfu (19). Ponieważ średnia roczna zużycia torfu wynosi około 1 miliona ton, wobec tego zapasy są przy obecnym stanie produkcji jeszcze bardzo duże. Jak już powiedziano wyżej, 80% stanowią torfowiska niskie, będące użytkami rolnymi, co należy brać pod uwagę w kalkulacji zasobów.

S a p r o p e l. Wśród czwartorzędowych utworów pochodzenia organicznego osady sapropelowe występują obok torfów w bardzo dużych ilościach. W związku z tym w krajach sąsiednich — na terenach północno-zachodniej części Z. S. R. R., Szwecji itd. — zwracano od kilkadziesiąt lat baczną uwagę na możliwości ich gospodarczego wyzyskania. Wyrazem znaczenia, jakie przypisuje się sapropelowi w gospodarce Państwa, jest uchwała II międzynarodowej konferencji asocjacji do badań czwartorzędu Europy (4), w której kraje uczestniczące w tej konferencji zobowiązały się do następujących prac:

1. Ustalenie geograficznego rozprzestrzenienia, składu i ilości utworów ilastych pochodzenia organicznego.

2. Opracowanie i ustalenie międzynarodowej nomenklatury na oznaczenie genezy, struktury i składu chemicznego tych utworów.

3. Badanie praktycznego zastosowania różnych typów sapropelu.

Utwory sapropelowe, zwane również gytią, powstają na dnie zbiorników wodnych o zatorfionych przeważnie brzegach i zawierają dużą ilość składników organicznych. Jest to seria skomplikowana pod względem składu chemicznego i biologicznego, zawierająca znaczną domieszkę składników mineralnych. Pod wodą, przy słabym dostępie tlenu szczątki organiczne składające się z planktonu i roślin wodnych podlegają długotrwałemu działaniu procesów fizyko-chemicznych i zamieniają się w koloidalną, początkowo zawieszinową, a następnie gromadzącą się na dnie miękką, tłustą masę sapropelu. Głównym jego składnikiem jest detrytus roślinny i zwierzęcy. Składniki bogate w tłuszcz i białko tworzą bezkształtną masę organiczną. W stropowych warstwach sapropel posiada znaczną zawartość wody i tworzy warstwę na pół płynną, zawieszinową. Wraz ze wzrostem głębokości staje się on coraz bardziej zwięzły i na

głębokości kilku metrów przybiera postać utworu warstwowanego o dość zwartej konsystencji. Szczegółowe badania wykazują bardzo drobne warstewki (ułamki *mm*) odpowiadające poszczególnym rocznym seriom sedymentacyjnym (5).

Chemiczny skład sapropelu jest inny aniżeli typowych utworów torfiastych. Domieszka części organicznych jest w nim mniejsza aniżeli w torfie i wynosi przeważnie około 60%. Przy suchej destylacji z sapropelu otrzymuje się smołę innego typu aniżeli z torfu. Organiczna masa sapropelu w znacznej części składa się ze związków tłuszczowych i białkowych. W torfach składniki te prawie nie występują. Sapropel zawiera około 3% azotu pochodzenia zwierzęcego oraz dużą ilość wodoru (7—8%) i węgla (około 55—58%). Im pokład sapropelu jest starszy tym więcej zawiera wodoru, mniej natomiast azotu i węgla. Świadczy to o zanikaniu szczątków organicznych wraz z głębokością.

Proces mineralizacji pokładów sapropelowych zachodzi przy działaniu bakterii i powoduje powstawanie różnego rodzaju sapropelu, jak np. ilastego, wapiennego itp.

Wysuszony sapropel, zawierający nie więcej niż 30% wilgoci, po suchej destylacji rozkłada się na koks, smołę, gaz i wodę pogazową. Powstawanie i ilość tych produktów zależy od składu i typu sapropelu. Według M. Sołowej (21) z 1600 kg smoły pochodzącej z sapropelu można otrzymać około 48 kg benzyny, 320 kg smarów, 160 kg olejów ciężkich, 480 kg olejów lekkich, 160 kg parafiny, reszta tj. 432 kg ulega stracie.

Jeżeli przed suchą destylacją niektóre sapropelity poddamy ekstrakcji, to można z nich osiągnąć do 7% cennych olejów parafinowych.

Po dokładnym wysuszeniu sapropel można używać jako opał. W praktycznym zastosowaniu utworów sapropelowych należy wziąć pod uwagę również różnorodne ich własności lecznicze. Według przypuszczeń niektórych balneologów, słodkowodny sapropel jest jednym z podstawowych błotnych utworów o znaczeniu leczniczym.

Sapropel w niektórych północnych okolicach Z. S. R. R. miał duże zastosowanie jako pokarm dla bydła, trzody i ptactwa domowego; zagadnienie takiego jego zastosowania nie jest jednak jeszcze dotychczas dostatecznie wyjaśnione.

Badania utworów sapropelowych występujących szeroko na terenie północnej Polski — na obszarach dawniej zlodowaconych — zasadniczo jeszcze nie prowadzono, pomimo ich wielkiego znaczenia praktycznego. Sapropel tworzy się w nieckach jezior polodowcowych, gdzie warstwa jego osiąga nieraz 10 m miąższości. Interesującym przykładem osadów

sapropelowych jest złożę Żuchowa pod Lipnem, które odsłoniło się na przestrzeni kilkuset metrów po spłynięciu jeziora i wcięciu się rzeki.

W ostatnich latach można zauważyć zainteresowanie tymi utworami i postęp w ich badaniu.

Ziemia okrzemkowa jest osadem powstałym w środowisku wodnym, posiadającym charakterystyczne cechy fizyczne i termiczne. Jest ona utworem luźnym, łatwo rozcieralnym, koloru białego lub brunatnego, makroskopowo jest podobna do iltu kredowego lub pylastego. W zależności od domieszki pyłu wapiennego lub kwarcowego ziemia okrzemkowa ma charakter mułku wapiennego lub bezwapiennego.

Cechą charakterystyczną ziemi okrzemkowej jest jej lekkość. Ciężar właściwy suchej ziemi okrzemkowej wynosi 0,241, zanieczyszczonej zaś pyłem wapiennym 0,377, po odszlamowaniu 0,206.

Głównym składnikiem jest krzemionka w postaci:

- a) drobnego piasku o ziarenkach średnicy od 0,05 do 2,00 *mm*,
- b) pyłu o średnicy 0,01 do 0,05 *mm*,
- c) krzemionki uwodnionej, rozpuszczalnej w roztworze ługu potasowego lub w roztworze węgla sodowego.

Krzemionka uwodniona składa się ze skorupki okrzemek, a ponieważ jest osadem wód słodkich, zawiera również krzemionkowe igły gąbek słodkowodnych i resztki roślin lądowych i wodnych. Skład chemiczny ziemi okrzemkowej jest następujący:

$SiO_2$ jako piasek i pył	28,27%
$SiO_2$ — rozpuszczalne okrzemki	34,39 „
$Al_2O_3$	4,92 „
$Fe_2O_3$	14,71 „
$CaO, MgO, Na_2O, K_2O$	3,30 „
Strata $H_2O$ przy prażeniu	13,71 „

Ziemia okrzemkowa ma szerokie zastosowanie w przemyśle włókienniczym i farbiarstwie jako surowiec odbarwiający. Przemysł chemiczny użytkowuje ziemię okrzemkową w różnych działach produkcji jako katalizator.

Ziemia okrzemkowa występuje w postaci przeważnie niewielkich soczewkowych złóż utworów trzeciorzędowych i czwartorzędowych. W czwartorzędzie Polski znane są ziemie okrzemkowe z różnych miejsc zarówno z utworów międzylodowcowych jak i postglacialnych. W holoenie są bardzo pospolite w spągu torfów i gleb torfowo-mułowych. Tworzą się one jeszcze obecnie w stawach i jeziorach.



Pomimo dużego zainteresowania ziemią okrzemkową na obszarze Polski znane są i opisane bardzo nieliczne miejsca jej występowania. Podam kilka najciekawszych złóż z dotychczas poznanych.

Najważniejszy pokład ziemi okrzemkowej znaleziono w wierceniu w miejscowości Gaj na północ od Konina. Profil tego ciekawego złoża przedstawia się następująco:

Głębokość	Miaższość	Opis utworu
11,80 — 13,50 m	1,70 m	szara, drobnoziarnista, wapnista ziemia okrzemkowa ze szczątkami roślinnymi,
13,50 — 15,20 „	1,70 „	szara, drobnoziarnista, ilasta ziemia okrzemkowa ze szczątkami skorupiek ślimaków,
15,20 — 16,30 „	1,10 „	oliwkowo-szara, drobnopiaszczysta glina z pojedynczymi północnymi żwirami i resztkami skorupiek ślimaków,
16,30 — 18,50 „	2,20 „	szara, drobnoziarnista glina z pojedynczymi żwirami,
18,50 — 22,20 „	5,90 „	szary, zwięzły piasek marglisty.

Poniżej leżą żwiry pochodzenia północnego.

W profilu tym szczegółowo opracowanym przez F. Hustedta (6) znajduje się 3,4 m miąższy pokład ziemi okrzemkowej, w stropowej warstwie wapnistej. Zasoby tego złoża nie są znane.

Drugi profil, w którym znany jest najgrubszy pokład ziemi okrzemkowej, występuje w Biedrusku pod Poznaniem (otwór 39, wykonany w 1901 r.). Opis jego przedstawia się następująco:

0,0 — 5,1 m	— glina zwałowa,
5,1 — 12,4 „	— piasek drobny, szary, wapnisty z okrzemkami,
12,4 — 17,9 „	— glina zwałowa,
17,9 — 36,2 „	— piasek skaleniowy i żwir,
36,2 i głębiej	— il pstry.

Pokład zawierający okrzemki ma 7,3 m miąższości i według wykonanych przez H. Reichelta oznaczeń zawiera 70 ich rodzajów, z czego większość jest identyczna z opisanymi przez F. Hustedta pod Koninem.

Nieznane do niedawna pokłady ziemi okrzemkowej znaleziono pod wsią Gruszka, na południe od kanału Augustowskiego. Pokłady ziemi okrzemkowej występują tu w postaci kilkudziesięciocentymetrowych warstw w spagu lekko bagnistej gleby.

Od wielu lat znane były pokłady ziemi okrzemkowej w okolicy Otwocka Wielkiego (3), gdzie pod torfami występują utwory gliniaste, po wysuszeniu jasnopopielate, stanowiące pelit okrzemkowy.

Analiza wykazała:

$SiO_2$	30%
Części organiczne	55 „
$H_2O + Fe_2O_3$ i $Al_2O_3$	15 „
$CaO, MgO, Na_2O, K_2O$	ślady

W warstwie tej znajduje się duża ilość okrzemek.

Ziemia okrzemkowa znana jest z wielu miejsc w Warszawie, w utworach plejstocńskiego jeziora, ciągnącego się od Szczęśliwic przez Wołę na Żoliborz (18). Pokłady okrzemkowe znane są pod torfem na głębokości około 10 m na ul. Wolskiej między Karolkową i Płocką. Znane są one również na Żoliborzu w pobliżu ul. Słowackiego. Pokłady ziemi okrzemkowej są tu ilaste, prawie białe, z nieregularnymi rdzawymi plamami w stropie. Leżą one w postaci soczewek i gniazd w piasku o miąższości nie przekraczającej 0,5 m.

W zestawieniu powyższym wymieniłem kilka najlepiej znanych pokładów. Ziemi okrzemkowe w niewielkich soczewkach występują w innych miejscach Polski. Istnieją wzmianki o ich występowaniu w okolicy Gołubia n. Drwęcą, w Łodzi itp.

**M a r g l e łą k o w e.** Pospolitym utworem czwartorzędowym związanym z najmłodszymi utworami, powstającymi w związku z pokładami torfu, jest tzw. margiel łąkowy lub kreda łąkowa. Pokłady kredy łąkowej związane są z działalnością akumulacyjną roślin, a przede wszystkim *Characeae*, które pochłaniają wapno z wody i osadzają wewnątrz swoich organizmów. W stanie mokrym osady te mają charakter tłustej, zwartej masy, w stanie suchym zaś jest to masa mączysta, o charakterze białego pyłu. Domieszka piasku, cząstek ilastych i próchnicy jest bardzo różna w różnych miejscach.

Margle łąkowe mają zastosowanie w gospodarce rolnej ze względu na zawartość węgla wapnia potrzebnego do wapnowania gleb oraz w przemyśle cementowym jako skała wapienna do produkcji cementu. Margle łąkowe występują w Polsce przede wszystkim na pojezierzach, a mianowicie na północy-zachodzie w okolicy Stargardu i Pырzyc (zawierają 70—90%  $CaCO_3$ ), w rozległych bagnistych dolinach rzeki Płony i w sąsiedztwie jeziora Płone i Miedwie (fig. 3), w dolinie Noteci — w okolicach Miastkowa oraz na pojezierzu gdańskim, w okolicy Wejherowa.

Jeden z najgrubszych z dotychczas znanych pokładów kredy jeziornej znaleziono w jednym z otworów wykonanych pod Niedzicą, na północ od Mławy. Profil tego wiercenia w skrócie przedstawia się następująco (10):

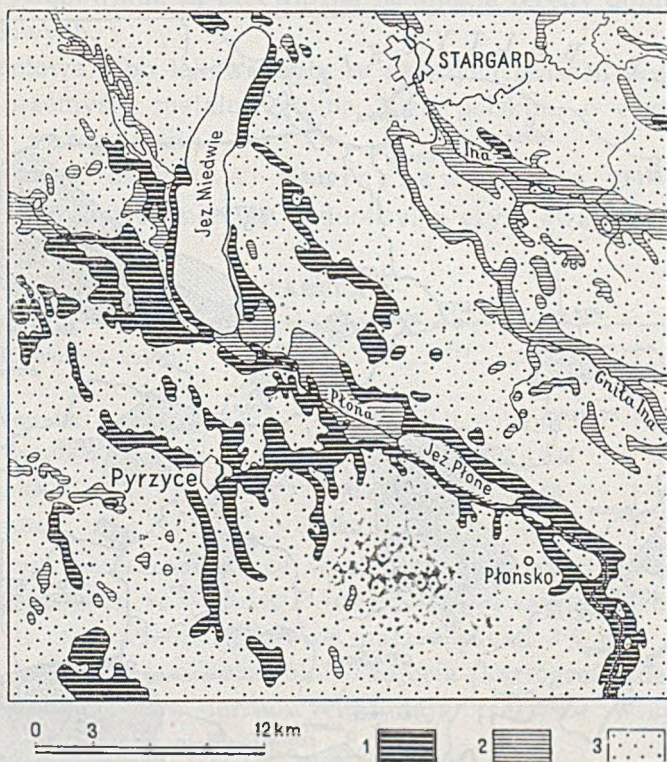


Fig. 3

Szkic charakterystycznych złóż margli łąkowych w okolicy Stargardu na Pojezierzu Pomorskim

1 — margle łąkowe, 2 — torf, 3 — gliny i piaski.

- 0,0— 21,0 m utwory czwartorzędowe, bliżej nieokreślone,
- 21,0— 22,5 „ piasek drobny z gytą,
- 22,5— 25,4 „ piasek ze żwirem z fauną malakologiczną,
- 25,4— 26,4 „ piasek ilasty z gytą,
- 26,4— 44,2 „ kreda jeziorna,
- 44,2— 50,0 „ piasek drobny,
- 50,0—100,0 „ utwory czwartorzędowe bliżej nieokreślone.

Jak wynika z profilu serii interglacjalnej, w Niedzicy występuje 18,2 m miąższy pokład kredy jeziornej, ponad którą znajduje się 5,4 m miąższa warstwa utworów jeziornych.

## SUROWCE METALICZNE

W stropowych warstwach utworów czwartorzędowych zachodzą procesy mineralizacji tlenków żelaza i manganu. W wolnych przestrzeniach między ziarnami piasku magazynują się przede wszystkim tlenki żelaza

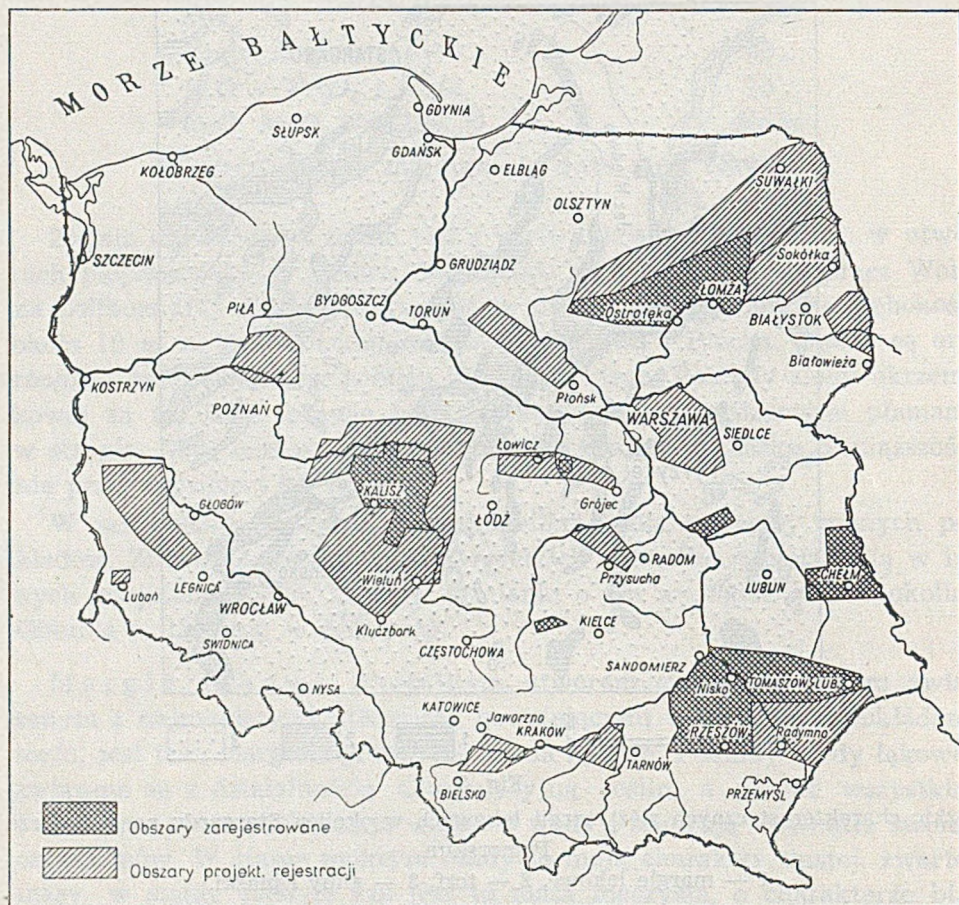


Fig. 4

Schematyczna mapa złóż rudy darniowej w Polsce

tworząc pospolite poziomy orsztynu (rudawca). Warstwa taka zawiera 78—80% piasku, 1—4% tlenku żelaza oraz innych składników, wśród których występuje fosfor. Warstwa ta jest spojona mechanicznie przeważnie mieszaniną wolnych tlenków żelazowych i glinowych. Koncentracja tlenków żelaza w warunkach sprzyjających tworzy różnej wielkości konkrety żelazisto-manganowe. Małe grudki i konkrety rudy darniowej są bardzo pospolite. Miejscami nagromadzenie konkrety że-

żelazisto-manganowych tworzy pokłady dochodzące do kilkudziesięciu *cm* miąższości. Są to przeważnie złoża gniazdowe, rzadko mające charakter pokładowych, utworzone z żelaziaka brunatnego  $Fe_4O_3(HO)_6 = 2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$  o charakterystycznej budowie dziurkowato-gąbczastej. Obszarem występowania są przeważnie podmokłe tereny dolin i pradolin czwartorzędowych.

Rudy darniowe albo łąkowe były w dawnych czasach podstawą chałupniczego przemysłu metalowego na Nizinie polskiej, o czym świadczą liczne zwaliska starego żużla.

Jak wynika z danych A. Białaczewskiego (1) skład chemiczny rud darniowych nie jest jednolity, o czym świadczy kilka załączonych analiz.

TABELA 2

Miejscowość i rejon	<i>Fe</i>	<i>P</i>	<i>Mn</i>
	w %		
Woda Chorzłowska — sandomierski	26,04	1,04	2,04
Biały Bór — sandomierski	33,15	0,698	3,18
Zajączki — kaliski	42,27	3,50	1,00
Kuźnica — kaliski	40,64	3,30	0,81

Z powyższej tabelki widać, że występują dwa typy rud darniowych: ubogie pod względem zawartości *P* (około 1%), a zawierające więcej *Mn* (około 2—3%) oraz wysokofosforowe mające ponad 3% *P*.

Badania geologiczne, a szczególnie zdjęcia kartograficzne rejestrują każde występowanie rud darniowych i dają pierwsze wskazówki dla specjalnych prac rejestracyjnych.

W latach 1931—1939 Państwowy Instytut Geologiczny przeprowadził prace rejestracyjne na obszarze około 15 000 *km*<sup>2</sup>, rejestrując około 526 000 *t* rudy (1). Badania i rejestracja objęły przede wszystkim tereny, które znano z największej ilości rudy łąkowej. Są to obszary dolnego Sanu, Tanwi i Wisłoki, dorzecze środkowej Narwi oraz obszar między Wartą a Prosną, w okolicy Kalisza, Koła i Turka (fig. 4).

Jakkolwiek rejestracja objęła tylko niewielką część Polski, to jednakże wykazała tereny najzasobniejsze. Ogółem zasoby rud darniowych w Polsce według Białaczewskiego (1) przedstawiają się następująco:

Zarejestrowano w latach 1931—1939	526 000 <i>t</i>
zasoby prawdopodobne	2 430 000 „
zasoby przypuszczalne	786 000 „
reszta obszaru Polski	2 550 000 „
Razem	6 292 000 <i>t</i>

Po odjęciu strat wynikłych przy eksploatacji autor ten szacuje zasoby rudy darniowej na około 5 700 000 t.

Roczne wydobycie rudy darniowej do produkcji surówki thomasowskiej wynosi około 31 000 t (1946 r.). W porównaniu z ogólnym zapotrzebowaniem produkcja surówki tej jest stosunkowo niewielka.

### HYDROGEOLOGIA UTWORÓW CZWARTORZĘDOWYCH

Utwory czwartorzędowe, składające się w dużej części z różnoziarnistych piasków i żwirów oraz przepuszczalnych glin i lessów, stanowią dogodne warunki do gromadzenia zapasów wody pochodzącej z opadów. Skąły te stanowią najbardziej zasobną rezerwę wód gruntowych.

Najważniejsze obszary hydrogeologiczne Polski są następujące:

1. Jednym z ważniejszych elementów są stare doliny rzeczne, których szerokość osiąga często ponad 25 km. Wypełniają je 20—40 m miększe warstwy piasków i żwirów różnej grubości (fig. 5). Cykl sedymentacji zbliżony jest do współczesnych osadów rzecznych. Tymi dolinami płyną obecnie na znacznych przestrzeniach współczesne rzeki, a więc Wisła, Warta, Narew i inne. Wody gruntowe płyną w warstwach piasku i żwiru; przykłady tego rodzaju poziomów dają przekroje przez dolinę Widawki i Bugu pod Mielnikiem. Stare doliny rzeczne, jak widzimy na przykładzie Bugu pod Mielnikiem, nie zawsze pokrywają się ze współczesnymi kierunkami odwadniającymi. Głębokie jednak doliny czwartorzędowe stanowią bardzo obfite zbiorniki wodne.

2. Drugim obszarem obfitych wód gruntowych są utwory fluwioglacjalne, zbliżone swymi warunkami do wyżej wymienionych. Piaski obszarów fluwioglacjalnych są grubsze, a także występują tu w dużych ilościach żwiry.

3. Obszary równin morenowych, zbudowane przeważnie z glin zwałowych o różnej miąższości, mają poziomy wodne mniej obfite i występujące w warstwach piasków pokrywających utwory morenowe, lub w piaskach, a czasem w żwirach spoczywających pod moreną lub między morenami.

4. Strefa czołowo-morenowa ma najbardziej skomplikowane poziomy wodne związane z dużym urozmaiceniem budowy geologicznej i rzeźby terenu.

Z tego ogólnego przeglądu stref hydrogeologicznych Polski widać, jak poważne znaczenie mają zasoby wodne znajdujące się w utworach czwartorzędowych. Na obszarach pokrytych tymi osadami istnieje około 80% wsi, które czerpią z nich wodę.

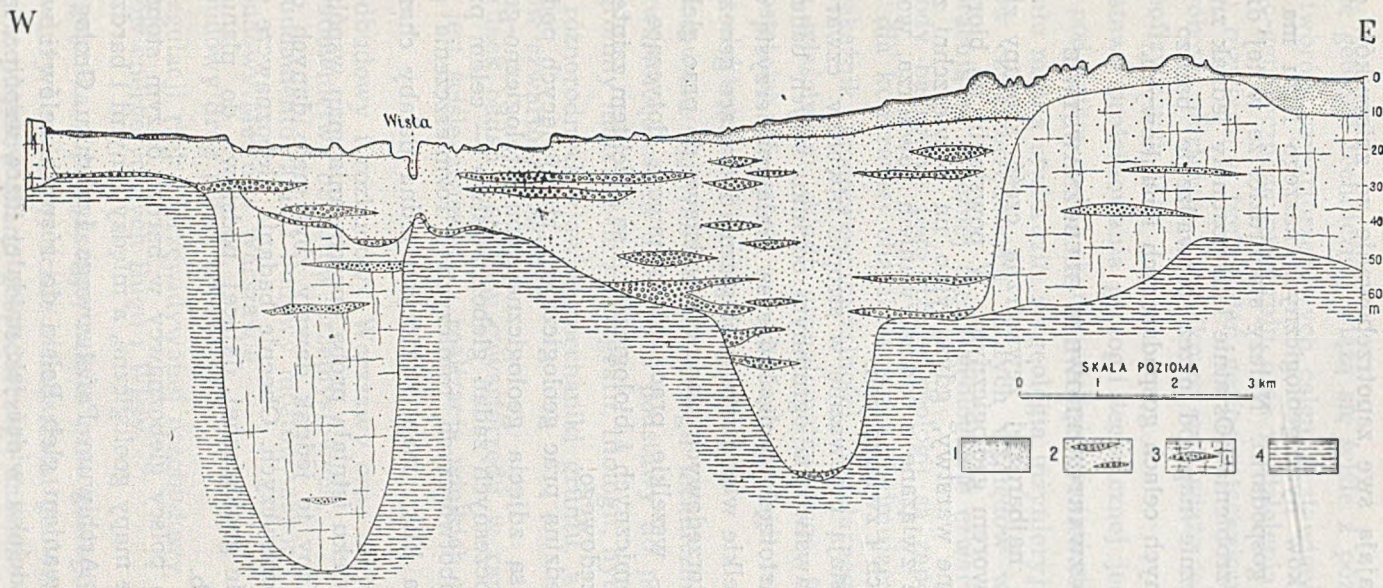


Fig. 5

Schematyczny przekrój pradoliny Wisły na południe od Warszawy  
 1 — gleba i piaski wydymowe, 2 — piaski rzeczne z warstwami żwiru, 3 — glina  
 i piaski zwałowe z warstwami rzeczno-lodowcowymi, 4 — ily i mułki pliocenu.

Małe i średniej wielkości miasta, jak również i niektóre części większych miast, zaspokajają swe zapotrzebowanie ze zbiorników czwartorzędowych.

Znajomość warunków hydrogeologicznych naszego Nizu ma podstawowe znaczenie dla gospodarki. Należy stwierdzić, że w tej dziedzinie jest jeszcze dużo do zrobienia. Ostatnie lata posunęły jednak znajomość tych zagadnień znacznie naprzód przez prowadzenie bardzo licznych wierceń w różnorodnych celach gospodarczych i naukowych.

#### UTWORY CZWARTORZĘDOWE W GLEBOZNAWSTWIE

Gleba stanowiąca najbardziej zewnętrzną część skorupy ziemskiej jest najmłodszym utworem geologicznym. W powstaniu jej biorą udział najbardziej zewnętrzne warstwy, gdyż tylko na powierzchni zachodzą procesy glebotwórcze związane z oddziaływaniem powietrza, wody oraz organizmów roślinnych i zwierzęcych.

Gleby Polski powstają przeważnie w stropie utworów czwartorzędowych i stąd gleboznawstwo na ogromnym odcinku swych badań styka się z utworami czwartorzędowymi, które są skałą macierzystą dla różnego typu gleb. Wszelkie więc prace geologiczne dotyczące genezy i litologii utworów czwartorzędowych stanowią podstawę do prac gleboznawczych i odwrotnie — wszelkie prace gleboznawcze dotyczące zjawisk i procesów fizyko-chemicznych i biologicznych są obiektem zainteresowania geologa czwartorzędowego.

Bardzo ważną dziedziną prac geologicznych, stanowiących podbudowę dla gleboznawstwa, są zdjęcia geologiczne typu litologiczno-genetycznego. W ujęciu nowoczesnych zadań gleboznawstwo — celem przedstawienia warunków glebotwórczych, rolniczych i rozmieszczenia gleb — wymaga sporządzenia kilku map, z których jedna dałaby charakterystykę geologiczną.

Na początku XX wieku istniała próba opracowania map wspólnych — agrogeologicznych. Mapy te jednak dawały zbyt mało danych dotyczących zagadnień gleboznawczych. Obecnie badania gleboznawcze opierają się na odrębnej mapie geologicznej, dającej podstawę do planu pracy i charakterystyki gleb.

W ostatnich latach polscy gleboznawcy w bardzo dużym stopniu wykorzystywali wszelkie mapy geologiczne, a między innymi i bardzo liczne mapy rękopiśmienne Archiwum Państwowego Instytutu Geologicznego, w związku z opracowaniem gleb Polski do różnych celów i w różnej skali. Na tym więc odcinku widać jak najdalej idącą współpracę gleboznawców i geologów, a szczególnie geologów czwartorzędowych.



**GEOLOGIA TECHNICZNA A UTWORY CZWARTORZĘDOWE**

Prace geologii technicznej wiążą się ściśle z poznaniem genezy i litologii utworów czwartorzędowych celem zestawienia szczegółowego litologiczno-genetycznego przekroju oraz wydzielenia typów genetycznych. W celu rozwiązania tych zadań geologia techniczna stosuje na szeroką skalę roboty wiertnicze i szybikowe oraz wiąże je z rezultatami pomiarów geofizycznych (8).

Podstawą projektowania geologii technicznej jest zdjęcie szczegółowe terenu pod kątem cech i charakterystyki geotechnicznej.

Śmiało można stwierdzić, że geologia inżynierska to w 80% geologia utworów czwartorzędowych. Z tych względów w ramach tego działu współpracują w znacznej części geolodzy czwartorzędowi.

Metody badawcze tego działu geologii są zapożyczone z mechaniki gruntu dla konkretnej charakterystyki obejmującej: ścisłość, kąt tarcia, wskaźnik wodoprzepuszczalności, kapilarnego podsiąkania wody, ciężaru właściwego, składu granulometrycznego, formy ziarn itd.

W ostatnich 15 latach w badaniach geologii technicznej zastosowano metody elektryczne i fizyko-chemiczne (7).

Zastosowanie ścisłych metod geologii technicznej w badaniach utworów czwartorzędowych dało nowe podstawy do poznania tych utworów oraz ogromny materiał do stratygrafii, litologii, hydrogeologii, glacitektoniki i różnorodnych zjawisk mechaniki gruntu, a w danym przypadku utworów czwartorzędowych.

Kierunek badań i studiów czwartorzędu w ramach geologii inżynierskiej jest ściśle związany z realizacją wielkich planów gospodarczych, a więc:

1. odbudowy i rozbudowy Warszawy oraz innych miast i portów,
2. budownictwa obiektów przemysłowych,
3. fundamentowania i budowy mostów, zapór i tuneli,
4. budowy Metro w Warszawie,
5. budowy dróg i linii kolejowych,
6. regulacji rzek i przewidywanej przebudowy drogi wodnej i obiektów energetycznych Bugu i Wisły.

Jak wynika z powyższego, zakres prac geologii czwartorzędowej jest bardzo duży i związany ściśle z badaniami geologii technicznej, niektóre bowiem z punktów planu gospodarczego znacznie przekraczają rozmiary dotychczasowych tego rodzaju inwestycji w Polsce.

**GEOLOGIA CZWARTORZĘDU A GOSPODARCZE PLANOWANIE REGIONALNE**

Budowa geologiczna, obok innych elementów fizjograficznych, jest jedną z najbardziej ważnych podstaw w przestrzennym rozmieszczeniu gospodarki człowieka. Znajomość więc utworów czwartorzędowych, z którymi życie gospodarcze najczęściej się styka, jest wielce pomocna w planowaniu regionalnym.

Podstawą prac planowania regionalnego są mapy geologiczno-techniczne, które w krajach sąsiednich opracowywane są w różnych skalach (22). Ponieważ planowanie regionalne opiera się na analizie poszczególnych zagadnień, opracowuje się więc mapy gruntowe, hydrogeologiczne, materiałów budowlanych itd.

W opracowaniach kartograficznych ważną rolę odgrywa ocena gruntów z punktu widzenia zadań budownictwa. Większość zadań stojących przed planowaniem regionalnym możliwa jest do rozwiązania w oparciu o dokładną znajomość zagadnień czwartorzędowych.

**L I T E R A T U R A**

1. Białaczeński A. Nasze rudy darniowe. *Hutnik*, t. 15, nr 2. Katowice 1948.
2. Bohdanowicz K. Działalność Państwowego Instytutu Geologicznego w 1938 r. *Państw. Inst. Geol. Biul.* 18. Warszawa 1939.
3. D. St. Pelit diatomowy w Królestwie. *Wszechświat*, t. 4, nr 19. Warszawa 1885.
4. Gams G. O. O sapropelach. *Trudy II Międzynarodowej Konferencji Assocjacji po izuczeniu czertwierticznego perioda Ewropy. Wyp. 4.* Leningrad-Moskwa 1932.
5. Gapajew A. A. Twiordyje goriuczyje iskopajemyje (kaustobiolity). *Gos. Izdat. Geol. Liter.* Moskwa 1949.
6. Hustedt F. Die Diatomeenflora diluvialer Sedimente bei dem Dorfe Gaj bei Konin im Warthegebiet. *Schweizerische Zeitschrift für Hydrologie.* Basel 1948.
7. Inżynierijno-geologiczeskije izsledowanija dla gidroenergeticzeskogo stroitelstwa. *Wszechsoj. Gos. Trest. Hidroenergooprojekt.* Moskwa 1950.
8. Jessen. Einsatz der erdelektrischen Gerätes (Wa Prof. West. V.). *Wehrgeologischer Lehrgang in Heidelberg, 14 bis 20 XII 1940.* Berlin 1941.
9. Kamieński M. Skąły budowlane w Polsce. *Państw. Inst. Geol. Biul.* 57. Warszawa 1949.
10. Kaunkowen F. Diluvium und Tertiär bei Neidenburg in Ostpreussen. *Preuss. Geol. L.-A. Jahrg.* 1921, Bd. 42. Berlin 1923.
11. Kozioł S. Budowa Geologiczna Pustyni Błędowskiej. *Państw. Inst. Geol. Biul.* 65. Warszawa 1952.

12. Krajewski R. Rudy darniowe w Polsce jako podstawa do rozwoju produkcji surówki thomasowskiej. *Hutnik*, t. 12, nr 2 Katowice 1945.
13. Lepikasz J. A. Die Quartärablagerungen der U. S. S. R. und ihre Bedeutung im Sozialistischen Aufbau. Transaction of the II international Conference of the Association on the study of the quaternary period in Europe. *Fasc. I. U. S. S. R. United Geological and prospecting service of U. S. S. R.*
14. Mircink G. F. Die quartären Ablagerungen der U. S. S. R. und ihre Bedeutung in der Staatswirtschaft. Transaction of the II international Conference of the Association on the study of the quaternary period in Europe. *Fasc. I. U. S. S. R. United Geological and prospecting service of U. S. S. R.*
15. Petrowskij D. A. Ob izuczenji inżynierno-geologiczeskich swojstw czetwierticznych otłożenij w swiazi z ekonomiczesko-choziajstwiennymi potrebnostiami strany. *Trudy II Mieždunarodnoj Konferencji Assocjacji po izuczenju czetwierticznego perioda Europy*. Wyp. IV, pp. 90. Leningrad-Moskwa 1932.
16. Pawłowicz K. Cegielnictwo — wyroby cegielniane i materiały surowe. Warszawa (ok. 1920).
17. Różycki S. Z. Interglacialne łupki bitumiczne w Barkowicach Mokrych pod Sulejowem. *Państw. Inst. Geol. Biul.* 29, Warszawa 1947.
18. Różycki S. Z. Interglacja Żoliborski. *Tow. Nauk. Warsz. Posiedz. Wydz. III. Sprawozd.* t. 21. Warszawa 1929.
19. Rühle E. Torfowiska w Polsce (wiadomość tymczasowa). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 42. Warszawa 1948.
20. Skalmowski W. Naturalne materiały kamienne w budownictwie drogowym ze szczególnym uwzględnieniem materiałów krajowych. *Drog. Inst. Bad. przy Polit. Warsz.* Warszawa 1937.
21. Sołowjew M. M. Problemy sapropela w S. S. S. R. *Akad. Nauk. S. S. S. R.* Leningrad 1932.
22. Zebera K. Geologie v plánování oblasti a sídlišt. *Geotechnica. Sbirka prací z praktické geologie. Stát. Geol. Ust. ČSR.* Svaz, 3. Praha 1947.



Andrzej ŚRODOŃ

## OSTATNI GLACJAŁ I POSTGLACJAŁ W KARPATACH

(z 4 fig. w tekście)

### Streszczenie

Autor opisuje szczegółowo kopalną florę z doliny Ziembówki koło Pcimia i stwierdza, że pochodzi ona z interstadiału oryńskiackiego ostatniego zlodowacenia. Przeprowadza rewizję stratygrafii dawniej opisywanych utworów plejstocenijskich i niektórych holocenijskich. Swą koncepcję o istnieniu oryńskiackiego interstadiału w zachodnich Karpatach autor opiera na analizie kopalnej flory z Ziembówki, Kątów i Sciejowic. Rozpatruje karpackie flory subfossilne znajdujące się w stożkach napływowych i w spągu tarasu aluwialnego i wiąże ich powstanie z subatlantyckim wzrostem wilgotności klimatu.

### WSTĘP

Badania nad czwartorzędem Karpat, prowadzone od wielu lat przez cały szereg uczonych, doprowadziły do nagromadzenia stosunkowo dużego materiału faktycznego, który już dziś może stać się podstawą do regionalnej syntezy. Pierwszą tego rodzaju próbę w oparciu głównie o materiał i kryteria geograficzno-geologiczne przy uwzględnieniu wyników badań paleobotanicznych dał M. Klimaszewski (18), dostarczając przez konsekwentne przeprowadzenie swoich własnych założeń szerokiej podstawy do dyskusji nad całością zagadnienia. Będzie też — moim zdaniem — dziś rzeczą pożyteczną, jeśli do dyskusji tej zostanie włączone krytyczne opracowanie dotychczasowych oraz niektórych nowych wyników badań paleobotanicznych nad karpackimi utworami plejstocenijskimi i holocenijskimi. Opracowanie to będzie przeprowadzone na tle szczegółowej analizy profilu geologicznego z doliny Ziembówki, zawierającego w spągu osad plejstocenijski ze szczątkami roślinnymi. Zanim przejdę do właściwego tematu, pragnę w tym miejscu podziękować tym wszystkim osobom, które przez swą pomoc umożliwiły wykonanie tej pracy. Panu prof. dr Wł. Szafarowi i dziękuję za oddanie mi do opracowania flory z doliny

Ziembówki, zwrócenie uwagi na ważność karpaccich torfów subfossylnych oraz za opiekę nad całością wykonywanej pracy. Przy analizie osadu z doliny Ziembówki zostały wydobyte liczne szczątki owadzie, których opracowania podjął się prof. dr St. Smreczyński dostarczając cennych wskazówek do interpretacji tego osadu. Prof. Smreczyński wyniki swych badań publikuje osobno w *Staruni*. Wszystkie podane w tej pracy oznaczenia szczątków mchów zawdzięczam memu przyjacielowi doc. dr B. Szafrańowi. Do szczególnej wdzięczności poczuwam się w stosunku do mgr H. Supniewskiej, która przez oznaczenie dużej ilości drewnianych, znalezionych w osadzie z doliny Ziembówki, umożliwiła interpretację tego profilu. Dziękuję również żonie mej, Marii, za wykonanie rysunków zamieszczonych w tej pracy.

Badania były subwencionowane przez Państwowy Instytut Geologiczny, z wyjątkiem kosztów związanych z zebraniem materiału w Łopusznej i z doliny Ziembówki, które zostały pokryte z zasiłku udzielonego mi przez Komitet Fizjograficzny Polskiej Akademii Umiejętności.

#### FLORA Z DOLINY ZIEMBÓWKI

Na wiosnę 1947 r. prof. Wł. Szaffer otrzymał od prof. M. Klimaszewskiego próbkę łu z florą, pochodzącą ze spągu profilu geologicznego, znajdującego się u wylotu doliny Ziembówki do doliny Raby pomiędzy miejscowościami Stróża i Pcim. Wstępne badanie tej próbki dowiodło, iż mamy tu do czynienia z utworem interesującym i zasługującym na szczegółowe opracowanie. W latach 1947 i 1948 zgromadziłem około 800 kg wspomnianego łu do analizy makroskopowej oraz zebrałem próbki do analizy pyłkowej. W wyniku wielomiesięcznych badań otrzymałem w rezultacie dość obfite szczątki roślin w postaci nasion, owoców, szpilek, bardzo licznych drewnianych, mchów oraz szczątki owadzie. Materiał ten w sumie pozwolił na bliższe wniknięcie w strukturę i charakter naszego kopalnego lasu.

#### POŁOŻENIE I OPIS GEOLOGICZNY

Dolina potoku Ziembówki w miejscu, gdzie uchodzi on do Raby (315 m n. p. m.), posiada dobrze zaznaczający się w krajobrazie system trzech nadległych tarasów. Fig. 6 przytoczona z pracy M. Klimaszewskiego (18) daje dobry wgląd w całość wzajemnego ułożenia stożków akumulacyjnych. Owe tarasy odpowiadają — zdaniem Klimaszewskiego — trzem głównym karpaccim pokrywom akumulacyjnym wieku plejstoceńskiego, wiążącym się z trzema okresami lodowymi na ziemiach Polski. Pokrywa I, najwyższa, odpowiada zdaniem tego autora zlodowaceni

covien (Mindel), pokrywa II — zlodowaceniu Varsovien I (Riss), a pokrywa III — zlodowaceniu Varsovien II (Würm). W dalszych naszych rozważaniach zajmować się będziemy wyłącznie pokrywą II, gdyż ta w dolinie Zięmbówki zawiera opisywaną tu florę, oraz pokrywą III. Pokrywa I — najwyższa — jest na razie przede wszystkim zagadnieniem geologiczno-morfologicznym.

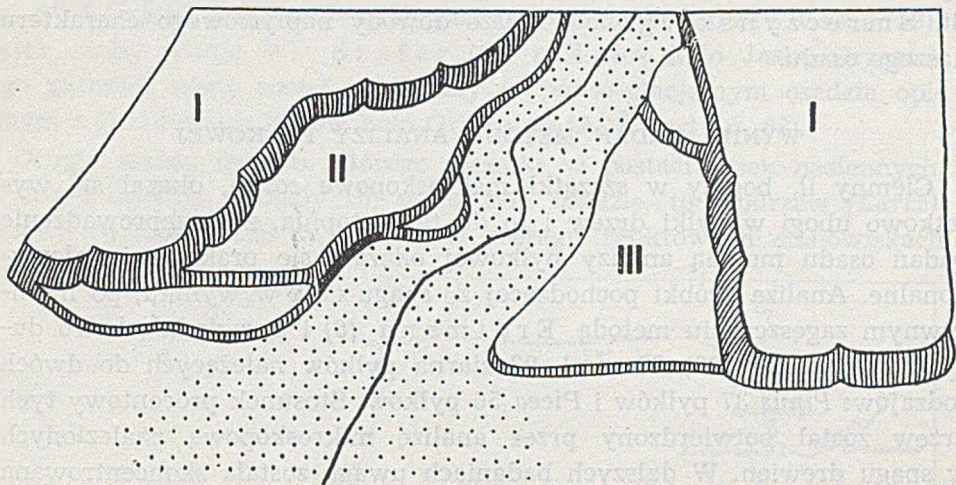


Fig. 6

Rysunek schematyczny stożków napływowych u wylotu doliny Zięmbówki. Po lewej stronie w spągu pokrywy II zaznaczony jest poziom z łem zawierający szczątki roślinne (według M. Klimaszewskiego, 18).

Profil geologiczny stożka średniego (II) z florą w spągu przedstawia się od góry do dołu według M. Klimaszewskiego (18) następująco (w szczegółach profil jest uzupełniony):

- 600 cm — otoczaki i kanciaki ułożone chaotycznie, o średnicy do 50 cm z przewagą 10 — 20 cm, poza tym żwir i piasek gruboziarnisty,
- 20 „ — rdzawy piasek, wkładki ilaste, żwir z otoczakami 2—3 cm,
- 10 „ — łem jasny bez szczątków roślinnych,
- 18 „ — żwir z rdzawym piaskiem,
- 82 „ — łem ciemnopopielaty, lekko piaszczysty, ze szczątkami roślin i owadów,
- 3 „ — żwirowata wkładka,
- 45 „ — łem ciemnopopielaty, lekko piaszczysty, ze szczątkami roślin i owadów,
- 50 „ — warstwowane piaski i żwiry żelaziste. Strop tego utworu leży na poziomie potoku.

Interesujący nas tu przede wszystkim ów niewarstwowany, ciemnopielaty il ze szczątkami roślin i owadów, o miąższości około 130 cm, przedstawia się w całości dość jednolicie. Jest to osad najprawdopodobniej nie utworzony *in situ*, lecz wtórnie w tym miejscu złożony. Dowodzi tego układ warstw w profilu geologicznym oraz flora, która jest typu leśnego pozbawionego zupełnie gatunków wodnych. Znikoma ilość znalezionych pyłków roślin oraz uszkodzenia szczątków owadzich stwierdzonych przez St. Smreczyńskiego oto dalsze dowody napływowego charakteru naszego osadu.

#### WYNIKI BADAŃ METODĄ ANALIZY PYŁKOWEJ

Ciemny il, bogaty w szczątki makroskopowe roślin, okazał się wyjątkowo ubogi w pyłki drzew i to do tego stopnia, że przeprowadzenie badań osadu metodą analizy pyłkowej okazało się praktycznie niewykonalne. Analiza próbki pochodzącej ze spągu dała w wyniku, po intensywnym zagęszczaniu metodą Erdmanna (6) i przegładnięciu 16 dużych preparatów (26×22 mm), 93 ziarna pyłków należących do dwóch rodzajów: *Pinus* 37 pyłków i *Picea* 56 pyłków. Stosunek procentowy tych drzew został potwierdzony przez analizę mikroskopową znalezionych w spągu drewnien. W dalszych badaniach uwaga została skoncentrowana na oznaczaniu szczątków makroskopowych.

#### WYNIKI OZNACZEŃ SZCZĄTKÓW MAKROSKOPOWYCH

Próbki do analizy makroskopowej zostały pobrane jedynie z trzech poziomów, które nadal będziemy nazywali: spąg, środek, strop. Ilości pobranego materiału z tych trzech miejsc były mniej więcej jednakowe. Po przepłukaniu całości materiału wydzielono 3 grupy oznaczalnych szczątków, a mianowicie: szczątki roślin kwiatowych, mchów oraz szczątki owadów.

#### Szcątki roślin kwiatowych

Spośród wielu szczątków wydobytych z ładu oznaczono tylko 24 rodzaje i gatunki roślin kwiatowych (tabela 5, str. 38). Ilość szczątków oznaczonych pod względem gatunkowym jest niewielka, co w pewnej mierze utrudnia bardziej szczegółową analizę. Niemniej jednakże, gdy się uwzględni oznaczone mchy oraz wyniki analizy anatomicznej drewnien, można sobie wyrobić niezły pogląd na charakter całości naszej flory kopalnej.

Wśród bardziej interesujących roślin należy przede wszystkim wymienić limbę (*Pinus cembra* L.), której 10 kawałków drewna zostało



stwierdzonych w spągowej i środkowej części osadu. W Karpatach zachodnich limba rośnie dziko jedynie w Tatrach u górnej granicy lasu (średnio na wysokości 1550 m) i powyżej. Wyjątkowo niskie stanowisko tego drzewa notował K. D o m i n (1) na wysokości 945 m na Ptasiowych Turniach w Tatrach Bielskich, najwyższe zaś znane jest z doliny Jamnickiej na wysokości 1780 m (J. D o s t a l, 2). Z osadów plejstocenijskich południowej Polski drewno limby było podane z Ludwinowa (A. Ż m u d a, 68) i jaskini Jerzmanowickiej pod Ojcowem (A. K o z ł o w s k a, 22). Pyłek limby notuje Wł. S z a f e r (57) z Roztok koło Jasła. Orzeszek tego gatunku sosny został znaleziony w późno-glacialnym osadzie opisanym z Dziadowych Kątów koło Grywałdu (A. Ś r o d o Ń, 62).

Drugie ważne drzewo, którego szczątki w postaci łusek nasiennych, szpilek i drewna znalazły się w naszym osadzie, to modrzew (*Larix*). Drzewo to rośnie dziś w Polsce na szeregu reliktowych stanowiskach

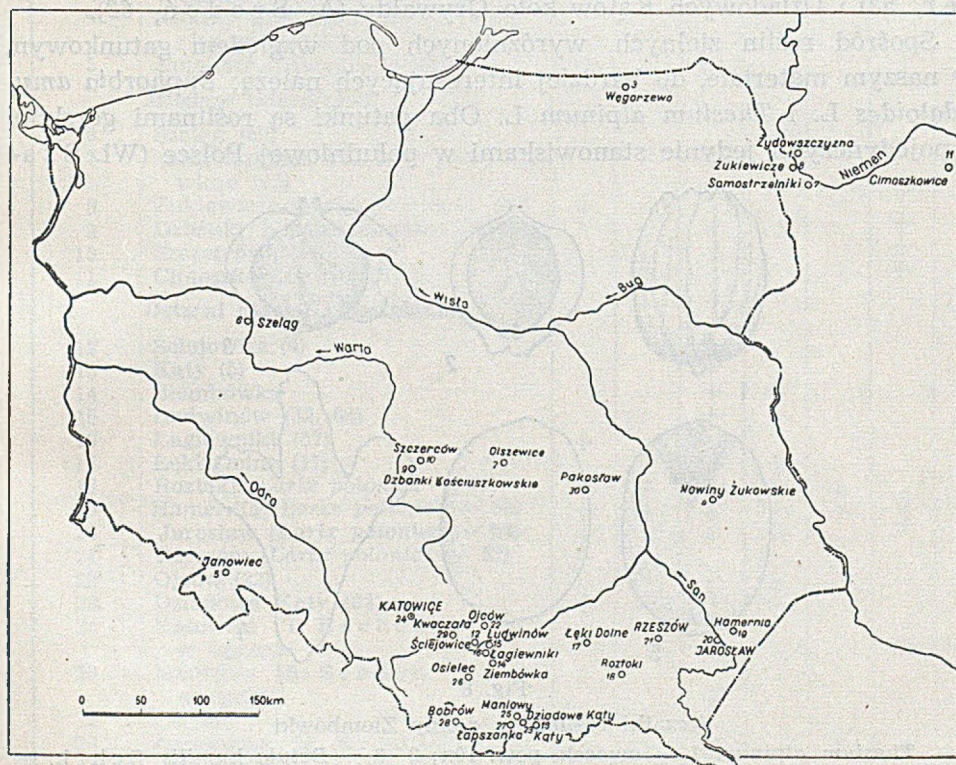


Fig. 7

Rozmieszczenie kopalnych (plejstocenijskich i holocenijskich) stanowisk modrzewia (*Larix*) w Polsce, łącznie z niektórymi stanowiskami na terenie krajów przyległych (liczby na mapce odpowiadają liczbom podanym przy stanowiskach w zestawieniu na tabeli 1, str. 33).

na Niżu oraz w Karpatach i Tatrach. Kopalne szczątki modrzewia zawierają niemal wszystkie znane profile plejstoceńskie z Podkarpacia i Karpat opracowane pod względem paleobotanicznym (tabela 1 i fig. 7). Z miejscowości Biały Potok koło Rużomberku (Słowacja) opisuje F. Nemejc (40) szyszkę i szpilki modrzewia (*Larix decidua* Mill.) znalezione w plejstoceńskim trawertynie.

Brzoza niska (*Betula humilis* L.) została stwierdzona w dolinie Ziemkówki w postaci licznych, najczęściej niewykształconych orzeszków w środkowej i stropowej części ilu. Krzew ten nie rośnie dziś w Karpatach polskich, na Niżu jest dość częsty w północnej Polsce, a paroma reliktowymi stanowiskami (na torfowiskach) sięga niemal po brzeg karpacki (Puszcza Niepołomska, okolice Sambora). Kopalne stanowiska brzozy niskiej znane są z osadów ostatniego glacjału i postglacjału z Ludwinowa (A. Żmuda, 68), Staruni (Wł. Szaffer, 50), Hamerni (Wł. Szaffer, 52) i Dziadowych Kątów koło Grywałdu (A. Środoń, 62).

Spośród roślin zielnych, wyróżnionych pod względem gatunkowym w naszym materiale, do bardziej interesujących należą: *Euphorbia amygdaloides* L. i *Thesium alpinum* L. Oba gatunki są roślinami górskimi z pojedynczymi jedynie stanowiskami w południowej Polsce (Wł. Szaffer, 51).

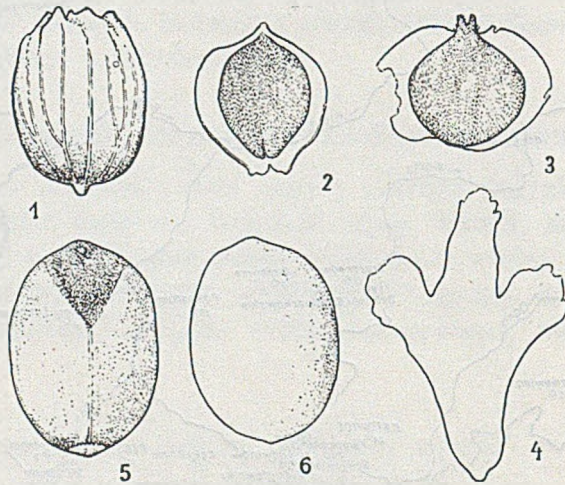


Fig. 8

Szczątki roślinne z doliny Ziemkówki

1 — *Thesium alpinum* L. — owocek, pow. 10x; 2—3 — *Betula humilis* Schrk. — orzeszki, pow. 10x; 4 — *Betula humilis* Schrk. — łuska, pow. 10x; 5—6 — *Euphorbia amygdaloides* L. — nasienie (widok z dwu stron), pow. 10x.

Znalezienie *Euphorbia amygdaloides* w lesie szpilkowym z limbą i modrzewiem oraz świerkiem jako drzewem panującym jest interesujące przede wszystkim dlatego, ponieważ dzisiaj roślina ta jest

uwazana za składnik charakterystyczny lasów bukowych. *Thesium alpinum* L. w Tatrach — roślina regla górnego i piętra kosodrzewiny z predyspozycją do wapienia — sięga po 1969 m (B. Kotula, 21).

TABELA 1

Plejstoceńskie i holocenijskie stanowiska modrzewia (*Larix*) kopalnego na terenie Polski oraz niektóre stanowiska z obszaru krajów przyległych

L. p.		szyszki	nasiona	szpilki	drewno	krotkopędy	pyłek	kwiaty
	<b>Starszy interglacjał</b>							
1	Żydowszczyzna (14)						+	
2	Olszewice (31)			+			++?	
3	Węgorzewo (Angerburg) (24)			+			++?	
4	Nowiny Żukowskie (D y a k o w s k a w oprac.)			+			+	
5	Janowiec (Johnsbach) (48)			+		+	+	
	<b>Młodszy interglacjał</b>							
6	Szeląg (60)						+	
7	Samostrzelniki vel Bohatyrowice (65)						+	
8	Żukiewicze ( <i>Larix sibirica</i> — 61)	+					+	
9	Dzbanki Kościuszkowskie (42)						+	
10	Szczerców (42)						+	
11	Cimoszkowice (10, 27)		+				+	
	<b>Ostatni glacjał i postglacjał</b>							
12	Ściejowice (4)			+				
13	Kąty (5)			+				
14	Ziembówka			+	+			
15	Ludwinów (32, 68)			+	+			
16	Łagiewniki (57)	+						
17	Łęka Dolna (17)				+			
18	Roztoki ( <i>Larix polonica</i> — 59)	+	+	+	+	+	+	
19	Hamernia ( <i>Larix polonica</i> — 52)	+	+	+	+	+	+	
20	Jarosław ( <i>Larix polonica</i> — 53)	+		+	+		+	+
21	Rzeszów ( <i>Larix polonica</i> — 57)	+			+			
22	Ojców (22)				+			
23	Dziadowe Kąty (62)	+			+			
24	Katowice (T. Bocheński, w oprac.)			+				
25	Maniowy (A. Środoń, w oprac.)			+				
26	Osielec					+		
27	Łąpszanka (A. Środoń, w oprac.)			+				
28	Bobrów (45) <sup>1</sup>							
29	Kwaczała (16) <sup>2</sup>							
30	Pakosław (B. Szafran, 1925)						+	

<sup>1</sup> Określenie wieku tego stanowiska problematyczne

<sup>2</sup> Informacje bardzo ogólnikowe

Oznaczone szczątki innych roślin zielnych i krzewów występują z różnym nasileniem w całym materiale, reprezentując na ogół jednolicie typ roślinności leśnej i przyleśnych miejsc otwartych. Nie stwierdzono roślin obcych współczesnej florze na tym obszarze.

Osobnego omówienia wymaga analiza oznaczonych drewnien, które na skutek niemożności przeprowadzenia badań metodą analizy pyłkowej dostarczają istotnej podstawy do wnikięcia w strukturę kopalnego lasu z Ziembówki. H. Supniewska zbadała wyjątkowo dużą ilość materiału, bo aż 1190 drewnien, z tego 560 kawałków metodą anatomiczno-mikroskopową, reszta zaś w ilości 547 drewnien została określona makroskopowo (szpilkowe, wierzby i brzozy). Cały materiał jest zestawiony w tabelach 2, 3, 4, w których istotne i porównywalne wartości wyrażone są liczbami procentowymi.

TABELA 2

Ziembówka. Wyniki analizy mikroskopowej drewnien znalezionych w trzech poziomach łu

Poziomy	<i>Picea</i> sp.		<i>Larix</i> sp.		<i>Pinus cembra</i>		<i>Pinus</i> sp.		<i>Salix</i> sp.		<i>Betula</i> sp.		<i>Fran-gula alnus</i>		<i>Rosa</i> sp.		Ogólna ilość zbadanych okazów
	Ilość okazów	%	Ilość okazów	%	Ilość okazów	%	Ilość okazów	%	Ilość okazów	%	Ilość okazów	%	Ilość okazów	%	Ilość okazów	%	
Strop	23	10,2	6	1,7	—	—	—	—	117	52,0	76	33,8	—	—	3	1,3	225
Środek	34	13,8	4	1,6	4	1,6	—	—	145	59,0	51	20,7	1	0,4	7	2,9	246
Spąg	31	34,8	4	4,5	6	6,7	2	2,3	43	48,3	—	—	3	3,4	—	—	89
Suma	88	15,7	14	2,5	10	1,8	2	0,3	305	54,5	127	22,7	4	0,7	10	1,8	560

TABELA 3

Ziembówka. Wyniki analizy makroskopowej drewnien znalezionych w trzech poziomach łu

Poziomy	<i>Coniferae</i>		<i>Salix</i> sp.		<i>Betula</i> sp.		Ogólna ilość zbadanych okazów
	Ilość okazów	%	Ilość okazów	%	Ilość okazów	%	
Strop	70	24,8	143	50,5	70	24,7	283
Środek	51	21,8	138	59,0	45	19,2	234
Spąg	18	60,0	12	40,0	—	—	30
Suma	139	25,4	293	53,6	115	21,0	547

TABELA 4

Ziembówka. Wyniki analizy mikroskopowej i makroskopowej drewn zalezionych w trzech poziomach ilu

Poziomy	<i>Coniferae</i>		<i>Salix</i> sp.		<i>Betula</i> sp.		<i>Frangula alnus</i>		<i>Rosa</i> sp.		Ogólna ilość zbadanych okazów
	Ilość okazów	%	Ilość okazów	%	Ilość okazów	%	Ilość okazów	%	Ilość okazów	%	
Strop	99	19,5	260	51,2	146	28,7	—	—	3	0,6	508
Środek	93	19,4	283	59,0	96	20,0	1	0,2	7	1,4	480
Spąg	61	51,3	55	46,2	—	—	3	2,5	—	—	119
Suma	253	22,8	598	54,0	242	21,9	4	0,4	10	0,9	1107

#### Szczątki mchów (oznaczył B. Szafran)

Wszystkie stwierdzone mchy (tabela 5) należą zdaniem B. Szafrana do gatunków leśnych, które i dzisiaj w Karpatach są mniej lub więcej częste, a nawet pospolite jak: *Tortella tortuosa*, *Distichium montanum*, *Mnium rostratum* i *Plagiothecium succulentum*. W największej ilości szczątków znaleziona *Tortella tortuosa* jest, podobnie jak i *Distichium montanum*, gatunkiem wapieniolubnym, występującym najchętniej na śródleśnych skałkach.

#### Szczątki owadów (ryjkowców)

St. Smreczyński opracował dostarczony materiał szczątków owadzych dając mi do wglądu i wykorzystania gotowy do druku rękopis (*Starunia*), za co mu serdecznie dziękuję. Na ogólną ilość 109 szczątków owadzych, oznaczonych zostało 68 szczątków ryjkowców należących do 8 gatunków (tabela 5). Z rękopisu St. Smreczyńskiego przytaczam kilku ustępów, które najlepiej charakteryzują znalezioną faunę.

„Cały materiał jest bardzo zniszczony, prawie wszystkie głowy nie mają oczu, inne fragmenty są przeważnie niekompletne, połamane lub popękane, z łusek i owłosienia zachowały się jedynie bardzo nikiłe ślady. Wszystko to wskazuje na intensywne przemieszczanie materiału“.

„Jeżeli faunę z Ziembówki porówna się ze znalezioną w Łękach Dolnych, to różnica jest uderzająca. Tylko 1 gatunek *Otiorrhynchus dubius* występuje tu i tam, natomiast wszystkie inne są zupełnie odmienne.

Odrębny jest też charakter ekologiczny i geograficzny gatunków z Ziembówki. W Łękach Dolnych brakowało właściwie zupełnie fauny pasa lasów... Natomiast w Ziembówce reprezentowana jest wyłącznie fauna pasa lasów, wszystkie występujące tu gatunki związane są z reglem górnym i dolnym, a niektóre, jak *Otiorrhynchus laevigatus* i *O. equestris* schodzą nawet niżej. Pod względem rozmieszczenia geograficznego wszystkie występują i dzisiaj w Karpatach i w większości stanowią najbardziej charakterystyczne elementy ich obecnej fauny. Form wysokogórskich w Ziembówce nie ma, a element boreo-alpejski, w Łękach Dolnych dość silnie reprezentowany, ma w Ziembówce tylko jednego przedstawiciela *Otiorrhynchus dubius*“.

„Fauna Ziembówki jest zatem fauną karpacką; porównanie jej jednak z fauną współczesną tych gór wykazuje pewną bardzo charakterystyczną jednostronność. Uderzający jest przede wszystkim bardzo wysoki procentowy udział gatunków z rodzaju *Otiorrhynchus*. Właściwie do tego rodzaju należą wszystkie gatunki, które dało się oznaczyć i część fragmentów nieokreślonych bliżej gatunków, natomiast do innych rodzajów należały tylko 4 szczątki, wszystkie nieoznaczalne bliżej. W faunie dzisiejszej Karpat rodzaj *Otiorrhynchus* stanowi niewątpliwie element dominujący, ale nie tak wyłącznie jak w Ziembówce, bo oprócz niego spotyka się stale i równie pospolicie przedstawiciele innych górskich rodzajów, jak *Liophloeus*, *Hypera*, *Liparus* i inne“.

„Również porównanie ekologiczne zespołów, do jakich należą gatunki z Ziembówki, uwidacznia charakterystyczne braki. Gatunki reprezentowane w Ziembówce dzielą się pod względem swych wymagań życiowych na dwie wyraźnie odrębne grupy: 1. gatunki żyjące wyłącznie na drzewach (*Otiorrhynchus multipunctatus* i *O. laevigatus*), 2. gatunki występujące tylko w zespołach nadwodnych niskich roślin, głównie *Petasites* i towarzyszących (*Otiorrhynchus kollari*, *equestris*, *kratteri*). Do pewnego stopnia należą do tej grupy *Otiorrhynchus corvus* i *O. obsidianus*, ale najczęściej spotyka się je na drzewach“.

„W pierwszej grupie z Ziembówki, w porównaniu z analogiczną współczesną, uderza brak gatunków najpospolitszych obecnie w Karpatach i występujących w nich dosłownie wszędzie na drzewach szpilkowych: *Otiorrhynchus niger* i *fuscipes*. W drugiej grupie, wśród ryjkowców zespołów nadwodnych, brak takich pospolitych obecnie gatunków, jak: *Phyllobius glaucus*, *Diophloeus schmidtii*, *Hypera ovalis*, *H. velutina*, *Liparus glabrirostris* i innych“.

„Oczywiście wszystkie stwierdzenia negatywne mają w faunistyce z natury rzeczy mniejszą wartość od faktów pozytywnych, ale tym niemniej wspomniane braki są zastanawiające; zadaniem przyszłych badań

będzie też rozstrzygnięcie, czy mamy tu do czynienia tylko z lokalnymi i przypadkowymi czynnikami, czy też z różnicami czasowymi w pojawianiu się w Karpatach poszczególnych gatunków“.

#### OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA FLORY Z DOLINY ZIEMBÓWKI ORAZ ZAGADNIENIE JEJ WIEKU

Na podstawie przytoczonych faktów, a przede wszystkim w oparciu o analizę anatomiczną drewna, ogólną charakterystykę naszej flory kopalnej można przedstawić następująco. Panujący w spągu osadu był chłodny las typu subarktycznego, niezbyt zwarty z uwagi na wysokie procenty występującej wierzby. Był to las świerkowy z domieszką modrzewia, limby i prawdopodobnie sosny zwyczajnej (*Pinus silvestris*) lub kosodrzewiny (*Pinus montana*). W skład tego lasu oraz obficie towarzyszących mu zarośli wierzbowych wchodziły gatunki rodzaju *Rubus*, kruszyna (*Fragula alnus*), bez koralowy (*Sambucus racemosa*), niewielkie ilości brzozy typu *Betula alba* oraz bogata stosunkowo roślinność zielna. Udział modrzewia w budowie tego lasu był — być może — nawet większy, aniżeli to można wyczytać z tabeli, a przyjmuję to na podstawie znanych trudności w odróżnianiu drewna modrzewia od drewna świerka. Za większym udziałem modrzewia przemawia poza tym spora ilość znalezionych szpilek należących do tego rodzaju.

W części środkowej i stropowej osadu zaznacza się wyraźna zmiana w strukturze lasu, związana zapewne z pogorszeniem się warunków klimatycznych. Las szpilkowy zwolna ustępuje, wzrasta natomiast udział wierzby oraz pojawia się brzoza niska (*Betula humilis*) określona gatunkowo na podstawie znacznej ilości znalezionych orzeszków. Uderzający jest brak brzozy niskiej w spągowej części osadu. Wśród roślinności zielnej zmiana ta zaznacza się słabo, a to zapewne dlatego, że większość szczątków została oznaczona tylko pod względem rodzajowym. Niemniej jest rzeczą charakterystyczną, że *Thesium alpinum* — gatunek miejsc otwartych regła górnego i piętra kosodrzewiny — pojawia się masowo dopiero ze zjawieniem się brzozy niskiej. Podobnie ma się rzecz z mchem *Tortella tortuosa*, który jest gatunkiem siedlisk skalnych i śródleśnych.

Bez dalszego mnożenia przykładów górne piętro flory z Ziembówki można określić jako klimatycznie chłodniejsze od piętra dolnego. Stopniowe zanikanie drzew szpilkowych dowodzi ustępowania wysokiego lasu o charakterze subarktycznym. W jego miejsce rozprzestrzeniają się wierzby i brzoza niska sygnalizując przesuwanie się okolic doliny Ziembówki w zasięg klimatu arktycznego. Struktura flory reprezentowanej przez szczątki pochodzące z części środkowej osadu pozwala na przy-

TABELA 5

Z i e m b ó w k a. Szczątki roślin kwiatowych, mchów i owadów (ryjkowce)

	Spąg	Środek	Strop	Razem
<b>Drzewa i krzewy</b>				
<i>Picea excelsa</i> L k., nasiona	1	—	—	1
szpilki	62	7	18	87
drewno	31	34	23	88
<i>Larix</i> sp., łuski nasienne	—	—	1	1
szpilki	17	—	—	17
drewno	4	4	6	14
<i>Pinus cembra</i> L., drewno	6	4	—	10
<i>Pinus</i> sp., drewno	2	—	—	2
<i>Betula „alba“</i> L., owoce	2	—	—	2
łuski	1	—	—	1
<i>Betula humilis</i> Sch r k., owoce,	—	13	76	89
łuski	—	—	17	17
<i>Betula</i> sp., drewno (oznaczone mikroskopowo)	—	51	76	127
<i>Frangula alnus</i> Mill., drewno	3	1	—	4
<i>Rosa</i> sp., drewno	—	7	3	10
<i>Rubus</i> sp., nasiona	5	4	17	26
<i>Salix</i> sp., drewno	43	145	117	305
<i>Sambucus racemosa</i> L., nasiona	—	1	1	2
<b>Rośliny zielne</b>				
<i>Ajuga reptans</i> L., nasiona	1	4	1	6
<i>Alchemilla</i> sp., nasiona	2	2	3	7
<i>Carex</i> sp., liczne owocki (co najmniej 3 gatunki)	—	—	—	—
<i>Compositae</i> , achenia	5	—	4	9
<i>Euphorbia amygdaloides</i> L., nasiona	1	14	8	23
części owocni	1	5	1	7
<i>Euphorbia</i> sp., nasiona	—	—	2	2
<i>Polygonum</i> sp., nasiona	2	2	2	6
<i>Potentilla</i> sp., nasiona (co najmniej 2 ga- tunki)	15	20	10	45
<i>Ranunculus</i> sp., owocki (co najmniej 2 ga- tunki typu <i>R. acer</i> lub <i>R. repens</i> )	7	13	33	53
<i>Stachys</i> cf. <i>silvaticus</i> L., nasiona	—	1	—	1
<i>Stelaria</i> cf. <i>media</i> Vill. nasiona	2	—	—	2
<i>Thalictrum</i> cf. <i>minus</i> L. owocki	8	11	14	33
<i>Thesium alpinum</i> L., owocki	2	75	1	78
<i>Viola</i> sp., nasiona (co najmniej 2 gatunki)	8	33	11	52
<b>Mchy (oznaczył dr B. Szafran)</b>				
<i>Amblystegium varium</i> Lindb.	6	4	6	16
<i>Bryum</i> sp.	1	—	1	2
<i>Distichium montanum</i> Hag.	—	2	—	2
<i>Eurhynchium Swartzii</i> Hobkirk	—	2	—	2
<i>Homalia trichomanoides</i> Br. eur.	—	1	—	1
<i>Mnium rostratum</i> Schrad.	—	2	—	2
<i>Plagiothecium succulentum</i> Lindb.	—	4	—	4
<i>Pleurozium Schreberi</i> Lindb.	—	—	3	3
<i>Thuidium</i> sp.	—	—	2	2
<i>Tortella tortuosa</i> Limpr.	—	45	30	77
<i>Webera nutans</i> Hedw.	—	1	—	1



	Spąg	Srodek	Strop	Razem
<b>Owady — ryjkowce</b> (oznaczył prof. S. Smreczyński)				
<i>Otiorrhynchus corvus</i> Boh.	+	—	+	
„ <i>equestris</i> Richt.	—	+	+	
„ <i>Kratteri</i> Boh.	+	+	+	
„ <i>laevigatus</i> F.	+	+	+	68
„ <i>obsidianus</i> Boh.	—	—	+	
„ <i>multinunctatus</i> F.	—	+	+	
„ <i>dubius</i> Ström.	—	+	—	
„ <i>kollari</i> Germ.	—	+	—	

puszczenie, że w tym czasie przebiegała na tej wysokości w dolinie Ziem-bówki i Raby klimatyczna górna granica lasu.

Zagadnienie główne, jakim jest określenie wieku flory kopalnej z do-liny Ziembówki, nie jest proste i wymaga przeprowadzenia dodatkowych studiów. M. Klimaszewski (18) stawia sprawę wieku tej flory wy-raźnie i niedwuznacznie. Ponieważ leży ona w spągu utworu należącego do pokrywy II, której, jak wiemy, M. Klimaszewski przypisuje wiek Varsovien I, tym samym i nasza flora powinna pochodzić z okresu zlodowacenia środkowo-polskiego, lub też jest od niego starsza. Jednakże charakter opisanej wyżej flory oraz przeprowadzone studia nad torfami subfosylnymi, występującymi dość często w karpackich utworach holo-ceńskich, doprowadzają do przypuszczenia, że wiek flory z doliny Ziem-bówki nie może być aż tak odległy. Zanim więc zostanie omówiona ta sprawa zasadnicza, zajmę się wpierw przedstawieniem wyników badań nad karpackimi torfami subfosylnymi, które rzucą nam nowe światło na czas utworzenia się pokrywy III M. Klimaszewskiego, dając zarazem nowy punkt zaczepienia przy rozważaniu wieku flory z Ziem-bówki.

#### KARPACKIE FLORY SUBFOSYLNE

Flory tego typu są na Podkarpaciu i w Karpatach częste i od dawna były notowane w opracowaniach geologicznych. W pracach A. M. Ło-mnickiego i W. Friedberga, dotyczących dolin Dniestru, Strwiąza. Sanu i Wisłoka, znajduje się cały szereg interesujących informacji o ko-palnych florach leśnych, występujących — według określenia tych auto-rów — pod utworami napływowymi lub po prostu napływami. Wyniki tych jak i późniejszych prac wiążących się z naszym zagadnieniem zo-staną omówione bardziej szczegółowo po przedstawieniu własnego ma-teriału w tym zakresie.

## PROFIL Z ŁOPUSZNEJ NAD DUNAJCEM (560 m n. p. m.)

## Położenie i opis geologiczny

W Łopusznej na lewym, wysokim brzegu Dunajca, rzeka rozcięła stożek napływowy o wysokości około 3 m, położony u wylotu płytkiego i dziś suchego żlebu, schodzącego ze szczytu Godermo (705 m n. p. m.). Profil geologiczny tego stożka przedstawia się od góry następująco:

- 1— 8 cm gleba piaszczysta,
- 8— 20 „ jasnoszara glina piaszczysta z ostrokrawędzistymi kamieniami do 15 cm średnicy,
- A. 20— 65 „ glina piaszczysta z kamieniami mniejszymi i rzadko rozrzuconymi, rdzawe wkładki,
- B. 65—110 „ brązowy torf mszysty z drewnami (gałęzie i pnie drzew do 25 cm średnicy) rzadko rozrzuconymi,
- C. 110—185 „ ciemna glina ilasta bogata w szczątki roślinne. Pnie i gałęzie drzew rzadko i chaotycznie ułożone,
- D. 185—264 „ czarny torf leśny, ilasty z wkładkami piaszczystymi. dużo drewnien i innych szczątków roślinnych (liście, szpilki, szyszki, orzechy laskowe itp.). W spagu tego poziomu tkwią pnie jodeł i świerków o średnicy do 50 cm,
- E. 264— „ kamieniec Dunajca.

Z poziomów B, C i D został zebrany materiał do analizy makroskopowej, bardziej jednak szczegółowym badaniom został poddany tylko czarny torf leśny (poziom D).

## Analiza makroskopowa szczątków roślinnych

Poziom B. Torf mszysty, jasny, typu nizinnego z licznymi szczątkami turzyc (*Carex*) i karbieńca pospolitego (*Lycopus europaeus* L.) oraz rzadko rozrzuconymi pniami i gałęziami drzew o średnicy do 25 cm. Na 11 kawałków drewnien oznaczonych z tego poziomu 10 należało do świerka a 1 do buka.<sup>1</sup>

Poziom C. Ciemna glina ilasta zawierająca stosunkowo niedużo szczątków roślinnych, a wśród nich wiele nieoznaczalnych (łodygi) typu jednoliściennych (trawy, turzyce). Drewnien mało, natomiast bardzo licznie występują łodygi i korzenie skrzypów (*Equisetum*) oraz masowo *Cenococcum geophilum*. Brak zupełny mchów. Wśród nielicznych nasion i owoców stwierdzono: *Carex* sp., *Ranunculus* sp., *Rubus* sp., *Sambucus racemosa* L. oraz szpilki świerka (*Picea excelsa* L. k.).

<sup>1</sup> Wszystkie podane tu oznaczenia drewnien wykonała H. Supniewska.

Poziom D. Torf leśny, grubości około 80 cm, przepelniony szczątkami roślin. W spągu tego poziomu tkwią w torfie liczne pnie drzew o średnicy do 50 cm skierowane dość jednolicie na południowy wschód. Próbkę drewna wzięte z 13 wystających z torfu pni okazały się w 10 przypadkach drewnem jodły a w 3 — świerka.

Poniżej zestawiono listę określonych rodzajów i gatunków roślin, przy czym podano równocześnie ilości znalezionych szczątków w tej samej ilości materiału.

*Abies alba* Mill. — drewno, szpilki, nasiona i łuski nasienne — masowo

*Picea excelsa* L. k. — drewno, szyszki, nasiona i szpilki — masowo

*Fagus sylvatica* L. — łupiny nasienne, miseczki owocowe, kwiatostany męskie — 66 szczątków

*Fraxinus excelsior* L. — 21 skrzydłaków

*Acer platanoides* L. — 11 owoców i nasion

*Acer pseudoplatanus* L. — owoce i nasiona częściowo ze skrzydełkami, 247 szczątków, w tym 109 owoców niewykształconych

*Tilia cordata* Mill. — 44 owoce

*Tilia platyphyllos* Scop. — 1 łupina owocowa

*Ulmus scabra* Mill. — nieliczne skrzydłaki

*Alnus incana* Moench. — 22 orzeszki

*Alnus glutinosa* Gaertn. — 1 orzeszek z wyraźną szyjką i dwoma znamionami (por. Wł. Szaffer, (57) str. 60 i 61)

*Betula „alba“* L. — 1 owocek

*Corylus avellana* L. — 28 orzechów

*Lonicera xylosteum* L. — 1 nasienie

*Sambucus nigra* L. — 1 nasienie

*Rubus* cfr. *idaeus* L. — 16 nasion

*Rubus* sp. — 2 nasiona

*Filipendula ulmaria* Max. — 1 nasienie

*Melandrium silvestre* Röhl. — 1 nasienie

*Ranunculus auricomus* L. — 1 nasienie

*Caltha palustris* L. — 39 nasion

*Oxalis acetosella* L. — 23 nasiona

*Fontinalis antipyretica* L. — masowo (oznaczył B. Szafrań)

*Hermes abietis* — 12 galasówek.

Z analizy powyżej zestawionych szczątków łatwo można wywnioskować, że w Łopusznej został powalony i zasypany fragment lasu jodłowo-swierkowego z bukiem, jaworem, lipą, klonem i innymi drzewami. Na-

niesione szczątki wskutek zasypania gliniasto-piaszczystym materiałem napływowym utworzyły czarny torf leśny. Skład tego lasu kopalnego nie odbiega wiele od składu dzisiejszego lasu tego typu w Gorcach z tym jednakże, że posiada on we właściwym stosunku reprezentowane te gatunki drzew, które dziś zostały przez człowieka na Podhalu w dużej mierze wyniszczone. Z uwagi na subfossylny charakter torfu oraz występowanie drzew takich jak jodła i buk, które są — spośród drzew — ostatnimi przybyszami do naszych lasów karpaccich, wiek tego stożka może być tylko młodo-holoceni. Uderzające jest masowe występowanie w torfie wodnego mchu *Fontinalis antipyretica* L. oraz zarastającej brzegi potoków knieci błotnej (*Caltha palustris* L.).

### Wyniki badań metodą analizy pyłkowej i geneza całego profilu

Z całego profilu zostały zebrane próbki do analizy pyłkowej w odstępach co 10 cm. Analizę wykonano metodą Erdtmanna (6) licząc po 200 pyłków z każdego poziomu.

Przy interpretacji diagramu pyłkowego (fig. 9) należy pamiętać, że badaniu został poddany nie ciągły utwór systematycznie i konsekwentnie narastający — jakim jest torfowisko lub osad jeziorny — lecz materiał napływowy, w którym selekcja pyłków, wskutek obecności piasków i glin ilastych, zachodzi zapewne w wyższym stopniu na niekorzyść mniej odpornych pyłków aniżeli np. w torfowisku. Z drugiej strony, w diagramie pyłkowym pochodzącym z tego rodzaju utworu, jakim jest śródleśny stożek napływowy o okresowym przyroście i niewielkiej stosunkowo powierzchni, wydarzenia lokalne mogą być lepiej i dosadniej zarejestrowane aniżeli w diagramie pochodzącym z torfowiska o ciągłym przyroście.

Nasz profil pyłkowy reprezentuje fragment młodo-holocenijskiej historii lasu w Karpatach. Nie analizując całości materiału, jakiego dostarcza profil, z uwagi na jego dużą niekompletność, zwrócę uwagę jedynie na niektóre bardziej interesujące szczegóły.

Na wstępie ogólna uwaga. Obraz całości profilu z Łopusznej jest zgodny w ogólnym zarysie jak również i w wielu szczegółach z obrazem profilu pyłkowego wysokiego torfowiska „na Czerwonem“ oddalonego w kierunku południowo-zachodnim o 6 km od Łopusznej (J. Dyakowska, 3). Z zachowania się linii jodły i buka widzimy, że spągowe poziomy torfu leśnego w Łopusznej zostały utworzone w okresie panowania jodły przed pojawieniem się buka, którego pierwsze ślady znajdujemy dopiero w stropowych odcinkach tego torfu. Po przerwie spo-

wodowanej brakiem pyłków w poziomie C (ciemna glina ilasta) linia buka osiąga od razu wartości przekraczające 10% (maksimum 17%).

Dalsza sprawa, która wymaga omówienia, to zbieżność kulminacji krzywych olszy, leszczyny, *Athyrium* oraz ilości pyłków nie-drzew. Stanie się ona zrozumiała na tle historii powstania całego stożka, którą można zrekonstruować następująco.

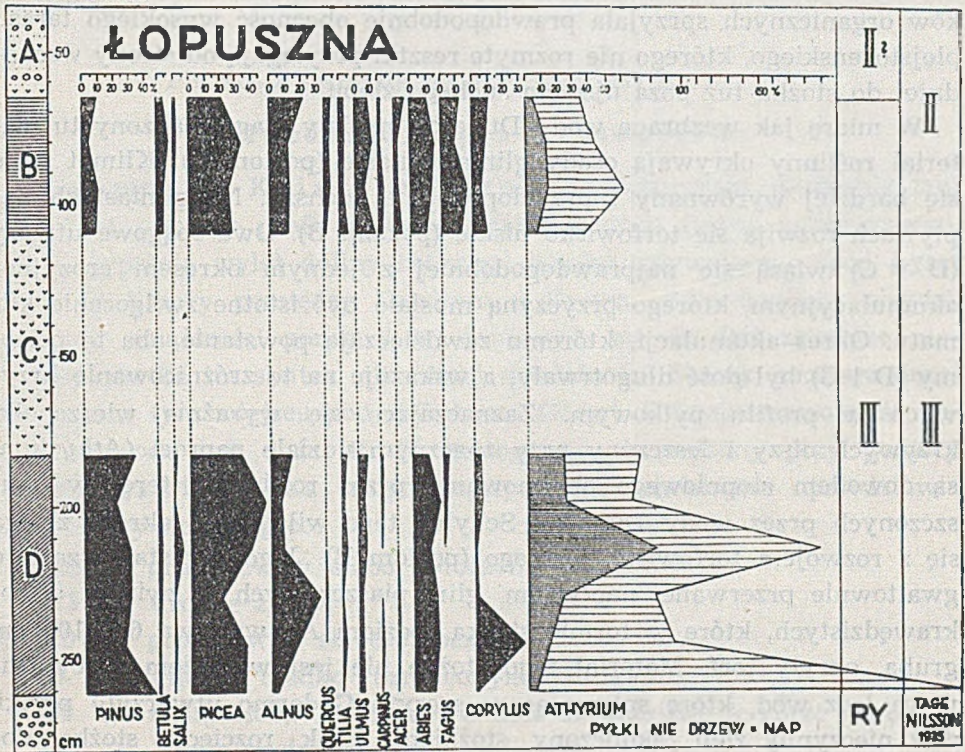


Fig. 9

Diagram pyłkowy osadów z Łopusznej

Stożek w Łopusznej znajduje się na ostrym zakręcie Dunajca, przy wschodnim krańcu dwumetrowego tarasu holocenińskiego, rozciągającego się pomiędzy wsią Ostrowsko, Dunajcem i zboczami Gorców. Poza stożkiem, w kierunku wschodnim Dunajec opływa aż po ujście potoku Łopuszna zwirowato-skaliste zbocza szczytu Godermo, będące resztką wysokiego tarasu plejstocenińskiego. Główny nurt Dunajca przesunął się pod stoki Godermo i rozciął nasz stożek dopiero w niedawnych czasach. Jeszcze na mapie austriackiej 1:75 000 główne koryto rzeki przebiegało bliżej drogi, a pod stoki szczytu Godermo znajdowała się jedynie boczna odnoga Dunajca. Układ pni jodeł i świerków leżących w spągu

stożka (poziom D) wskazuje, że siłą, która te drzewa obaliła i tu złożyła, były wezbrane wody Dunajca. Te same wody naniosły potem w tym miejscu duże ilości szczątków roślinnych, z których z czasem powstał czarny torf leśny (poziom D). W procesie tym wody suchego dziś żlebu, schodzącego ze szczytu Godermo i kończącego się na wschodnim krańcu stożka, nie brały zupełnie udziału i być może żleb ten jeszcze wówczas nie istniał. Nagromadzeniu się w tym miejscu takiej masy szczątków organicznych sprzyjała prawdopodobnie obecność wysokiego tarasu plejstoceńskiego, którego nie rozmyte resztki przylegają od strony wschodniej do stożka tuż poza ujściem suchego żlebu.

W miarę jak wezbrane wody Dunajca opadały, nagromadzony tu materiał roślinny okrywają osady gliniasto-ilaste (poziom C). Klimat staje się bardziej wyrównany i prawdopodobnie suchszy. Na gliniastych napływach rozwija się torfowisko niskie (poziom B). Dwa spągowe utwory (D i C) wiążą się najprawdopodobniej z jednym okresem erozyjno-akumulacyjnym, którego przyczyną musiało być istotne zwilgocenie klimatu. Okres akumulacji, któremu zawdzięczają powstanie oba te poziomy (D i C) był dość długotrwały, a wskazuje na to zróżnicowanie krzywych w profilu pyłkowym. Zaznaczające się wyraźnie wierzchołki krzywych olszy i leszczyny przy znacznym udziale paproci (*Athyrium*) są dowodem stopniowego obejmowania przez roślinność terenów opuszczonych przez wody Dunajca. Schyłek tego wilgotnego okresu zbiega się z rozwojem torfowiska niskiego (poziom B). Jego narastanie zostaje gwałtownie przerwane napływem glin piaszczystych i żwirów ostrokrawędzistych, które w formie stożka (poziom A), warstwą 65—100 cm grubą, okryły torf. Materiał tego stożka nie jest wynikiem pracy Dunajca lecz wód, które spływając ze szczytu Godermo utworzyły płytki, dziś nieczynny żleb zakończony stożkiem. Brak rozcięcia stożka dowodzi, że działalność wód w tym żlebie była krótkotrwała i jak gdyby jednorazowa.

W całości profilu dadzą się w ten sposób wyróżnić dwa różne co do natężenia i czasu trwania okresy erozyjno-akumulacyjne odpowiadające dwóm okresom zwilgocenia klimatu i jeden okres przejściowy.

W pierwszym okresie, długotrwałym, miały miejsce następujące wydarzenia:

1. powal lasu w dolinie Dunajca, którego szczątki zachowały się w postaci czarnego torfu leśnego o charakterze napływowym (poziom D).
2. akumulacja ciemnych glin ilastych (poziom C).

Okres przejściowy zaznaczony jest rozwojem torfowiska niskiego (poziom B).

Drugi okres akumulacyjny, gwałtowny ale raczej krótkotrwały, wyraził się napływem glin i żwirów na torfowisko, przerywając jego rozwój (poziom A).

Znaczenie tych okresów akumulacyjnych, wraz z próbą powiązania stratygraficznego, będzie omówione łącznie po przedstawieniu podobnych materiałów pochodzących z innych punktów naszych Karpat i Podkarpacia.

#### PROFIL Z OSIELCA NAD SKAWĄ (430 m n. p. m.)

##### Położenie i opis geologiczny

Panu prof. M. Książkiewiczowi zawdzięczam zwrócenie mej uwagi na odkryty profil pięknie wykształconego stożka napływowego, który wypełnia wylot doliny bocznego potoku spływającego spod Łysej Góry do Skawy pomiędzy Osielcem a Bystrą. Z rozległego niegdyś stożka, o miąższości ponad 6 m, dochowała się do dziś zaledwie niewielka resztką na skutek niszczącej działalności Skawy, przesuwającej się stale w tym miejscu pod stok Łysej Góry.<sup>1</sup> Dzisiejsza zasobność potoku w wodę jest duża. Profil geologiczny stwierdzony przy pomocy M. Książkiewicza z późniejszymi uzupełnieniami przedstawia się od góry następująco:

- 150 cm grube żwiry słabo obtoczone,
- 13 „ drobne żwiry,
- A. 120 „ grube żwiry słabo-obtoczone,
- 15 „ glina z rzadko rozrzuconymi patykami,
- 150 „ żwiry słabo obtoczone, w dole drobniejsze, w górze grube do 30 cm średnicy,
- B. 18 „ materiał roślinny warstwowany, spiaszczony z patykami, do tego poziomu wciął się potok,
- 25 „ glina siwa,
- C. 10 „ materiał roślinny spiaszczony,
- 40 „ siwe gliny mułkowe, rzadko ze szczątkami roślin,
- D. 75 „ torf leśny silnie spiaszczony, z leżącymi w spągu pniami drzew do 30 cm średnicy,
- E. — kamieniec Skawy.

<sup>1</sup> Miejscowi ludzie pamiętają jeszcze, że na terenie stożka mieściły się trzy domy z ogrodami, z których dziś pozostał zaledwie jeden z częścią sadu przy stoku Łysej Góry. Resztę stożka uniosła Skawa.

Materiał roślinny złożony w spągu profilu w trzech poziomach (B, C i D) poprzedzielanych gliną jest bogaty w doskonale zachowane szczątki roślin (liście, owoce, nasiona itp.) ale mało zwarty mimo sprasowania nadległymi żwirami. Przyczyną tego jest silne zapiaszczenie wszystkich trzech poziomów.

#### Analiza makroskopowa szczątków roślinnych

Szczegółowym badaniom został poddany torf leśny pochodzący z samego spągu (D) oraz materiał z wyżej położonego poziomu C. Poniżej podajemy listę oznaczonych roślin z torfu leśnego (poziom D).

Gwiazdkami określono częstość występowania: \*\*\* = bardzo często, \*\* = mniej często, \* = sporadycznie, r = rzadko.

*Abies alba* Mill. \*\*\*

*Picea excelsa* Lk. \*\*

*Larix* sp. r (gałązka z krótkopędami)

*Fagus sylvatica* L. \*\*\*

*Fraxinus excelsior* L. \*

*Acer pseudoplatanus* L. \*

*Acer campestre* L. \*

*Tilia cordata* Mill. \*

*Tilia platyphyllos* Scop. \*

*Alnus incana* Moench. \*\*

*Alnus glutinosa* Gaertn. \*\* (Na 115 orzeszków rodzaju *Alnus* 42 należało do *A. incana*, a 73 do *A. glutinosa*)

*Betula „alba“* L. r

*Corylus avellana* L. \*\*

*Sambucus racemosa* L. \*

*Sambucus ebulus* L. r

*Rubus idaeus* L. \*

*Rubus* sp. \*

*Rumex* sp. \*

*Ranunculus* sp. \* (co najmniej dwa gatunki)

*Oxalis acetosella* L. \*

*Ajuga reptans* L. \*

*Carex* sp. \*

*Musci* \*

W poziomie C ilość oznaczalnych szczątków roślinnych była na ogół mniejsza, ale skład gatunkowy podobny. Podobnie jak i w spągu przeważa jodła i buk. Z uderzających różnic stwierdzono w poziomie C znacznie mniej szczątków olszy, natomiast ilość mchów wzrosła. Jeśli chodzi o olszę, to różnica ta zaznacza się również w spektrum pyłkowym.



## Wyniki badań metodą analizy pyłkowej i geneza całego profilu

Obok analizy makroskopowej z poziomów C i D wykonano analizę pyłkową ograniczając się do jednej próbki na poziom.

**TABELA 6**  
Osielec. Procentowy udział pyłków roślin w poziomach C i D

Nazwa rośliny	Poziom C (%)	Poziom D (%)
<i>Pinus</i>	18,5	13,5
<i>Picea</i>	18,5	16,0
<i>Abies</i>	34,5	43,5
<i>Fagus</i>	13,0	7,0
<i>Alnus</i>	9,0	15,0
<i>Tilia</i>	1,0	0,5
<i>Quercus</i>	0,5	0,5
<i>Ulmus</i>	3,5	1,0
<i>Acer</i>	0,0	0,5
<i>Betula</i>	1,5	2,5
<i>Corylus</i>	0,5	1,5
<i>Athyrium</i>	41,5	5,5

Z wyżej przedstawionych materiałów wynikałoby, że torf leżący w spągu stożka w Osielcu reprezentuje szczątki powalonego i w tym miejscu złożonego dolno-reglowego lasu jodłowo-bukowego.

Dokładne ustalenie wieku poziomów z florą jest utrudnione z tego przede wszystkim względu, że w pobliżu nie ma torfowiska czy też osadu jeziornego opracowanego metodą analizy pyłkowej, którym mogliśmy posłużyć się tak jak przy opisie stożka z Łopusznej. Pozostaje porównanie materiałów, z których zbudowane są stożki w Łopusznej i Osielcu. Nie jest ono proste i łatwe a to głównie dlatego, że mechanizm powstania obu tych stożków mógł być odmienny.

W Łopusznej stożek o wysokości zaledwie 3 m powstał częściowo dzięki działalności Dunajca, a częściowo wskutek pracy okresowo tylko czynnego potoku. W Osielcu i dziś zasobny w wodę potok mógł przy stanie powodziowym bez pomocy Skawy sam utworzyć stożek o wysokości ponad 6 m. Wydaje się jednak prawdopodobne, że powstanie obu tych stożków odbyło się nie tylko w tym samym czasie ale i w podobny sposób, a to z następujących względów.

Potok górski o dużym spadku i krótkim przebiegu nie jest w stanie w okresie swej wzmożonej działalności usypać u swego ujścia do rzeki głównej miąższego osadu roślinno-piaszczystego, tak aby w nim nie było grubszego materiału skalnego. Osad tego typu może natomiast utworzyć

się wskutek działalności wezbranej rzeki na peryferiach jej głównego nurtu, jak to miało miejsce w Łopusznej. Nie rozwijając innych argumentów przyjmuję następujące stadia powstania stożka w Osielcu.

Pamiętając o różnicach wzniesienia nad poziom morza Łopusznej i Osielca uważam, że oba stożki są równowiekowe i powstanie swe zawdzięczają tej samej przyczynie, którą było istotne zwilgocenie klimatu i związane z nim długotrwałe wyższe stany rzek. W okresie panowania jodły i początku rozprzestrzeniania się buka wezbrane wody Skawy z nurtem głównym w Osielcu, przebiegającym w innym aniżeli obecnie miejscu doliny, złożyły warstwowany materiał roślinno-piaszczysty poprzekładany glinami. Z materiału tego powstały sukcesyjne poziomy D, C i B naszego stożka o łącznej miąższości około 170 cm. Grubość tego pokładu odpowiada grubości poziomów D, C i B w stożku z Łopusznej. Trudno orzec bez szczegółowych badań morfologicznych całego stożka i odsłoneń jego najbliższego otoczenia, jaką rolę w tym procesie odegrały wody potoku spod Łysej Góry i czy miał on wówczas swe ujście do Skawy w tym samym co dzisiaj miejscu. Nagły skręt biegu potoku przed samym jego ujściem do Skawy (już w obrębie żwirów stożka) oraz brak rozcięcia poziomu B dowodzi, że ujście to znajdowało się zapewne w niedalekim od obecnego, ale innym punkcie doliny.

Po długotrwałym okresie sedymentacyjnym, który dał w wyniku poziomy B, C i D odpowiadające tym samym poziomom w stożku z Łopusznej, nastąpił drugi okres erozyjno-akumulacyjny. W tym nowym okresie, trwającym niewątpliwie krócej od poprzedniego, wody potoku spod Łysej Góry naniósł na poziomy B, C i D dużą ilość grubych żwirów usypując z nich właściwy stożek o miąższości około 4,50 m, pierwotnie sięgający aż poza obecne koryto Skawy. Ten drugi okres akumulacyjny, tak wyraźnie zaznaczający się w stożku z Osielca, ma swój odpowiednik w żwirowatym również poziomie A stożka z Łopusznej. Różnice w miąższości poziomów A w obu stożkach tłumaczą się bez reszty niewspółmiernymi możliwościami erozyjno-akumulacyjnymi obu omawianych potoków. Początek drugiego okresu akumulacyjnego został zapisany w torfie mszystym (poziom B) zachowanym w stożku z Łopusznej. Analiza pyłkowa tego torfu dowodzi (por. str. 43), że nie było zbyt długiej przerwy pomiędzy pierwszym a drugim okresem akumulacyjnym.

Nie wchodząc dalej w inne interesujące szczegóły tak natury botanicznej jak i morfologiczno-sedymentacyjnej, pragnę podkreślić raz jeszcze, że w obu stożkach dadzą się wyróżnić dwa okresy akumulacyjne młodo-

holoceńskiego wieku, odpowiadające najprawdopodobniej dwóm różnym pod względem długości trwania okresom zwilgocenia klimatu, które znane są z torfowisk pod postacią tzw. poziomów rekurencyjnych.

Stożki o wysokości opisanego z Osielca, położone u wylotu bocznych potoków do Skawy w okolicy Jordanowa, Bystrej i Osielca, włącza M. Klimaszewski (18) do pokrywy II przypisując im tym samym wiek zlodowacenia środkowo-polskiego (Varsovien I).

#### PROFIL Z DROGOMYŚLA NAD WISŁĄ (268 m n. p. m.)

Wisła pod Drogomyślem, położonym na północ od Skoczowa, płynie szeroką doliną o płasko wyrównanym dnie tworząc najniższy taras zalewowy o wysokości do 5 m. W spągu tego tarasu pod przykryciem glin piaszczystych i żwirów leży — jak to stwierdził Wł. Szafer w 1949 r. — poziom z subfosylną florą liściowo-nasienną i pniami drzew. Orientacyjne zbadanie tego poziomu metodą analizy pyłkowej dało w wyniku przewagę jodły i sosny z towarzyszeniem drzew takich jak dąb, grab, olcha, leszczyna i inne. Badania te, jakkolwiek bardzo niekompletne, pozwalają jednak na ustalenie wieku omawianego tarasu. Położenie flory na poziomie rzeki, subfosylny stan zachowania szczątków roślinnych oraz panowanie w spektrum pyłkowym jodły przy obecności grabu i dębu określa wiek najniższego tarasu wyściełającego tu dolinę Wisły jako młodo-holoceński.

Odcinek Wisły położony powyżej Drogomyśla, na południe od Skoczowa, został opracowany przez M. Książkiewicza (26), który wówczas glinom i żwirom tworzącym najniższy taras zalewowy Wisły o wysokości 2—4 m przypisywał wiek zlodowacenia bałtyckiego (Varsovien II).

#### PROFILE Z DOLINY WISŁOKA W OKOLICY RZESZOWA I ŁAŃCUTA (210—190 m n. p. m.)

W Instytucie Botanicznym U. J. znajduje się materiał i rękopis F. Ludy z 1930 r. pt. „Flora dyluwialna okolic Rzeszowa i Łańcuta“. Za wiedzą autora z pracy tej podam niektóre szczegóły, które pozwolą nasświetlić omawiane zagadnienie w tej części południowej Polski.

Z miejscowości Drabnianka, Dębiny i Staromieście położonych niedaleko Rzeszowa oraz z Woli Dalszej koło Łańcuta, opisuje F. Luder a profile o wysokości 7 do 10 m zawierające w spągu poziomy z florą. Dla

przykładu podają profil z lewego brzegu potoku Struga, przy jego ujściu do Wisłoka w Drabiniance.

150	cm	gleba,
370	„	glina,
75	„	czarny torf leśny ilasto-piaszczysty,
130	„	siwe ły piaszczyste z pniami drzew,
125	„	siwe ły bez flory,
100	„	żwir.

Profile z innych wyżej wymienionych miejscowości są na ogół podobne z tym jednakże, że miejsce torfu leśnego zajmuje (w Dębinach i Staromieściu) utwór wodny typu gytii z florą wodną i leśną.<sup>1</sup>

Zapiaszczony poziom z florą są bogate w szczątki roślinne o charakterystycznym subfosylnym zachowaniu (liście dębu, jesionu, olchy, kotki leszczyny itd.) wskazującym na ich młody wiek. W sumie szczątki te reprezentują las liściasty z panującym dębem (*Quercus robur* i *Q. sessilis*), lipą (*Tilia cordata*), klonami (*Acer pseudoplatanus*, *A. platanoides*, *A. campestre*), jesionem, olchą, sosną i licznymi krzewami z dużą ilością leszczyny. W profilu ze Staromieścia, zawierającym florę wodną i leśną, stwierdził W. Rogala (46) również szczątki makroskopowe grabu i buka, co ostatecznie decyduje o holoceniście wieku tej flory a tym samym i tarasu. W żadnym z profili nie znalazł F. L u d e r a szczątków świerka i jodły. Zaznaczyć jednak od razu należy, że oba te drzewa z natury nie rosną dziś na odcinku pomiędzy Rzeszowem i Łańcutem (S. W i e r d a k, 66). Wiemy poza tym z historii pojawu i rozprzestrzeniania się tych drzew (Wł. S z a f e r, 54), że w holocenie na omawianym odcinku południowej Polski świerk nigdy nie odgrywał poważniejszej roli

<sup>1</sup> F. L u d e r a (34) uważa florę ze Staromieścia za plejstoceniście m.in. dlatego, że wśród szczątków roślin znalazł parę nasion osoki aloesowatej (*Stratiotes aloides* L.). St. K u l c z y ń s k i (28) podaje nasienie tej rośliny z młodo-holoceniście tarasu w Wyszatycach, a J. L i l p o p (30) z Włodawy, skąd opisana flora jest również najprawdopodobniej holoceniście wieku.

Osoka owocuje dziś rzadko na terenie Polski (J. M ą d a l s k i, 38) i uważana jest za roślinę, która dla płciowego rozmnażania wymaga na naszym obszarze lepszych od współczesnych warunków cieplnych. Z naszych osadów interglacjalnych nasiona osoki były już nieraz podawane lecz zazwyczaj w niewielkiej ilości okazów, co wcale nie wskazywałoby na obfite jej wówczas owocowanie. Dzisiaj ta stara, monotypowa i rozdzielнопłciowa roślina zajmuje, mnożąc się wegetatywnie, liczne i masowe stanowiska, lecz najczęściej w jednolitych pod względem płci skupieniach, co też mogłoby być częściowym wyjaśnieniem tak rzadkiego owocowania tej rośliny. Mając na uwadze bardzo niedostateczny stopień zbadania stanowisk osoki (J. M ą d a l s k i wyniki swe oparł głównie na materiale zielnikowym) można przypuścić, że przyszłe dopiero badania wyjaśnią, gdzie leży właściwa przyczyna rzadkiego owocowania tej rośliny.

w składzie lasów. Jodła, jeśli w ogóle tu dotarła, to raczej późno. Z tych względów brak szczątków tych drzew w holocenijskich osadach tego obszaru jest bez większego znaczenia stratygraficznego.

Z niedalekiej Walawy i Wyszatyc położonych nad Sanem koło Przemysła opisuje St. Kulczyński (28) obok flor glacialnych także i profile młodo-holocenijskie o wysokości 6—7 m. W profilach tych pod glinami napływowymi (3—5 m) leżą piaski (90—120 cm) zawierające liczne szczątki flory leśnej i chwastów. Poniżej piasków z florą występuje w Wyszatycach żwir. Bogata lista oznaczonych gatunków drzew zawiera również jodłę, świerk i buk. Z uwagi na znaczną ilość znalezionych szczątków jodły oraz występowanie chwastów (*Setaria glauca*, *Chenopodium album*, *Thlaspi arvense*, *Cannabis sativa*) towarzyszących roślinom uprawnym, przyjmuje St. Kulczyński (28) dla subfosalnych flor z Walawy i Wyszatyc wiek okresu subatlantyckiego.

Podobieństwo w składzie osadów i miąższości profili geologicznych z nad Sanu i Wisłoka jest uderzające, co pociąga za sobą prawdopodobieństwo tej samej przyczyny powstania, o czym dokładniej będzie mowa poniżej. Występowanie zaś w Walawie i Wyszatycach szczątków jodły, przy równoczesnym jej braku w profilach z okolic Rzeszowa i Łańcuta, wiąże się zapewne z holocenijską historią rozprzestrzeniania się tego drzewa.

Stosunki geologiczne doliny Wisłoka, górnego Sanu, Dniestru i Strwiąża były opisane m. in. przez W. Friedberga, A. M. Łomnickiego, H. Teisseyra oraz ostatnio przez M. Klimaszewskiego. W pracach tych utwory napływowe zachowane w postaci dobrze wykształconych tarasów młodego — zalewowego i starszego — nadzalewowego są szeroko uwzględnione. W. Friedberg (7, 8) podaje cały szereg profili z doliny Wisłoka w okolicy Rzeszowa i Łańcuta a między nimi i z Drabinianki, Staromieścia i samego Rzeszowa. Schematyczne następstwo poziomów w różnych profilach jest, idąc od góry, następujące: gleba, glina, piasek, żwir rzeczny z pniami drzew najczęściej na poziomie rzeki, piasek. Profile te są często podścielone ilami plejstocenijskimi. Na podstawie fauny ślimaków i samego sedymentu przypisuje W. Friedberg (8) napływowi uformowanemu w taras nadzalewowy Rzeszowa i jego okolic wiek staro-holocenijski z nawiązaniem do plejstocenu poprzez spągowe sino-niebieskie ily.

W dolinie Sanu i Wiszni taras nadzalewowy osiągnący wysokość 5—8 m, posiada następstwo poziomów podobne jak w dolinie Wisłoka i A. M. Łomnicki (36) przypisuje mu wiek staro-holocenijski.

H. Teisseyre (63) zalicza również do holocenu taras nadzalewowy dorzecza Sanu i Dniestru. Jest to, zdaniem tego autora, taras zwi-

rowo-piaszczysty, z glinami piaszczystymi w stropie. W napływach tworzących ten taras występują — jak pisze H. Teisseyre — piaski z detrytusem roślinnym, który zawiera pnie drzew, liście, szyszki, nasiona, mchy itp. Warstwy przepelnione szczątkami roślinnymi występują najczęściej na granicy piaszczystych gleb i żwirów rzecznych. W 4-metrowym tarasie Dniestru, zdaniem H. Teisseyra (63) odpowiadającym tej miąższości tarasowi nadzalewowemu Strwiąża, znalazł Polański<sup>1</sup> faunę mięczaków i na jej podstawie przypuszcza, że taras ten utworzył się w optimum klimatycznym holocenu. Sumując wyniki autor ten przyjmuje, że tarasy nadzalewowe wschodniego Podkarpacia „można by zaliczyć do środkowego holocenu (okres atlantycki i może subborealny obszaru bałtyckiego)”. Rozcięcie tych tarasów wiąże z okresem subatlantyckim. J. Wdowiarsz (67) zalicza też do holocenu tarasy nad Sanem o wysokości 4—6 m. Na arkuszu Rabka J. Gołąb (12) wyróżnia 5 tarasów, z tych trzy najniższe zalicza do holocenu. Zaznaczam, że trzeci taras wydzielony przez J. Gołąb (12) posiada wysokość od 6 do 12 m.

Przytoczone wyniki badań geologicznych stawiają sprawę wieku tarasu nadzalewowego wyraźnie, potwierdzając w sposób niewątpliwy spostrzeżenia paleobotaniczne. Odmienne stanowisko zajmuje M. Klimaszewski (18), który tarasowi nadzalewowemu tego obszaru przypisuje wiek ostatniego zlodowacenia.

#### TARAS NADZALEWOWY I NAPŁYWOWE TORFY LEŚNE W DOLINACH KARPACKICH WYRAZEM SUBATLANTYCKIEGO ZWILGOCENIA KLIMATU

Wiek holoceniński stożków napływowych w Łopusznej i Osielcu oraz tarasu nadzalewowego został — moim zdaniem — ponad wszelką wątpliwość udowodniony. Poza tym, na podstawie dotychczas przytoczonych faktów, można z dużym prawdopodobieństwem za równowiekowe uważać flory, leżące w spągu tych stożków z subfosylnymi florami znajdowanymi często u podstawy tarasu nadzalewowego. Wysunięto poza tym uzasadnione przypuszczenie, że flory te pochodzą ze schyłku holocenińskiego optimum klimatycznego. Dla właściwej zaś oceny dalszych na ten temat rozważań, konieczne jest podanie, chociażby w jak największym skrócie, niektórych informacji wiążących się z zagadnieniem tzw. poziomów rekurencyjnych obserwowanych w torfowiskach.

Wysokie torfowiska są z natury swej czule na zmiany klimatyczne i wykazują w budowie szczegóły o dużym znaczeniu stratygraficznym. Najbardziej uderzające, gdyż dostępne do obserwacji w naturze, jest wy-

<sup>1</sup> Cytuję za H. Teisseyrem (63).

stępowanie wyraźnej dwudzielności torfu na dolny — starszy, silnie rozłożony o barwie czekoladowej i górny — młodszy, słabo rozłożony o kolorze jasnym. Granica pomiędzy tymi dwoma typami torfu jest na ogół ostra, a podkreśla ją jeszcze częste występowanie w stropie torfu starszego pni drzew, najczęściej sosny i brzozy. Tę dobrze rysującą się granicę pomiędzy dwoma torfami nazwał C. A. Weber horyzontem granicznym (Grenzhorizont).

Ujmując rzecz bardzo ogólnie przyjmuje się na podstawie składu roślinnego torfu, że jego część starsza powstała w warunkach klimatu suchszego od tego, któremu zawdzięcza powstanie część młodsza. H. Gr anulund (13) wykazał, że w torfach południowej Szwecji istnieje nie jeden ale pięć poziomów granicznych, które nazywa rekurencyjnymi. Autor ten uzgadniając wyniki analizy pyłkowej z dającymi się dobrze datować tworam i ręki ludzkiej, które w torfowiskach były znajdowane, był w stanie określić w przybliżeniu czas utworzenia poszczególnych poziomów rekurencyjnych nazwanych skrótem RY od słowa szwedzkiego „rekurrensytor“. Dla najmłodszego RY I przyjmuje on datę utworzenia się około 1200 lat n. ery, RY II około 400 lat n. ery, RY III przypadający na granicę pomiędzy brązem a żelazem na około 600 lat przed n. e. RY IV około 1200 lat przed n. e. i RY V około 2300 lat przed n. e. Wśród tych poziomów, które zdaniem tego autora są wyrazem zmian klimatu, najwybitniej zaznacza się RY III odpowiadający weberowskiemu poziomowi granicznemu.

Inny uczony szwedzki T. Nilsson (41) wyróżnia i uzasadnia aż 9 poziomów rekurencyjnych, a L. v. Post (43) przypisuje im zasadnicze znaczenie w badaniach nad rekonstrukcją zmian klimatu w czwartorzędzie na całym świecie. Wymowa i wartość stratygraficzna poziomów rekurencyjnych jest dziś jeszcze w swej zasadzie dyskutowana, na ogół jednak uczeni zgadzają się, że poziom C. A. Webera oznaczony obecnie symbolem RY III jest wyrazem istotnej zmiany klimatu na wilgotny i chłodniejszy od tego, jaki panował w poprzednim okresie.

U nas nie mamy jeszcze przeprowadzonych badań, które by pozwalały na bezpośrednie związanie się z wynikami uzyskanymi w Szwecji. Z tego względu, przy interpretacji omawianego w tej pracy materiału, jesteśmy zdani jedynie na analogie i podobieństwa w występowaniu niektórych zjawisk o naturze klimatycznej u nas i w północnej Europie.

Próbie sprecyzowania wieku naszych flor subfosylnych można podjąć w oparciu o wyniki analizy pyłkowej z torfów znajdujących się w stożkach w Łopusznej i Osielcu oraz o fakty stwierdzone w profilu z Roztok koło Jasła (Wł. Szafer i B. Jaron, 59, M. Klimaszewski 18). Jak

wynika bowiem z analizy profilu geologicznego i wykonanego metodą analizy pyłkowej, sukcesja torfowiska w Roztokach została gwałtownie przzerwana napływem miększych glin, piasków i ilów u schyłku fazy III w skali T. Nilssona (41). Na schyłek tej fazy przypada utworzenie się weberowskiego poziomu granicznego, który jak wiemy odpowiada RY III H. Granelunda. Można by przypuścić, że wspomniane napływy zdarły górną część torfowiska i tym samym profil pyłkowy nie wykazuje dokładnie momentu zjawienia się gliniasto-piaszczystego napływu. Tak jednak prawdopodobnie nie było, gdyż torf w miejscu, z którego była robiona analiza pyłkowa, okrywa wprawdzie 30 cm warstwa tłustego łu, a na nim dopiero spoczywają gliny z wkładkami piasków. Nie ma żwirów, które by mogły mechanicznie zniszczyć górną powierzchnię torfowiska, a poza tym na rozległym tarasie w Roztokach napływy z Jasiołki mogły rozprzestrzeniać się swobodnie i stopniowo.

Porównując wyniki analizy pyłkowej torfu ze stożka w Łopusznej (fig. 9) z profilem pyłkowym torfowiska „na Czerwonym” doszliśmy do przekonania (str. 43), że pował lasu jodłowo-świerkowego w dolinie Dunajca i akumulacja ciemnych glin (poziom C) w stożku wiąże się czasowo z utworzeniem się horyzontu granicznego w torfowisku „na Czerwonym”. Z chwilą zaś gdy przyjęliśmy, że spągowy torf (poziomy D, C i B) ze stożka w Osielcu utworzył się równocześnie z torfem leśnym stożka w Łopusznej, zjawisko powstawania tego typu torfów w dolinach rzek karpackich w czasie subatlantyckiego zwilgocenia klimatu staje się bardziej powszechne. Gdy dalej dodamy przytoczone wyżej obserwacje poczynione w Drogomyślu nad Wisłą, w dolinie Wisiołka, Sanu, Strwiąża i Dniestru nad strukturą i położeniem torfów leśnych w spągu tarasu rędzinnego, dochodzimy łatwo do przekonania, że zjawisko to musiało być generalne. Ostateczne wyniki naszych dociekań możemy zsumować następująco.

W okresie subatlantyckim, a według datowania prehistorycznego na przełomie pomiędzy okresem brązu i żelaza (około 600 lat przed n. e.) miało miejsce w Europie powszechne zwilgocenie klimatu, którego łatwo rozpoznawalnym śladem w torfowiskach jest poziom rekurencyjny RY III, odpowiadający poziomowi granicznemu C. A. Webera. Karpaty w tym czasie były obszarem długotrwałych i obfitych opadów atmosferycznych. Nastąpiły w skali niezwyklej i katastrofalnej wylewy rzek, które powaliły rosnące na dnie dolin lasy. Szczątki tych lasów zostały łącznie z materiałem nieorganicznym złożone przez wezbrane wody w formie napływów, których miąższość była różna w zależności od położenia w górskim czy też podgórskim odcinku rzeki. Napływy te, po rozcięciu ich przez rzeki, dały w konsekwencji taras rędzinny dochodzący do 10 m wysoko-



ści na Podkarpaciu. Studium pracy M. Klimaszewskiego (18) i dołączonych tam map poucza, jak wielkie jest rozprzestrzenienie tego tarasu, który dosłownie wyścięła doliny karpackie. Jest rzeczą charakterystyczną a zarazem i obiecującą w przyszłych badaniach, że na 13 profili geologicznych, opisanych przez M. Klimaszewskiego dla zilustrowania tarasu rędzinnego w dolinie Wisłoka i jego dopływów, aż 8 zawiera poziomy ze szczątkami roślin.

Biorąc pod uwagę przytoczone tu spostrzeżenia na tle całości naszkicowanego zagadnienia, nie będzie — moim zdaniem — przesadą mowa o niewątpliwie potężnej w skutkach katastrofie biologicznej, która stała się następstwem subatlantyckiego zwilgocenia klimatu.

Całej miąższości tych tarasów nie można oczywiście związać wyłącznie z subatlantyckimi napływami, gdyż materiał na te tarasy był niewątpliwie dokładany i później w czasie wysokich stanów wody w rzekach. Trzeba dalej pamiętać o drugim, młodszym okresie akumulacyjnym, który spowodował utworzenie się właściwych stożków napływowych w Łopusznej i Osielcu. Przyszłe badania — mam nadzieję — odpowiedzą na pytanie, któremu poziomowi rekurencyjnemu RY II czy RY I ten okres akumulacji odpowiada oraz w jakim stosunku pozostają zwirowe poziomy tych stożków (A) do tarasu rędzinnego Dunajca i Skawy.

Całe to niezmiernie interesujące zagadnienie poziomów rekurencyjnych i genezy powstania niektórych tarasów na tle holocenijskich zmian klimatu zostało w tej pracy zaledwie najogólniej naszkicowane. Dopiero dalsze szczegółowe badania metodą analizy pyłkowej nad żyjącymi torfowiskami z uwzględnieniem dokładnej analizy torfu pozwolą osądzić z ilu poziomami rekurencyjnymi mamy do czynienia w Karpatach oraz jak one dadzą się umieścić w istniejących już schematach. Będzie dalej rzeczą ważną wykazanie, które utwory na Niżu są dziełem subatlantyckiego zwilgocenia klimatu oraz jak wpływ tego okresu zaznaczył się w morfologii dolin rzecznych. Poziomy napływowych torfów leśnych z „czarnymi dębami“, jakie często są znajdowane w brzegu rzek niżowych, temu przypuszczalnie okresowi zawdzięczają swe powstanie. Napływowe torfy z florą wodno-leśną opisane z Włodawy nad Bugiem przez J. Lilpopa (30) jako interglacjalne<sup>1</sup> z tego najprawdopodobniej okresu pochodzą, jak również i flora leśna z Krzeszowa nad dolnym Sanem (Wł. Szafer, 55).

<sup>1</sup> Lilpop (30) znalazł w tym niewątpliwie holocenijskim torfie liść brzozy karłowatej (*Betula nana*). Byłoby to kopalne stanowisko reliktu glacialnego lub też — co jest bardziej prawdopodobne z uwagi na napływowy charakter tego torfu — szczątki brzozy karłowatej na wtórnym złożu. Podobne występowanie listków tej brzozy na wtórnym złożu zostało opisane z Ludwinowa (J. Lilpop i Wł. Szafer, 32).

W tym miejscu warto może wspomnieć o wynikach badań B. J a r o n i a (15) nad historią półwyspu biskupińskiego, w których po raz pierwszy w naszej literaturze naukowej zostały powiązane wyniki uzyskane metodą analizy pyłkowej z datami dostarczonymi przez prehistorię. Tam to właśnie na przejściu z brązu do żelaza, a więc w okresie, na który przypada poziom rekurencyjny RY III, stwierdził B. J a r o Ń podniesienie się poziomu wody w jeziorze i katastrofę powodzi w osadzie, zaznaczoną nadległymi warstwami drągów w ulicach, podwójnymi podłogami w chatach i nadległe ułożonymi paleniskami.

### KRYTYCZNY PRZEGLĄD NIEKTÓRYCH PROFILI PLEJSTOCENSKICH Z KARPAT I PODKARPACIA

Cały materiał dowodowy przytoczony w dwóch poprzednich rozdziałach miał m. in. na celu wykazanie, że najniższy taras w dolinie Ziemkówki, o wysokości około 1,5 m, jest młodo-holocenijski nie zaś wieku ostatniego zlodowacenia, jak to przyjmuje M. K l i m a s z e w s k i (18). Przy okazji zaś omawiania genezy powstania tarasu nadzalewowego przeprowadzono dowód, że taras nie musi wcale być dziełem klimatu glacialnego i że tym samym nie ma podstaw do schematycznego wiązania każdego tarasu z jakimś okresem lodowym.

Nie mniej taras wyższy w dolinie Ziemkówki, o wysokości 8 m, zawierający w spągu opisywaną tu florę jest prawdopodobnie związany ze zlodowaceniem, tylko nie środkowo-polskim jak podaje M. K l i m a s z e w s k i (18), lecz raczej bałtyckim (Varsovien II).

Możliwości dochowania się *in situ* w dolinach rzek karpaccich i podkarpaccich osadów staro-plejstocenijskich są raczej znikome. Spotęgowane tu w swym natężeniu procesy erozyjno-akumulacyjne, związane przyczynowo z wielkimi oscylacjami klimatu plejstocenijskiego, były czynnikiem nie tylko formotwórczym, ale przede wszystkim i na wielką skalę przemieszczającym w dolinach karpaccich uprzednio powstałe osady. I dlatego jest rzeczą zastanawiającą, jak dużej stosunkowo ilości stanowisk flor kopalnych przypisuje się na Podkarpaciu wiek staro-plejstocenijski. Nie postawione właściwie zagadnienie żwirów mieszanych stało się — moim zdaniem — główną przyczyną wielu pod tym względem nieporozumień.

Flory dryasowe z profili w Ludwinowie (A. Ż m u d a, 68), Łękach Dolnych (M. K l i m a s z e w s k i i Wł. S z a f e r, 17), Walawie i Baryczy (St. K u l c z y Ń s k i, 28) są uważane, według opinii dość powszechnie podzielanej, za pochodzące ze środkowo-polskiego zlodowacenia z tym, że St. K u l c z y Ń s k i (28) tundrę w Walawie i Baryczy wiąże z największym zlodowaceniem (Cracovien).

O włączeniu tundry Łęk Dolnych i Ludwinowa do Varsovien I zdecydowało w dużej mierze przeświadczenie, że torf leśny z jodłą i bukiem, pokrywający serie postglacjalne w obu profilach, jest wieku interglacjalnego. Torfy te — jak wynika z opisów — są słabo rozłożone, przepelnione pniami drzew i szczątkami roślin leśnych o subfosylnym zachowaniu. Tego typu torfy opisywaliśmy już powyżej przypisując im wiek młodo-holoceniński.

Podobnie w profilu ze Staruni tundrę mszystą pokrywa zasypany glinami holoceniński las z jodłą i bukiem.

W Walawie i Baryczy sprawa jest nieco skomplikowana, ponieważ torf leśny nie pokrywa bezpośrednio opisanych przez St. Kulczyńskiego (28) profili, lecz znajduje się obok w profilach Walawa II i Wyszatyce. Większy jednak kłopot przy włączaniu tundry z Walawy do Varsovien II sprawia fakt występowania w spągu starokrystalicznych żwirów fluwioglacjalnych. One to zapewne skłoniły St. Kulczyńskiego do przyjęcia dla tundry z Walawy wieku Cracovien.

By zilustrować, jak złośliwie potrafi zachować się taki fluwioglacjał, dam przykład profilu z Hamerni (Wł. Szafer, 52).

W miejscowości tej, położonej nad Lubaczówką koło Jarosławia, gytie i silnie sprasowany torf okrywa 3-metrowej miąższości poziom żwirów z kawałkami granitu północnego pochodzenia. Na tej podstawie cały ten stropowy utwór został określony przez geologów jako fluwioglacjał, a tym samym dla torfu leżącego poniżej przyjęto konsekwentnie wiek staroplejstoceniński. Gytie i torfy z Hamerni zostały opracowane metodą analizy pyłkowej. Stwierdzono w nich poza tym liczne rośliny na podstawie dobrze zachowanych szczątków makroskopowych, ale nie znaleziono gatunków, które by przemawiały za poważniejszym wiekiem tego osadu.

Ostatnio przeprowadzone badania geologiczne przez E. Rühlego (47) dowiodły, że fluwioglacjał w Hamerni znajduje się na wtórnym złożu. Czas utworzenia się tego napływu jest, podobnie jak w Roztokach, datowany profilem pyłkowym. I rzecz szczególna, sukcesja torfowiska w Hamerni została przerwana rzeczonym napływem holecenijskim w okresie subatlantyckiego zwilgocenia klimatu, a więc współcześnie z napływem glin na torfowisko w Roztokach<sup>1</sup>.

Wracając po tej dygresji do profilu z Walawy, znajdującego się jak wiemy w dolinie wielkiej rzeki jaką jest San, muszę stwierdzić, że na wartość stratygraficzną leżącego tam fluwioglacjału zapatruję się raczej

<sup>1</sup> W profilu pyłkowym wykonanym przez J. Trełę (Wł. Szafer, 52) granicę dla holocenu można przeprowadzić na poziomie próbki 23. Poniżej leżące utwory odpowiadają prawdopodobnie fazie X w skali T. Nilssona,

sceptycznie. Przypominam poza tym, że profil ten nie posiada w stropie ani utworów glacialnych ani też interglacialnych. M. Klimaszewski (18) włącza profile z Walawy i Baryczy w pokrywę średnią, przypisując im tym samym wiek zlodowacenia środkowo-polskiego (Varsovien I). W mojej pracy pokrywa II M. Klimaszewskiego reprezentuje na ogół ostatnie zlodowacenie (Varsovien II).

Z obszaru tego pozostaje jeszcze do omówienia kopalna flora leśna z Jarosławia, interesująca z tego przede wszystkim względu, ponieważ zawiera bogate szczątki modrzewia. Znalezione tu szyszki modrzewia umożliwiły M. Raciborskiemu (44) wysunięcie zagadnienia odmienności systematycznej, rozmieszczenia i historii tego drzewa w Polsce oraz dały asumpt do opisu modrzewia polskiego (*Larix polonica* Rac.) jako osobnego gatunku (Wł. Szafer, 49).

W czasie późniejszych badań (Wł. Szafer, 53), flora leśna w Jarosławiu została stwierdzona w dwóch poziomach w obrębie 4-metrowego tarasu Sanu i opisana jako plejstocieńska. Ilaste soczewki z florą górną oddzielone są żwirami mieszzanymi od soczewek ilu siwego z florą dolną. Ta ostatnia leży w obrębie żwirów mieszanych, które schodzą poniżej tych soczewek i przechodzą w miększe piaski. Opisany przez M. Raciborskiego (44) torf płytowy ze szczątkami modrzewia nie został w czasie późniejszych badań odnaleziony i Wł. Szafer (53) przypuszcza, że ten — jego zdaniem (57) — późno-glacialny torf został zniszczony przez wody Sanu.

Na florę górną składają się szczątki roślinności wodnej i leśnej z panującą jodłą. We florze dolnej stwierdzono obok szpilek jodły również owoce grabu, leszczyny, klonu i olszy oraz szpilki modrzewia, świerka i cisa.

W świetle naszych dotychczasowych wyników stratygrafia profilu z Jarosławia może przedstawić się następująco. W tarasie aluwialnym ze żwirami mieszzanymi na wtórnym złożu leżą poziomy z florą leśną, która z uwagi na obecność szczątków jodły jest wieku młodo-holocenijskiego. Znalezione w dolnym poziomie szpilki modrzewia są bądź to współczesne towarzyszącej jodle, bądź też znajdują się na wtórnym złożu. To drugie przypuszczenie ma na swoje uzasadnienie fakt występowania tu dawniej płytowego torfu z licznymi i różnorodnymi szczątkami modrzewia, który mógł być i prawdopodobnie był starszy od obu poziomów z jodłą.

Nie od rzeczy będzie przypomnienie, że z niedalekiej, bo zaledwie około 20 km na północny wschód oddalanej, Hamerni nad Lubaczówką znany jest profil (por. str. 57), w którym torf płytowy oraz podścielająca go gytia zawierają w dużej ilości szczątki modrzewia polskiego (Wł. Szafer, 52). Okryty napływem żwirów mieszanych subatlantyckiego wieku torf w Ha-

merni jest — jak wskazuje na to profil pyłkowy — wieku holocenijskiego, a podścielająca go gytia sięga w schyłek późnego glacjału. W całym profilu pyłkowym z Hamerni nie ma ani śladu jodły, gdy natomiast buk zjawia się wcześnie, co pozostaje w zgodzie z historią rozmieszczenia tego drzewa na południowym wschodzie Polski.

W oparciu o te przesłanki istnieje prawdopodobieństwo, że torfy płytowe z Hamerni i nie istniejące już w Jarosławiu były równowiekowe. Idąc po linii tego rozumowania można przypuścić, że napływ żwirów mieszanych na torfy w Hamerni i taras z takimi żwirami w Jarosławiu zawierający w dwóch poziomach szczątki jodły są współczesne i wiążą się z subatlantyckim zwilgoceniem klimatu.

Przyjmując holocenijski wiek dla torfów płytowych z Hamerni i Jarosławia, w których znaleziono bogate szczątki modrzewia polskiego, stwierdzamy równocześnie, że drzewo to było ważnym składnikiem ówczesnych lasów w tej okolicy. W Hamerni szczątki modrzewia znaleziono w całym profilu sięgającym spągiem w schyłek późnego glacjału. Na tym więc stanowisku modrzew polski przetrwał nieprzerwanie w ciągu całego niemal holocenu jako relikwyt pierwszych lasów, które u schyłku zlodowacenia bałtyckiego objęły w posiadanie południową część Polski.

W poziomach 3, 5 i 6 profilu z Hamerni przypadających na środkową i górną część torfu płytowego znalazł Wł. Szafer (54) łuski nasienne brzozy karłowatej (*Betula nana*), a w poziomach 5 i 6 liście brzozy niskiej (*Betula humilis*). Arktyczna brzoza karłowata to prawdopodobnie kopalny relikwyt glacialny, który długo, bo aż co najmniej po okres subatlantycki, trwał na torfowisku w Hamerni. Borealna zaś w swym zasięgu brzoza niska do dziś rośnie na niektórych torfowiskach południowej Polski.

Krótkie naświetlenie niektórych szczegółów, wiążących się z zagadnieniem późnego glacjału, pozwoli nam na bliższe sprecyzowanie wieku podkarpackich flor dryasowych.

W profilach z Ludwinowa, Łęk Dolnych i Walawy piaszczyste ility dryasowe przechodzą stopniowo w utwór ilasty z wkładkami torfu (Ludwinów), albo w utwór gliniasty z wkładkami kredy jeziornej (Walawa), bądź też w utwór piaszczysty ze żwirem i bułami torfu (Łęki Dolne). Jest rzeczą znamioną, że wszystkie te poziomy zawierają szczątki makroskopowe lasu modrzewiowo-sosnowego z limbą. Zazębienie się tych utworów z niżej położonymi poziomami dryasowymi oraz zazębienie się szczątków roślinnych w tych warstwach doprowadza do przekonania, że mamy tu do czynienia z ciągłością sedymentacyjną. Jeśli z drugiej strony przypomnę, że obfite szczątki makroskopowe lasu tego typu zostały znalezione w późno-glacialnym spągu profili w Roztokach i Hamerni, które — jak wiemy — posiadają pełne nawiązanie do holocenu, to tym samym

mamy na Podkarpaciu ciągle nawiązanie pomiędzy głównym a późnym glaciałem i postglaciałem.

Stwierdzenie to stawia sprawę wieku podkarpackich flor drzazgowych wyraźnie. Wydaje się, że flory te pochodzą ze stadiału pomorskiego, w którego czasie tundra sięgnęła po raz ostatni tak daleko na południe Polski okrywając stoki Karpat od Staruni po Śląsk. Polarna granica lasu przebiegała wówczas na południe od głównego grzbietu Karpat.

Profilami z Milowic i Makoszowych na Śląsku (A. K o z ł o w s k a, 23) zawierającymi szczątki tundry arktycznej nie będziemy się tu bliżej zajmować. Wspomnę jedynie, że A. K o z ł o w s k a (23) skłania się w interpretacji tych śląskich profili do wiązania ich z dwoma młodszymi zlodowaczeniami. Ponieważ nic nie przemawia za starszym wiekiem tych flor, przypisuję im całkiem prowizorycznie wiek stadiału pomorskiego ostatniego zlodowacenia. Przy okazji przypomnę jako rzecz charakterystyczną, że profil z Makoszowych posiada w stropie 2-metrowy pokład holocenijskiego torfu leśnego podobnie jak w Ludwinowie, Łękach Dolnych i Staruni.

W opisanych przez K. K o n i o r a (19, 20) profilach z Dziedzic i Wilamowic obecność materiału północnego w podścielających żwirach zadecydowała — moim zdaniem niesłusznie — o przyjęciu dla tych utworów staro-plejstocenijskiego wieku. Jak przekonaliśmy się już niejednokrotnie, żwiry mieszane są bardzo niepewnym i raczej zwodniczym kryterium stratygraficznym. I jak długo nie zostanie dowiedzione, że żwiry mieszane leżące w spągu opisanych przez K. K o n i o r a (19, 20) profili znajdują się *in situ*, nie zaś na wtórnym złożu, tak długo nie może być mowy o ich staro-plejstocenijskim wieku. Analizując opisy dotyczące stropowych poziomów w obu profilach doszedłem do przekonania, że w Wilamowicach „glinka pelityczna, szaro-brunatna” (0—137 cm) nie musi być *lessem*, jak chce autor. Jeśli zaś jest to *less*, to nie ma pewności, że znajduje się on na pierwotnym złożu, są natomiast przesłanki, że jest inaczej. Poniżej „glinki pelitycznej” leży wkładka piasku (7 cm) a pod nią 50 cm podobnej glinki szaro-brunatnej, lecz „z widocznym wpływem środowiska wodnego”.

W Dziedzicach leżący w stropie 3-metrowy poziom „hellbräunlich grauer lössartiger Lehm mit dünnen (bis 1 cm Mächtigkeit) Sandlinsen,” też nie musi być *lessem in situ*. *Lessy* podkarpackie są — jak to dobrze wiemy — zagadnieniem dziś jeszcze spornym i to pod wieloma względami, których tu jednak nie zamierzam rozpatrywać. W profilach z Wilamowic i Dziedzic mamy być może do czynienia nie z *lessem*, lecz z poziomami materiału *lessowego* o bardzo niepewnej wartości stratygraficznej. Mając poza tym na uwadze niewiele mówiące wyniki analizy botanicznej z obu

TABELA 7  
Schemat stratygrafii niektórych utworów ostatniego glacialu i postglacialu w Karpatach

		Sciejowice (4,37)	Kąty (5)	Ziembówka	Krościenko (58)	Milowice (23)	Barycz (25)	Dziedzice (19)	Makoszowy (23)	Starunia (50)	Walawa I (28)	Łęki Dolne (17)	Ludwinów (68)	Roztoki (59)	Dziadowe Kąty (62)	Hamernia (52)	Jarosław (53)	Walawa II (28)	Wyszatyce (28)	Podział wg T. Nilssona (41)			
POSTGLACJAL	POZIOM	RY III																			IX - I	Główne zmiany w klimacie i szacie roślinnej  Na Podkarpaciu i w Karpatach postglacialna sukcesja lasów znana na podstawie profili pyłkowych z całego szeregu terfowisk i osadów jeziornych. W dolinach rzek karpaccich, w spągu stożków napływowych i tarasu rędzinnego, występują często napływowe torfy leśne złożone tu w okresie subatlantyckiego zwilgocenia klimatu.	
	GRANICZNY																						
GLACJAL BAŁTYCKI (VARSOVIEN II)	PÓŹNY GLACJAL	SCHYLEK GLACJALU																			X	Na Podkarpaciu i w niższych okolicach Karpat panuje nadal las tego samego typu co i w poziomie XI ale żyjący w gorszych warunkach klimatycznych. Górna granica lasu na wysokości Dziadowych Kątów, tj. około 500 m n. p. m. (Młodszy Dryas).	
																							XI
	STADIAŁ POMORSKI																					XII	Na Podkarpaciu panującym zbiorowiskiem jest bezleśna tundra krzewinkowo-dryasowa z elementami stepowymi (Ludwinów, Łęki Dolne, Walawa, Barycz, Starunia). W niższych okolicach Karpat bezleśna tundra alpejska. Okres tworzenia się soliflukcji (Krościenko, Roztoki poziom A, Kąty, Ziembówka). Klimat arktyczny ale prawdopodobnie łagodniejszy od panującego w stadiale brandenburskim (Starszy Dryas).
	INTERSTADIAŁ ORYNIACKI																						Na Podkarpaciu zachodnim panuje las sosnowo-świerkowy z modrzewiem, zaroślami wierzbowymi, brzozą ( <i>Betula nana</i> ), olszą, jodłą oraz śladami mieszanego lasu liściastego (Sciejowice). W niższych okolicach Karpat zachodnich rośnie w pierwszej (cieplejszej) fazie las świerkowy z sosną, limbą, modrzewiem, jodłą i olszą. W miarę pogarszania się klimatu udział świerka i innych drzew szpilkowych maleje na rzecz rozrastających się zarośli wierzbowych i brzozowych ( <i>Betula humilis</i> ). Górna granica lasu u stóp Tatr. Klimat subarktyczny, w optimum termicznym tego okresu chłodny.
STADIAŁ BRANDENBURSKI																						Na południu Polski bezleśna tundra dryasowa. Klimat arktyczny.	

profilu, taką można by dla nich przyjąć tymczasową pozycję stratygraficzną.

Jeśli chodzi o profil w Wilamowicach, to nie widzę istotnych przeszkód w zaliczeniu jego poziomów 1—6 do holocenu. Profil z Dziedzic posiada w spągu poziomy plejstoceniowy, na co wskazują stwierdzone kości mamuta z towarzyszeniem mchów występujących dziś na tundrze, takich jak: *Drepanocladus revolvens* i *Scorpidium scorpioides*. Poza tym zostały stwierdzone pyłki sosny i wierzby oraz, przy ogólnym ubóstwie, stosunkowo liczne pyłki nie-drzew będące dobrym wskaźnikiem bezleśności. Z uwagi na przytoczone powyżej zastrzeżenia w stosunku do glin leżących w stropie uważam poziomy plejstoceniowy profilu z Dziedzic za utwór ostatniego glacjału.

### INTERSTADIAŁ ORYNIACKI W KARPATACH

Na wstępie pragnę podkreślić, że w pracy tej przyjąłem podział ostatniego glacjału na dwa wyraźne i na razie nie budzące większych wątpliwości stadiały: pomorski i brandenburski, przedzielone interstadiałem oryniackim<sup>1</sup>.

W czasie trwania tych stadiałów ostatniego zlodowacenia teren Polski był najprawdopodobniej bezleśny i okryty tundrą, a w Karpatach miały miejsce warunki tworzenia się soliflukcji. Istnieje więc możliwość znalezienia w tym obszarze górskim dwóch nadlegie leżących utworów soliflukcyjnych z różnych stadiałów ostatniego glacjału. Nie wchodząc bliżej w naturę i warunki powstawania soliflukcji, zajmiemy się krótkim omówieniem tylko tych nielicznych profili karpaccich, w których występuje flora kopalna i soliflukcja.

Na profil z Krościenka nad Dunajcem (Wł. S z a f e r, 55 i 58) składa się soliflukcja o 13 m miąższości, zawierająca w paru poziomach, zupełnie wyjątkowo w tych warunkach zachowaną, alpejską florę dryasową.

W Kątach koło Sromowiec Wyżnich, a więc również na terenie Pienin, pod 8 m soliflukcji leżą ility i torfy opracowane przez J. D y a k o w s k ą (5) metodą analizy pyłkowej i makroskopowej<sup>2</sup>.

W dolinie Zięmbówki ility ze szczątkami kopalnego lasu okryty jest pokładem żwirów (6 m), które zdaniem M. K l i m a s z e w s k i e g o<sup>3</sup> nie

<sup>1</sup> H. Gross, dobrze zorientowany z punktu widzenia paleobotanicznego w zagadnieniach czwartorzędu północnej Polski, taką wyraził opinię o interstadiale mazurskim w liście do prof. Wł. S z a f e r z dnia 27. II. 1950 r. „the Mazurian interstadial that is not an interstadial but a series of late-glacial deposits“.

<sup>2</sup> Profile geologiczne w tej rozprawie opracował M. Klimaszewski, który poinformował mnie, że użyty przez autorkę przy opisie profili termin „zwietrzelina“ jest niewłaściwy i należy go zastąpić terminem „soliflukcja“.

<sup>3</sup> Informacja ustna.



mają cech soliflukcji ze względu na obecność otoczków i spłaszczenie tarasu. Podobieństwo jednakże składu flor z Kątów i Ziembówki pozwala na przypuszczenie, że żwirry tarasu średniego z doliny Ziembówki mogą być współczesne typowym pokrywom soliflukcyjnym.

Soliflukcja krościeńska zawiera, jak już było powiedziane, alpejską florę dryasową. W samym jej spągu została stwierdzona obecność pyłku sosny (*Pinus* sp.) oraz mchów leśnych i na tej podstawie Wł. Szafer wyraził przypuszczenie, że mamy tu do czynienia jak gdyby z resztkami orygniackiej flory leśnej. Jeśli zatem pominiemy — zgodnie z tym, co już wyżej było nadmienione — interstadią mazurski i stadią poznański, to być może będzie słuszne przyjęcie dla soliflukcji krościeńskiej wieku stadiału pomorskiego, ze słabym nawiązaniem do interstadiału orygniackiego.

Takie postawienie sprawy ułatwia analiza profilu z Kątów, gdzie pod płaszczem soliflukcyjnym leżą osady zawierające szczątki flory leśnej. W spągu tego profilu panujący jest las świerkowy z modrzewiem, sosną, jodłą i olszą<sup>1</sup>. W miarę przechodzenia ku młodszym częściom profilu procent olszy, jodły i świerka maleje, a w ich miejsce rozrasta się sosna, która w górze profilu niepodzielnie panuje, ze śladami tylko świerka.

Ponieważ nie ma — jak się wydaje — podstaw do twierdzenia, że soliflukcja z Kątów jest innego wieku niż z sąsiedniego Krościenka, przeto uzasadnione jest przypuszczenie, że flora kopalna z Kątów może być wieku leśnego interstadiału orygniackiego. Tego rodzaju sugestia między innymi została już wypowiedziana przez J. Dyakowską (5).

Flora kopalna z Ziembówki przypomina swym składem (por. str. 37) najmłodszą a zarazem i najchłodniejszą część profilu pyłkowego z Kątów i na tej podstawie przyjmuję i dla tej flory wiek interstadiału orygniackiego.

Dzięki tym profilom uzyskujemy ważne ogniwo stratygraficzne, które pozwala nam nawiązać w Karpatach, co jest szczególnie interesujące, do początku ostatniego zlodowacenia.

Dalszym nawiązaniem w głąb ostatniego glacjału jest, jak się wydaje, flora ze Ściejowic koło Krakowa, opracowana niezależnie przez J. Mądalskiego (37) i J. Dyakowską (4). J. Mądalski przypisuje tej florzę wiek staro-plejstoceni, J. Dyakowska zaś nie wypowiada się konkretnie przyjmując różne możliwości.

<sup>1</sup> Za J. Dyakowską (5) przyjmuję, że diagram I zamieszczony w jej pracy ilustruje najmłodszy okres rozwoju lasu w interstadiu orygniackim w Kątach, diagramy zaś II i III reprezentują kolejno starsze okresy tego interstadiału.

W profilu ściejowickim opisanym z wysokiego brzegu Wisły leżą na miocenie piaski a w nich poziom z florą (1,82 cm), składający się z 3 warstw torfu, poprzekładanych ilami i piaskami. Wyżej leży 4,10 m piasku warstwowanego, 1 m siwej gliny i 7,60 m gliny lessowatej. Głębokość całego profilu wynosi około 15 m.

Opracowany przez J. Dyakowską profil pyłkowy z torfów i ilów obejmuje niedługi odcinek rozwoju chłodnego lasu szpilkowego, w którym nie zaznacza się ani jedna wyraźna zmiana klimatyczna. Panujący jest las sosnowo-świerkowy z brzozą, wierzbą i olszą oraz — co zasługuje na specjalną uwagę — z jodłą występującą w ilościach do 5%. Zdaniem J. Dyakowskiej profil ze Ściejowic reprezentuje początkową, chłodną część serii interglacjalnej. Profil ten jest jednak tak dalece niekompletny, że — w przypadku przyjęcia dla niego wieku interglacjalnego — kwestią sporną może być odpowiedź na pytanie, czy mamy do czynienia ze spągami czy też ze stropem serii interglacjalnej.

Zasadniczą różnicą w interglacjalnych profilach pyłkowych pomiędzy chłodnym okresem ze schyłku a chłodnym okresem początkowym jest, jak się wydaje, przede wszystkim pojaw i udział drzew ciepłolubnych. W odcinku schyłkowym ślady drzew ciepłolubnych mogą utrzymywać się długo, gdyż pyłki dostarczają z dalekiego transportu drzewa ustępującego lasu liściastego. Chłodny zaś odcinek w części spągowej interglacjału nie powinien mieć wcale pyłków drzew ciepłolubnych albo też w zupełnie znikomych i rwących się procentach, ponieważ elementy składające się na las liściasty znajdują się w tym czasie bardzo daleko.

Profil ze Ściejowic posiada elementy lasu ciepłego w większym nasileniu w części spągowej aniżeli w stropie. Krzywa wierzb niewiele mówi, ponieważ nasilenie ilości pyłków tego rodzaju wiąże się wyraźnie z trzema poziomami torfów. Szczątki makroskopowe brzozy karłowatej (*Betula nana*), stwierdzone przez J. Dyakowską w spągu znalazł J. Mądalski również i w środkowym poziomie torfów (listki). Ilość stwierdzonych traw jest najwyższa w stropie. W ostatecznej konkluzji skłaniam się do włączenia torfów i ilów ze Ściejowic w schyłkową a nie początkową część interglacjału lub interstadiału.

Dla J. Mądalskiego ważnym kryterium stratygraficznym profilu ze Ściejowic było znalezienie jednego pyłku rodzaju *Tsuga*. J. Dyakowska w całym profilu na wiele tysięcy oznaczeń nie znalazła ani jednego pyłku, który by można zaliczyć do tego rodzaju. Z tego względu pyłek rodzaju *Tsuga* znaleziony przez J. Mądalskiego przyjdzie nam uważać za J. Dyakowską jako znaleziony na wtórnym złożu.

Ponieważ nie ma — jak się wydaje — dostatecznie ważkich względów, które by zmuszały do przyjęcia dla tej flory wieku staro-plejstocenijskiego,

z drugiej zaś strony istnieją duże podobieństwa do opisanych wyżej flor karpackich, przeto umieszczam torfy ściejowickie w interstadiale orygniackim z tym, że nadległe piaski warstwowane i siwa glina mogą reprezentować stadiał pomorski, a glina lessowata może być napływem holocenońskim.

Gdy się zważy, że flor zaliczanych do interstadiału orygniackiego niemal nie znamy z Europy, to określenie z niewielkiego obszaru aż trzech flor jako orygniackie wydaje się niepokojąco duże. Z Polski jedy-nych dotychczas informacji o florze i klimacie tego interstadiału dostarczyły węgielki pochodzące z palenisk człowieka orygniackiego. Dąb, sosna, brzoza i wierzba oto główne rodzaje drzew dotychczas poznane z tego niewątpliwie chłodnego okresu (Wł. Szafer, 56). Do orygniaku zalicza się również poziomy gleby kopalnej znajdowane w młodszym lessie, ale niestety gleby tego typu nie zawierają zazwyczaj oznaczalnych resztek roślinnych.

Na podstawie flory ze Ściejowic, Kątów i Ziembówki zagadnienie orygniaku można postawić znacznie lepiej. W naszych profilach mamy prawdopodobnie do czynienia tylko z częścią środkową i schyłkową tego interstadiału, który na południu Polski i w Karpatach można określić jako leśny o klimacie chłodnym z panującymi drzewami szpilkowymi. Na naszym obszarze gromadnie w tym czasie występował świerk obok sosny, modrzewia, limby i jodły. Lasom ówczesnym towarzyszyły bogate zarośla złożone z wierzb, karłowatych brzoź (*Betula nana* i *B. humilis*) i innych krzewów. W najcieplejszej znanej nam części tego okresu zjawia się, obok śladów mieszanego lasu liściastego, olsza oraz jodła, która w niższych okolicach Karpat (Kąty) dochodzi do 22%, na Podkarpaciu zaś w Ściejowicach nie przekracza 5,5%.

Tak wysoki udział jodły w Kątach w czasie panowania chłodnego lasu świerkowego z sosną, modrzewiem i olszą przy ułamkach procentu graba i zupełnym braku buka jest niezmiernie charakterystyczny i prawdę mówiąc nie łatwy do wytłumaczenia.

Z osadów starszego interglacjału w Olszewicach (J. Lilpop, 31) i Wysokim Mazowieckim znamy występowanie szczątków makroskopowych jodły razem z szyszkami kosodrzewiny. Jodła ta jednak należy — jak to wykazał St. Kulczyński (29) — najprawdopodobniej do gatunku *Abies fraseri*, który dziś występuje na wysokości 1600—2100 m w Appalachach. Z osadów w Kątach wydobyto dość obficie szpilki jodły, nie zostały one jednak dotychczas zbadane pod względem anatomicznym. Jest rzeczą możliwą, że jodła z Kątów okaże się również odmienna od jodły zwyczajnej. Tego rodzaju przypuszczenie zakładam m. in. na podstawie stwierdzenia w Żukiewiczach pod Grodnem (A. Środoń, 61)

w osadach ostatniego interglacjału szczątków makroskopowych świerka syberyjskiego (*Picea obovata*) i modrzewia syberyjskiego (*Larix sibirica*), które jak wiemy towarzyszą w tajdze jodle syberyjskiej (*Abies sibirica*). Nasze wiadomości z zakresu historii rozprzestrzeniania się poszczególnych gatunków drzew są niestety tak fragmentaryczne, że usprawiedliwiają tego rodzaju założenia.<sup>1</sup>

#### UWAGI KOŃCOWE

Dodatkowego omówienia wymaga fakt włączenia podkarpackich flor dryasowych do ostatniego glacjału. Tego rodzaju stanowisko można obalić przez przyjęcie, iż mamy tu do czynienia z pewnego rodzaju utworami przeżytkowymi z poprzedniego glacjału. Takie postawienie sprawy jest możliwe i to pomimo wszystko, co na ten temat wyżej powiedzieliśmy, ponieważ na razie jeszcze nie umiemy rozróżniać flor dryasowych z różnych okresów glacialnych.

W takim jednak przypadku nie mielibyśmy na Podkarpaciu ani jednej flory dryasowej wieku Varsovien II, co byłoby raczej nie do przyjęcia z uwagi chociażby na to, że przecież młodsze utwory mają, w podgórskim terenie większe szanse zachowania aniżeli starsze. A to, że tundra w czasie zlodowacenia bałtyckiego okrywała Podkarpacie, jest już dziś faktem bezspornym. Włączenie podkarpackich flor dryasowych w stadiał pomorski a nie starszy brandenburski wymaga również wyraźnego postawienia sprawy.

Flory dryasowe z Ludwinowa, Łęk Dolnych, Waławy i Staruni zostały dlatego włączone w stadiał pomorski, że posiadają one — moim zdaniem — nawiązanie do późnego glacjału a poprzez profile z Roztok i Hamerni do postglacjału. Długa przerwę w profilach z florą dryasową pomiędzy serią późno-glacialną a postglacialną można po prostu wiązać z niemożnością utworzenia się w tych miejscach ciągłego osadu organogenicznego.

<sup>1</sup> Ostatnio P. Müller (39) opublikował z Alp interesujący profil pyłkowy osadów jeziornych z miejscowości Weiherbach w kantonie Lucerny. Jego część środkowa wykazuje pewne podobieństwa do profilu z Kątów i to tak pod względem składu rodzajowego drzew jak i niektórych kulminacji krzywych. W. Lüdi (35) przypisuje dolnej i środkowej części tego profilu wiek interglacjału Riss-Würm lub interstadiału Würm I - Würm II. Niektóre jednak względy tak natury metodycznej jak i mające na uwadze rolę Alp i Masywu Centralnego w czasie zlodowacenia bałtyckiego, nakazują ostrożność w wyciąganiu na tej podstawie wniosków w stosunku do materiału karpacciego. Profil z Weiherbach i jego ocena stratygraficzna musi wprawdzie przejść przez ostrze krytyki i to tak glaciologów jak i palynologów obszaru alpejskiego.

Podkarpackim florom dryasowym można by również przypisać wiek stadiału brandenburskiego, a serie ze szczątkami lasu modrzewiowo-sosnowego związać z interstadią oryńskiacką. Tego rodzaju interpretacja pociąga za sobą włączenie opisanych wyżej soliflukcji karpaccich do stadiału brandenburskiego, a znalezione pod nimi flory pochodziłyby ze schyłku ostatniego interglacjalu. Takie postawienie sprawy stawałoby się koniecznością, z uwagi na obecność w tych florach świerka i jodły, których brak w lesie modrzewiowo-sosnowym z Łęka Dolnych, Walawy i Ludwinowa. Całość tej koncepcji pociąga za sobą, podobnie do poprzedniego, stwierdzenie, że na Podkarpaciu nie byłoby w takim przypadku ani jednej flory wieku stadiału pomorskiego, z czym również trudno się pogodzić.

Kraków, marzec 1951 r.

Z Instytutu Botanicznego  
Uniwersytetu Jagiellońskiego

#### LITERATURA

1. Domin K. — Nejnízsi naleziste limby v Tatrach. *Veda Prirodni*, 6, Praha 1925.
2. Dostal J. — Rozsireni limby (Pinus cembra) v Liptovskych Holich. *Veda Prirodni*, 13, Praha 1932.
3. Dyakowska J. — Historia torfowiska „na Czerwonym“ pod Nowym Targiem w świetle analizy pyłkowej. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd. Kom. Fizjogr.* t. 63, Kraków 1928.
4. Dyakowska J. — Interglacjal w Ściejowicach pod Krakowem. *Starunia*, 17, Kraków 1939.
5. Dyakowska J. — Interglacjal w Kątach koło Sromowiec Wyznich (Pieniny). *Starunia*, 23, Kraków 1947.
6. Erdtman G. — An Introduction to Pollen Analysis. *Chronica Botanica*, Waltham, Mass. 1943.
7. Friedberg W. — Studia geologiczne w okolicy Rzeszowa i Łańcuta. *Kosmos*, t. 24, Lwów 1899.
8. Friedberg W. — Atlas Geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu 16. *Akad. Umiej.* Kraków 1903.
9. Friedberg W. — Atlas Geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu 19. *Akad. Umiej.* Kraków 1906.
10. Gawłowska M. Przyczynek do znajomości flory kopalnej w Cimoszowicach. *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 10, Kraków 1934.

11. Godwin H. — The Relationship of Bog Stratigraphy to Climatic Change and Archeology. *Prehist. Soc. Proc.* 1946.
12. Gołąb J. — Przyczynki do geologii okolicy Mogielnicy na ark. Rabka. *Państw. Inst. Geol. Biul.* 29, Warszawa 1947.
13. Granlund H. — De Svenska Högmossarnas Geologi. *Sverig. Geol. Unders.* 26, Stockholm 1932.
14. Jaroń B. — Analiza pyłkowa interglacjału z Żydowszczyzny koło Grodna. *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 9, Kraków 1933.
15. Jaroń B. — Torfowisko z kulturą łużycką w Biskupinie. *Przeegl. Archeol.* 5, Poznań 1936.
16. Kirkor A. — Badania archeologiczne w okolicach Babic i Kwaczały. *Akad. Umiej. Rozpr. i Sprawozd. z posiedz. Wydz. Hist.-Filol.* Kraków 1874.
17. Klimaszewski M., Szafer Wł. — Plejstocen w Łękach Dolnych koło Tarnowa. *Starunia*, 19, Kraków 1945.
18. Klimaszewski M. — Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. *Wrocl. Tow. Nauk. Prace*, ser. B, 7, Wrocław 1948.
19. Konior K. — O profilu plejstocenijskim w Dziedzicach. *Starunia*, 11, Kraków 1936.
20. Konior K. — O występowaniu warstw interglacialnych w Wilamowicach. *Starunia*, 18, Kraków 1939.
21. Kotuła B. — Rozmieszczenie roślin naczyniowych w Tatrach. *Akad. Umiej.* Kraków 1889—1890.
22. Kozłowska A. — Z badań nad florą paleolitu w Polsce. *Kosmos*, t. 46, Lwów 1921.
23. Kozłowska A. — Ukształtowanie utworów dyluwialnych i flora dryasowa z okolic Miłowic i Makoszowych. *Muzeum Śląsk.* 6, Katowice 1933.
24. Krause P. G., Gross H. — Das Interglazial von Angerburg nebst Bemerkungen über einige andere ostpreussische Interglaziale. *R.—St. Bodenforsch. Jahrb.* Bd. 60, Berlin 1941.
25. Krukowski St. — Paleolit Polski. *Pol. Akad. Umiej. Encyklopedia Polska*, t. 4, z. 1, Kraków 1939.
26. Książkiewicz M. — Utwory czwartorzędowe pogórza cieszyńskiego. *Pol. Akad. Umiej. Wyd. Śląsk. Prace Geol.* 2, Kraków 1935.
27. Kulczyński St. — Flora międzylodowcowa z Timoszkowicz w Nowogrodzkiem. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd. Kom. Fizjogr.* t. 63, Kraków 1928.
28. Kulczyński St. — Die altdiluvialen Dryasfloren der Gegend von Przemysl. *Acta Soc. Bot. Pol.* 9, Kraków 1932.
29. Kulczyński St. — Torfowiska Polesia. Kraków 1940.
30. Lilpop J. — Flora międzylodowcowa z pod Włodawy nad Bugiem. *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* t. 3, Warszawa 1925.
31. Lilpop J. — Flora utworów międzylodowcowych w Olszewicach. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd. Kom. Fizjogr.* t. 64, Kraków 1929.
32. Lilpop J., Szafer Wł. — Przyczynek do znajomości flory i klimatu dyluwium polskiego. *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* t. 1, Warszawa 1922.
33. Ludera F. — Flora dyluwialna z okolic Rzeszowa i Łańcuta. *Rękopis* 1930.
34. Ludera F. — Wiadomość o znalezieniu osoki aloesowatej (*Stratiotes aloides* L.) w plejstocenie okolicy Rzeszowa. *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 9, Kraków 1933.
35. Lüdi W. — Paul Müllers Pollendiagramme von Weiherbach, Luzern. *Ber. Geobot. Inst. Rübel in Zürich* 1949.

36. Łomnicki A. M. — Atlas Geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu 12. *Akad. Umiej.* Kraków 1900.
37. Mądalski J. — Plejstocenska flora ze Ściejowic. *Starunia*, 10, Kraków 1935.
38. Mądalski J. — O owocujących okazach *Stratiotes aloides* L. w Polsce. *Acta Soc. Bot. Pol.* 15, Kraków 1938.
39. Müller P. — Pollenanalytische Untersuchungen in eiszeitlichen Ablagerungen bei Weiherbach (Kt. Luzern). *Ber. Geobot. Inst. Rübel in Zürich* 1949.
40. Nemejc F. — Paleobotanical researches in some quaternary deposits in the surroundings of Ruzomberok, Slovakia. *Acad. Sci. Bohême, Bull. Intern.* Praha 1929.
41. Nilsson T. — Die pollenanalytische Zonengliederungen der spät- und postglazialen Bildungen Schoens. *Geol. Fören. Förhandl.* 57, Stockholm 1935.
42. Piech K. — Das Interglazial von Szczerców (östlich v. Wieluń). *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 8, Kraków 1932.
43. Post v. L. — The prospect for pollen analysis in the study of the earth's climatic history. *The New Phytologist*, 45, 1946.
44. Raciborski M. — Kilka słów o modrzewiu w Polsce. *Kosmos*, t. 15, Lwów 1890.
45. Rehman A. — Ziemie dawnej Polski... Karpaty, str. 70, Lwów 1895.
46. Rogala W. — Przyczynek do znajomości dyluwialnych utworów Galicji. *Kosmos*, t. 32, Lwów 1908.
47. Rühle E. — Przekrój geologiczny doliny Lubaczówki pod Hamernią. *Państw. Inst. Geol. Biul.* 66, Warszawa 1952.
48. Stark P., Overbeck F. — Eine diluviale Flora von Johnsbach bei Wartha (Schlesien). *Planta*, 17, 1932.
49. Szafer Wł. — Przyczynek do znajomości modrzewi eurazjatyckich ze szczególnem uwzględnieniem modrzewia w Polsce. *Kosmos*, t. 38, Lwów 1913.
50. Szafer Wł. — Flora tundry staruńskiej. *Pol. Akad. Umiej. Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr.* t. 70, Kraków 1930.
51. Szafer Wł. — Element górski we florze niżu polskiego. *Pol. Akad. Umiej. Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr.* t. 69, Kraków 1930.
52. Szafer Wł. — The oldest Interglacial in Poland. *Acad. Sci. Lett. Bull. Intern.* ser. B. Cracovie 1931.
53. Szafer Wł. — Flora plejstocenska w Jarosławiu. *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 9, Kraków 1933.
54. Szafer Wł. — The Significance of Isopollen lines for the Investigation of the Geographical Distribution of Trees in the post-Glacial Period. *Acad. Pol. Sci. Lett. Bull. Intern.* Cracovie 1935.
55. Szafer Wł. — Nowe znalezienie flory plejstocenskiej w Polsce. *Państw. Inst. Geol. Biul.* 9, Warszawa 1939.
56. Szafer Wł. — Zarys historii rozwoju flory Holarktydy. *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 16, Kraków 1946.
57. Szafer Wł. — Późny glacjał w Roztokach pod Jasłem. *Starunia*, 26, Kraków 1948.
58. Szafer Wł. — Flora dryasowa z Krościenka nad Dunajcem oraz uwagi o klimacie ostatniego zlodowacenia w Karpatach Zachodnich. *Państw. Inst. Geol. Biul.* 24, wyd. 2, Warszawa 1950.
59. Szafer Wł., Jaroń B. — Plejstocenske jezioro pod Jasłem. *Starunia*, 8, Kraków 1935.

60. Szafer Wł., Trela J. — Interglacjał w Szelagu pod Poznaniem. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd. Kom. Fizjogr.* t. 63, Kraków 1928.
61. Środoń A. — Rozwój roślinności pod Grodnem w czasie ostatniego interglacjału. *Acta Geol. Pol.* 1, Warszawa 1950.
62. Środoń A. — Późno-glacialna flora z Dziadowych Kątów koło Grywałdu. *Państw. Inst. Geol. Biul.* 67, Warszawa 1952.
63. Teisseyre H. — Czwartorzęd na przedgórzu arkuszy Sambor i Dobromil. *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 13, Kraków 1938.
64. Trela J. — Analiza pyłkowa utworów międzylodowcowych w Olszewicach (uzupełnienie). *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd. Kom. Fizjogr.* t. 66, Kraków 1932.
65. Trela J. — Interglacjał w Samostrzelnikach pod Grodnem. *Starunia*, 9, Kraków 1935.
66. Wierdak S. — Rozsiedlenie świerka, jodły i buka w Małopolsce. *Sylvan*, 45, 1927.
67. Wdowiarz J. — Budowa geologiczna Karpat w okolicy Dynowa. *Państw. Inst. Geol. Biul.* 10, Warszawa 1939.
68. Żmuda A. — Fossile Flora des Krakauer Diluviums. *Acad. Sci. Lett. Bull. Intern. Cracovie* 1914.



Анджей СЪРОДОНЬ

## ПОЗДНИЙ ГЛЯЦИАЛ И ПОСТГЛЯЦИАЛ В КАРПАТАХ

(с 4 фиг. в тексте)

### РЕЗЮМЕ

#### Содержание

Автор подробно описывает ископаемую флору из долины Зембувки в Карпатах и приходит к заключению, что принадлежит она к ориниакской интерстадии последнего оледенения. Автор делает критический пересмотр стратиграфии прежде описываемых плейстоценовых и некоторых голоценовых отложений. Свою концепцию о существовании ориниакской интерстадии в западных Карпатах автор основывает на анализе ископаемой флоры из долины Зембувки, Контов и Съцеёвиц. Он рассматривает карпатские субфоссильные флоры найденные в аллювиальных конусах и в подошве аллювиальных террас и связывает их происхождение с субатлантическим увеличением влажности климата.

В первой главе автор подает подробное описание ископаемой лесной флоры из долины Зембувки в Карпатах расположенной южнее Кракова (315 м. над у. м.) Найденная там темная глина с аллювиальным характером с богатыми остатками растений и насекомых залегает в подошве террасы высотой до 8 м, верхняя часть которой мощностью около 6 м имеет признаки солифлюкции. На основании определенных из этой глины микроскопических и макроскопических остатков растений, а особенно большого количества определенных древесин автор приходит к выводу, что господствующим лесным сообществом был в свое время холодный лес и частично лиственница, кедр (*Pinus cembra*) и вероятно обыкновенная сосна (*Pinus silvestris*). В подкладке выступали богатые вербовые заросли (*Betula humilis*) и лугово-лесная травянистая растительность.

На основании флоры и прочих стратиграфических данных автор связывает солифлюкционный покров с померанской стадией последнего оледенения — варшавского II, а лесную флору включает в ориниакский интерстадиал. К этому интерстадиалу он также причисляет ранее описанные лесные флоры из Контов вблизи Сромовец Выжних (Дыаковская 5) и Съцеё-

виц вблизи Кракова (Дыаковская 4). Более подробное и критическое описание этого лесного интерстадиала для Карпат и Прикарпатья подает автор в главе IV.

Во второй главе описано целый ряд карпатских субфоссильных флор, найденных зачастую в подошве аллювиальных конусов и в подошве рендзинной террасы. Образование этого торфа, имеющего как правило, аллювиальный характер, автор связывает с субатлантической влажностью климата, которая в торфяниках имеет свое место в рекурренционном горизонте так наз. граничном горизонте Вебера (RY III согласно номенклатуре Гранлюнда). Таким образом более частые образования наиболее распространенной в карпатских долинах террасы называемой рендзинной, которая в пригорных участках долин достигает высоты до 10 м.

В главе III представлена ревизия мнений в отношении к некоторым флорам плейстоцена, известным из Карпат и Прикарпатья. Особенно автор считает, что флоры из Людвинова (Жмуда 68), Лэнк Дольных (Климашевский и Шафер 18), Валявы и Барычи (Кульчинский 28) и Старуни (Шафер 50), связанные до сих пор с оледенением варшавским или краковским являются младшими и происходят из последнего оледенения (варшавское III). Эти флоры имеют серии с померанского стадиала последнего оледенения (дриасовые флоры), серии позднего гляциала (остатки лиственнично-сосновых лесов) и серии младшего гляциала (остатки леса с пихтой и буком). Торфы из Гамерни (Шафер 52) временно связаны со склоном позднего гляциала и постгляциала. Эти торфы до сих пор считались староплейстоценовыми.

Весь изложенный палеоботанический материал был представлен в стратиграфической схеме на таблице 7. Указанная там характеристика отдельных периодов представляется в следующем:

**Бранденбургский стадиал.** На юге Польши безлесная дриасовая тундра. Арктический климат.

**Ориниакский интерстадиал.** На западном Прикарпатья господствовал сосново-еловый лес с лиственницей, вербовыми зарослями, березой (*Betula nana*), ольхой, пихтой и следами смешанного лиственного леса (Съеёвице). В нижних партиях западных Карпат в первой более теплой фазе господствовал еловый лес с сосной, кедром, лиственницей, пихтой и ольхой. По мере ухудшения климата участие ели и других хвойных лесов уменьшается в пользу увеличивающихся березовых и вербовых зарослей (*Betula humilis*). Верхняя граница леса у подножия Татр. Климат субарктический, в термическом оптимуме этого периода холодный.

**Померанский стадиал** (Зона XII по Т. Нильссону). Господствующим растительным сообществом на Прикарпатья является безлесная дриасовая тундра со степными элементами (Людвинув, Лэнки Доль-

не, Валява, Барыч, Старуня). В нижних партиях Карпат безлесье, альпийская тундра. Период образования солифлюкции (Кросьценко, Розтоки — горизонт А<sub>1</sub>, Конты, Зембувка). Климат арктический, но вероятно более умеренный чем тот, который был в бранденбургском стадиале.

Поздний гляциал (Зона XI по Т. Нильссону). Господствующим растительным сообществом на Прикарпатьи является лиственнично-сосновый лес с кедром и березово-вербовыми зарослями (*Betula nana* и *B. humilis*). Нижние партии Карпат, заросшие березово-вербовыми зарослями с карликовыми деревьями (Розтоки). Верхняя граница леса на высоте Розток т. е. около 250 м. над у. м. Климат субарктический с более теплой фазой (Аллерэд).

Склон позднего гляциала (Зона X по Т. Нильссону). На Прикарпатьи и в низших партиях Карпат продолжает господствовать лес того же типа, как и в XI зоне, но живущий в худших климатических условиях. Верхняя граница леса на высоте Дзядовых Контов вблизи Грывалда, т. е. около 500 м над у. м.

Постгляциал (Зона IX — I по Т. Нильссону). На Прикарпатьи и в Карпатах постгляциальная сукцессия лесов известна на основании профилей целого ряда торфяников и озерных осадков. В долинах карпатских рек, в подошве аллювиальных конусов и в рендзинной террасе часто выступают аллювиальные лесные торфы, отложенные здесь в периоде субатлантической влажности климата.

Ботанический Институт  
Ягеллонского Университета, Краков.

Andrzej ŚRODOŃ

## LAST GLACIAL AND POSTGLACIAL IN THE CARPATHIANS

(with 4 fig. in the text)

### SUMMARY

#### Abstract

The author describes the fossil flora from the Zięmbówka valley near Pcim and ascribes it to age of the Aurignacian interstadial of the last glaciation. He makes the revision of the stratigraphy of the Pleistocene sediments of the Carpathians, described before, and of some Holocene sediments. He bases his description of the Aurignacian interstadial in the Western Carpathians upon the fossil floras from Zięmbówka, Kały and Ściejowice. He discusses the Carpathian sub-fossil floras remaining in alluvial cones and in the bottom of an alluvial terrace and connects their formation with the sub-Atlantic increase of humidity of climate.

In Chapter I the author gives a detailed description of the fossil forest flora from the Zięmbówka valley situated in the Carpathians south of Cracow (315 m above sea level). The dark clay found there has an alluvial character and contains rich plant and insect remains; it lies at the bottom of an 8 m high terrace whose upper part, about 6 m thick, bears traces of solifluction. On the grounds of classified microscopic and macroscopic plant remains found in this clay, and especially on the grounds of a considerable quantity of timbers, the author comes to the conclusion that the predominant forest association of that time was a cool conifer forest of subarctic character. The main component of this forest was the spruce with the admixture of the larch, Swiss stone-pine (*Pinus cembra*) and probably common pine (*Pinus silvestris*). In the lining of the forest occurred thick willow and birch (*Betula humilis*) shrubs, as well as meadow-forest herbaceous flora. Basing upon the flora and other stratigraphic data the author connects the solifluction cover with the Pomeranian stadial of the last glaciation (Varsovien II), and he includes the forest flora in the Aurignacian interstadial. The author also reckons the forest floras from Kały near Sromowce Wyżnie (D y a-

kowska, 5) and from Ściejowice near Cracow (Dyakowska, 4) among the same interstadial. In Chapter IV the author gives a more detailed and critical description of this sylvan interstadial regarding the Carpathians and Subcarpathians.

In Chapter II a range of Carpathian subfossil floras often encountered in the bottom of alluvial cones and in the bottom of an alluvial terrace have been described. The coming in to existence of these peats having, as a rule, an alluvial character are connected, according to the author's opinion, with the sub-Atlantic increase of humidity of climate, which, in peat bogs, appeared in the form of a recurrence horizon, called the Weber's border horizon (RY III in Granlund's nomenclature). Thus the layers of subfossil peats, frequent in the Carpathians, determine the time of the coming into existence of the biggest terrace of the Carpathian valleys, called the alluvial terrace, which in the foreland sectors of the valleys attains a height up to 10 m.

Chapter III gives a revision of opinions regarding the age of certain Pleistocene floras known from the Carpathians and Subcarpathians. The author's opinion is that particularly floras from Ludwinów (A. Żmuda, 68), Łęki Dolne (M. Klimaszewski and Wł. Szafer, 18), Walawa and Barycz (St. Kulczyński, 28) and Starunia (Wł. Szafer, 50), so far believed to be connected with the Varsovien I and Cracovien glaciations are younger and date from the last glaciation (Varsovien II). These floras consist of series from the Pomeranian stadial of the last glaciation (Dryas floras), series from the late glacial (remains of larch-pine forest) and series from the young post-glacial (remains of forest containing fir-tree and beech). The peats from Hamernia (Wł. Szafer, 52) are connected, in respect of their age, with the decline of the late glacial and with the post-glacial. So far these peats were regarded as pertaining to the Old Pleistocene.

The whole of the discussed palaeobotanical material has been given in a stratigraphical scheme in table 7. The characteristic features of particular periods given in the said scheme look as follows:

**Brandenburgian Stadial.** In the south of Poland there was at that time, a treeless Dryas tundra. The climate was arctic.

**Aurignacian Interstadial.** In the Western Subcarpathians prevailed a pine-spruce forest with the larch, willow shrubs, birch (*Betula nana*), alder, fir-tree and traces of mixed foliaceous forest (Ściejowice). In the first, warmer, phase the lower parts of the Western Carpathians were predominated by a spruce forest with the pine, Swiss stone-pine, larch, fir-tree and alder. As the climate deteriorated, the proportion of spruce and other conifers diminished to the advantage of

expanding willow and birch (*Betula humilis*) shrubs. The upper forest limit ran at the foot of the Tatra Mountains. The climate was subarctic, cool in the thermal optimum of that period.

Pomeranian Stadial (Zone XII after T. Nilsson). The predominant plant association of the Subcarpathians was a treeless Dryas tundra with steppe elements (Ludwinów, Łęki Dolne, Walawa, Barycz, Starunia). In the lower parts of the Carpathians there was a treeless Alpine tundra. It was the time of the formation of solifluction (Krościenko, Roztoki — horizon A<sub>1</sub>, Kały, Ziembówka). The climate was arctic, though probably milder than that prevailing in the Brandenburgian stadial.

Late Glacial (Zone XI after T. Nilsson). The plant association predominant in the Subcarpathians was a larch-pine forest with the Swiss stone-pine and willow-birch (*Betula nana* and *B. humilis*) shrubs. The lower parts of the Carpathians were invaded by willow-birch shrubs with mountain pine (Roztoki). The upper forest limit was at the altitude of Roztoki, i. e. about 250 m above sea level. The climate was subarctic with a warmer oscillation (Alleröd).

Decline of Late Glacial (Zone X after T. Nilsson). In the Subcarpathians and in the lower parts of the Carpathians still prevailed a forest of the same type as that of Zone XI, though vegetating in worse climatic conditions. The upper forest limit ran at the altitude of Dziadowe Kały near Grywald, i. e. about 500 m above sea level.

Post-Glacial (Zones IX — I after T. Nilsson). In the Subcarpathians and Carpathians the post-glacial succession of forests is known on the grounds of pollen profiles from a number of peat bogs and lacustrine sediments. In the valleys of the Carpathians rivers the bottom of alluvial cones and of the alluvial terrace often contain alluvial forest peats deposited there during the sub-Atlantic increase of humidity of climate.

*The Botanical Institute  
of the Jagellonian University, Cracow*



Andrzej ŚRODOŃ

## PÓŹNO-GLACJALNA FLORA Z DZIADOWYCH KĄTÓW KOŁO GRYWAŁDU

(z 1 fot.)

### Streszczenie

Autor poddaje analizie paleobotanicznej kopalny torf leśny okryty zsuwem o 15 m miąższości. Na podstawie znalezionych w torfie szczątków makroskopowych i badań wykonanych metodą analizy pyłkowej przyjmuje, że torf i zsuw pochodzą ze schyłku zlodowacenia bałtyckiego. Wyznacza przebieg w tym czasie na badanym obszarze klimatycznej górnej granicy lasu oraz podaje jego skład i strukturę.

W 1948 r. profesorowie Wł. Szafer i M. Książkiewicz przeprowadzając badania nad położeniem pliocenских glin w Dziadowych Kątach koło Grywałdu odkryli w spągu piwnicy górala Waksundzkiego płytowy torf typu leśnego. Orientacyjne badanie przeprowadzone przez prof. dr Wł. Szafer'a stwierdziło w torfie szyszki modrzewia i kosodrzewiny, co obok sytuacji geologicznej uzasadniało zajęcie się bardziej dokładne całością profilu. W tym samym roku korzystając z subwencji Państwowej Rady Geologicznej wykonałem wkop zboczowy zbierając obfite materiały do analizy makroskopowej oraz próbki do analizy mikroskopowej. Panu prof. dr Wł. Szaferowi dziękuję serdecznie za oddanie mi tego profilu do zbadania oraz za pomoc przy jego opracowaniu.

### POŁOŻENIE I PROFIL GEOLOGICZNY

Torf w Dziadowych Kątach, o grubości około 0,5 m, leży pod miąższym zsuwem, nieco powyżej dzisiejszego poziomu potoku płynącego przez Dziadowe Kąty, na wysokości około 490 m n. p. m., naprzeciw nieużytkowanej obecnie cegielni, z której została opisana flora plio-



ceńska (Wł. Szafer, 21). Po odkryciu i oczyszczeniu zbocza, profil geologiczny przedstawiał się następująco:

- + 15,00 m osuwisko zbudowane z ostrokrawędzistego rumoszu skalnego i gliny zboczowej,
- 0,10 „ siwy ił bez szczątków roślinnych,
- 0,08 „ ił torfiasty,
- 0,10 „ siwy ił,
- 0,25 „ ił torfiasty,
- 0,43 „ sprasowany torf z materiałem ilastym poprzekładany smugami jasnego iłu,
- 0,20 „ jasnosiwy ił, lekko piaszczysty z kamykami do 3 cm średnicy, z nieoznaczalnym detrytusem roślinnym i kawałkami drewna,
- 0,40 „ rdzawy piasek z otczakami do 20 cm średnicy leżący na poziomie dzisiejszego potoku.

Wyraźnie w morfologii terenu zaznaczające się osuwisko, które pokrywa iły i pokład torfu, posiada w górze nieco poniżej niszy osuwiskowej niewielkie zagłębienie wypełnione współczesnym torfowiskiem typu nizinnego. Kopalny torf przepelniony kawałkami drewna dzieli się płytowo, zapewne wskutek silnego sprasowania przez nadległy zsuw. Niemal zupełny brak mchów jak również i szczątków roślin nieleśnych (torfowiskowych, wodnych) oraz występujące smugi jasnego iłu, jakimi torf jest poprzekładany, pozwala przypuścić, że mamy tu do czynienia nie z zamarym torfowiskiem, którego żywot został nagle przerwany osuwiskiem skalnym, lecz z roślinnym materiałem napływowym nagromadzonym wtórnie w tym miejscu, a następnie sprasowanym przez zsuw. Jest rzeczą charakterystyczną, że torf ten, zawierający sporo materiału ilastego, jest mimo licznych drewnianych wstawek w inne makroskopowe szczątki roślinne takie jak szyszki, owoce lub też nasiona. Wyniki analizy pyłkowej, o których będzie mowa poniżej, potwierdzają przypuszczenie, że torf ten został utworzony w stosunkowo niedługim czasie oraz, że jest wraz z przyległymi iłami utworem napływowym.

#### ANALIZA ROŚLINNYCH SZCZĄTKÓW MAKROSKOPOWYCH

Mimo przepłukania i przeszukania kilku skrzyń torfu i iłów, ilość znalezionych szczątków roślinnych — nie licząc drewnianych — była znikoma. Te jednakże, które udało się stwierdzić, zasługują na uwagę. Licznie wydobyte z torfu i iłów drewna zostały opracowane anatomicznie przez mgr H. Supniewską, za co Jej w tym miejscu składam serdeczne podziękowanie.

Zostały określone następujące gatunki i rodzaje roślin:

- Larix* cfr. *polonica* R a c. — 5 szyszek silnie uszkodzonych, łuski nasienne oraz drewno (torf i stropowy ił torfiasty). Wymiary szyszek: 1. długość 24 mm; 2. długość 19,5 mm; 3. długość 19,5 mm, szerokość 15 mm; 4. długość 18,5 mm. Znalezione szyszki modrzewia są nieliczne, a poza tym uszkodzone. Wielkością oraz zaokrąglonym kształtem okazy te zbliżają się do kopalnych szyszek modrzewia polskiego opisanych z późno-glacialnych osadów w Rostokach i Hamerni (Wi. S z a f e r, 22).
- Pinus cembra* L. — 1 uszkodzone nasienie (torf) i drewno (spągowy ił). Badania anatomiczne skórki i testy nasienia wykazały ponad wszelką wątpliwość przynależność do tego gatunku.
- Pinus montana* L. — 3 uszkodzone szyszki oraz 25 łusek nasiennych znaleziono w torfie. Stwierdzone drewna typu *Pinus silvestris* są prawdopodobnie częściowo lub w całości drewnem kosodrzewiny (fot. 1).
- Juniperus* sp. — 3 szpilki stwierdzone w torfie.
- Betula* cfr. *humilis* S c h r k. — 3 niewykształcone orzeszki pozbawione skrzydełek znalezione w spągowym osadzie jasnego iłu. Do tego gatunku zaliczam na podstawie porównania z bogatym materiałem orzeszków *Betula humilis* o różnym stopniu wykształcenia, jaki posiadają z utworów należących do ostatniego glacjału, znalezionych w dolinie Ziembówki koło Pcimia.
- Betula* sp. — drewna.
- Salix* sp. — drewna.
- Carex* sp. — 4 orzeszki (torf).
- Rubus* sp. — 2 nasiona (torf).
- Viola* sp. — 4 łupiny nasienne (spągowy osad iłu).

- Mchy — 3 lodyżki mchu, niestety tak zniszczone, że oznaczenie ich okazało się niemożliwe.
- Szczałki zwierzęce — pokrywy owadów (stropowy osad iltu).

Wśród określonych roślin największe zainteresowanie wzbudza stwierdzenie na tej wysokości szczałków limby, kosodrzewiny i brzozy niskiej.

*Limba* (*Pinus cembra*), której drewno kopalne znane jest z Ludwinowa (A. Żmuda, 28), Ojcowa (A. Kozłowska, 8) i doliny Ziemkówki (A. Środoń, 27), została w Dziadowych Kątach stwierdzona nie tylko w postaci drewna, ale i nasienia. Drzewo to, rosnące w wysokich pasmach karpaccich, na obszarze Polski występuje dziś dziko tylko w Tatrach u górnej granicy lasu (średnio 1550 m n. p. m.) oraz w piętrze kosodrzewiny.

*Kosodrzewina* (*Pinus montana*), stanowiąca osobne piętro w Tatrach i na Babiej Górze, nie rośnie dziś w Pieninach ani też w Gorcach. Najbliższymi jej stanowiskami o charakterze reliktowym są wysokie torfowiska wyściełające Kotlinę Nowotarską. Kopalne stanowisko kosodrzewiny w Karpatach znane jest w postaci odcisków w trawertynie jej szyszek występujących w towarzystwie odcisków liści brzozy karłowatej (*Betula nana*) stwierdzonych przez J. Lilpopa w Gliczarowie na Podhalu (B. Halicki i J. Lilpop, 5). Wiek trawertynów gliczarowskich nie jest jeszcze definitywnie ustalony. Dalszym karpaccim stanowiskiem kopalnych szyszek kosodrzewiny są późno-glacialne osady zmarłego jeziora w Roztokach koło Jasła (Wł. Szafer, 22). Na Niżu polskim stanowiska tego krzewu wieku interglacialnego znane są z Olszewic pod Tomaszowem Mazowieckim (J. Lilpop, 10) i z Wysokiego Mazowieckiego (St. Kulczyński, 9).

*Modrzew* (*Larix polonica* Rac. i *Larix* sp.) znany w stanie kopalnym na Podkarpaciu i w Karpatach z osadów ostatniego glaciału i późno-glacialnych<sup>1</sup> w Ściejowicach (J. Dyakowska, 3), Kątach (J. Dyakowska, 4), Ziemkówce (A. Środoń, 27), Ojcowie (A. Kozłowska, 8), Ludwinowie (A. Żmuda, 28), Hamerni (Wł. Szafer, 20), Jarosławiu i Rzeszowie (M. Raciborski, 15), Łękach Dolnych (Wł. Szafer, 7) i Roztokach (Wł. Szafer, 22) jest rodzajem, który i dziś

<sup>1</sup> Wiek cytowanych w tej pracy plejstocenijskich osadów z Podkarpacia i Karpat podany jest zgodnie z przeprowadzoną przez autora rewizją, której tymczasowe wyniki pt. „Plejstocenijska flora z doliny Ziemkówki oraz materiały do stratygrafii ostatniego glaciału i postglaciału w Karpatach“ — zostały opublikowane w Biul. 66 Państw. Inst. Geol.

rośnie dziko w pobliskich Pieninach, a w Tatrach bierze udział wraz z limbą w budowie klimatycznej górnej granicy lasu (M. Sokołowski, 16). Na Niżu polskim modrzew znany jest z szeregu stanowisk wieku interglacialnego.

Brzoza niska (*Betula humilis*) nie rośnie dziś w Karpatach. Krzew ten występuje w naszej florze dość często na północy Polski sięgając paroma reliktowymi stanowiskami (na torfowiskach) na południe w pobliże Karpat po linię Puszcza Niepołomicka — torfowiska w okolicy Sambora. Kopalne szczątki brzozy niskiej znane są z osadów ostatniego glacjału i późno-glacialnych w Ludwinowie (A. Żmuda, 28)<sup>1</sup>, Staruni (Wł. Szafer, 19), Hamerni (Wł. Szafer, 20) i doliny Ziemkówki koło Pcimia (A. Śrudoń, 27), poza tym krzew ten został stwierdzony w osadach dryasowych w Krystynopolu (Wł. Szafer, 18). Na południowej stronie Karpat reliktowe stanowiska brzozy niskiej znane z Rumunii (Borsec) i Czechosłowacji (Olomuniec) dowodzą, że krzew ten dawniej posiadał znacznie rozleglejsze rozprzestrzenienie (E. Pop, 14; F. Polivka, K. Domin, K. Podpera, 13).

Osobnego omówienia wymagają drewna wydobyte w dużej ilości z torfu i przyległych mu ilów. Najbogatszy w drewna torf jest przepełniony różnej wielkości kawałkami gałęzi i korzeni o niewielkich na ogół wymiarach. Całych pni drzew nie stwierdzono. Największe kawałki drewna posiadały nieraz końce lekko ścięte i zaokrąglone, co wskazywałoby na ich wtórne w tym miejscu złożenie przy udziale transportu wodnego.

Z drzew szpilkowych zostało stwierdzone drewno modrzewia i sosny. H. Supniewska przyjmuje poza tym możliwość obecności drewna świerka. Znane są jednak powszechnie wielkie trudności, graniczące nieraz z niemożliwością, w odróżnianiu na podstawie anatomicznej drewna świerka od modrzewia. Ponieważ wśród szczątków makroskopowych stwierdzono tylko szyszki modrzewia bez jakiegokolwiek śladu szczątków świerka, uważam wszystkie kawałki drewna oznaczone jako wątpliwe świerki za przynależne do modrzewia. Na poparcie tego twierdzenia przytaczam fakt, że analiza pyłkowa nie wykazała ani jednego ziarna pyłku świerka.

<sup>1</sup> Podane z Ludwinowa przez A. Żmudę kopalne szczątki *Betula humilis* uważa St. Kulczyński za należące do *Betula nana* (Borealny i arktyczno-górski element we florze Europy środkowej. Rozprawy Pol. Akad. Umiej. t. 63, str. 67, 1923).

**TABELA 1**  
Działowe Kąty. Analiza anatomiczna drewnien

Nazwa osadu i miąższość	<i>Larix</i>		<i>Pinus</i> typ <i>cembra</i>		<i>Pinus</i> typ <i>silvestris</i>		<i>Betula</i>		<i>Salix</i>		Ogólna ilość zbadanych kawałków drewna
		%		%		%		%		%	
Ił torfiasty (25 cm)	9	22,5	—	—	7	17,5	13	32,5	11	27,5	40
Torf (43 cm)	35	52,2	—	—	17	25,4	9	13,4	6	9	67
Jasnosiwy Ił (20 cm)	—	—	1	2,9	—	—	30	85,7	4	11,4	35
Razem	44	31	1	0,7	24	16,9	52	36,6	21	14,8	142

Jeśli chodzi o drewno rodzaju *Pinus*, to zostały stwierdzone dwa typy: jeden przynależny do sekcji dwuszpilkowej (*Pinus silvestris* ew. *Pinus montana*), a drugi do sekcji pięcioszpilkowej, przy czym w grę wchodzi z uwagi na stosunkowo niezbyt stary wiek osadu tylko limba (*Pinus cembra*). Kawałki drewna sosny to często odłamki wyraźnie poskręcających gałęzi, wyglądem swym uderzająco przypominające kosodrzewinę. Ponieważ w torfie zostały stwierdzone tylko szyszki kosodrzewiny, przeto można przyjąć, że co najmniej znaczna część drewnien rodzaju *Pinus* należy do gatunku *Pinus montana*. Drewno limby zostało znalezione w spagowym jasnosiwym ile wyłącznie w towarzystwie brzozy i wierzby. Nasienie limby odkryto w torfie.

Rzut oka na dołączone tabele 1 i 2 pozwala na stwierdzenie wyraźnej przewagi drzew szpilkowych w osadzie torfu z panującymi liściastymi (*Salix* + *Betula*) w przyległych doń od spągu i stropu iłach. Czy zróżni-

**TABELA 2**  
Działowe Kąty. Analiza anatomiczna i makroskopowa drewnien

Nazwa osadu i miąższość	Szpilkowe ( <i>Larix</i> + <i>Pinus</i> )		Liściaste <i>Betula</i> + <i>Salix</i>		Ogólna ilość zbadanych kawał- ków drewna
		%		%	
Ił torfiasty (25 cm)	54	31	120	69	174
Torf (43 cm)	14	76,9	43	23,1	186
Jasnosiwy Ił (20 cm)	1	1	95	99	96
Razem	198	43,4	258	56,6	456

cowanie to ma wymowę stratygraficzną, trudno osądzić z uwagi na to, że mamy tu do czynienia w całości z utworem napływowym, którego mechanizm tworzenia się mógł zależeć wyłącznie od warunków lokalnych. Przy zestawieniu jednak obrazu analizy drewnien z profilem otrzymanym na podstawie przeprowadzonej analizy pyłkowej, łatwo można zauważyć pewnego rodzaju zbieżność wyników. W profilu tym w części spągowej i stropowej zaznacza się wyraźnie zwiększenie ilości pyłku brzozy i wierzby kosztem pyłku sosny. Poza tym zwiększa się równocześnie ilość pyłków nie-drzew (NAP), co również, być może, jest nie bez znaczenia. Tak więc ostatecznie można z wszelkim prawdopodobieństwem przyjąć, że jednak mamy tu do czynienia z pewnego rodzaju niewielkim wahaniami klimatycznym w obrębie wielkiego procesu klimatycznego, jaki dokonał się tu w późnym glacie.

## ANALIZA MIKROSKOPOWA

Z torfu i przyległych mu ilów osiagających w opisanym profilu geologicznym razem miąższość 116 cm zostały zebrane próbki do analizy pył-

TABELA 3

Dziadowe Kąty. Procentowy udział pyłków drzew oraz bezwzględne ilości pyłków nie-drzew (NAJ). Odstęp między próbkami 3 cm. Znak + oznacza ślady.

Nazwa osadu	Nr próbki	<i>Pinus</i>	<i>Larix</i>	<i>Betula</i>	<i>Salix</i>	<i>Alnus</i>	<i>Athyrium</i>	<i>Artemisia</i>	<i>Lycopodium</i>	<i>Chenopodiaceae</i>	<i>Gramineae</i>	<i>Ericaceae</i>	Suma pyłków nie-drzew (NAP)	
Torf z wkładkami ilastymi	19	+	-	+	+	+	+	+	+	-	-	-	-	
	20	Pyłków brak												
	21	Pyłków brak												
	22	82	-	11	7	-	3	1	-	-	-	-	-	75
	23	96	1	2	1	-	3	-	-	-	-	-	-	55
	24	94	1	2	2	1	4	-	-	-	1	2	-	62
	25	89	-	10	1	-	2	-	-	1	-	-	-	-
	26	91	2	1	6	-	2	-	1	-	-	-	-	59
	27	98	-	1	1	-	1	-	1	-	2	-	-	-
	28	91	-	5	4	-	3	-	1	1	1	-	-	103
	29	Pyłków brak												
	30	80	1	15	4	-	2	2	2	-	-	-	-	120

kowej w odstępach co 3 cm. W praktyce pełną analizę udało się wykonać tylko z 9 próbek (22—30) zawierających torf. Przyległe ility jak również i smugi ilaste w obrębie torfu nie zawierały pyłków zupełnie albo w tak znikomych ilościach, że nie opłacało się robić pełnej analizy.

Wynik analizy pyłkowej zestawiony jest w tabeli 3. Wielka przewaga pyłku sosny, sporadycznie występujący modrzew, którego pyłek z reguły źle się konserwuje, oraz niewielkie ilości brzozy i wierzby z pewnym nasileniem w części spągowej i stropowej profilu, oto obraz niewielkiego fragmentu chłodnego okresu poprzedzającego zapewne próg holocenu. Zupełny brak pyłku świerka i jodły niemal wyklucza możliwość przyjęcia któregoś ze starszych okresów ostatniego glacjału.

W związku z otrzymanym wynikiem przeprowadzonej analizy pyłkowej trzeba jeszcze poczynić pewne uwagi natury ogólniejszej o charakterze metodycznym.

W obszarach górskich utwory napływowe są raczej częste, a ich interpretacja — jak się wielokrotnie przekonano — wymaga dużej ostrożności. W pierwszym rzędzie zdać sobie trzeba sprawę z tego, że zachowanie pyłków w utworze napływowym jest niewątpliwie gorsze aniżeli w normalnie narastającym torfowisku, czy też osadzie jeziornym. W napływach niewątpliwie ma miejsce pewnego rodzaju selekcja na rzecz pyłków odporniejszych, które później maskują właściwy obraz. Wiemy dobrze, że selekcja taka zachodzi i w normalnym torfie, lecz zapewne nigdy w tak wysokim stopniu jak w napływach, zawierających z reguły sporo materiału ilastego i piaszczystego, który nie sprzyja konserwacji pyłków. Z tych niewątpliwie względów napływowy materiał organiczny jest zazwyczaj ubogi w pyłki.

Skład i ilość pyłków w osadzie napływowym zależy zapewne i od tego, że osady tego typu tworzą się najczęściej w śródleśnych i zacisznych punktach dolin potoków lub u ich ujścia do większych rzek. W takich miejscach, pozbawionych otwartych przestrzeni, osad otrzymuje deszcz pyłkowy w dużej mierze o charakterze lokalnym i niewątpliwie zniekształcony bezpośrednią obecnością pokrywy leśnej.

W przeciwieństwie do tych warunków otwarte przestrzenie torfowisk, czy też osadów na dnach jezior doskonale z natury konserwujących ziarna pyłków, otrzymują transport pyłków w większym stopniu wymieszany i z dalszych okolic, dając w sumie pełniejszy i wierniejszy obraz otaczającej roślinności. Na tle tych uwag staje się jasne, jak bardzo należy być ostrożnym przy interpretowaniu materiału dowodowego z napływowych osadów o charakterze organicznym.

Wracając do naszego profilu z Dziadowych Kątów przyjdzie nam na wstępie stwierdzić, że w najbliższym sąsiedztwie nie ma dotychczas

torfowiska, które by było opracowane metodą analizy pyłkowej. Spośród licznych torfowisk Kotliny Nowotarskiej tylko dwa zostały na razie tą metodą opracowane, a mianowicie „Bór na Czerwonym“ (J. Dyakowska, 1) i Rudne koło Suchej Hory na Orawie (T. Peterschilka, 12). Pierwsze z nich nie ma dla nas żadnego znaczenia, gdyż obejmuje tylko młodsze okresy holocenu, natomiast drugie, położone na drugim końcu Kotliny, zawiera niemal pełną serię postglacialną. W spąg postglacjalny sięgają również dwa torfowiska tatrzańskie, tj. Polana Molkówka i Staw Litworowy, opracowane przez J. Dyakowską (2).

Dolne serie tych trzech torfowisk charakteryzują się panowaniem pyłku sosny (która przekracza nawet 90%), niewielkimi ilościami brzozy oraz śladami wierzby, olszy i świerka. Spektrum pyłkowe torfu kopalnego z Dziadowych Kątów jest podobne, z tym jednakże, że brzoza i wierzba występują w wyższych procentach, brak jest zupełny pyłku świerka, a pyłek olszy był stwierdzony tylko w śladach. Z tych względów przyjmuję, że torf z Dziadowych Kątów jest starszy i obejmuje fragment chłodnego okresu, który poprzedzał holocenijskie ocieplenie. Wł. Szaffer w pracy pt. „Schylek plejstocenu w Polsce“ (24) przyjmuje dla tego torfu wiek młodszego dryasu (X według skali T. Nilssona).

#### UWAGI KOŃCOWE

Drzewa i krzewy, które składają się na kopalny las w Dziadowych Kątach, wskazują dość wyraźnie na jego kresowe w tym miejscu położenie. Limba i modrzew w towarzystwie krzewów, nie znoszących ocienienia, takich jak kosodrzewina, jałowiec, wierzba i brzoza niska tworzyły las rzadki i porozrywany o charakterze przypominającym stosunki panujące dziś na wysokości klimatycznej górnej granicy lasu w Tatrach. Dziadowe Kąty koło Grywałdu, to prawdopodobnie jeden z punktów pośrednich wznoszenia się u schyłku późnego glacialu górnej granicy lasu modrzewiowo-sosnowego z limbą o charakterze subarktycznym, który w tym czasie okrywał południową Polskę i niższe części Karpat. Wcześniejsze a tym samym i niższe położenie górnej granicy lasu tego typu zostało odkryte w spągu kopalnego jeziora w Roztokach koło Jasła (Wł. Szaffer, 22) na wysokości 230 m n. p. m., a więc 260 m poniżej stanowiska w Dziadowych Kątach. Różnica 260 m pomiędzy tymi położeniami kopalnej górnej granicy lasu w późnym glacialu zdaje się być raczej za wysoka. Dokładniejsze jednak sprecyzowanie jest trudne do przeprowadzenia, gdyż na razie rozporządzamy tylko dwoma porównywalnymi stanowiskami, poza tym nie mogły być w obliczeniu uwzględnione ani bardzo prawdopodobna w późnym glacialu na tych wysokościach



szeroka strefa walki u górnej granicy lasu, ani też różnice w wysokości jej położenia, pozostające zawsze w dużej zależności od topografii terenu.

Analiza pyłkowa naszego torfu wykazała wysoką, zazwyczaj maskującą prawdziwy obraz przewagę pyłku sosny, którą w tym miejscu była najprawdopodobniej przede wszystkim kosodrzewina, jak na to wskazują jej szczątki makroskopowe przy braku szczątków sosny zwyczajnej. Tego rodzaju stwierdzenie w późno-glacialnym torfie, który jest nie kopalnym torfowiskiem lecz utworem napływowym, wskazuje na wielkie rozprzestrzenienie w tym czasie kosodrzewiny w Kotlinie Nowotarskiej. Później, na progu holocenu, gdy nastąpiło ogólne ocieplenie klimatu i w związku z tym przesunięcie się górnej granicy lasu wyżej, kosodrzewina weszła na formujące się w tym właśnie czasie Bory Nowotarskie, na których jako relikwyt trwa po dzień dzisiejszy.<sup>1</sup>

U schyłku późnego glacialu, tj. w okresie, kiedy utworzył się nasz torf w Dziadowych Kątach, kosodrzewina była szeroko rozpowszechniona nie tylko w Kotlinie Nowotarskiej. W niskich okolicach karpackich była ona zjawiskiem częstym i to nie tylko na przedpolu jej dzisiejszego zasięgu w Karpatach wschodnich i zachodnich, o czym świadczą liczne stanowiska relikwytowe tego krzewu (por. zestawienie w pracy T. Sulmy, 17), lecz i w Beskidzie Środkowym, czego dowodem są kopalne szyszki kosodrzewiny znalezione w późno-glacialnych osadach jeziornych w Roztokach koło Jasła (Wł. Szaf er, 22). Zagadnienie historii kosodrzewiny w naszych Karpatach jest omówione szerzej w pracach T. Sulmy (17), B. Pawłowskiego (11), A. Środonia (25, 26) i Wł. Szaf era (23) na tle jej rozmieszczenia współczesnego, stanowisk relikwytowych i historii wahań klimatycznej górnej granicy lasu w późnym glacialu i postglacialu.

Drugim krzewem zasługującym na dodatkowe w tym miejscu omówienie jest brzoza niska (*Betula humilis*), która rosła — jak na to wskazują znalezione jej szczątki — w strefie walki u górnej granicy późno-glacialnego lasu w Karpatach. Jest rzeczą znamioną, że brzoza ta nie została dotychczas znaleziona na żadnym z torfowisk nowotar-

<sup>1</sup> W 1948 r. przeprowadzałem w towarzystwie mgr Z. Bąkowskiego badania nad silnie eksploatowanym torfowiskiem wysokim „Na Grelu” koło Ludzimierza, którego resztki porasta dziś jeszcze kosodrzewina. W odkrytym przez eksploatację poziomie spagowym tego torfowiska znajdującym się na głębokości około 5 m stwierdziliśmy szyszki kosodrzewiny, która tam rosła w okresie panowania brzozy, jak na to wskazują białe pasma doskonale w torfie zachowanej kory tego drzewa.

skich. Na swych niżowych stanowiskach brzoza niska zachowała się przede wszystkim na torfowiskach typu nizinnego; Bory Nowotarskie zaś to głównie torfowiska wysokie, co — obok ich wielkiego zniszczenia przez człowieka — może częściowo tłumaczyć, że krzew ten nie dochował się w tych stronach. Jest rzeczą wielce prawdopodobną, iż w czasie szczegółowych badań, na jakie zanikające torfowiska nowotarskie ciągle jeszcze czekają, brzoza niska znajdzie się chociażby w formie subfossilnych szczątków.

Wiek torfu w Dziadowych Kątach datuje równocześnie miąższe osuwisko skalne, którym ten torf jest okryty. Tego rodzaju osuwiska występują w Karpatach pospolicie i wystarczy prześledzić parę szczegółowych map geologicznych, aby się o tym przekonać. Wiek osuwisk karpackich jest bardzo rozmaity; powstały one bowiem dawniej, a także tworzą się współcześnie, w zależności od różnych czynników. Bardziej szczegółowe naświetlenie tego zagadnienia jest dziś jeszcze raczej trudne do przeprowadzenia, gdyż na razie — o ile jestem dobrze poinformowany — nie rozporządzamy serią obserwacji, które by określały wiek i pochodzenie większej ilości osuwisk w jakimś obszarze karpackim.

W glacialu i późnym glacialu miały miejsce w Karpatach przebiegające na wielką skalę procesy soliflukcyjne i wietrzenia mechanicznego, o których wiemy z opisywanego obszaru na podstawie badań M. Klimaszewskiego (6) i Wł. Szafera (23). U schyłku późnego glacialu, w miarę zanikania lodowca na północy, postępujące radykalnie ocieplenie się klimatu było czynnikiem uruchamiającym powierzchniowy materiał zwietrzelinowy i pochodzenia soliflukcyjnego, który — prawdopodobnie w ramach zjawiska powszechnego — spełyzywał i zsuwał się po zboczach. Proces ten organicznie związany z uruchomieniem wody w glebie i tworzeniem się jej poziomego gruntowego przesuwiał się stopniowo na coraz to wyższe położenia w Karpatach. Za postępującym, trwałym rozmarzaniem i rozluźnianiem się podłoża podążał ku górze las, którego górna granica zbliżała się prawdopodobnie w swych etapach pośrednich do górnej granicy przebiegu ważnego, bo glebotwórczego procesu dokonującego się w podłożu.

Opisany tu na podstawie torfu z Dziadowych Kątów las nie miał pod względem strukturalnym charakteru tajgi syberyjskiej rosnącej dziś na plejstocenijskiej zmarzlinie w północnej części Związku Radzieckiego. Bardziej południowe położenie przy radykalnej zmianie warunków klimatycznych na lepsze, oto czynniki, które prawdopodobnie dość wcześnie u schyłku późnego glacialu pozbawiły zbocza karpackie

zmarzliny. Las zbliżający się typem do subarktycznej tajgi syberyjskiej z panującym, płytko korzeniącym się świerkiem rósł w Karpatach, ale wcześniej — w okresie interstadialnego ocieplenia, jakie miało miejsce w ciągu ostatniego glacjału. Temat ten będzie przedmiotem osobnej publikacji.

Z Instytutu Botanicznego  
Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie

#### L I T E R A T U R A

1. Dyakowska J. — Historia torfowiska „na Czerwonem“ pod Nowym Targiem w świetle analizy pyłkowej. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd. Kom. Fizjogr.*, t. 63, Kraków 1928.
2. Dyakowska J. — Analiza pyłkowa kilku torfowisk tatrzańskich. *Acta Soc. Bot. Pol.* 9, Kraków 1932.
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. Halicki B., Lilpop J. — Czwartorzędowe trawertyny w Gliczarowie na Podhalu. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 33, Warszawa 1932.
6. Klimaszewski M. — Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. *Wrocł. Tow. Nauk. Prace*, ser. B, nr 7, Wrocław 1948.
7. Klimaszewski M., Szafer Wł. — Plejstocen w Łękach Dolnych koło Tarnowa. *Starunia*, 19, Kraków 1945.
8. Kozłowska A. — Z badań nad florą paleolitu w Polsce. *Kosmos*, t. 46, Lwów 1921.
9. Kulczyński St. — Torfowiska Polesia. Kraków 1940.
10. Lilpop J. — Flora utworów międzylodowcowych w Olszewicach. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd. Kom. Fizjogr.*, t. 64, Kraków 1929.
11. Pawłowski B. — Ogólna charakterystyka geobotaniczna Gór Czywczyńskich. *Pol. Akad. Umiej. Rozp. Wydz. Mat.-Przyr.* t. 72, B, nr 6, Kraków 1948.
12. Peterschilka F. — Pollenanalytische Untersuchungen der „Borysúmpfe“ in Polen. *Deutsche Bot. Gesell. Ber.* Bd. 45, Berlin 1927.
13. Polivka F., Domin K., Podpera J. — Klíč k úplné kvetene Č. S. R. Olomouc 1928.
14. Pop E. — Das Torfmoor von Borsec. *Guide de la sixième excursion phytogéographique internationale, Roumanie.* p 14. 1931.
15. Raciborski M. — Kilka słów o modrzewiu w Polsce. *Kosmos*, t. 15, Lwów 1890.
16. Sokołowski M. — O górnej granicy lasu w Tatrach. *Zakłady Kórnickie* 1928.
17. Sulma T. — Kornuty — rezerwat na Łemkowszczyźnie. Wyspowe stanowisko kosodrzewiny (*Pinus Mughus Scop.*) w Beskidach Niskich. *Ochr. Przyr.* 16, Kraków 1936.

18. Szafer Wł. — Eine Dryas-Flora bei Krystynopol in Galizien. *Acad. Sci. Lett. Bull. Intern. Cracovie* 1912.
19. Szafer Wł. — Flora tundry staruńskiej. *Pol. Akad. Umiej. Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr.* t. 70, Kraków 1930.
20. Szafer Wł. — The oldest Interglacial in Poland. *Acad. Pol. Sci. Lett. Bull. Intern.* ser. B. Cracovie 1931.
21. Szafer Wł. — Flora pliocenińska z Krościenka nad Dunajcem. *Pol. Akad. Umiej. Rozp. Wydz. Mat.-Przyr.* t. 72, ser. B, Kraków 1946.
22. Szafer Wł. — Późny glacjał w Roztokach pod Jasłem. *Starunia*, 26, Kraków 1948.
23. Szafer Wł. — Flora dryasowa z Krościenka nad Dunajcem oraz uwagi o klimacie ostatniego zlodowacenia w Karpatach Zachodnich. *Państw. Inst. Geol. Biul.* 24, wyd. 2, Warszawa 1950.
24. Szafer Wł. — Schyłek plejstocenu w Polsce. *Państw. Inst. Geol. Biul.* 65, Warszawa 1952.
25. Środoń A. — Górna granica lasu na Czarnohorze i w Górach Czywczynińskich. *Pol. Akad. Umiej. Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr.* t. 72, ser. B, nr 7, Kraków 1948.
26. Środoń A. — Przyczynek do historii rozwoju lasu w Karpatach Wschodnich. *Starunia*, 25, Kraków 1948.
27. Środoń A. — Plejstocenińska flora z doliny Ziemkówki oraz materiały do stratygrafii ostatniego glacjału i postglacjału w Karpatach. (Streszczenie referatu). *Państw. Inst. Geol. Biul.* 66, Warszawa 1952.
28. Żmuda A. — Fossile Flora des Krakauer Diluviums, *Acad. Sci. Lett. Bull. Intern. Cracovie* 1914.

Анджей СЪРОДОНЬ

## ПОЗДНЯЯ ГЛЯЦИАЛЬНАЯ ФЛОРА ИЗ ДЗЯДОВЫХ КОНТОВ ВБЛИЗИ ГРЫВАЛДА (ЗАПАДНЫЕ КАРПАТЫ)

(с 1 фот.)

### РЕЗЮМЕ

#### Содержание

Автор подвергает палеоботаническому анализу фоссильный лесной торф, прикритый оползнем 15 м мощности. Основываясь на найденных макроскопических остатках и на исследованиях произведенных с помощью пыльцевого анализа автор принимает, что торф и оползень происходят со склона балтийского оледенения. Автор обозначает на исследованной территории в это время ход климатической верхней границы леса и определяет его состав и структуру.

Автор подверг ботаническому анализу торф, залегающий в геологическом профиле, который находится в долине потока Дзядове Конты вблизи села Грывалд, на высоте 490 м над у. м. Эта позиция находится на южных склонах пояса Горцев в ближайшем соседстве Пенин и Татр.

Упомянутый геологический профиль представлялся в следующем виде.

± 15 м — оползень построенный из острогранного щебня и глины склонов

10 см — серая глина без растительных остатков

8 „ — торфянистая глина

10 „ — серая глина

25 „ — торфянистая глина

43 „ — спрессованный торф с глинистым материалом с перемежающимися светлыми полосками глины

20 „ — светло-серая глина, слегка песчаная с небольшими валунами диаметром до 3-х см. с неопределенным растительным детритом и кусками древесины

40 „ — ржавый песок с гальками диаметром до 20 см, залегающий на нынешнем уровне потока.

В рельефе местности четко отличающийся оползень, который покрывает глины и пласт горфа имеет на верху небольшое углубление заполненное современным торфяником низменного типа. Ископаемый горф сохранивший в обилии куски древесины делится плитчато вследствие сильного давления вышележащим оползнем. Почти совершенное отсутствие мха, а также и остатка не лесной растительности (торфянистых, водяных) и выступающие полоски светлой глины, которыми переслоен горф, разрешают предположить, что здесь имеет место не затухший торфяник, жизнь которого неожиданно прекратилась, благодаря оползню, а растительный аллювиальный материал, нагроможденный вторично в этом месте, а впоследствии спрессованный оползнем. Характерно, что торф, несмотря на многочисленное нахождение древесины, очень беден пылью деревьев и микроскопическими остатками как шишки, плоды, семена. Произведенный пылевой анализ убеждает нас в том, что этот торф был образован в сравнительно непродолжительное время, что вместе с прилегающими глинами является аллювиальным отложением.

В торфе были найдены микроскопические остатки следующих растений: *Larix* cfr. *polonica* R a c. (шишки и древесина), *Pinus montana* L. (шишки и древесина), *Pinus cembra* L. (семена и древесина), *Juniperus* sp. (иглы), *Betula* cfr. *humilis* (орешек). Результат анатомической обработки промытой из торфа и глины древесины представлен в таблице 1 и 2. Современные *Pinus cembra* выступают в Татрах в верхней границе леса, которая проходит здесь на высоте около 1550 м над у. м. Выше выступает ярус карликовых деревьев, реликтовые позиции которых находятся у подножия Татр (в торфяниках на высоте около 600 м над у. м. в недалеком расстоянии от Дзядовых Контов). *Betula humilis* в настоящее время не растет в польской части Карпат. Ее самая близкая позиция с реликтовым характером находится в торфянике в окрестностях Кракова.

Пылевой анализ (табеля 3) совместно с результатами макроскопического анализа обнаружил, что здесь имеем дело с отрезком холодного периода, предшествующего порог голоцена, который можно включить в склон позднего гляциала (X по шкале Г. Нильссона).

Деревья и кусты, которые составляют ископаемый лес в Дзядовых Контах довольно отчетливо указывают на его в то время в этом месте охранное положение в Карпатах. Кедр и лиственница в обществе кустов, которые не могут существовать в тени, таких как карликовые деревья и можжевельник, верба и береза с *Betula humilis*, слагали редкие и прерванные леса с характером напоминающим нам условия существующие ныне на климатической высоте верхней границы лесов в Татрах. Дзядове Конты вблизи Гривалда вероятно одна из средних точек поднятия у склона позднего гляциала верхней границы лиственнично-соснового леса с кедром, который в то время покрывал

южную Польшу и нижнюю часть Карпат. Более ранние, а тем самым и более низкие положения верхней границы леса того типа, были открыты в подошве озерных осадков в Розтоках вблизи Ясло (Шафер 22) на высоте 230 м над у. м., а следовательно около 300 м ниже позиции в Дзядовых Контах. Разница в 260 м между этими положениями верхней ископаемой границы леса в позднем гляциале кажется слишком высокой. Более подробное определение однако является трудным для проведения, так как пока мы располагаемся в Карпатах только двумя сличающимися позициями; кроме того не могли быть в расчете взяты во внимание, ни более правдоподобная в позднем гляциале на той же высоте широкая зона борьбы вблизи верхней границы леса, ни разницы высоты расположения этой границы, находящиеся всегда в большой зависимости от топографии местности.

Определение возраста торфа в Дзядовых Контах одновременно датирует более мощные оползни, которыми покрыт этот торф. Оползни такого рода в Карпатах выступают довольно повсеместно, но их возраст очень различный, так как образовались они раньше, а также создаются и в настоящее время в зависимости от различных факторов. Более подробное освещение этого вопроса ныне является трудным, ибо пока мы не располагаем серией наблюдений, которые бы определили возраст и происхождение большого количества оползней в какой либо территории Карпат.

В гляциале и позднем гляциале имели место в Карпатах процессы солифлюкционные, происходящие в большом масштабе, а также и механическое выветривание, о которых нам известно из описанной местности на основании исследований Шафера (23) и Климашевского (6). У склона позднего гляциала по мере исчезновения ледника на севере, наступающее радикальное потепление климата явилось фактором движущим поверхностный, древесный и солифлюкционный материал, который по всей вероятности, как общее явление, сползал и передвигался по склонам. Этот процесс органически связанный с началом движения воды в почве и созданном ее грунтового горизонта, постепенно передвигался на все более высокие карпатские положения. Вслед за поступающим постоянным отмерзанием и расслаблением основания, лес поднимался кверху, верхняя граница которого вероятно приближалась в своих промежуточных этапах к верхней границе важного ибо почвообразующего хода процесса, происходящего в основании.

Описанный здесь на основании торфа лес из Дзядовых Контов не имел в структурном отношении характера сибирской тайги, растущей сейчас на мерзлоте плейстоцена в северной части Советского Союза. Более южное положение при радикальном изменении климатических условий на более теплые, — вот факторы, которые довольно рано у склона позднего гляциала лишили карпатские склоны мерзлоты. Приближающийся по типу к субаркти-

ческой тайге лес с господствующей и не распускающей глубоко корни елью (*Picea* sp.) рос в Карпатах, но раньше, в периоде интерстадиального потепления, которое имело место в течение последнего гляциала. Тема эта будет предметом отдельной публикации автора.

Ботанический Институт  
Ягеллонского Университета, Краков.



Andrzej ŚRODOŃ

LATE-GLACIAL FLORA FROM DZIADOWE KĄTY NEAR GRYWAŁD  
(WESTERN CARPATHIANS)

(with 1 phot.)

SUMMARY

Abstract

The author gives the palaeobotanical analysis of the fossil forest peat, covered by a 15 m thick landslide. On the basis of the macroscopic remains found in the peat and on the basis of the pollen analysis the author accepts that the peat and the landslide are of the Baltic Glaciation decline. Within the discussed area at this time the author determines the course of the climatic upper limit of the forest and gives its contents and structure.

The author conducted the botanical analysis of the peat lying in a geological profile situated in the valley of the brook called Dziadowe Kąty near the village of Grywałd, at the altitude of 490 m above sea-level. This station is situated on the southern slopes of the Gorce range in the vicinity of the Tatra and Pienny Mountains.

The aforementioned geological profile had the following aspect:

- ± 15 m Landslide composed of angular rock-waste and slope loam
- 10 cm Grey clay with no plant remains
- 8 „ Peaty clay
- 10 „ Grey clay
- 25 „ Peaty clay
- 43 „ Pressed peat with argillaceous material alternating with light-coloured streaks of clay
- 20 „ Light-gray clay, slightly arenaceous, with pebbles up to 3 cm in diameter, indeterminable plant detritus and pieces of timber
- 40 „ Rusty sand with pebbles up to 20 cm in diameter lying on the present level of the brook.

The land-slide distinctly appearing in the relief and covering the clays and the stratum of peat, has, in its upper part, a small cavity filled with a contemporaneous valley bog. The fossil peat crammed with pieces of timber splits into slabs owing to the strong pressing by the overlying landslide. The almost complete lack of mosses and of remnants of non-forest (peat and aquatic) plants, as well as the occurrence of streaks of light-coloured clay intercalating with peat, admits the supposition that we have to do here not with a dead peat bog whose life was suddenly broken up by the rock-slide, but with material brought from outside, secondarily accumulated there and subsequently pressed together by the landslide. One thing is peculiar, viz: paucity of tree pollens and of macroscopic remains, such as cones, fruits, seeds in the peat which, on the other hand, contains abundant pieces of timber. The pollen analysis has confirmed the supposition that the mentioned peat had been formed during a relatively brief lapse of time and that, together with the adjacent clays, it is an alluvial formation transported from outside.

The macroscopic remains of the following plants have been ascertained in the peat: *Larix* cfr. *polonica* R a c. (cones and timber), *Pinus montana* L. (cones and timber), *Pinus cembra* L. (seed and timber); *Juniperus* sp. (needles), *Betula* cfr. *humilis* (nut). The result of the anatomical study of the timber washed out from the peat and clays is given in tables 1 and 2. The present-day *Pinus cembra*, occurs, in the Tatra Mts., at the upper forest limit which runs there at the altitude of about 1550 m above sea-level. Higher up we come across the zone of the mountain pine whose relic stations can be found at the piedmont of the Tatra Mts. (in peat bogs situated at the altitude of about 600 m above sea-level, not far from Dziadowe Kały). *Betula humilis* does not occur now-a-days in the Polish part of the Carpathians. Its closest station of relic type can be encountered on a peat bog in the environs of Cracow.

The pollen analysis (table 3) has shown, together with the results of a macroscopic analysis, that we have to do with a small fragment of the cool period preceding the threshold of the Holocene which can be included into the decline of the Late-Glacial (X after T. Nilsson's scale).

The trees and shrubs contributing to the existence of the fossil forest indicate fairly distinctly that, at that time, it had at Dziadowe Kały a limit position. The Swiss stone-pine and the larch in the company of shrubs not enduring shading such as the mountain pine, juniper, willows and birches with *Betula humilis*, made up a thin and scattered forest resembling the aspect of the present-day flora at the climatic upper forest limit in the Tatra Mts. Dziadowe Kały near Grywałd is likely to be one

of the intermediate spots where the upper limit of the larch pine forest with the Swiss stone-pine rose at the decline of the Late-Glacial; at that time this kind of forest covered the south of Poland and the lower parts of the Carpathians. The earlier, and thereby the lower, position of the upper limit of the forest of this type was discovered at the bottom of lacustrine deposits at Roztoki near Jasło (Wł. Szafer, 22) at the altitude of 230 m above sea level, i. e. about 300 m below the station at Dziadowe Kały. The difference of 260 m between these two positions of upper forest limit in the Late-Glacial seems to be rather too high. It is, however, hard to determine with more accuracy this difference, since for the time being we have only two comparable stations in the Carpathians; besides, neither a wide zone of struggle at the upper forest limit, very probable at these altitudes in the Late-Glacial, nor the difference of the altitudes of its position, always dependent on the topography of the terrain, could have been taken into consideration.

The definition of the age of peat at Dziadowe Kały determines at the same time the age of the thick rock-slide covering the peat. Rock-slides of this sort are fairly common in the Carpathians, their age is, however, very various, as they were formed formerly and are being made at present as well, in dependence upon different factors. A more detailed explanation of this problem is yet a hard task, since for the time being we do not possess the series of observations that would determine the age and origin of a greater number of landslides in a certain area of the Carpathians.

In the Glacial and Late-Glacial large-scale processes of solifluction and of mechanical weathering took place in the Carpathians; we know about these processes from described area on the grounds of researches by Wł. Szafer (23) and M. Klimaszewski (6). At the decline of the Late-Glacial, as the glacier was vanishing in the north, the steadily progressing warming of the climate was the factor which set in motion the superficial rock-waste material and the material of solifluction origin which probable, as a common phenomenon, crept and slid down the slopes. This process, organically associated with the setting in notion of water within the soil and with the creation of the ground-water level, moved gradually towards higher and higher positions in the Carpathians. The progressing permanent thawing and loosening of the substratum was immediately followed upwards by the forest whose upper limit, in its intermediate stages, drew near the upper limit of the important soil-forming process going on inside the substratum.

The forest described in this report on the grounds of the nature of the peat from Dziadowe Kały has not the character of the Siberian forest

growing to-day on a Pleistocene frozen ground in the northern part of the Soviet Union. A more southerly position and the steady improvement of climatic conditions are the factors which deprived the Carpathian slopes of frozen ground fairly early at the decline of the Late-Glacial. A forest displaying the peculiarities of the Siberian forest with the shallowrooted spruce (*Picea* sp.) did grow in the Carpathians, but it did earlier, at the time of interstadial warming that was taking place during the last Glacial. This subject, however, will be dealt with in a separate publication by the same author.

The Botanical Institute  
of the Jagellonian University, Cracow

PROFIL GEOLOGICZNY  
W NOWINACH

Fig. 1. Geol. profile

Geological profile

W Nowinach Żukowskich na południowy wschód od Lublina w sąsiedztwie wsi wsi  
złożenia stwierdzono 30 m wysokości profil płaskowy. Składa się on z trzech  
warstw: warstwy żółtej, warstwy szarej i warstwy czarnej. Warstwy te są  
złożone z piasków, glin i żwiru. W warstwie czarnej znajdują się liczne  
skamieniałości zwierząt i roślin. W warstwie szarej znajdują się liczne  
skamieniałości zwierząt i roślin. W warstwie żółtej znajdują się liczne  
skamieniałości zwierząt i roślin.

Warstwy te są złożone z piasków, glin i żwiru. W warstwie czarnej znajdują się  
liczne skamieniałości zwierząt i roślin. W warstwie szarej znajdują się  
liczne skamieniałości zwierząt i roślin. W warstwie żółtej znajdują się  
liczne skamieniałości zwierząt i roślin.

Warstwy te są złożone z piasków, glin i żwiru. W warstwie czarnej znajdują się  
liczne skamieniałości zwierząt i roślin. W warstwie szarej znajdują się  
liczne skamieniałości zwierząt i roślin. W warstwie żółtej znajdują się  
liczne skamieniałości zwierząt i roślin.

Fig. 1. Geol. profile

Nowiny Żukowskie położone są w odległości 30 m na południowy wschód od  
Lublina, w pobliżu wsi Nowiny Żukowskie. W sąsiedztwie wsi wsi  
złożenia stwierdzono 30 m wysokości profil płaskowy. Składa się on z trzech  
warstw: warstwy żółtej, warstwy szarej i warstwy czarnej. Warstwy te są  
złożone z piasków, glin i żwiru. W warstwie czarnej znajdują się liczne  
skamieniałości zwierząt i roślin. W warstwie szarej znajdują się liczne  
skamieniałości zwierząt i roślin. W warstwie żółtej znajdują się liczne  
skamieniałości zwierząt i roślin.



Edward RÜHLE

## PROFIL GEOLOGICZNY UTWORÓW PLEJSTOCENSKICH W NOWINACH ŻUKOWSKICH

(z 3 fig. w tekście)

### Streszczenie

W Nowinach Żukowskich na południowy wschód od Lublina w szybiku i wierceniach stwierdzono 30 m miąższości profil plejstocenu. Składa się on z trzech poziomów związanych z okresami glacialnymi okolicy Lublina, przedzielonych dwiema seriami osadów interglacialnych.

Najstarszy interglacjał nie zawiera szczątków organicznych, natomiast w poziomie interglacjału Masovien I leżą pokłady organogeniczne o miąższości około 6,0 m. Ślady najstarszego zlodowacenia zachowały się w postaci gliny piaszczystej, zawierającej obok otoczków piaskowca żwiry granitu. Szczątki zlodowacenia Cracovien tworzą około 0,9 m miąższości warstwę piasku ze żwirem i otoczkami skał krystalicznych.

Powyżej interglacjału Masovien I leżą utwory akumulacji wodnej, zastoiskowe, a w ich stropie leży nie przekraczająca 1,65 m grubości warstwa mułków gliniastych i lessowatych z otoczkami i ułamkami piaskowca. Poziom ten wiąże się genetycznie z procesami soliflukcyjnymi, jakie zachodziły na wielką skalę na przedpolu lodowca Varsovien I — fazy maksymalnej.

### WSTĘP

Nowiny Żukowskie położone są w odległości 23 km na południowy wschód od Lublina, w pobliżu miejscowości Chmiel na obszarze Wyżyny Lubelskiej. W najbliższej okolicy Nowin Żukowskich występują poza czwartorzędem utwory kredowe i trzeciorzędowe. Trzeciorzęd w postaci piaskowców piętra sarmackiego znajduje się bezpośrednio w pobliżu krańców wschodnich i zachodnich Nowin Żukowskich tworząc południkowe płyty, zaznaczające się wzniesieniami terenu. Poniżej trzeciorzędu leży opoka wapienno-krzemionkowa górnej kredy piętra danu, która tworzy spąg czwartorzędu na całej przestrzeni zabudowań wsi Nowiny Żukowskie.

Utwory czwartorzędowe występujące na obszarze wzniesień zbudowanych z trzeciorzędu są stosunkowo cienkie, tak że w licznych miejscach odsłaniają się piaskowce sarmackie. Osady czwartorzędu są przeważnie złożone z glin lub mułków lessowych podestanych pojedynczymi otoczkami skał krystalicznych. Bardziej kompletny jest profil czwartorzędu w obniżeniu terenu, w jakim leżą Nowiny Żukowskie. Na wscho-

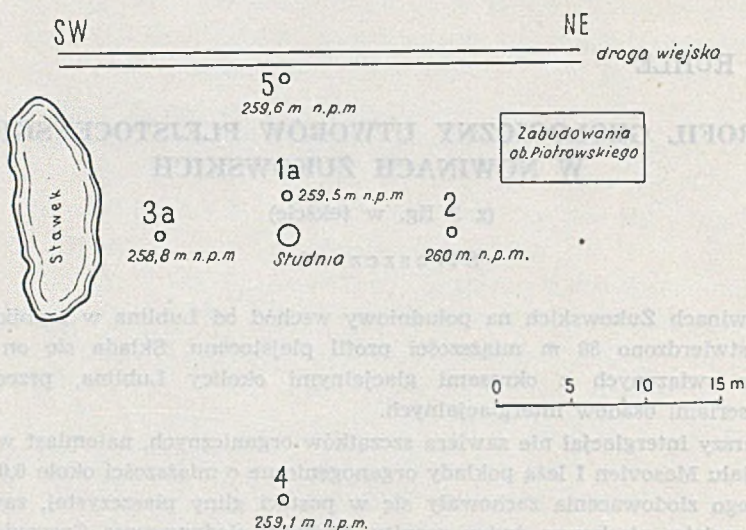


Fig. 10

Szkic sytuacyjny wierzeń w Nowinach Żukowskich

dnim krańcu wsi znajduje się zagłębienie w kształcie płaskiej doliny o kierunku z SE na NW, w której profil utworów czwartorzędowych (wraz ze zwietrzeliną podłoża) ma prawie 30 m miąższości. Składa się on z kilku poziomów stratygraficznych i litologicznych, pośród których wyróżnia się seria osadów organogenicznych o miąższości około 6,0 m, stanowiąca jeden z ciekawszych profilów interglacjalnych Polski.

W związku z dużym znaczeniem stratygraficznym tych utworów, Grupa Niżu Polskiego Wydziału Geologii Regionalnej Państwowego Instytutu Geologicznego wykonała na posesji ob. Stanisława Piotrowskiego obok istniejącej studni-szybiku 5 otworów badawczych położonych w promieniu około 20 m od szybiku (fig. 10).

Obfity materiał florystyczny został przekazany do zbadania w Pracowni Botanicznej Uniwersytetu Jagiellońskiego, gdzie badania przeprowadziła J. Dyakowska, a wyniki ich są publikowane w niniejszym tomie.

Profil geologiczny opisany poniżej stanowi wprowadzenie do rozprawy J. Dyakowskiej.

## CHARAKTERYSTYKA PROFILU GEOLOGICZNEGO

A. W spągu profilu czwartorzędowego występuje opoka wapienno-krzemionkowa danu na głębokości od 20,4 m (otw. 3a) do 29,8 m (otw. 4), czyli od 229,3 m do 238,4 m n. p. m. W powierzchni kredy zaznacza się zagłębienie o kierunku SE—NW, którego dno w obydwu kierunkach obniża się, tworząc na linii profilu A — B niewielkie wzniesienie.

B. Na kredzie leżą utwory zwietrzelinowe składające się z warstw mułkowatych, z rzadką z domieszką piasku w spągu, jednak często lekko ilaste. W warstwie znajdują się ułamki i otoczaki odwapnionej opoki. Miąższość warstwy tej waha się od 1,1 m (w otw. 3a) do 8,8 m (w otw. 4). Rozmieszczenie i miąższość zwietrzeliny ściśle wiąże się z ukształtowaniem powierzchni kredy. W miejscach niższych (otw. 4 i 5) zwietrzeliny nagromadziło się więcej, aniżeli w sąsiednich, skąd została ona zniesiona, prawdopodobnie bezpośrednio przed osadzeniem utworów czwartorzędowych.

C. Spąg utworów czwartorzędowych tworzy glina piaszczysta z otoczkami i żwirem piaskowca i opoki oraz żwirem skał krystalicznych, w których często pojawia się granit o średnicy dochodzącej do 10 cm. Warstwa ta występuje w większości wierceń i miąższość jej wynosi od 3,3 m (otw. 2) do 6,9 m (otw. 4). Brak jej natomiast w otworze 1a, gdzie utwory te prawdopodobnie w związku z przepływem wód w dnie doliny zostały zniesione, podobnie jak jest zredukowana zwietrzelina. Istnienie obok otoczek innych skał również żwirów i otoczek granitu świadczy, że jest to osad związany z istnieniem tu utworów glacialnych. Nasuwa się jednak pytanie, czy jest on wynikiem akumulacji lodowcowej, czy też powstał z istniejącej w tym miejscu moreny. Jest to szarawo-brunatna glina bezwapienna, która nie ma charakteru gliny zwałowej, lecz pochodzi z rozmycia i przemieszania istniejących tu utworów najstarszego glacjału.

D. Powyżej glin piaszczystych leżą osady akumulacji wodnej, powstałe w różnych warunkach sedimentacyjnych. Seria ta składa się z warstw piasków, glin i mułków wzajemnie się przelawicających. Występują one we wszystkich otworach z wyjątkiem 5, gdzie spąg czwartorzędu jest stosunkowo cienki i niecharakterystyczny. W otworze 1a występują w tej serii dwie warstwy: piasek z warstewkami mułkowatymi oraz glina piaszczysta i pylasta o łącznej miąższości 5,9 m. Najwyraźniej osady te zaznaczają się w otworze 2, gdzie występuje kilka poziomów piasku i warstw mułku; warstewka piasku w spągu zawiera ślady próchnicy. Miąższość tej serii jest tu stosunkowo niewielka i wynosi 2,6 m. W wierceniu 3a warstwa ta ma 1,2 m, a w otworze 4 — 0,2 m, przy czym



w piasku tej warstwy znajduje się otoczek piaskowca średnicy 10 cm. Charakter sedymentacyjny tych utworów wskazuje na istnienie tu zarówno okresu lądowego, w którego czasie powstała gleba, a następnie fazy stopniowego osadzania się utworów wód spokojnie płynących — mułków przechodzących miejscami w osady piaszczyste z pojedynczymi ziarnami żwiru a nawet otoczkami opoki.

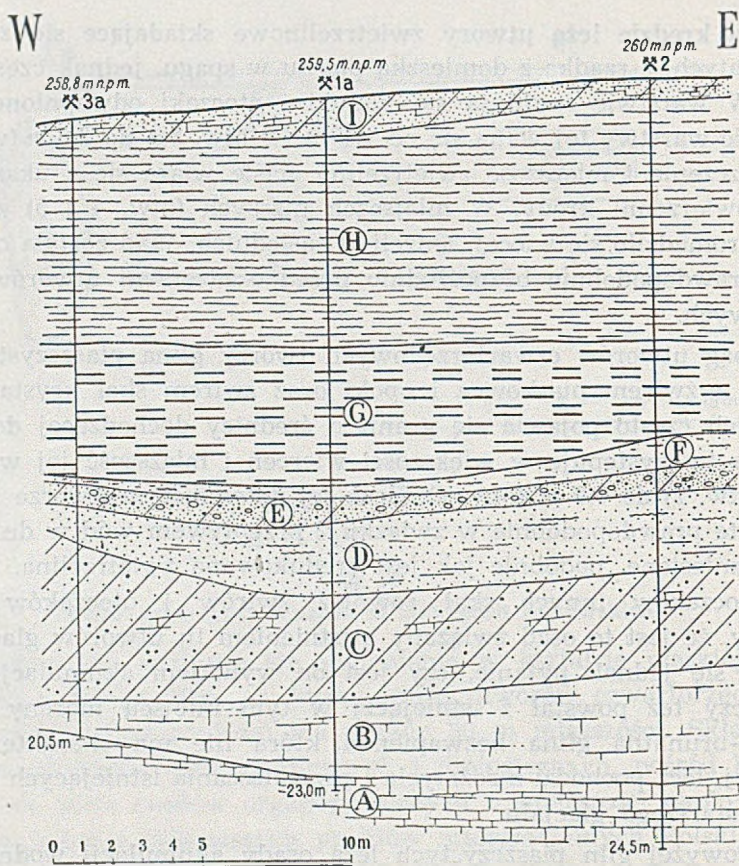


Fig. 11

Przekrój geologiczny w Nowinach Żukowskich na linii W—E

A — opoka wapienno-krzemionkowa — kreda (dan), B — zwierzelina opoki, szara, bezwapienna, C — glina piaszczysta z okruchami i ułamkami opoki ze żwirami skał krystalicznych (najstarsze zlodowacenie?), D — piasek z warstewkami łu i mułku (najstarszy interglacjał?), E — piasek różnoziarnisty, gliniasty ze żwirami i otoczkami skał krystalicznych (zlodowacenie Cracovien), F — łu pylasty, muł i piasek, G — torf i gytia torfiasta (F i G — interglacjał Masovien I), H — mułki, łu i gliny warstwowane, bezwapienne, I — piasek gliniasty z okruchami piaskowca sarmackiego, mułek lessowy (H i I — zlodowacenie Varsovien I).

E. Warstwa utworów gliniastych, piasków i mułków oddziela dolną warstwę gliniastą ze żwirami i otoczkami od warstwy piasków różnoziarnistych ze żwirami i otoczkami.

Występuje ona we wszystkich otworach na głębokości od 12 do 14 m. W otworze 1a występuje piasek różnoziarnisty, lekko gliniasty, ze żwirami i otoczkami granitu do 5 cm średnicy. Warstwa ta ma 0,7 m miąższości. W otworze 2 znacznie jest ona podobna i ma 0,8 m grubości. W otworze 3a jest silnie zorsztynizowana i zawiera dość liczne ziarna żwiru, przy czym miąższość dochodzi również do 0,8 m. Jak widzimy, w otworach tych występuje żwir i głązy krystaliczne o średnicy sięgającej 6 cm, co wskazuje, że podobnie jak warstwa C powstały one z osadów glacialnych, które na linii doliny były niszczone przez działalność wód rzecznych lub też wskutek procesów zachodzących na dnie zbiornika jeziornego.

F. Powyżej warstwy E rozpoczynają się najniższe poziomy osadów zbiornika wód stojących. Spąg ich występuje na głębokości od 12,0 m do 13,9 m, przy czym miąższość ich dochodzi do 1,0 m. Warstwę tę stanowią mułki z soczewkami piaszczystymi, bezwapienne, czasem zorsztynizowane. Obok mułków piaszczystych występują mułki silnie ilaste a nawet ły. Układ facjalny świadczy o stopniowym pogłębianiu się zbiornika.

G. Wyżej leżące utwory organogeniczne tworzą charakterystyczną warstwę profilu. Mają one różną miąższość, a mianowicie od 3,3 m w otworze 2 do 5,9 m w otworze 1a.

Najniższy poziom osadów organogenicznych stanowi gytia, w spągu silnie ilasta, zawierająca ziarna piasku. W miarę wypełniania się zbiornika w stropie gytii pojawiają się szczątki roślinne tworzące gytie torfiastą przechodzącą ku górze w warstwę torfu. Według J. Dyakowskiej zbiornik uległ w pewnym okresie częściowemu przynajmniej osuszeniu, o czym świadczy warstwa torfu leśnego.

H. W następnej fazie ma miejsce pogłębienie zbiornika wodnego i w stropie torfu tworzą się ły. Okres ten zaznaczył się w niektórych profilach dopływem materiału klastycznego — piasku różnej grubości ze żwirami i drobnymi otoczkami. Najwyraźniej warstwa ta zaznacza się w otworze 2, gdzie na głębokości 8,2—8,7 m znajduje się glina zawierająca drobne otoczki opoki. W innych profilach również występuje w tym poziomie domieszka piasku, albo też pojawia się żwir piaszczysty.

Należy podkreślić istnienie tego charakterystycznego poziomu w profilu interglacjału w Nowinach Żukowskich. Osady leżące w środkowej i górnej partii tej serii, składające się z iłłów pylastych i mułków bezwapiennych, świadczą o stopniowym pogłębianiu się zbiornika, który

w pewnym okresie miał charakter dość głębokiego jeziora powstałego w związku z utrudnieniem odpływu w okresie nasuwania się lądolodu. Warstwy spągowe tej serii do głębokości około 6,0 m zawierają szczątki roślinne.

I. Strop czwartorzędu stanowią utwory związane z akumulacją eoliczną i procesami soliflukcyjnymi. Miąższość tej warstwy wynosi od 0,7 m (otw. 2 i 3a) do 1,65 m (otw. 4).

Na powierzchni występuje dość ciężka bielica powstała na utworach mułkowato-lessowatych; warstwy te mają razem około 0,5—0,7 m grubości. U dołu warstwy mułkowatej leży charakterystyczny poziom z ułamkami i otoczakami piaskowca, których średnica dochodzi do 0,25 m. Obok piaskowca z rzadka spotyka się pojedyncze otoczaki opoki, a zupełnie wyjątkowo drobne ułamki skał krystalicznych.

Warstwa mułkowato-lessowa zarówno w stropie jak i w spągu jest bezwapienna i mimo występowania otoczaków nie ma charakteru gliny zwałowej.

Ku dołowi wymieniony poziom posiada soczewki lub drobne warstewki piasku, które przechodzą w warstwę piaszczystą leżącą już w stropie mułków omawianego zbiornika wodnego.

#### WNIOSKI STRATYGRAFICZNE

W spągu profilu utworów plejstocenijskich w Nowinach Żukowskich znajdują się dwa poziomy zawierające żwiry i otoczaki skał krystalicznych, są one stosunkowo cienkie, gdyż dolny — C ma od 3,3 m do 6,9 m miąższości. Górny — E ma od 0,7 do 0,8 m grubości. Przedziela je warstwa piaszczysto-mułkowata posiadająca w otworze 1a 5,9 m miąższości. Warstwy C i E są niewątpliwie związane z istnieniem tu utworów lodowcowych, ponieważ jednak leżą one w dwu poziomach, wobec tego powstaje pytanie — czy są one dowodem istnienia w okolicy Nowin Żukowskich jednego czy dwu zlodowaceń? Rozwiązanie tego zagadnienia jest trudne wobec braku wyraźnych utworów międzylodowcowych pomiędzy wymienionymi poziomami. Charakter sedymentacyjny i litologiczny tych warstw oraz ślady gleby wskazują na tworzenie się serii D, zapewne w długim okresie czasu i dlatego uznanie ich jako interglacialnych jest bardzo prawdopodobne. W takim założeniu najniższe poziomy utworów plejstocenijskich należy związać ze zlodowaczeniem najstarszym (warstwa C), powyżej leżą osady interglacjalu najstarszego (warstwa D) a na nich residua utworów morenowych zlodowaczenia Cracovien (warstwa E).

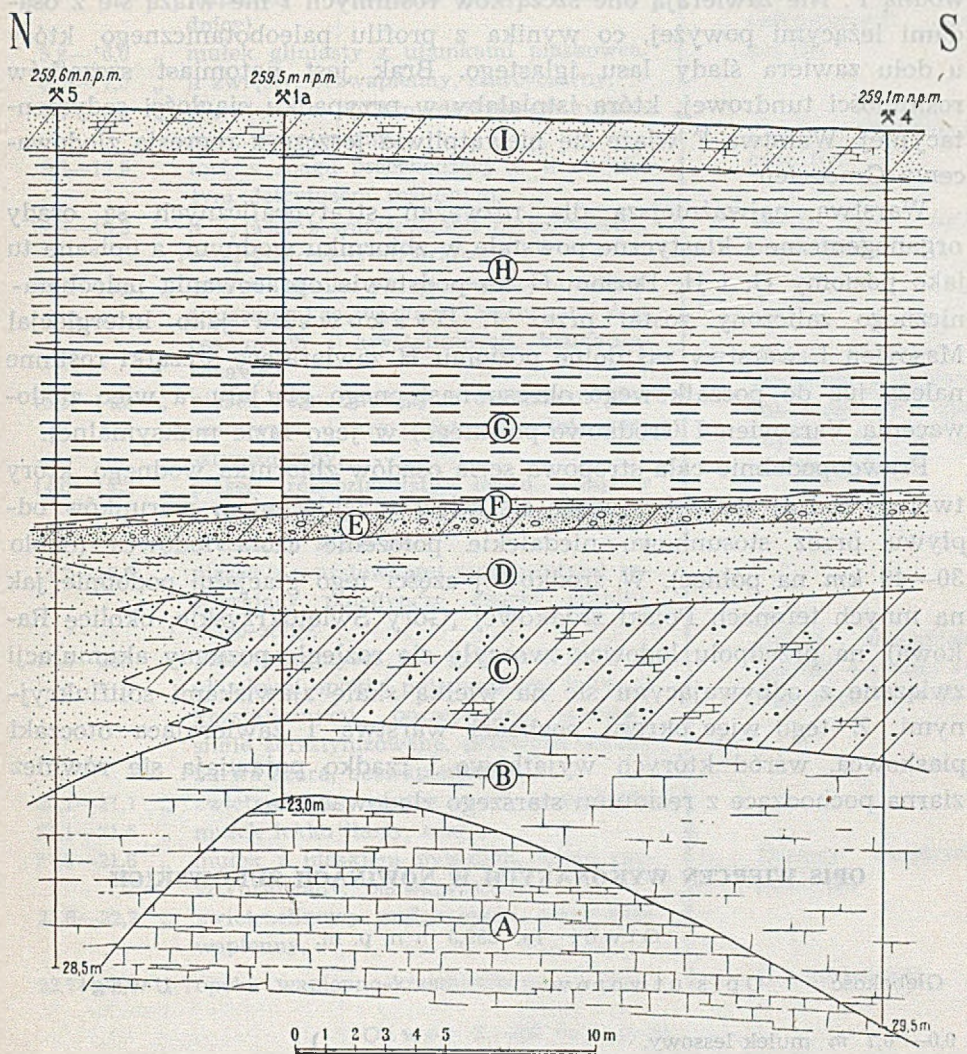


Fig. 12

Przekrój geologiczny w Nowinach Żukowskich na linii N—S

A — opoka wapienno-krzemionkowa — kreda (dan), B — zwierzelnina opoki, szara, bezwapienna, C — glina piaszczysta z okruchami i ułamkami opoki ze żwirami skał krystalicznych (najstarsze zlodowacenie?), D — piasek z warstewkami łu i mułku (najstarszy interglacjał?), E — piasek różnoziarnisty, gliniasty ze żwirami i otoczkami skał krystalicznych (zlodowacenie Cracovien), F — łu pylasty, muł i piasek, G — torf i gytia torfiasta (F i G — interglacjał Masovien I), H — mułki, łu i gliny warstwowane, bezwapienne, I — piasek gliniasty z okruchami piaskowca sarmackiego, mułek lessowy (H i I — zlodowacenie Varsovien I).

Powyżej warstwy E leżą utwory związane ze spokojną sedymentacją wodną F. Nie zawierają one szczątków roślinnych i nie wiążą się z osadami leżącymi powyżej, co wynika z profilu paleobotanicznego, który u dołu zawiera ślady lasu iglastego. Brak jest natomiast szczątków roślinności tundrowej, która istniałaby w przypadku ciągłości sedymentacyjnej. Warstwa F wiąże się niewątpliwie jeszcze z regresją zlodowacenia Cracovien.

Warstwą najważniejszą dla rozważań stratygraficznych są osady organogeniczne i klastyczne powstałe w zbiorniku wodnym, a opisane tu jako poziomy G. i H. Poziom G na podstawie opracowania paleobotanicznego zaliczony został przez J. Dyakowską jako interglacjał Masovien I, warstwy zaś dolne poziomu H zawierające szczątki roślinne należą już do początkowego okresu następnego glacjału, a więc zlodowacenia Varsovien I (środkowo-polskiego) w jego fazie maksymalnej.

Prawdopodobnie cała stropowa seria osadów zbiornika wodnego, który tworzył rodzaj zastoiska, wiąże się ściśle z zakłóceniem warunków odpływu przez stosunkowo niedalekie położenie czoła lodowca (około 30—40 km na północ). W środkowej części tego glacjału, podobnie jak na innych terenach Polski środkowej (Góry Świętokrzyskie, okolice Rakowa), na przedpolu lodowca tworzyły się rozległe poziomy akumulacji związane z odbywającymi się na wielką skalę zjawiskami soliflukcyjnymi. Z tego więc okresu pochodzi warstwa I zawierająca otoczaki piaskowca, wśród których wyjątkowo i rzadko pojawiają się również ziarna pochodzące z residuum starszego zlodowacenia.

#### OPIS WIERCEŃ WYKONANYCH W NOWINACH ŻUKOWSKICH

Otwór 1a. 259,5 m n. p. m.

Głębokość	Opis utworów	Uwagi
0,0— 0,7 m	mułek lessowy,	} Utwory akumulacji eolicznej i deluwia z otoczkami piaskowca (I)
0,7— 0,8 „	piasek różnoziarnisty z rumoszem piaskowca (sarmackiego) żółto-brązowy,	
0,8—1,3 „	piasek średnioziarnisty, lekko gliniasty, brązowo-żółty z przewarstwieniami mułkowatymi szarymi,	
1,3— 1,6 „	piasek z warstwami gliny pylastej z otoczkami piaskowca, szaro-brązowy,	} Utwory spokojnej sedymentacji wodnej (H)
1,6— 5,4 „	mułek lekko gliniasty, brązowy z szaropopielatymi pasmami w stropie, bezwapienny,	
5,4— 5,5 „	mułek gliniasty z ułamkami piaskowca (10 cm średnicy) szary, bezwapienny,	

5,5— 5,9 m	mułek gliniasty, szaro-popielaty, bezwapienny z ułamkami opoki (5 cm średnicy),	} Utwory spokojnej sedimentacji wodnej (H)
5,9— 6,0 „	mułek gliniasty z ułamkami piaskowca,	
6,0— 7,0 „	ił zwięzły, bezwapienny, szaro-czarny,	} Osady organogeniczne (G)
7,0— 8,3 „	ił zwięzły z obfitym detrytusem roślinnym, szaro-czarny,	
8,3—12,9 „	torf w spągu przechodzący w ił z obfitym detrytusem roślinnym,	} Osady wód słabo płynących (F)
12,9—13,3 „	ił pylasty z warstewkami piaszczystymi, zorsztynizowanymi, brązowy,	
13,3—13,5 „	piasek gliniasty (przemieszana glina z piaskiem) ze żwirkami i okruchami skał osadowych i krystalicznych, brunatno-rdzawy,	} Osady związane z akumulacją lodowca lub powstałe z rozmycia utworów lodowcowych (E)
13,5—14,0 „	piasek różnoziarnisty z okruchami skał osadowych i krystalicznych silnie zorsztynizowany,	
14,0—14,2 „	piasek różnoziarnisty, lekko gliniasty z pojedynczym otoczakiem granitu (5 cm średnicy), szaro-żółty,	
14,2—16,6 „	piasek z warstewkami mułkowatymi zawierający pojedyncze żwirki granitu, szaro-żółty,	
16,6—20,1 „	glina piaszczysta lub pylasta z obfitymi ułamkami opoki i pojedynczymi żwirami krystalicznymi, poszczególne warstwy silnie zorsztynizowane, przeważa jednak barwa szara, bezwapienna,	} Osady akumulacji wodnej o różnej sile transportu (D i C)
20,1—21,1 „	zwietrzelinowy mułek opoki, szaro-żółty,	
21,1—21,5 „	mułek lekko ilasty, szary,	} Utwory zwietrzelinowe (B)
21,5—21,6 „	mułek z piaskiem pylastym, silnie zorsztynizowany, bezwapienny,	
21,6—22,7 „	zwietrzelinowy mułek opoki, szary bezwapienny,	
22,7—23,0 „	opoka wapienno-krzemionkowa, szara.	} Kreda-dan (A)

O t w ó r 2. 260 m n. p. m.

0,0— 0,2 m	gleba pylasta,	} Utwory akumulacji eolicznej i deluwia z ułam. piaskowca (I)
0,2— 0,5 „	deluwia mułkowate lessowe,	
0,5— 0,7 „	piasek gliniasty ze słabo obtoczonymi ułamkami piaskowca sarmackiego,	
0,7— 3,0 „	glina pylasta szaro-brązowa, bezwapienna,	} Utwory akumulacji eolicznej i deluwia (I)
3,0— 3,5 „	piasek różnoziarnisty, brązowo-rdzawy z przewarstwieniami gliniastymi, szarymi: warstwy piaszczyste są silnie zorsztynizowane,	
		} Utwory spokojnej sedimentacji wodnej (H)

3,5— 6,0	m	glina pylasta, w poszczególnych warstwach dość zwięzła; w stropie brunatna, poniżej 4,0 m szara, bezwapienna,	} Utwory spokojnej sedymentacji wodnej (H)
6,0— 7,0	„	ił pylasty szary i ciemnoszary, bezwapienny z detrytusem roślinnym,	
7,0— 8,2	„	ił pylasty, bezwapienny,	
8,2— 3,7	„	glina z wkładkami i warstwami piaszczystymi silnie zorsztynizowanymi zawierająca drobne otoczaki opoki zwietrzalej,	} Utwory organogeniczne (G)
8,7—12,0	„	torf,	
12,0—12,4	„	piasek średnioziarnisty z wkładkami gliniastymi lekko zorsztynizowany z pojedynczymi żwirami krystalicznymi,	} Osady wód słabo płynących (F)
12,4—13,0	„	mulek gliniasty, brudnoszary bezwapienny,	
13,0—13,6	„	piasek różnoziarnisty z pyłem, gliniasty szaro-brunatny, ze żwirami skał krystalicznych i osadowych,	} Osady związane z akumulacją lodowcową lub powstałe z rozmycia utworów lodowcowych (E)
13,6—13,8	„	piasek różnoziarnisty, rdzawy ze żwirami i okrucami skał krystalicznych i osadowych,	
13,8—14,0	„	piasek średnioziarnisty, z warstewkami pylastymi, szary, rzadkie grube ziarna kwarcu,	
14,0—15,2	„	mulek z warstwami piasku pylastego i drobnego, szary i jasnoszary,	} Osady akumulacji wodnej o różnej sile transportu (od zbiorników stojących do wód słabo płynących) (D)
15,2—15,4	„	piasek drobny z pyłem, lekko gliniasty, szary, z drobnymi żwirami krystalicznymi,	
15,4—16,0	„	piasek drobny z warstwami piasku pylastego zorsztynizowany,	
16,0—16,4	„	piasek ze śladami próchnicy z drobnymi pojedynczymi otoczakami piaskowca,	} Osady powstałe z rozmycia utworów lodowcowych (C)
16,4—19,7	„	glina piaszczysta z otoczakami i żwirami opoki przemieszanyymi ze żwirami skał krystalicznych,	
19,7—21,0	„	zwietrzelina opoki z piaskiem szara,	
21,0—22,0	„	mulek ilasty, czarno-brunatny,	} Utwory zwietrzeli nowe (B)
22,0—23,4	„	zwietrzelina opoki, szaro-brunatna,	
23,4—24,5	„	opoka wapienno-krzemionkowa,	} Kreda-dan (A)

## Otwór 3a. 258,8 m n. p. m.

0,0— 0,4	m	gleba pylasta,	} Utwory akumulacji colicznej i deluwia (I)
0,4— 0,7	„	mulek z domieszką piasku pylastego,	
0,7— 1,8	„	glina piaszczysta, brunatna, bezwapienna,	} Utwory spokojnej sedymentacji wodnej (H)
1,8— 6,0	„	glina lekko pylasta, szara bezwapienna,	
6,0— 7,4	„	ił torfiasty szary, bezwapienny,	

7,4—10,0	m	torf z obfitą domieszką cząstek klastycznych,	}	Utwory organogeniczne (G)
10,0—11,2	„	torf z obfitymi szczątkami nierozłożonej roślinności,		
11,2—11,8	„	gytia torfiasta,	}	Osady akumulacji wód słabo płynących (F)
11,8—12,0	„	piasek pylasty, z warstewkami z lekka zorsztynizowanymi, piaszczystymi, brunatny,		
12,0—12,5	„	piasek gliniasty, silnie zorsztynizowany, rdzawy, ze żwirami skał krystalicznych i osadowych,		
12,5—12,8	„	piasek różnoziarnisty, szary z pyłem, żwirami i ułankami otoczków krystalicznych,	}	Osady związane z akumulacją lodowca lub powstałe z różnych utworów lodowcowych (E)
12,8—14,0	„	piasek warstwowany w spągu z warstwami iłu, szary, bezwapienny,		
14,0—14,5	„	glina silnie piaszczysta z otoczkami granitu (ułanki 10 cm średnicy), kwarcu i skał osadowych,	}	Osady powstałe z rozmycia utworów lodowcowych (C)
14,5—19,3	„	glina piaszczysta z okruchami opoki, drobnymi okruchami skał krystalicznych, szara, bezwapienna,		
19,3—20,4	„	zwietrzelina opoki, szara, bezwapienna, (okruch skalenia),		
20,4—20,5	„	opoka wapienno-krzemionkowa	}	Utwory zwietrzelinowe (B) Kreda-dan (A)

Otwór 4. 259,1 m n. p. ni.

0,0—0,3	m	gleba pylasta,	}	Utwory akumulacji eolicznej i deluwia (I)
0,3—0,6	„	deluwia lessowe,		
0,6—1,6	„	glina piaszczysta z ułankami piaskowca (15 cm średnicy),		
1,6—4,7	„	ił szary, pylasty, bezwapienny,	}	Utwory spokojnej akumulacji wodnej (początkowa faza glacjału) (H)
4,7—4,9	„	piasek gliniasty z ułankami opoki, szary, bezwapienny,		
4,9—5,6	„	mułek pylasty z ułankami słabo obtoczonej opoki,		
5,6—7,5	„	ił dość zwięzły, w spągu lekko wapnisty, zawierający pojedyncze ziarna piasku, jasnopopielaty i kremowy,		
7,5—7,9	„	ił z domieszką piasku i drobnego żwiru w spągu lekko wapienny, popielaty,		
7,9—8,5	„	ił z domieszką drobnego i grubego piasku z pojedynczymi żwirkami, jasno i ciemnoszary,	}	Utwory organogeniczne (okresu interglacialnego) (G)
8,5—8,9	„	torf mszysty z drobnym piaskiem i pojedynczymi drobnymi żwirami,		
8,9—9,6	„	ił w stropie mszysty, popielaty i czekoladowo-szary,		
9,6—11,7	„	torf z warstwą drzewną na głębokości 10, 7 — 11,1 m,		



11,7—13,0	m	gytia w stropie lekko torfiasta szara i ciemnoczekoladowa,	}	Utworthy organogeniczne (G)
13,0—13,3	„	glina pylasta z domieszką piasku, szara, bezwapienna,		Osady wód słabo płynących (początkowa faza interglacjału) (F)
13,3—13,6	„	piasek różnoziarnisty z domieszką pyłu ze żwirami kwarcu, skał krystalicznych i osadowych, silnie zorsztynizowany, rdzawy,	}	Osady związane z akumulacją lodowca lub powstałe z rozmycia utworów lodowcowych (E)
13,6—13,9	„	piasek gliniasty ze żwirami skał osadowych i krystalicznych, szaro-brązowy,		
13,9—14,1	„	piasek gliniasty z ułamkami piaskowca (10 cm średnicy),	}	Osady akumulacji wód lokalnych słabo płynących (D)
14,1—15,3	„	piasek średnio- i drobnoziarnisty w spągu z przewarstwieniami gliniastymi, szary, z pojedynczymi żwirami,		
15,3—21,0	„	glina piaszczysta z licznymi otoczkami i żwirami opoki oraz pojedyncze żwiry skał krystalicznych, szara bezwapienna, zwałowa,	}	Osady powstałe z różnych utworów lodowcowych (C)
21,0—28,2	„	zwietrzelnina kredowa z licznymi ułamkami opoki, brązowo-szara,		
28,2—28,6	„	ił czarny, zwietrzelinowy z pojedynczymi bardzo rzadkimi ułamkami opoki,	}	Utworthy zwietrzelinowe (B)
28,6—29,8	„	ił czarny zwietrzelinowy z dużym ułamkiem opoki,		
29,8—	„	opoka wapienno-krzemionkowa.		Kreda-dan (A)
O t w ó r 5. 259,6 m n. p. m.				
0,0—0,4	m	deluwia lessowe.	}	Utworthy akumulacji eolicznej deluwia (I)
0,4—1,5	„	glina piaszczysta z otoczkami piaskowca (15 cm średnicy),		
1,5—1,8	„	mułek zwięzły, brunatny,	}	Utworthy spokojnej sedymentacji wodnej (H)
1,8—5,7	„	mułek z domieszką iłu w spągu szaro-brunatny,		
5,7—8,0	„	ił torfiasty szary z pojedynczymi otoczkami opoki 4 cm na głęb. 6,0 m,	}	Utworthy organogeniczne (G)
8,0—9,5	„	ił torfiasty,		
9,5—13,0	„	torf,	}	Osady wód sł. pł. (F)
13,0—13,7	„	gytia torfiasta,		Seria utworów związanych w poszczególnych poziomach z akumulacją lodowcową lub powstałe z rozmycia utworów lodowcowych (E, D, C)
13,7—13,9	„	ił szary bezwapienny,	}	
13,9—14,4	„	piasek gliniasty, różnoziarnisty ze żwirami i otoczkami granitu i kwarcytu (5 cm średnicy),		
14,4—15,0	„	piasek gliniasty różnoziarnisty, szaro-brunatny ze żwirami,	}	Utworthy zwietrzelninowe (B)
15,0—22,5	„	piasek różnoziarnisty z drobnymi i grubymi bardzo rzadkimi żwirami oraz z pojedynczymi otoczkami piaskowca,		
22,5—28,5	„	ił zwietrzelinowy, szary.		

Эдвард РЮЛЕ

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПРОФИЛЬ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В НОВИНАХ ЖУКОВСКИХ

(с 3 фиг. в тексте)

### Р Е З Ю М Е

#### С о д е р ж а н и е

В Новинах Жуковских на юго-восток от Люблина констатировано 30 м мощные отложения плейстоцена содержащие три горизонта связанные с оледенениями окрестности Люблина и два разделяющих их межледниковия.

Самый старший интергляциал не содержит органических остатков; в горизонте межледниковия мазовецкого I имеются органические слои, мощностью около 6,0 м. Следы самого оледенения являются как песчаные глины с галькой и гравием гранита. Остатки оледенения краковского являются как 0,9 м мощный слой песка с гравием и галькой кристаллических пород.

Выше межледниковия мазовецкого I залегают отложения запруженных озер, а в их кровле слой (мощностью не более 1,65 м) глинистых и лёссовидных алевроитов с галькой и обломками песчаника. Этот горизонт генетически связан с процессами солифлюкции, происходящими в больших размерах на предпольи оледенения варшавского I — максимального фазиса.

Профиль, являющийся темой настоящей статьи, находится в Новинах Жуковских, расположенных на Люблинской Возвышенности — 23 км на юго-восток от г. Люблина.

В ближайшей окрестности Новин Жуковских, кроме четвертичной системы, выступают меловые отложения и отложения третичной системы.

Рассматриваемый профиль, обнаруженный в шурфе и в 5 бурениях находится в продольной долине в поверхности мела.

В профиле были отмечены следующие горизонты:

- А — В подошве четвертичной системы выступает известково-кремнистая опока датского яруса верхнего мела.
- В — Дресвенные отложения, состоящие из илстых слоев с примесью песка.

- С — Песчанистая глина с гальками и гравиями песчаника и опоки совместно с гравием кристаллических пород.  
 Это не типичная гляциальная глина, только происходит вероятно она с размыва и перемещения существующих здесь ледниковых образований мощностью до 6,9 м.
- D — Пески, глины и илы являющиеся осадками спокойной водной седиментации. В этом слое в одном из бурений видны следы почвы. Мощность слоя D достигает 5,9 м.
- E — Супесок и илы с гравием и гальками гранита рядом с гальками осадочных пород. Мощность этого пласта составляет 0,8 м.
- F — Илы и суглинок создают подошвенные слои аккумуляции водного бассейна мощностью до 1 м.
- G — Органические отложения создают характерный слой профиля. Они имеют мощность 5,9 м и являются основным стратиграфическим элементом профиля. Состоят из слоев гитии и торфа.
- H — Водяные осадки, преимущественно спокойной седиментации в бассейне стоячего типа, состоят из суглинка и ила в большинстве безизвесткового.
- I — Кровлю четвертичных отложений создают отложения, связанные с воловой аккумуляцией и солифлюкционными процессами и состоят из пылевидных илов со слоем обломков песчаника в подошве.

Описанный профиль плейстоцена состоит из ряда слоев различного возраста. Самый нижний горизонт (B), содержащий гравии кристаллических пород связывается с самым старшим гляциалом.

Слой D образовался в довольно длинном периоде времени самого старшего интергляциала, а лежащий на нем песок с гравием и гальками (E) является остатком, связанным с существованием здесь морены оледенения краковского.

Слой F принадлежит еще к регрессии оледенения краковского, только выше лежит подлинная свита интергляциальных осадков (G), которая на основании палеоботанических исследований Я. Дыакowsкой причислена к интергляциалу мазовецкому I.

Интергляциальные отложения переходят выше в осадки типа спокойного бассейна с признаками отложений запруженных вод (H), которые в подошвенных слоях имеют следы тундровой растительности. Это слои, связанные с первоначальной фазой следующего гляциала — оледенения варшавского I.

Кровлевые слои плейстоценового профиля (I) возникали как солифлюкционные отложения во время того-же оледенения.

Edward RÜHLE

## THE GEOLOGICAL PROFILE OF PLEISTOCENE DEPOSITS AT NOWINY ŻUKOWSKIE

(with 3 fig. in the text)

### SUMMARY

#### Abstract

At Nowiny Żukowskie to the South-East from Lublin in the testing pit and in bore-holes a Pleistocene profile 30 m thick is proved. It is composed of three horizons connected with glaciations in the region of Lublin, separated by two series of interglacial sediments.

The oldest interglacial contains not organic relics but in the horizon of the interglacial Masovien I there are organogenic deposits ca 6,0 m thick. The traces of the oldest glaciation are there conserved as sandy loam with pebbles of sandstone and granitic gravels. The remnants of the Cracovien glaciation form a bed ca 0,9 m thick of sand with gravel and of crystalline rock.

Above the interglacial Masovien I repose deposits of ice damned lakes and at their top a bed of argillaceous and loess-like silts not surpassing 1,65 m of thickness with pebbles and fragments of sandstone. This horizon is genetically bounded with soliflual processes, which occurred in great dimensions on the foreland of the Varsovien I phase in its maximal extension.

The profile constituting the contents of this article is situated at Nowiny Żukowskie, a locality on the Lublin plateau, 23 km to the south-east of Lublin.

In the closest neighbourhood of Nowiny Żukowskie occur, besides the Quaternary, also Cretaceous and Tertiary deposits. The profile concerned, found in a test-pit and in five bore-holes, is situated in an elongated valley of a Cretaceous surface.

The following levels have been distinguished in this profile:

- A. In the Quaternary base occurs calcareous-siliceous „opoka“ of the Danian horizon of the Upper Cretaceous.
- B. Rock-waste deposits due to weathering consisting of silty beds with the admixture of sands.

- C. Arenaceous clay with sandstone pebbles and gravels together with gravel of crystal rocks. It is not a typical boulder clay but is presumably due to the washing out and stirring of glacial formations present here and reaching the thickness of 6,9 m.
- D. Sands, clays and silts forming sediments due to quiet water sedimentation. One of the bore-holes reveals traces of soil in this bed. The thickness of bed „D“ amounts to 5,9 m.
- E. Clayey sands and silts containing granitic gravels and pebbles beside sedimentary rock pebbles. This stratum is 0,8 m thick.
- F. Silts and dusty clays form the basal layers of the accumulation of a water basin, up to 1,0 m thick.
- G. Organogenic deposits form the bed characteristic of the profile. They reach the thickness of 5 to 9 m and the fundamental stratigraphical element of the profile. They are composed of beds of gyttia and peats.
- H. Water sediments due chiefly to quiet sedimentation in a basin of ice dammed lake type. They are composed of dusty clay and silt, on the most part limeless.
- I. The ceiling of the Quaternary deposits is formed by formations connected with aeolian accumulation and soliflual processes and composed of loessy silts with a bed of sandstone fragments at the bottom.

The above described Pleistocene profile consists of a range of layers of different respective age. The lowest level (C) containing crystal rock gravels is linked with the oldest glacial. Bed D was created during a fairly long period of the oldest interglacial, on the other hand, the superjacent sand with gravels and pebbles (E) is a residue bound up with the presence of a moraine of the glaciation Cracovien. Bed F belongs still to the regression of the glaciation Cracovien, and it is above that lies the proper series of the interglacial sediments (G), which J. Dyakowska, on the grounds of palaeobotanical research, reckons as pertaining to the interglacial Masovien I. Higher up interglacial formations pass into sediments of the type of a quiet reservoir having the peculiarities of an ice dammed lake (H), which, in their bottom layers, contain remains of tundra flora. These are layers connected with the initial phase of the next glacial, namely the glaciation Varsovien I. The top layers (I) of the Pleistocene profile were formed as soliflual deposits during the same glaciation.

Jadwiga DYAKOWSKA

## ROŚLINNOŚĆ PLEJSTOCENSKA W NOWINACH ŻUKOWSKICH

(z 1 fot. i 7 fig. w tekście)

### Streszczenie

Botaniczna analiza interglacialnych utworów jeziornych z Nowin Żukowskich na Wyżynie Lubelskiej wykazała, że zostały one złożone częściowo w przedostatnim interglacjale (Masovien I), częściowo w czasie transgresji środkowo-polskiego zlodowacenia (Varsovien I). Z interglacjalu zachowały się osady świadczące o istnieniu: 1. początkowego okresu subarktycznych lasów sosnowo-brzozowych, 2. okresu klimatu umiarkowanego, w którym panowały wielogatunkowe lasy, najpierw z przewagą świerka, później jodły i graba, 3. drugiego okresu subarktycznych lasów brzozowo-sosnowych z modrzewiem. Glacjal obejmuje florę krzewinkowej tundry.

Do najbardziej interesujących składników nowej flory międzyzlodowcowej należą: *Abies Fraseri* i *Picea omorikoides*.

### WSTĘP

W miejscowości Nowiny Żukowskie na Wyżynie Lubelskiej E. R ü h l e znalazł w kopanej studni utwory jeziorne (gytie, torfy i ily) o charakterze interglacialnym. Materiał ten został zebrany do zbadania, po czym z ramienia Państwowego Instytutu Geologicznego wykonano w pobliżu kilka wierceń. Geologiczną stroną tego znaleziska zajęli się E. R ü h l e, wyniki zaś badań botanicznych przedstawia niniejsza praca.

Metodą analizy pyłkowej oraz drogą wyplukiwania szczątków makroskopowych zbadalam wszystkie, zawierające materiał roślinny, warstwy z wiercenia 4 oraz ze studni, a także niektóre poziomy wiercenia 1a.

Praca została wykonana w Instytucie Botanicznym Uniwersytetu Jagiellońskiego. Na tym miejscu pragnę gorąco podziękować Prof. dr Władysławowi Szaferowi, z którego cennych wskazówek i pomocy wielokrotnie korzystałam. Dziękuję również mgr Marii Środoniowej za pomoc przy wykonaniu rycin i wykresów, a ob. Mieczysławowi Wąsowi za wykonanie zdjęć fotograficznych.

## OPIS WARSTW ZE SZCZĄTKAMI ROŚLINNYMI

Utwory interglacjalne Nowin Żukowskich powstały w zbiorniku wodnym prawdopodobnie dość dużym, choć, zwłaszcza z początku, raczej niegłębokim.

W wierceniu 4 na podłożu gliny pylastej spoczywa gytia, przechodząca ku górze w torf. Widocznie zbiornik ulegał spłyceciu i zatorfieniu, które doprowadziło do częściowego przynajmniej jego osuszenia, zaznaczonego warstwą torfu leśnego (poziom drewnien) występującą również w studni oraz w wierceniu 1a. Wyżej leżą warstwy torfów częściowo mszystych (*Drepanocladus*), przechodzące w ily najpierw ciemne, potem coraz jaśniejsze, zawierające mniejszą lub większą domieszkę grubszego piasku i żwiru. Powstawanie iłów związane jest niewątpliwie z pogłębieniem zbiornika, wreszcie najwyższe z warstw zawierających szczątki roślinne, to jasnokremowe ily lekko wapniste, prawie zupełnie pozbawione domieszki piasku. Zbiornik, w którym one powstały, miał już wtedy zapewne charakter głębokiego jeziora.

## Wiercenie 4

Nr próbki	Głębokość	Opis utworu
57—54	5,65— 6,25 m	ił jasny, bardzo twardy z żelazistymi plamami, prawie bez piasku,
53—51	6,25— 6,70 „	ił jasnopopielaty, lekko wapnisty,
50—49	6,70— 6,85 „	ił popielato-kremowy z drobnym piaskiem, lekko wapnisty,
48—45	6,85— 7,50 „	ił jasnopopielaty, twardy z grubym piaskiem i żwirem, lekko wapnisty,
44	7,50— 7,60 „	ił jasnopopielaty, miejscami prawie biały z grubym piaskiem i żwirem, bezwapnisty,
43—41	7,60— 7,90 „	ił jasny z drobnym piaskiem, lekko wapnisty,
40—39	7,90— 8,15 „	ił jasnoszary z grubym piaskiem i żwirem,
38—36	8,15— 8,55 „	ił ciemny, twardy z piaskiem i żwirem,
35—34	8,55— 8,90 „	torf mszysty z drobnym piaskiem i żwirem,
33—31	8,90— 9,30 „	ił czekoladowy, mszysty,
30—29	9,30— 9,40 „	ił jasnopopielaty,
28	9,40— 9,60 „	ił ciemny z małą ilością części organicznych,
27—24	9,60— 9,90 „	torf ilasty,

23—20	9,90—10,70	m	torf,
19—18	10,70—11,10	„	warstwa drewna,
17—14	11,10—11,70	„	torf,
13—12	11,70—11,90	„	gytia torfiasta ciemna,
11— 9	11,90—12,50	„	gytia jaśniejsza z domieszką piasku,
8— 5	12,50—13,00	„	gytia ciemnoczekoladowa,
4— 1	13,00—	i głębiej	glina pylasta.

W studni spągową warstwę stanowią torfy z dobrze zaznaczoną wkładką torfu leśnego (poziom drewnien); w górze przechodzą one w ily, najpierw ciemnoczekoladowe, wyżej coraz jaśniejsze, z domieszką piasku i żwiru.

#### Studnia

Nr próbki	Głębokość	Opis utworu
14—15	6,50— 7,50	m jasny ił,
16—18	7,50— 8,40	„ ił szaro-czekoladowy,
19—20	8,40— 9,20	„ szary ił z mchami,
21—23	9,20—10,00	„ siwy ił,
24—25	10,00—10,40	„ siwy ił piaszczysty ze żwirem,
26	10,40—10,50	„ ił ciemnoczekoladowy,
27—28	10,50—10,70	„ torf płytowy,
29—32	10,70—11,10	„ torf mszysty,
33	11,10—11,30	„ warstwa drewna,
34—35	11,30—12,50	„ torf płytowy.

#### SZCZĄTKI MAKROSKOPOWE

Materiał do badań pobierany był w sposób następujący. Ze świdra wyjmowano z każdego poziomu kostkę wielkości mniej więcej 1  $dc\dot{m}^3$  i przechowywano ją osobno. W podobny sposób brano próbki ze ściany studni, tylko tam poszczególne próbki były nieco mniejsze. Z tak zebranego materiału w pracowni z każdego poziomu oddzielano próbkę do analizy pyłkowej, a resztę przepłukiwano. W ten sposób uzyskano wyniki porównywalne ze sobą, jeżeli chodzi również o ilość zachowanych szczątków, pochodzą one bowiem z próbek mniej więcej tej samej objętości.

Ze studni zbadano ponadto większą bryłę torfu, oznaczoną dalej jako studnia B.

W tak uzyskanym materiale udało się oznaczyć ponad 40 gatunków roślin kwiatowych oraz szereg mchów (tabela 1 i 2).



## ROŚLINY KWIATOWE

## Liście, owoce i nasiona

1. *Abies Fraseri* Poiret. W profilu studni wypłukano z poziomów dolnych 7 szpilek należących niewątpliwie do jodły.

Szpilki pochodzą z pędów ocienionych, gdyż te z nich, które zachowały się w całości lub też w górnych częściach (5 sztuk), mają szczyty wcięte. Na górnej stronie szpilek występują szparki w 6—8 szeregach; w jednym przypadku środkowy szereg szparek sięga dalej niż do połowy szpilki, w pozostałych czterech najdłuższy szereg składa się z 9—21 szparek. Pasemka szparek na dolnej stronie szpilek składają się z 7—9 szeregów. Na przekroju poprzecznym można stwierdzić: 1) umieszczenie przewodów żywicznych w parenchymie, 2) brak elementów mechanicznych w nerwie, 3) obecność elementów mechanicznych (hypodermy) pod skórą nerwu głównego i brzegów szpilki oraz drobnych grup tychże komórek pod skórą górnej powierzchni.

Wymienione cechy pozwalają na oznaczenie przynależności badanych szpilek. Przy oznaczaniu opierałam się na danych z literatury, które musiałam uzupełnić szeregiem pomiarów własnych.

Umieszczenie przewodów żywicznych w parenchymie kopalnych szpilek oraz stałe występowanie szparek na górnej powierzchni wyklucza *Abies alba*. Dla sprawdzenia jednak, czy przy oznaczaniu materiału kopalnego wystarczy oparcie się wyłącznie na cechach zewnętrznych, jak ilość i układ szparek, przeliczyłam ilość szeregów szparek na 169 szpilkach, pochodzących z 16 okazów *Abies alba* zebranych z trzech stanowisk (tabela 3). Okazało się, że tylko 24 szpilki miały na górnej stronie szparki, jednak w ilości znacznie mniejszej niż u szpilek kopalnych. Ilość szeregów szparek na stronie dolnej wahała się od 4 do 9 (najczęściej 6). Tu więc sama budowa zewnętrzna, bez uciekania się do przekroju anatomicznego wystarcza, żeby stwierdzić, że szpilki z Nowin Żukowskich nie należą do *Abies alba*.

Według C. A. S c h e n k a przewody żywiczne w parenchymie, szparki na górnej powierzchni i wcięty szczyt mają szpilki następujących gatunków: *Abies balsamea*, *A. Bornmülleriana*, *A. Fraseri* i *A. lasiocarpa*. Ewentualnie mogłaby tu jeszcze wchodzić w grę *A. sibirica* i ona bowiem miewa czasem szparki na górnej stronie. Tymi więc gatunkami zajęłam się bliżej (fig. 13).

Na zbadane przeze mnie 20 szpilek z dwu okazów *A. sibirica* tylko 4 miały na górnej stronie po 2—3 bardzo krótkie szeregi szparek. *A. Bornmülleriana* ma wprawdzie w 11 na 15 szpilek szparki na górnej stronie, jednak w znacznie krótszych i mniej licznych szeregach niż ko-





TABELA 3  
Szpilki niektórych gatunków rodzaju *Abies*

	Szerokość szpilki w mm		Ilość szeregów szparek w pasemku na spodzie szpilki		Szparki na górnej stronie szpilki	
	od-do	średnia	od-do	najczę- ściej	Ilość szpilek ze szpar- kami	%
<i>Abies alba</i> Mill. po 10 szpilek z drzewa						
Nadleśnictwo św. Katarzyny	1,1-1,8	1,5	5-8	6	—	
" " "	1,3-1,8	1,6	5-7	6	1	10%
" " "	1,4-1,6	1,5	6-8	7	10	100%
" " "	1,5-1,8	1,6	5-7	6	—	
" " "	1,2-1,8	1,5	5-8	6	2	20%
" " "	1,5-1,9	1,7	5-8	6	—	
" " "	1,3-1,6	1,5	5-7	6	—	
" " "	1,7-2,2	1,9	6-8	7	—	
" " "	1,2-1,6	1,5	5-8	6	2	20%
" " "	1,5-1,8	1,6	6-9	8	5	50%
Ojców	1,4-1,8	1,6	4-6	5	—	
"	1,6-1,7	1,6	5-7	6	—	
"	1,4-1,9	1,7	5-8	6	4	40%
"	1,5-1,8	1,6	4-7	5	—	
"	1,3-1,7	1,5	5-7	5	—	
Kraków 19 szpilek	1,7-1,9	1,5	4-8	6	—	
<i>Abies alba</i> Mill. średnie z 169 szpilek z 16 drzew	1,1-2,2	1,5	4-9	6	24	14,2%
<i>Abies sibirica</i> Ledeb. Kamczatka	1,2-1,4	1,3	5-7	7	2	20%
<i>Abies sibirica</i> Ledeb. Syberia	1,1-1,5	1,3	4-6	4	2	20%
<i>Abies sibirica</i> Ledeb. średnia z 20 szpilek z 2 drzew	1,1-1,5	1,3	4-7	5	4	20%
<i>Abies lasiocarpa</i> (Hook.) Nutt Wyspa Kościuszki	1,2-1,6	1,4	5-7	5	10	100%
<i>Abies Bornmülleriana</i> Matf. Pasma Ilgar-dagh. 15 szpilek	1,5-2,0	1,7	6-8	7	11	73,3%
<i>Abies balsamea</i> (L.) Mill. Durand Eastrian Park	1,5-1,8	1,6	6-9	7	10	100%
<i>Abies balsamea</i> Flora of Ma'n	1,1-1,4	1,6	4-6	5	—	
<i>Abies balsamea</i> Zakłady Kórnickie	1,3-1,5	1,4	5-8	6-7	10	100%
<i>Abies balsamea</i> średnia z 30 szpilek z 3 drzew	1,1-1,8	1,5	4-9	7	20	66,6%
<i>Abies Fraseri</i> Zakłady Kórnickie 20 szpilek	1,2-1,9	1,5	6-9	7	13	65%
<i>Abies Fraseri</i> z Nowin Żukowskich 7 szpilek	1,0-1,8	1,4	7-9	7-9	5	100%

palne szpilki z Nowin, od których różni się także i tym, że pasemka szparek na spodniej stronie szpilki składają się z 6—8 szeregów. *A. lasiocarpa* ma na górnej stronie po 7—13 szeregów szparek, przy czym środkowe z nich sięgają znacznie dalej niż do połowy szpilki, wskutek czego więk-

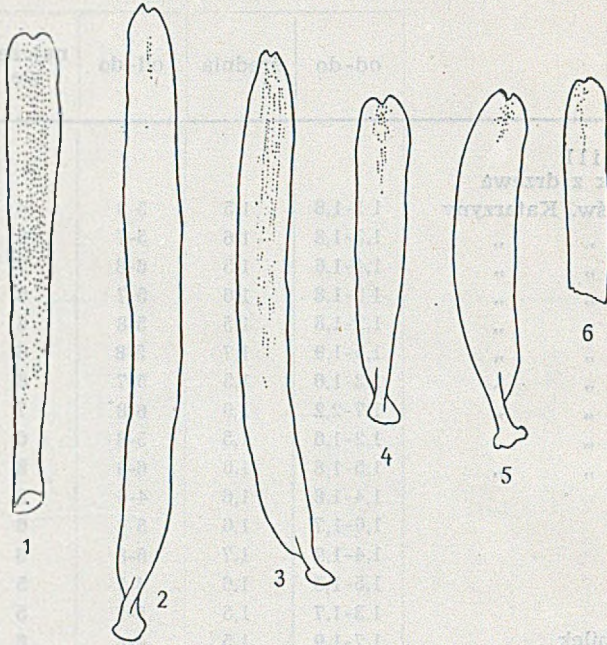


Fig. 13

Górna strona szpilek: 1 — *Abies lasiocarpa*, 2 — *A. Bornmülleriana*, 3 — *A. balsamea*, 4 — *A. Fraseri*, 5 i 6 — kopalnej *A. Fraseri* z Nowin Żukowskich.

sza jej część jest nimi pokryta. Na dolnej stronie ma ona po 5—7 szeregów szparek. Szpilki *A. lasiocarpa* różnią się od szpilek z Nowin Żukowskich także i tym, że są bardzo grube i prawie niezwięzone w ogonek.

Pozostają więc dwa blisko siebie stojące gatunki, mianowicie *A. balsamea* i *A. Fraseri*. Nasza kopalna jodła wykazuje znaczne podobieństwo do nich. *Abies balsamea* ma na spodniej stronie szpilek po 4—8 szeregów szparek po obu stronach nerwu. Na górnej stronie szpilek jeden z badanych okazów nie miał wcale szparek, dwa miały je na wszystkich szpilkach w ilości 4—8 szeregów, sięgających dalej niż do połowy szpilki. *Abies Fraseri* ma po 6—9 szeregów szparek w obu pasemkach po spodniej stronie szpilek. Na zbadanych 20 szpilek (z jednego okazu tego gatunku) 7 nie miało wcale szparek na górnej stronie. Pozostałe 13 miały ich po 4—7 szeregów, przy czym najdłuższy z nich miał 8—32 szparek. Uwydatnia się więc niewielka, ale dość wyraźna różnica między tymi dwoma gatunkami, polegająca na występowaniu nieco większej ilości

szparek na spodniej stronie szpilki (na różnicę tę zwracają uwagę autorzy, zajmujący się jodłą) oraz mniejszej ilości szparek na stronie górnej u *A. Fraseri*. Nasze kopalne szpilki mają układ i ilość szparek zbliżone raczej do *A. Fraseri* niż do *A. balsamea*. Prócz ilości i układu szparek jest jeszcze jedna cecha pozwalająca na rozróżnianie szpilek tych dwu gatunków. Zwracają na nią uwagę E. Koehne i C. Schenk. Oto

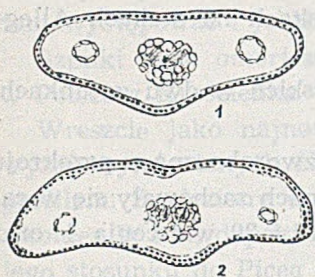


Fig. 14

Przekrój poprzeczny szpilki: 1 — *Abies balsamea* (1) Mill., 2 — *Abies Fraseri* Poiret.

szpilki *A. balsamea* są zupełnie pozbawione elementów mechanicznych zarówno w nerwie jak i pod skórką (hypoderma), u *A. Fraseri* zaś hypoderma występuje pod skórką nerwu, na brzegach szpilki i w małych grupach pod górną powierzchnią (fig. 14). Ponieważ jodła z Nowin Żukowskich ma elementy mechaniczne ułożone podobnie, uważam ją za *Abies Fraseri* Poiret (fot. 2—1, 3, 4).

St. Kulczyński (14) podał pierwszy obecność szpilek *Abies Fraseri* w opracowanym przez Tyssowską-Wilczkową (nie ogłoszonym dotychczas drukiem) interglacjale z Wysokiego Litewskiego. Oznaczył on również szpilki jodły z Olszewic (J. Lilpop, 17) jako prawdopodobną *A. Fraseri*. W ten sposób Kulczyński rzucił światło na sprawę występowania w Olszewicach jodły razem z kosówką, co było trudne do wyjaśnienia, póki sądzono, że występująca tam jodła to *Abies alba*.

Już po oznaczeniu szczątków roślin z Nowin Żukowskich znalazłam w materiałach, które pozostały w Instytucie Botanicznym Uniwersytetu Jagiellońskiego po zmarłym w czasie wojny dr Jaroni u szpilki jodły. Materiały te zebrał B. Jarón w Żydowszczyźnie w 1939 r.; aresztowany przez Niemców w początku 1941 r. nie zdążył ich już opracować szczegółowo. W przepłukanych przez niego próbkach znalazłam 4 szpilki rodzaju *Abies* w dość nieszczególnym stanie zachowania. Pozostały z nich mianowicie niemal tylko skórki, cała prawie tkanka wewnętrzna uległa rozkładowi. Wszystkie 4 fragmenty, to wcięte szczyty szpilek z pędów ocienionych. Na spodniej stronie mają one znaczną ilość szeregów szparek: 7, 8 lub może nawet 9; wszystkie też mają po kilka szeregów szparek na górnej powierzchni. Ze względu na uszkodzenie i pomarszczenie skórki nie można ich dokładnie policzyć, wydaje się jednak, że sięgają one dość daleko, może do połowy szpilki.

Ten charakterystyczny układ szparek na obu powierzchniach szpilek pozwala przypuścić z wielkim prawdopodobieństwem, że mamy tu również *Abies Fraseri*.

W ten sposób znamy dziś cztery interglacjalne stanowiska tego północno-amerykańskiego gatunku w Europie środkowej, a mianowicie: Wysokie Litewskie, Olszewice, Nowiny Żukowskie i Żydowszczyznę.

*Abies Fraseri* występuje dziś we wschodniej części Ameryki Północnej, mianowicie w dość ograniczonych stanowiskach na stokach Alleganów, na wysokości od 1600 do 2100 m n. p. m.

*Picea*. Świerk występuje w Nowinach Żukowskich w dwu gatunkach, zachowanych w postaci szpilek i nasion.

2. *Picea excelsa* Link. Charakterystyczne, czworoboczne w przekroju szpilki, ze szparkami na wszystkich czterech stronach zachowały się w całości lub we fragmentach w poziomach 15, 17, 19 i 20 wiercenia 4 oraz w poziomach 34, 32, 29 i w poz. B studni.

3. *Picea omorikoides* Web. W poziomie 13 i 20 wiercenia 4 oraz 35, 34, 29, 26 i B studni występują wyraźnie spłaszczone szpilki o dość tępych szczytach i charakterystycznych dla rodzaju *Picea* nasadach. Szpilki te mają tylko na jednej (górnjej) stronie po dwa pasemka szparek, składające się każde z 5 lub 6 szeregów. Długość szpilek waha się od 5 do 15 mm, szerokość od 1,1 do 2,0 mm (fot. 2 — 5, 6, 7).

Tego rodzaju szpilki opisał C. A. Weber (30) z czwartorzędowych ilów i torfów w miejscowości Aue w Górach Kruszcowych. Weber stwierdził wielkie podobieństwo szpilek, szyszek i gałązek kopalnych do dziś żyjącej bałkańskiej *Picea omorica* Purkyně, ze względu jednak na pewne drobne różnice polegające przeważnie na wielkości (szpilki kopalne z Aue są nieco mniejsze od szpilek współczesnej *P. omorica*) uznał tymczasowo formę kopalną za odrębny gatunek i nazwał ją *Picea omorikoides*. Podkreślił jednak silnie, że dopiero szczegółowe badania zarówno materiału kopalnego — o ile się go jeszcze gdzieś znajdzie — jak i dziś żyjącej *P. omorica*, pozwolą stwierdzić, czy formy te stanowią rzeczywiście odrębne gatunki.

Takiego szczegółowego opracowania świerki z grupy *omorica* nie doczekały się dotychczas, a materiał kopalny jest ciągle bardzo skąpy. Najważniejsze z tych znalezisk przedstawiają się następująco. W 1891 r. R. Wettstein opisał z brekcji z Hötting szpilki świerka z grupy *omorica*. Nieco później C. A. Weber (C. Müller, C. A. Weber 20) odnalazł w pochodzącym ze starszego plejstocenu kopalnym torfie spod Lüneburga wielkie ilości szpilek, szyszek i drewna *Picea omorikoides* w towarzystwie kosówki (*Pinus montana* var. *pumilio* Wilk.) i *Betula nana*. J. Lilpop (16) opisując w krótkim komunikacie odkrywkę inter-

glacialnego torfu w Koszarach nad Bugiem podaje z niej szpilki świerka z pokrewieństwa *P. omorica*. Odkrywka ta nie została niestety później dokładniej zbadana. P. Stark i F. Overbeck (26) próbowali metodą biometryczną, opierając się na badaniach C. A. Webera i F. Firsasa, oznaczyć kopalny pyłek *Picea*, występujących w staro-plejstocenskich utworach w Janowcu (Johnsbach) koło Barda na Śląsku. Na zasadzie dokonanych pomiarów przypuszczają, że obok zwykłej *Picea excelsa* mógł tam występować i jakiś świerk z grupy *omorica*.

Szpilki typu *omorica* znane są również z utworów trzeciorzędowych w Polsce z Krościenka — Wł. Szaffer, 28).

Wreszcie jako najnowsze stanowisko interglacialne dołączają się do wyżej wymienionych Nowiny Żukowskie ze swoim dobrze datowanym profilem. Znaleziony w Nowinach świerk nazywam na razie *Picea omorikoides* We b., dopóki bardziej szczegółowe badania nie pozwolą ocenić jego stosunku do *Picea omorica* Purkyn e.

4. *Larix*. Szpilki, skrzydlaki i nasiona modrzewia występują w poziomach 31—26 i 21—19 (szczególnie licznie szpilki) oraz w poz. B studni a także w poziomie 11, 10, 23, 24, 26, 32—34 wiercenia 4.

5. *Pinus*. W materiale ze studni znaleziono dwa fragmenty szpilek z rodzaju *Pinus*. W poziomie 31 jest to nasada dwuszpilekowego krótkopędu. Fragment ten jest dość zniszczony i ma uszkodzoną skórkę, jednak przekrój pozwala na stwierdzenie układu elementów takiego, jaki występuje u *P. silvestris*. Natomiast drugi fragment, pochodzący z poziomu 26 przedstawia się inaczej. Jest to szczyt również dwuszpilekowego krótkopędu, przy czym obie szpilki są silnie ze sobą sklezione. Skórka jest dość zniszczona, tak że nie można policzyć szeregów szparek. Na przekroju poprzecznym widać, że wiązki leżą bardzo blisko siebie, wydaje się, że rozdziela je nie więcej niż jedna warstwa komórek. Dwa przewody żywiczne leżą w parenchymie. Są to cechy wskazujące na to, że szpilki nie pochodzą z *P. silvestris* ani *P. montana*. Jaki to jednak może być gatunek, nie sposób oznaczyć z jednego dość źle zachowanego fragmentu.

6. *Juniperus*. Jedna szpilka w próbce B, typowa, wąska i cienka, wyciągnięta w ostry, długi szczyt; jedna powierzchnia bez szparek z wypukłym nerwem, na drugiej dwa pasma po 4 szeregi szparek. Drugą szpilekę podobną, ale ze zniszczoną skórką, tak że szparek nie widać, znaleziono również w próbce B, oraz fragment szpilki, prawdopodobnie także jałowca, w poziomie 27 studni.

7. *Sagittaria sagittifolia* L. W poziomie 28 wiercenia 4 znaleziono dwa, w poziomie tegoż wiercenia jedno nasienie charakterystyczne, podkowiasto zgięte, przy czym jedno ramię podkowy jest krótsze niż drugie. Wymiary nasion:  $2,3 \times 1,5$ ,  $2,5 \times 1,3$ ,  $2,4 \times 1,4$  mm; testa zbudowana z ko-



mórek czworobocznych o błonach dość grubych i lekko falistych, ułożonych w wyraźne podłużne szeregi.

Tego typu zgięte nasiona mają: *Alisma* i *Sagittaria*. Wielkość nasion *Alisma plantago* wynosi około  $1,5 \times 0,6$ ,  $1,6 \times 0,7$  mm, powierzchnia nasion jest gładka, dopiero pod mikroskopem widać izodiametryczne komórki testy, ułożone jak komórki w plastrze miodu. Wielkość nasion *Sagittaria sagittifolia* wynosi około  $2,3 \times 1,0$  oraz  $2,5 \times 1,1$  mm, testa zbudowana jest z komórek przeważnie czworobocznych o ścianach grubych i lekko falistych. Komórki te są ułożone wyraźnie w podłużne szeregi widoczne już przy słabych powiększeniach.

Nasiona kopalne budową testy i długością odpowiadają dobrze współczesnej *Sagittaria sagittifolia*, różnią się od niej jedynie większą szerokością, która jest wywołana silniejszym rozchyleniem ramion podkowy. Widocznie łącząca je za życia tkanka uległa zniszczeniu w procesie fosylizacji.

8. *Potamogeton* sp. *diversae*. Owociki występujące dość licznie w wielu poziomach obu profili.

9. *Najas marina* L. W poziomie 29 studni typowa połowka nasienia tego gatunku, w poziomie 19 fragment, którego oznaczenie nie jest zupełnie pewne.

10. *Cladium mariscus* (L.) R. Br. Nieliczne owociki występują w poziomach 22, 23, 24 i 27 wiercenia 4 oraz w poziomie 30 studni.

11. *Carex* sp. *diversae*. Owociki przeważnie bez pęcherzyków w wielu poziomach obu profili.

12. *Sparganium* cf. *ramosum*. W poziomie 15 i 31 wiercenia 4 oraz w poziomie 26 studni 3 pestki o wymiarach  $4,0 \times 2,07$ ,  $3,6 \times 2,1$ ,  $3,46 \times 2,01$  mm, należące najprawdopodobniej do *Sparganium ramosum*.

13. *Calla palustris* L. W poziomie 16 wiercenia 4 jedno dość zniszczone nasienie silnie spłaszczone, o wymiarach  $3,6 \times 2,3$  mm. Na powierzchni nasienia liczne niewysokie, podłużne żeberka, między nimi w szerszej części nasienia bardzo charakterystyczne zagłębienia w kształcie okrągłych dołków, ułożone w niezupełnie regularne, przerywane szeregi.

14, 15. *Betula*. W obu profilach występują dość liczne owociki brzozy, przeważnie pozbawione skrzydełek. Wyróżnić wśród nich można dwa wyraźne typy. Do jednego z nich, niewątpliwie typu *Betula alba*, należą 22 orzeszki dość stosunkowo długie a wąskie, w których stosunek szerokości do długości waha się w granicach od 1,5 do 2,3, przy najczęściej występujących wartościach 1,8 i 1,9. Długość orzeszków tego typu waha się od 1,8 do 2,9 mm, szerokość od 0,9 do 1,6 mm.

Do drugiego typu należy 13 orzeszków wyraźnie bardziej krępych, u których stosunek szerokości do długości waha się od 1,2 do 1,5 przy

najczęściej występującej wartości 1,3. Długość orzeszków waha się od 1,2 do 2,2 mm, szerokość od 0,9 do 1,5 mm. U trzech owoców tego typu zachowały się skrzydełka dość wąskie o kształcie takim, jaki mają skrzydełka na owocach *B. nana* i *B. humilis*.

Dokładniejsze oznaczenie gatunków w obrębie obu tych grup, a więc rozróżnienie na zasadzie samych tylko orzeszków *B. verrucosa* od *B. pubescens* i *B. nana* od *B. humilis* nie wydaje mi się możliwe w obecnym stanie naszej znajomości zmienności współczesnych owoców tych gatunków. Można więc jedynie stwierdzić, że w utworze interglacjalnym z Nowin Żukowskich występują co najmniej dwa gatunki brzozy: *B. alba* i *B. nana* albo *B. humilis*.

Interesującym zjawiskiem jest występowanie w obu typach brzoź znacznej ilości orzeszków płonnych, zawierających dwa lub tylko jeden maleńki, nierozwinięty zalążek. W typie *alba* na 22 owocki są dwa tak zniszczone, że zalążków nie widać, 7 płodnych i 13 (59%) płonnych.

W typie *nana* na 13 owoców 5 płodnych, 1 niepewny i 7 (53%) płonnych.

16. *Carpinus betulus* L. Jeden orzeszek w poziomie 34 studni.

17. *Caltha palustris* L. W poziomie 29 wiercenia 4 jedno dość uszkodzone nasionko, którego kształt, wymiary i skulptura odpowiadają dobrze współczesnym nasionom tego gatunku.

18. cf. *Actaea spicata* L. W poziomie 23 wiercenia 4 i w poziomie 30 studni znaleziono dwa płaskie nasiona, w zarysie mniej więcej półkoliste, o wymiarach 3,8×2,0 i 2,8×1,8 mm. Są one z kształtu i wielkości bardzo podobne do nasion dzisiejszej *Actaea spicata*, ale skulptura powierzchni i krawędzie są w nich silnie starte.

19. *Batrachium* sp. Owocki *Batrachium* występują w młodszej części obu profili — w wierceniu 4 od poziomu 29 w górę, w studni od poziomu 28. Szczególnie liczne są w najmłodszych poziomach wiercenia 4, gdzie występują w ilości kilkudziesięciu okazów na poziom.

20. *Ranunculus* cf. *lingua* L. W poziomie 31 i 20 wiercenia 4 po jednym owocu, spłaszczonym i wydłużonym, o wymiarach 2,89×2,15 i 3,6×1,9 mm, z częściowo zachowaną skulpturą powierzchni w postaci płytkich dołków.

21. *Ranunculus* cf. *sceleratus* L. W poziomie 19 studni jeden owocek wielkości 1,6×1,1 mm ze śladami dołczków na powierzchni.

Ponadto w paru jeszcze poziomach występują owocki należące niewątpliwie do rodzaju *Ranunculus*, których przynależności gatunkowej nie udało mi się jednak oznaczyć.

22. *Thalictrum* cf. *simplex* L. W poziomie 28 i 23 studni po jednym jajowato wydłużonym, zaostrozonym w dzióbek owocu z 8 dość tępymi

podłużnymi żebrami. Wymiary 2,3 (uszkodzony, bez dzióbka)  $\times$  1,2 mm i 2,2  $\times$  1,0 mm. Zarówno kształt jak i wielkość bardzo podobne do dzisiejszej *Th. simplex*.

23. *Brasenia purpurea* Mich. W studni, w poziomie 35 znaleziono dwa nasiona, w poziomie 34 jedno, w próbce B jedno, w poz. 17 wiercenia 4 — dwa nasiona. Wymiary nasion 2,61  $\times$  2,16 mm, 2,71  $\times$  1,96 (uszkodzone), 2,71  $\times$  2,69 (uszkodzone).

24. *Nymphaea candida* Presl. W poziomach 31, 32, 33, 36, 37 wiercenia 4 oraz w poziomach 29, 27, 20, 19 studni występują dość liczne (od 1 do 8 na poziom) nasiona grzybieni, zachowane w całości lub we fragmentach. Wymiary nasion wahają się w granicach: długość od 2,5 do 3,5 mm, szerokość od 1,5 do 2,0 mm. Powierzchnia testy pokryta zagłębieniami ułożonymi w wyraźne podłużne szeregi. Kształt owych dołczków zbliża się do kwadratu. N. J. i S. W. Kac (11) podają, że *N. candida* różni się od *N. alba* kształtem dołków na powierzchni nasienia. Dołki te u *N. alba* mają kształt wydłużonych prostokątów. Jest też i nieznaczna różnica w wielkości, nasiona *N. alba* są mianowicie nieco mniejsze. Ta cecha jednak nie może służyć do rozróżnienia nasion kopalnych, gdyż skrajne wymiary obu gatunków zachodzą na siebie. Jednak różnica w budowie testy wydaje się cechą, na której zasadzie można z dostateczną dokładnością odróżnić te dwa gatunki, tym bardziej że obserwować ją można i na fragmentach nasion. Oznaczam więc nasiona z Nowin Żukowskich jako *Nymphaea candida*.

25. *Nuphar pumilum* (Timm) DC. W poziomach 30, 29, 27, 19 studni oraz 14, 23, 31 do 36 wiercenia 4 występują liczne (od 1 do 19) drobne nasiona *Nuphar* z charakterystycznym wzgórkiem na jednym końcu, i wyraźną podłużną listwą (kil) z boku. Długość ich (20 pomiarów) waha się od 2,5 do 4,5 mm, szerokość od 1,5 do 3,5 mm.

Kac (11) podaje dla *Nuphar luteum* wymiary: długość od 5,75 do 6,65 mm, szerokość średnio 3,3 mm, dla *N. pumilum* długość 3,65 do 3,85 mm, szerokość 1,95 do 2,2 mm. K. Bertsch (2) dla *N. luteum* długość 4,8 do 5,2 mm, szerokość 2,6 do 3,4 mm, dla *N. pumilum* długość 3,6 do 4,0 mm, szerokość 2,0 do 2,3 mm.

Na zasadzie więc wymiarów trzeba uznać nasiona z Nowin Żukowskich za należące do *Nuphar pumilum*, przy czym część nasion kopalnych ma mniejsze wymiary od dziś żyjących.

*Nuphar pumilum* znany jest z polskich interglacjałów z Hamerni (Wł. Szafer, 27).

26. *Nuphar luteum* L. Siebth. et Sm. W poziomach 7, 8 i 14 wiercenia 4 znaleziono parę nasion rodzaju *Nuphar* znacznie większych niż wyżej opisane. Wielkość tych, które dają się zmierzyć, gdyż zachowały

się w całości, waha się od 5,5 do 6,5 mm przez 3,5 do 4,5 mm. Są to więc niewątpliwie nasiona *Nuphar luteum*.

27. *Ceratophyllum submersum* L. Dwa owocki o wymiarach 3,5×2,0 mm i 3,4×1,9 mm w poziomie 29 studni.

28. *Viola* sp. W poziomach 23, 24 i 14 studni oraz 24 wiercenia 4 kilka małych nasionek z rodzaju *Viola*, których wielkość waha się od 1,5 — 1,8 × 0,9 — 1,1 mm. Wyraźnie długi szew oraz drobne wymiary tych nasion pozwalają na wykluczenie szeregu gatunków fiołków, nie wystarczają natomiast do dokładnego oznaczenia, gdyż podobne nasiona o długim szwie mają *V. tricolor*, *V. silvestris*, *V. palustris*, *V. canina*, *V. biflora*.

29. *Rubus idaeus* L. Jedna pestka w poziomie 11 wiercenia 4.

30. *Comarum palustre* L. Jeden owoc w poziomie 19 studni.

31. *Dryas octopetala* L. Fragmenty listków w poziomie 55 i 56 wiercenia 4.

32. *Cotoneaster* cf. *integerrima* M ed. W poziomie 25 wiercenia 4 znalazłam podłużny owoc w przekroju trójkątnym, przy czym krawędź brzuszna jest dość wyraźnie zaostrowana, a boki spadziste i względnie płaskie, trzeci bok wypukły wykazuje podłużne nierówności i zagłębienia oraz wyraźną linię pęknięcia (bruzdę) przez środek. Długość owoca wynosi 4,16 mm, szerokość 1,94 mm.

Fragment podobnego owoca znalazłam w studni w poziomie 29, jest on tylko nieco mniejszy (długość 3,66 mm, szerokości zmierzyć nie można z powodu uszkodzenia).

Tego rodzaju pestki występują w kilkopestkowych owocach głogu i irgi. Pięciopestkowe głogi (*Crataegus pentagyna* i *C. nigra*) mają pestki znacznie większe od naszych kopalnych; z gatunków irgi *Cotoneaster melanocarpa* ma owoce dwupestkowe, *C. tomentosa* ma wprawdzie w owocu pestek więcej i są one w przekroju trójkątne, są jednak znacznie większe (długość 5,5 mm, 4,82 mm, 5,33 mm, szerokości nie podaję, jest ona bowiem zależna od ilości pestek w owocu). Natomiast *C. integerrima* jest wielkością i kształtem ogromnie zbliżona do naszych kopalnych okazów. W owocach tego gatunku występują 3 lub 4 pestki zwrócone wyraźnie ostrą krawędzią do środka, długość ich niewiele przekracza 4,5 mm.

33. *Epilobium* cf. *Dodonaei* Vill. W poziomie 22 wiercenia 4 znaleziono dwa maleńkie, wąskie, podłużne nasionka, o jednym końcu zaostrowanym a drugim tępy, wielkości 1,99×0,65 i 2,43×0,71 mm. Na powierzchni zachowały się niewyraźne ślady drobnych brodawek i dołków.

Wielkością i kształtem nasiona te przypominają nasiona wierzbówek. Jako gatunki, z którymi możemy je porównywać, należy wziąć pod

uwagę *Epilobium palustre* L. i *E. Dodonaei*. Wielkość współczesnych nasion *E. palustre* waha się w granicach około  $1,85\text{--}2,09\text{ mm} \times 0,62\text{--}0,84\text{ mm}$ , *E. Dodonaei*  $1,64\text{--}2,0\text{ mm} \times 0,59\text{--}0,80\text{ mm}$ . Na tępych końcach nasion *E. palustre* znajduje się wyrostek, do którego przyrośnięty jest pęk włosków. U *E. Dodonaei* takiego wyrostka nie ma.

Brak jakiegokolwiek śladu wyrostka na nasionach kopalnych pozwala przypuścić, że mamy tu *Epilobium Dodonaei*.

34. *Myriophyllum alternifolium* DC. Jedna rozłupka w poziomie 34 wiercenia 4.

35. *Hippuris vulgaris* L. Po jednym nasionku, w poziomie 26 i 18 studni i w poziomie 24 wiercenia 4.

36. *Andromeda polifolia* L. W poziomie 14, 16 i 22 wiercenia 4 kilka maleńkich eliptycznych nasionek o powierzchni gładkiej, ze znaczkiem umieszczonym nieco z boku; długość  $1,0\text{--}1,4\text{ mm}$ , szerokość  $0,79\text{--}1,0\text{ mm}$ .

37. *Plantago* cf. *ramosa* (Gilib.). A s c h e r s. W poziomie 19 studni jedno nasionko  $1,5\text{ mm}$  długie,  $0,8\text{ mm}$  szerokie, podłużnie owalne, lekko spłaszczone, z jednej strony wypukłe, ma na drugiej owalne wklęsnięcie; powierzchnia niegładka, ale bez wyraźnej skulptury. Pewne oznaczenie gatunku na zasadzie jednego tylko nasionka nie jest oczywiście możliwe. Obok *Plantago ramosa* mogłaby tu wchodzić w grę *P. lanceolata*, nasiona jej jednak robią wrażenie nieco większych i szerszych.

38. *Menyanthes trifoliata* L. Nasiona występują w różnych poziomach obu profili: w studni między poziomem 31 a 18, w wierceniu 4 szczególnie licznie od poziomu 23 do 37; powyżej poziomu 39 już ich nie ma.

39. *Lonicera* cf. *xylosteum* L. W poziomie 28 studni dwa nasiona, w poziomie 25 wiercenia 4 jedno. Nasiona jajowate, spłaszczone, o wymiarach  $3,8 \times 2,7\text{ mm}$ ,  $3,4 \times 2,2\text{ mm}$ ,  $3,5 \times 2,2\text{ mm}$ . Jedna strona nasienia z wyraźnym wałeczkowatym wzniesieniem, po którego obu bokach znajdują się dwa podłużne zagłębienia, druga strona lekko wypukła ze słabiej zaznaczonym wałeczkami.

40. *Scabiosa* cf. *columbaria* L. W poziomie 23 studni jeden owoc  $3,2\text{ mm}$  długi, w górnej części  $2,5$ , w dolnej  $1,2\text{ mm}$  szeroki, z ośmioma dość wypukłymi żebrami, które w górze łączą się łukowato; powstaje w ten sposób lejkowate rozszerzenie górnej części owocu. Cały owocek silnie spłaszczony.

Z współczesnych driakwi podobne owoce mają: *Scabiosa lucida* (długość owocu bez błoniastego kielicha około  $2,5\text{--}3,0\text{ mm}$ , szerokość w górnej części  $1,5\text{--}2,1\text{ mm}$ , na grzbietach ośmiu żeberek niezbyt liczne włosy), *S. ochroleuca* (żeberek 8, długość owocu około  $2,6\text{--}3,1\text{ mm}$ , szerokość  $1,77\text{--}2,22\text{ mm}$ , owłosienie na żebrach i między nimi), *S. columbaria*

(zeberek 8, długość 2,7—3,2 mm, szerokość 1,8—2,1 mm, powierzchnia owłosiona).

Na owocku kopalnym nie zachował się ani ślad włosków i błoniastego kielicha, oprzeć się więc można przy oznaczaniu jedynie na wielkości, która nie jest tu cechą dobrze rozdzielającą gatunki. Ponieważ z trzech wymienionych gatunków największe owocki zdaje się mieć *S. columbaria*, a nasz okaz jest dosyć duży, możemy przypuścić, że mamy tu właśnie ten gatunek.

41. cf. *Carduus*. W poziomach 8, 24, 34 i 35 znaleziono niełupki *Compositae*. Są one silnie sprasowane, na szczycie mają płaski wzgórek, powierzchnię delikatnie dołkowaną, przy czym dołki układają się w lekko faliste linie. Taka skulptura powierzchni przypomina najbardziej owocki rodzaju *Carduus*. Wielkość niełupki kopalnych wynosi 3,5×1,5 mm, 3,2×1,3 mm, 3,9×1,6 mm.

W wielu torfowych poziomach obu profili występują bardzo licznie, bo w ilościach nieraz 100 i więcej okazów na próbkę, owocki, których przynależności nie udało się mi ustalić, oznaczam je więc tymczasem literą A. Są to niewątpliwie owocki jakiejś wodnej lub błotnej rośliny, na co wskazuje zarówno ich budowa, jak i łatwość, z jaką unoszą się na powierzchni wody. Przypominają nieco owocki *Cladium mariscus*, jednak tak kształt ich jak i przekrój podłużny jest na tyle różny od *Cladium*, że nie można ich uznać za ten gatunek.

## Drewna

W obu profilach występują dość licznie mniejsze i większe kawałki drewna. Żmudnej pracy anatomicznego ich oznaczenia podjęła się mgr H. Supniewska. Wyniki jej badań przyczyniły się do pewniejszego wyjaśnienia lesistości lub też bezleśności niektórych okresów, budzących pod tym względem wątpliwości. Za tę pomoc składam Jej serdeczne podziękowanie.

### Drewna w wierceniu 4

(cyfry przy nazwie oznaczają ilość kawałków drewna danego gatunku)

Nr próbki

- |    |  |
|----|--|
| 57 | Nieoznaczalny kawałek szpilkowego drewna   |
| 52 | 2 <i>Betula</i> , 1 <i>Salix</i> , maleńkie gałązki form krzewinkowych grubości 0,5 mm |

## Nr próbki

- 51 1 *Betula*, 8 *Salix*, małe gałązki form krzewinkowych grubości 1,0—1,5 mm
- 50 2 *Salix*, małe gałązki form krzewinkowych, grubości 3—5 mm
- 49 3 *Betula*, 2 *Salix*, małe gałązki form krzewinkowych
- 48 1 *Betula* grubości 0,7 mm
- 47 6 *Salix*, gałązki form krzewinkowych grubości 2—4 mm
- 46 1 *Juniperus* (?), 6 *Salix*, gałązki form krzewinkowych
- 45 2 *Betula*, 1 *Salix*, gałązki form krzewinkowych
- 44 1 *Betula*, 3 *Salix*, 1 *Picea*, wszystkie drewnienka bardzo drobne. jedynie brzoza nieco większa
- 43 3 *Betula*, odłamki rocznych gałązek grubości 1 mm
- 42 1 *Salix* grubości 1 mm
- 41 2 *Salix*, młode: roczna i czteroletnia, grubości 1 mm
- 40 1 *Betula*, 4 *Salix*, drobne gałązki grubości 2 mm
- 39 2 *Picea*, jedna gałązka młoda, druga to fragment większej gałęzi
- 38 1 *Betula*, 1 *Salix*, 1 *Larix*, fragmenty większych gałązek
- 37 1 *Betula*, 2 *Salix*, 2 *Picea* vel *Larix* (nieoznaczalne, gdyż rdzeń zniszczony)
- 36 2 *Betula*, 1 *Salix*, 1 *Picea* (?), prawdopodobnie z większej gałęzi
- 35 1 *Rosa* sp., 1 *Picea*, młoda gałązka
- 34 1 *Betula*, 2 *Salix*, 2 *Larix*, drobne gałązki
- 33 1 *Larix*
- 32 1 *Betula*, 1 *Larix*, drobne gałązki
- 31 2 *Salix*, drobne gałązki
- 30 2 *Picea* (?)
- 29 1 *Salix*, odłamek większej gałęzi
- 28 2 *Salix*, małe gałązki
- 27 1 *Salix*, 3 *Picea*, 1 *Pinus* typu *silvestris*
- 26 4 *Betula*, 1 *Salix*, 1 *Pinus* typu *silvestris*, 3 *Picea*, odłamki większych gałęzi
- 25 2 *Betula*, 2 *Salix*, 1 *Larix* (?), 5 *Picea*, 1 *Juniperus*, odłamki większych gałęzi
- 24 3 *Betula*, 4 *Salix*, 3 *Picea*, 1 *Pinus* typu *silvestris*, 1 *Alnus*, dość duże kawałki
- 23 2 *Betula*, 2 *Salix*, 3 *Pinus* typu *silvestris*, 4 *Picea*, młode gałązki i większe kawałki drewna
- 22 2 *Pinus* typu *silvestris*, 5 *Picea*, odłamki większych gałęzi i pni
- 21 6 *Picea*, duże kawałki

20	6 <i>Pinus</i> typu <i>silvestris</i> , duże kawałki rozdarte świdrem
19	4 <i>Pinus</i> typu <i>silvestris</i> „ „ „ „
18	4 <i>Betula</i> (drobne gałązki), 4 <i>Cornus</i> (?) (gałązki), 5 <i>Pinus</i> typu <i>silvestris</i> i 1 <i>Picea</i> , rozdarte przez świder
17	12 <i>Betula</i> , małe gałązki, 7 <i>Pinus</i> typu <i>silvestris</i> , większe kawałki
16	10 <i>Pinus</i> , 4 <i>Picea</i> , drewno ze starych pni
15	1 <i>Betula</i> , 2 <i>Pinus</i> typu <i>silvestris</i> , bardzo małe fragmenty
14	3 <i>Picea</i> , 3 nieoznaczalne liściaste
13	2 <i>Picea</i> , młode gałązki, 2 <i>Pinus</i> typu <i>silvestris</i>
12	7 <i>Picea</i> , małe fragmenty
11	1 <i>Salix</i> (?), 1 <i>Pinus</i> typu <i>silvestris</i>
10	1 <i>Salix</i> , 2 <i>Picea</i>
8	1 <i>Betula</i>
7	1 <i>Betula</i> , 2 <i>Salix</i> , 1 <i>Picea</i> , 1 <i>Pinus</i> typu <i>silvestris</i> , drewno silnie zgniecione
6	1 <i>Picea</i> , zgnieciony i zwęglony
5	1 <i>Picea</i> .

## MCHY (MUSCI)

Doc. B. Szafrań oznaczył mchy z wiercenia 4, za co Mu w tym miejscu pragnę serdecznie podziękować.

## Nr próbki

55	Nieoznaczalna łądyzka mchu
44	<i>Drepanocladus aduncus</i> 16 fragmentów,
43	3 <i>Drepanocladus aduncus</i> var. <i>Kneiffii</i> , 1 <i>Scorpidium scorpioides</i> ,
42	5 <i>Drepanocladus aduncus</i> var. <i>Kneiffii</i> ,
40	3 <i>Drepanocladus aduncus</i> ,
39	2 <i>Drepanocladus aduncus</i> ,
38	40 <i>Drepanocladus aduncus</i> ,
37	22 <i>Drepanocladus aduncus</i> ,
36	∞ <i>Drepanocladus aduncus</i> var. <i>Kneiffii</i> f. <i>aquatica</i> .
35	∞ <i>Drepanocladus aduncus</i> ,
34	∞ <i>Drepanocladus aduncus</i> f. <i>pseudofluitans</i> ,
32	∞ <i>Drepanocladus aduncus</i> var. <i>Kneiffii</i> ,
31	∞ <i>Drepanocladus aduncus</i> ,
29	11 <i>Drepanocladus aduncus</i> ,
28	50 <i>Drepanocladus aduncus</i> ,
27	14 <i>Drepanocladus aduncus</i> ,
26	∞ <i>Drepanocladus aduncus</i> ,



## Nr próbki

25	$\infty$ <i>Drepanocladus aduncus</i> ,
24	50 <i>Drepanocladus aduncus</i> ,
23	1 <i>Drepanocladus aduncus</i> ,
22	70 <i>Drepanocladus aduncus</i> ,
21	9 <i>Drepanocladus aduncus</i> f. <i>pseudofluitans</i> , 1 <i>Tortella fragilis</i> ,
16	5 <i>Drepanocladus aduncus</i> ,
15	$\infty$ <i>Drepanocladus Sendtneri</i> ,
14	16 <i>Drepanocladus aduncus</i> ,
13	6 <i>Drepanocladus aduncus</i> ,
12	4 <i>Drepanocladus aduncus</i> ,
10	3 <i>Drepanocladus aduncus</i> ,
5	6 <i>Drepanocladus aduncus</i> .

## ANALIZA PYŁKOWA

Przy badaniu mikroskopowym zastosowano metodę acetolizy (G. E r d t m a n, 4).

Z każdego poziomu przeliczano bez względu na ilość pyłku przynajmniej 4  $cm^2$  (powierzchnia szkiełka nakrywkowego 20×20 mm), a o ile zachodziła potrzeba, to powierzchnię znacznie większą. Osadzony na dnie próbówki wirówkowej materiał mieszano pręcikiem szklanym przed zrobieniem preparatu mikroskopowego, żeby zniszczyć w ten sposób warstwowy układ cięższych i lżejszych ziarn pyłku w osadzie. Przekonałam się bowiem wielokrotnie, że taki układ warstwowy zachodzi często i jest powodem poważnych błędów w obliczeniu spektrum pyłkowego. Żeby zaś jeszcze pewniej uniknąć tego błędu, nie ograniczałam się nigdy do zbadania jednego preparatu, lecz nawet przy największej frekwencji pyłku robiłam zawsze dwa preparaty na dwu szkiełkach i badałam z każdego z nich 2  $cm^2$ .

Drugim źródłem błędu, wynikającym z przygotowania materiału do analizy drogą acetolizy, może być rozerwanie na kawałki większych ziarn pyłku (jodła, świerk), zachodzące wtedy, gdy twardy, wysuszony materiał proszkujemy przecierając go przez metalowe sitko. Uniknąć tego można, jeśli uda nam się rozdrobnić ostrożnie materiał, póki jest on jeszcze w stanie wilgotnym, a potem przesiać go już tylko przez sito. Jeżeli jednak materiał mieliśmy w twardych kawałkach, nie pozostaje nic innego jak liczyć fragmenty rozdartych ziarn pyłku.





TABELA 6  
Studnia. Procent pyłku drzew

Głębokość	Nr próbki	Ilość ziarn pyłku drzew	Frekwencja drzew	Frekwencja NAP	Pinus	Abies	Picea	Larix	Betula	Alnus	Carpinus	Fagus	Quercus	Ulmus	Tilia	Quercetum mixtum	Acer	Salix	Corylus	% NAP	
6,50-7,00	14	104	3,3	4,5	42,0				30,0				15,0			15,0		13,0		144,0	
7,00-7,50	15	100	3,9	5,4	49,0	1,0	1,0		31,0		2,0		3,0			3,0		13,0		138,0	
7,50-7,80	16	321	80,2	19,0	62,3	1,3	2,3		29,7	0,7	1,7							2,0	1,3	25,6	
7,80-8,00	17	306	72,0	22,0	61,4	2,0	4,0		27,7	1,3	1,3		0,3			0,3		2,0		29,3	
8,00-8,40	18	200	53,7	29,0	54,5	1,0	0,5		38,0	2,0	1,0		0,5		0,5	1,0		2,0	2,0	58,0	
8,40-8,70	19	400	99,5	87,5	55,8	0,5	0,5	2,0	35,3	1,3	1,0		0,3		0,3	0,3		3,3	2,0	87,2	
8,70-9,20	20	300	65,0	136,5	41,3	0,3	0,3	3,3	39,7	0,7	2,3		3,7		3,7	0,7	0,7	7,7	1,0	148,7	
9,20-9,60	21	200	44,5	241,5	47,0	1,0	2,5	7,0	32,0	0,5	1,5		5,0		5,0	0,5	0,5	3,0		483,0	
9,60-9,90	22	250	56,5	27,2	44,8		1,6	0,4	34,0	0,4	0,4		14,0		14,0	0,4		4,0		43,6	
9,90-10,00	23	300	68,5	37,0	56,0	1,3	4,0	1,0	27,7	0,7	3,0		1,0		1,0			5,3		49,3	
10,00-10,20	24		1,2	0,1																	
10,20-10,40	25		0,3	0,3																	
10,40-10,50	26	590	125,6	3,2	65,8	3,2	2,0		21,0	5,0	4,8		0,4		0,4			1,8	0,4	2,5	
10,50-10,60	27	390	75,0	3,0	52,0	0,7	1,3		36,7	3,0	3,4		0,3	0,3	0,6			2,3	1,7	4,5	
10,60-10,70	28	500	250,0	4,0	62,6	1,2	3,0		28,8	0,8	1,6		0,4		0,6			1,4	0,4	3,3	
10,70-10,80	29	400	100,0	3,8	37,6	4,2	1,6		34,2	3,8	13,8		2,8	0,4	3,2			1,6	3,2	3,7	
10,80-10,90	30	600	150,0	5,8	41,1	7,0	3,1		28,0	4,0	12,8		2,8	0,1	3,0			0,6	3,0	2,8	
10,90-11,00	31	500	125,0	1,8	56,0	3,2	4,2		25,0	2,2	4,4		1,6		1,6			3,4	1,6	2,2	
11,00-11,10	32	1000	250,0	6,5	72,7	1,6	8,8		12,5	1,8	1,4		0,3	0,1	0,4			0,8	0,3	2,6	
11,10-11,30	33	300	75,0	2,5	44,0	19,4	10,0		12,3	5,0	8,0		0,3		0,3		0,3	0,7	1,3	4,0	
11,30-12,50	34	200	50,0	1,5	14,5	20,0	1,0		8,5	13,0	40,5		1,5	0,5	2,5		0,3	2,0		3,5	
12,50-	35	880	150,0	3,0	7,6	8,9	0,8		12,6	16,1	46,6		5,2	1,1	6,2		0,9	0,2	6,7	2,5	

Jeżeli jednak zachować powyższe środki ostrożności, wyniki okazują się zupełnie dobre i pewne, czego wyrazem jest zupełna niemal zgodność w drobnych nawet szczegółach obu badanych profili (tabela 4, 5, 6, 7).

Pylek zachowany jest na ogół dobrze we wszystkich warstwach, z wyjątkiem gliny pylastej podścielającej gytie w dole wiercenia 4, gdzie

TABELA 7

Studnia. Procent pyłku i zarodników roślin zielnych (NAP)

Nr próbki	<i>Athyrium filix femina</i>	<i>Lycopodium</i> sp.	<i>Selaginella selaginoides</i>	Gramineae	Chenopodiaceae-Caryophyllaceae	<i>Nuphar</i> sp.	Papilionaceae	<i>Epilobium</i> sp.	<i>Myriophyllum</i> sp.	Umbelliferae	<i>Armeria</i> sp.	Ericaceae	<i>Menyanthes trifoliata</i>	Compositae	Varia	Zarodniki mchów	Zarodniki grzybów
14			3,0	93,0	6,0				2,0	1,0							1,0
15	1,0			127,0	3,0					3,0		2,0	1,0	1,0	26,0	15,0	
16		0,7		21,3						1,0				0,7		8,3	
17	1,3			24,6					1,3	1,7	0,3					6,3	
18	1,5			54,5	1,0							0,5				15,0	
19	1,5			82,0	1,0	0,2				1,2				1,0		7,5	0,2
20	1,7	0,3		201,5	0,7	0,3				2,3				1,3		9,3	1,0
21	1,0			478,0	1,5					1,0				1,5		3,0	0,5
22	1,6			39,2	0,4				1,2	1,2						8,0	0,8
23				45,7					0,7					1,3		10,7	
24																	
25																	
26	0,6			0,4	0,4			0,2		0,2		0,2		0,6		7,0	
27	1,0	0,3		1,7	0,3					0,7						14,7	
28	0,6			1,4	0,4					0,2		0,6				7,6	
29	1,0			0,7						1,5		0,2				1,3	0,7
30	1,1			1,1	0,3					0,6		0,3		0,1		9,0	0,3
31				0,2	0,6		0,8						0,4	0,2		11,4	0,4
32		0,4		1,6	0,1							0,5				6,0	0,5
33	0,3			1,7	0,3							0,7		0,3		9,3	
34	1,0			2,0												55,5	

jest on tak zniszczony, że częściowo prawie nieoznaczalny. Frekwencja (ilość ziarn pyłku na 1 cm<sup>2</sup> preparatu) jest dość znaczna i wyraźnie zależna od rodzaju osadu, w którym pyłek został złożony. Najwyższa frekwencja (486 w poziomie wiercenia 4) występuje w torfie, nieco mniejsza (100—250) w gytii. W utworach ilastych frekwencja zmniejsza się znacznie, spadając do 0,7 w jasnych iłach górnych warstw profilu 4.

Bardzo wyraźny skokowy spadek frekwencji z 336,5 na 43,5 zaznacza się na przejściu między torfem ilastym a łem w warstwach 27 i 28 wier-

czenia 4. W tym przypadku jednak zmiana frekwencji może być związana także ze zmianą szaty roślinnej okolicy, tu bowiem w diagramie pyłkowym zaznacza się wyraźne podniesienie krzywej NAP. Skok z frekwencji 44 drzew i 46 NAP w poziomie 35 wiercenia 4 na 159 drzew i 35 NAP w poziomie 36 może być wyrazem zarówno zmiany charakteru osadu jak i okolicznej roślinności (stosunek NAP do drzew). Trzeci taki skok występuje między poziomami 40 i 41 wiercenia 4 i odpowiada prawdopodobnie wyłącznie zmianie zwarcia roślinności w okolicy, nie ma tu bowiem wyraźnej zmiany w rodzaju osadu. Natomiast spadek frekwencji z 10,0 w poziomie 43 wiercenia 4 na 2,7 w poziomie 44 jest niewątpliwie związany ze zmianą osadu, tu bowiem występuje warstewka piasku i żwiru, po której przekroczeniu spotykamy znowu wyższą frekwencję. Podobnie skokowy spadek frekwencji ze 125 na 0,3 między poziomami 26 i 25 studni daje się wytłumaczyć jedynie zmianą osadu (26 — il ciemnoczekoladowy, 24 i 25 — siwy il piaszczysty ze żwirem), diagram pyłkowy bowiem wykazuje zupełnie wyraźnie, że poziomy 25 i 24 studni są współczesne mniej więcej poziomom 20—30 wiercenia 4, kiedy to w punkcie wiercenia 4 tworzył się torf, zachowujący pyłek w ilościach ponad 300 ziarn na  $cm^2$  preparatu. Gwałtowne podniesienie się frekwencji z 1,7 na 250 drzew i z 0,8 na 51,5 nie-drzew między poziomami 4 (głina pylasta) i 5 (ciemna gytia) daje się również wytłumaczyć jedynie charakterem osadu. Tu bowiem tak gwałtowna zmiana nie znajduje żadnego odpowiednika w zmianach szaty leśnej okolicy. Diagram pyłkowy wykazuje, że oba poziomy należą do fazy leśnej, a nawet dolny wykazuje znacznie wyższy procent gatunków, które przywykliśmy uważać za pewny wskaźnik obecności lasu.

Powyższe przykłady zwiększania się i zmniejszania frekwencji w profilach z Nowin Żukowskich wykazują jasno, jak trudną rzeczą jest właściwa interpretacja tego zjawiska, które może być zarówno wyrazem zmian w szacie roślinnej okolicy, jak też zmian w sposobie tworzenia się pyłkonośnego osadu.

Spośród drzew następujące rodzaje pozostawiły pyłek w interglacjalnym jeziorze w Nowinach Żukowskich. Ze szpilkowych: *Pinus*, *Abies*, *Picea* i *Larix*. Ten ostatni w ilościach niewielkich, jednak takich, które tworzą krzywą ciągłą przez znaczną część profili. Jego kulminacja (7,0%) przypada na warstwę, w której zachowało się także szczególnie dużo szpilek tego drzewa; wyraźny dowód, że modrzewie rosły wtedy w bezpośrednim sąsiedztwie zbiornika wodnego.

Z drzew i krzewów liściastych zachował się pyłek: brzozy, olszy, grabu, dębu, wiązu, obu gatunków lipy, klonu (w znikomych ilościach, nie tworzących nigdzie krzywej ciągłej) oraz wierzby i leszczyny. W poziomie 20 wiercenia 4 znalazłam jedno ziarno pyłku buka (*Fagus* 0,2%). Ponieważ jednak jest to jedyne ziarno na tysiące przeliczonych, muszę uznać je za zanieczyszczenie i stwierdzić, że buk nie występował w okolicy w czasie tworzenia się osadu.

W spektrach pyłkowych dość licznie występuje pyłek zielnych roślin kwiatowych oraz różne zarodniki. W tabelach suma wszystkich ziarn pyłku roślin kwiatowych niedrzewiastych oraz paprotników ujęta jest razem jako NAP, są to bowiem rośliny tworzące jedno piętro runa leśnego lub razem tworzące szatę roślinną obszarów bezleśnych. Natomiast spory grzybów i mchów liczono osobno; te ostatnie pochodzą niewątpliwie z mchów tego typu co *Drepanocladus*, rosnących w zbiorniku wodnym, wliczenie więc ich do ogólnej sumy NAP dałoby zupełnie fałszywy obraz stosunku roślinności drzewiastej i zielnej okolicy jeziora. Podobnie należało by nie włączać do sumy NAP pyłku roślin wodnych, występuje on jednak w naszych profilach tak nielicznie, że nie wpływa na zniekształcenie obrazu. Jedynie pyłek rodzaju *Ranunculus*, należący prawdopodobnie do jakiegoś *Batrachium* powinienby być może raczej wyłączony z ogólnej sumy NAP, nie uczyniłam tego jednak ze względu na to, że nie mam absolutnej pewności, czy wśród ziarn pyłku tego typu nie występują i jakieś gatunki lądowe.

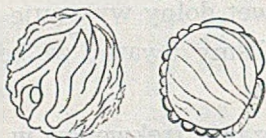


Fig. 15  
Ziarno pyłku *Utricularia vulgaris* (wiercenie 4, poz. 17).



Fig. 16  
Ziarno pyłku *Ranunculus* so. w położeniu biegunowym (przekrój optyczny i powierzchnia) i równikowym.

Spośród paprotników zachowały się zarodniki *Athyrium filix femina*, *Lycopodium selago* i *L. clavatum*, oraz mikrospory *Selaginella selaginoides*. Ta ostatnia występuje wprawdzie w niewielkiej ilości (maksimum 3,0%), tworzy jednak w górnych poziomach wiercenia 4 krzywą prawie ciągłą i jest szczególnie ważna z tego względu, że jako roślina arktyczno-alpejska jest dobrym wskaźnikiem tundry.

Z roślin kwiatowych w największych ilościach występują w niektórych częściach profili: *Gramineae*, *Ranunculus* sp., *Artemisia* sp., pyłek, który ujęto we wspólną grupę *Chenopodiaceae* — *Caryophyllaceae*, *Umbelliferae* i *Compositae*. Przerywaną krzywą nie przekraczającą 2,0% tworzą: *Alisma*, *Ericaceae* i *Myriophyllum*; zupełnie zaś sporadycznie występuje pyłek *Typha*, *Polygonum bistorta*, *Nuphar*, *Nymphaea*, *Geranium*, *Papilionaceae*, *Epilobium*, *Armeria*, *Utricularia vulgaris* (fig. 15), *Labiatae*, *Menyanthes trifoliata* i *Scabiosa*. Jednak wśród tych właśnie sporadycznie występujących gatunków można wyśledzić pewne zbieżności między występowaniem pyłku i szczątków makroskopowych, w przypadkach, gdy i jedno i drugie są bardzo rzadkie. Tak np. pyłek *Epilobium* sp. występuje w poziomie 26 studni, a w odpowiadającym mu wiekowo poziomie 22 wiercenia 4 znaleziono nasionka *E. cf. Dodonaei*. Pyłek *Scabiosa* znaleziono w poziomie 23 studni a owocek *Scabiosa cf. columbaria* w mniej więcej równowiekowym poziomie 30 wiercenia 4. Może to być oczywiście przypadek, ale może też dowodzić, że rośliny te występowały wtedy liczniej w okolicy.

TABELA 8

Pyłek niektórych gatunków rodzaju *Ranunculus* z grupy *Batrachium*

	Długa oś w położeniu równikowym		Średnica w położeniu biegunowym		% ziarn trójłatowych	% ziarn czterolatowych
	od - do	najczęściej	od - do	najczęściej		
<i>R. fluitans</i>	16,8-27,4	19,4-21,2	14,1-21,2	17,7-19,5	96%	4%
<i>R. circinnatus</i>	24,8-34,5	24,8-26,5	22,1-27,4	24,8-26,5	100%	
<i>R. peltatus</i>	24,8-36,2	29,2-30,0	23,0-29,2	26,5-28,3	100%	
<i>R. Baudotii</i>	25,6-31,0	28,3-30,0	24,7-31,0	38,3-30,0	100%	
<i>R. trichophyllus</i>	26,5-39,0	30,0-31,8	25,6-34,5	30,0-31,8	99%	1%
<i>R. Droueti</i>	30,0-39,0	31,8-33,6	25,6-39,0	30,0-31,8	98,7%	1,3%
<i>Ranunculus</i> z Nowin Zukowskich w. 4 p. 52	31,0-39,0	33,6-35,3	25,6-35,3	30,0-31,8	75%	25%

Z roślin zielnych, których pyłek zachował się w większej ilości, warto zwrócić uwagę na dwa rodzaje, a mianowicie na *Ranunculus* i *Artemisia*.

W poziomie 41 do 56 wiercenia 4 występuje bardzo, jak na roślinę zielną i owadopylną, licznie, bo w ilościach przekraczających 50%, pyłek należący niewątpliwie do rodzaju *Ranunculus*. Ziarna pyłku są trój- lub czterolatowe (*tri-tetracolpatus*); bruzdy bez por, długie i ostro zakończone, ich brzegi nierówne, jakby postrzępione. Powierzchnia egzyny pokryta jest drobnymi brodawkami. Długość osi biegunowej waha się



od 31 do 39  $\mu$ . Występuje dość znaczna ilość ziarn czterolatowych (25% — fig. 16).

Ani M. K u m a z a w a (15) ani R. P. W o d e h o u s e (32), którzy badali budowę ziarn pyłku u *Ranunculaceae*, nie wykryli pewnych cech, które pozwoliłyby na wyróżnianie gatunków w obrębie rodzaju *Ranunculus* s. l. Ponieważ jednak w poziomach, w których występuje masowo pyłek rodzaju *Ranunculus*, występują również licznie owocki *Batrachium*, co nasuwa przypuszczenie, że pyłek należy właśnie do jakiegoś *Batrachium*, zbadalam bliżej pyłek kilku gatunków tego rodzaju. W morfologii nie widać żadnych wyraźnych różnic między badanymi gatunkami i wszystkie one są podobne do pyłku kopalnego. Są natomiast pewne różnice w wielkości. Z każdego więc gatunku zmierzyłam około 20 ziarn pyłku; w celu stwierdzenia procentu ziarn czterolatowych przeglądałam ich kilkadziesiąt, do 100. Wyniki pomiarów są zestawione w tabeli 8. Są one zasadniczo zgodne z pomiarami innych autorów. R. P. W o d e h o u s e podaje dla rodzaju *Batrachium* długość średnicy od 36,4 do 37,7  $\mu$ ; G. E r d t m a n dla *R. paucistamineus* (= *trichophyllus*) — około 39  $\mu$ .

Pomiarów jest oczywiście za mało, żeby można było wyciągnąć z nich pewne wnioski, tym bardziej że dla każdego z gatunków badałam pyłek tylko z jednego stanowiska. Pomiary te pozwalają jedynie zorientować się w tym, że w obrębie rodzaju *Batrachium* istnieją dość znaczne różnice w wielkości ziarn pyłku i stwierdzić, że nasz pyłek jest prawdopodobnie zbliżony do *R. trichophyllus* lub *R. Droueti*, do których jest podobny z wielkości, ale różni się od nich znacznie większym procentem ziarn czterolatowych.

Przyjęcie, że badany pyłek pochodzi z kwiatów *Batrachium* a nie z któregoś z lądowych gatunków rodzaju *Ranunculus*, ułatwia wyjaśnienie jego masowego występowania, tak trudnego do wytłumaczenia, gdy chodzi o gatunki owadopylne. Tu jednak widocznie całe pylniki, a nawet całe przekwitłe kwiaty, mogły wpadać do wody i w ten sposób pyłek w tak dużych ilościach dostawał się do osadu.

Również w górnych poziomach wiercenia 4 (52—56) występuje w znacznych, przekraczających 50% ilościach pyłek rodzaju *Artemisia*. Ziarna pyłku są kuliste, trójłatowe (*tricolpatus*), bruzdy przerwane w połowie porą. Błona jest dość gruba, u jednych ziarn w przekroju optycznym widać wyraźne prążki w błonie, u innych te prążki są niewidoczne. Podobnie jedne ziarna mają powierzchnię zupełnie gładką, inne są pokryte bardzo delikatnymi lecz wyraźnymi ziarnistościami. Wielkość waha się od 16,8 do 25,6  $\mu$ .

Dla porównania zbadalam pyłek kilku gatunków o charakterze leśno-stepowym lub leśnym i jeden arktyczno-górski (*A. norvegica*). Oto ich zaobserwowane cechy.

*A. absinthium* L. Powierzchnia ziarna pyłku pokryta drobnymi brodawkami. Zewnętrzny kontur błony w przekroju optycznym lekko falisty, promieniste prążki w błonie wyraźne.

*A. campestris* L. Powierzchnia bardzo delikatnie, ale wyraźnie punktowana; zewnętrzny kontur błony w przekroju optycznym bardzo drobno falisty. Prążki w błonie wyraźne. Trafiają się ziarna czterołatowe.

*A. annua* L. Powierzchnia prawie gładka. Prążków w przekroju błony nie widać.

*A. laciniata* Willd. Powierzchnia prawie gładka. Prążków nie widać.

*A. maritima* L. Powierzchnia bardzo delikatnie ale wyraźnie punktowana. Zewnętrzny kontur błony gładki, jej prążkowanie niezbyt wyraźne.

TABELA 9

Średnica ziarn pyłku niektórych gatunków rodzaju *Artemisia*

	16,85	17,73	18,61	19,49	20,37	21,25	22,13	23,01	23,89	24,77	25,65	26,53	27,41
<i>Artemisia absinthium</i> L.			4	6	20	14	8	3					
<i>Artemisia campestris</i> L.			5	11	20	15	2						
<i>Artemisia annua</i> L.			1	3	6	11	18	8	3				
<i>Artemisia laciniata</i> Willd.				4	6	11	14	11	3	2	1		
<i>Artemisia maritima</i> L.							2	4	15	14	13	10	2
<i>Artemisia norvegica</i> Fr.							2	2	17	15	16	9	1
<i>Artemisia</i> z Nowin Żukowskich w. 4 p. 52	4	7	6	9	7	11	4	1		2			

*A. norvegica* Fr. Powierzchnia wyraźnie brodawkowana, kontur w przekroju optycznym falisty.

Z każdego z tych gatunków zmierzyłam około 50 ziarn pyłku. Wyniki pomiarów zamieszczono na tabeli 9. Nie są one zupełnie zgodne z pomiarami tych samych gatunków u W. Lüdiego (18) i M. H. Monoszon (19); obaj ci autorzy otrzymali wielkości na ogół nieco większe mimo użycia tej samej metody przygotowywania pyłku do pomiarów. Brak zgodności w wynikach tłumaczy się zapewne tym, że w żadnej pracy tego typu nad budową i wielkością ziarn pyłku nie uwzględnia się zmienności danego gatunku na większym obszarze, ograniczając się ze

względów technicznych do zbadania pyłku z jednego, najwyżej kilku stanowisk.

W. Lüdi zauważył, że pyłek stepowych gatunków *Artemisia* jest na ogół mniejszy od pyłku gatunków alpejskich. Jeżeli to jest słuszne, to nasz pyłek kopalny przedstawia, być może, mieszaninę gatunków arktyczno-górskich i leśno-stepowych, gdyż krzywa jego wielkości jest dosyć rozciągnięta.

Zmieniający się parokrotnie w ciągu tworzenia się osadów stosunek pyłku drzew (AP) do roślin zielnych (NAP) zachęca do próby wyciągnięcia wniosków o lesistości albo też bezleśności okolicy w poszczególnych okresach.

Szereg autorów opracowywał to zagadnienie, usiłując ze stosunku AP do NAP w próbkach powierzchniowych torfowisk wywnioskować, jaki procent NAP odpowiada obszarom bezleśnym. Wyniki ich jednak nie są, jak dotychczas, zgodne. Badanie obszarów bezleśnych w leśnej strefie europejskiego Niżu nie dostarcza danych, które mogłyby mieć zastosowanie w badaniu okresów minionych, transport bowiem pyłku z leżących dookoła i z reguły w niezbyt wielkiej odległości terenów zaciemnia obraz. Nieco wyraźniejsze wyniki dają badania u górnej granicy lasu w Alpach (M. Welten, 31) i u polarnej granicy w Laponii (F. Firsbas, 5; L. Aariol, 1). Te badania są dla nas szczególnie ważne, chodzi nam bowiem właśnie o stosunek granicy lasu do czoła cofającego się lub transgredującego lądolodu w plejstocenie.

F. Firsbas stwierdził, że w strefie lasów sosnowych Petsamo NAP nie przekracza 25%, w strefie brzozonej wynosi 20—50%, w terenie bezdrzewnym (tundra) 23—1500%. Pracujący w tym samym terenie L. Aario dochodzi do wniosku, że ani badanie stosunku AP do NAP, ani pomiar absolutnej frekwencji pyłku (ilość ziarn pyłku w jednostce wagi suchego torfu) nie dają pewnych dowodów na lesistość albo bezleśność terenu. Oba te czynniki bowiem są bardzo zmienne i zależne od warunków lokalnych (np. produkcja NAP na fieldach jest mniejsza niż w lesie).

M. Welten wyciąga ze swych badań nad współczesnym opadem pyłku w Alpach następujące wnioski: 1. procent NAP przekraczający 35 (Welten oblicza procent z ogólnej sumy drzew i nie-drzew razem) wskazuje na bezleśne zespoły darniowe lub krzewinkowe, zwłaszcza, jeżeli skład NAP jest bogaty w gatunki, 2. wskaźnikiem lasu jest procent NAP poniżej 15.

Jeżeli chcemy te wnioski zastosować do kopalnych spektrów pyłkowych, musimy pamiętać, że warunki u schyłku i początku glacjały układały się z pewnością nieco inaczej ze względu na olbrzymie obszary

pokryte czasą lodową, której towarzyszyła strefa roślinności bezdrzewnej o wiele rozleglejsza niż dzisiejsza strefa tundry w Petsamo. Wiadomo zaś (F. Firbas, 5), że procent NAP jest tym większy, im większy jest obszar bezleśny. Trzeba więc, dla spektrów kopalnych przyjmować jako wskaźnik bezleśności procenty NAP wyższe niż te, które spotykamy we współczesnych spektrach spoza górnej czy polarnej granicy lasu.

Gdy pod tym kątem spojrzymy na krzywą NAP w wierceniu 4 z Nowin Żukowskich, musimy stwierdzić, że pierwsza jej kulminacja w spągu profilu (poziomy od 2 do 8) nie wskazuje na bezleśność tego okresu, przekracza bowiem tylko w jednym poziomie 40%, przy czym główny składnik NAP stanowi pyłek traw, który, jak wiadomo, może być również produkowany w znacznych ilościach przez trawiaste runo lasu.

Od poziomu 28 rozpoczyna się druga kulminacja krzywej NAP, która tym razem dochodzi do 100% a nawet tę wartość przekracza, może więc być wskaźnikiem bezleśności, a może tylko dużego rozluźnienia zawartości lasu i rozerwania go przez zespoły darniowe; to drugie przypuszczenie jest o tyle prawdopodobne, że i tu główną masę NAP stanowią *Gramineae*.

W poziomie 36 zaznacza się ponowny spadek krzywej NAP poniżej 30%, jednak nie na długo, bo już w poziomie 40 krzywa ta wznosi się powyżej 40%, aby już do stropu warstw pyłkonosnych utrzymywać się na ogół powyżej 100%, przy czym obok traw pojawiają się tu licznie inne rośliny zielne, co dowodzi niewątpliwej bezdrzewności tego okresu.

#### ROZWÓJ SZATY ROŚLINNEJ W ŚWIETLE DIAGRAMÓW PYŁKOWYCH

Diagramy pyłkowe obu profili (fig. 17 i 18) już na pierwszy rzut oka pozwalają stwierdzić, że osady pyłkowe Nowin Żukowskich tworzyły się w ciągu czterech wyraźnie różnych okresów klimatycznych. Widzimy w nich mianowicie dwa okresy o klimacie subarktycznym, przedzielone okresem klimatu umiarkowanego, żywiącego lasy wielogatunkowe, oraz okres arktyczny, kiedy w okolicy żyła roślinność typu tundry. Trzy pierwsze okresy to interglacjał, ostatni — arktyczny — zaliczyć już musimy do glacjału.

Widać tu więc nadzwyczaj wyraźnie zjawisko rewertencji L. von Posta (22).<sup>1</sup> Subarktyczne, sosnowo-brzozowe lasy (gatunki terminokratyczne L. von Posta) ustępują lasom mieszanym klimatu umiar-

<sup>1</sup> Wł. Szafer proponuje jako polski odpowiednik rewertencji wprowadzić słowo nawrót, tego więc terminu będę używać dalej.

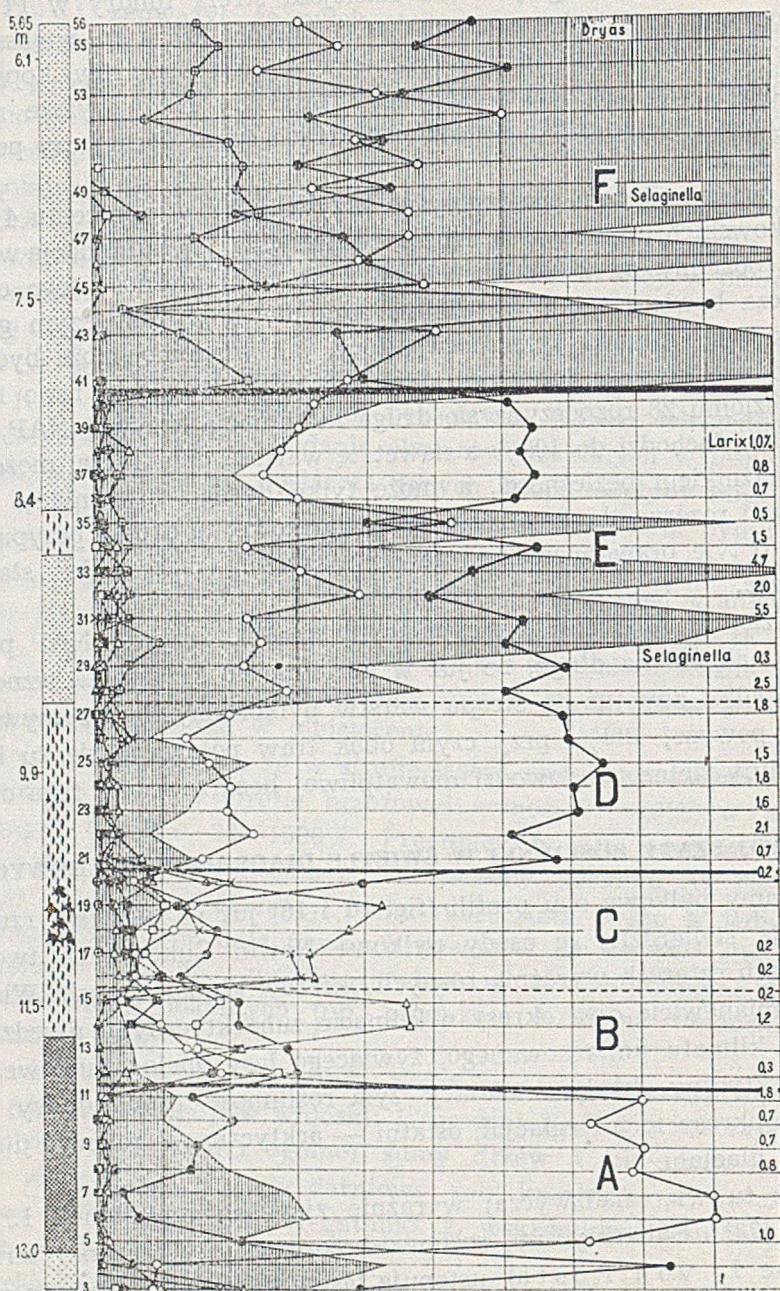


Fig. 17

Diagram pyłkowy wiercenia 4 (objaśnienia przy fig. 18)

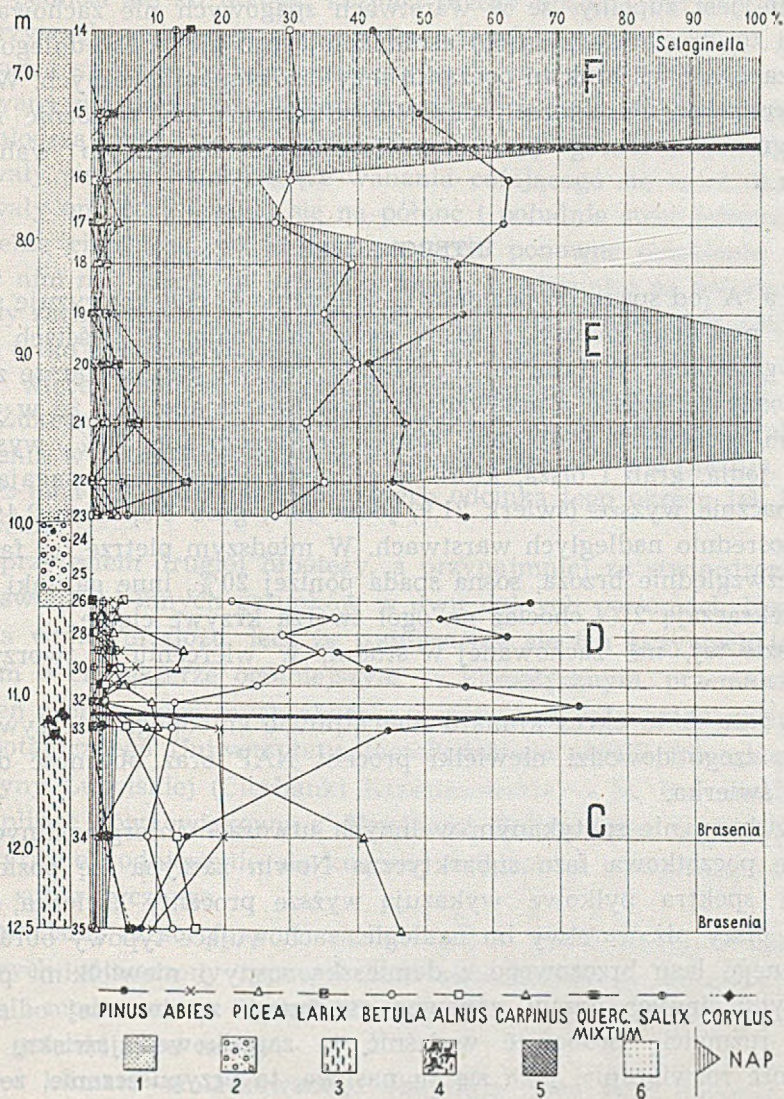


Fig. 18

Diagram pyłkowy profilu ze studni

- 1 — il, 2 — piasek i żwir, 3 — torf, 4 — warstwa drewna, 5 — łytya  
6 — glina pylasta

kowanego (gatunki mediokratyczne L. von Posta), żeby w drugiej połowie okresu powrócić i opanować znowu teren. Obraz nawrotu o tyle tylko nie jest zupełny, że w warstwach spągowych nie zachowały się szczątki tundry, towarzyszącej czołu cofającego się poprzedniego lądolodu i zapewne też brak tu początku fazy lasów subarktycznych. W obrębie wymienionych czterech okresów klimatycznych wyróżnić można w diagramach szereg faz, odpowiadających mniejszym wahaniom klimatu.

#### INTERGLACJAŁ

Faza A (od spągu do poziomu 11 wiercenia 4) charakteryzuje się absolutną przewagą brzozy i sosny przy minimalnych ilościach pyłku innych gatunków. W fazie tej wyróżniają się dwa piętra: starsze z przewagą sosny i młodsze z przewagą brzozy. Uderzające jest, że w piętrze starszym (poziom 3 i 4) obok sosny, przekraczającej 80%, występuje świerk, jodła, grab i olsza, które w poziomie spągowym osiągają wartości znacznie wyższe (świerk 21,9, jodła 18,3, grab 8,5, olsza 2,4%) niż w bezpośrednio nadległych warstwach. W młodszym piętrze tej fazy panuje bezwzględnie brzoza, sosna spada poniżej 20%, inne gatunki drzew nie przekraczają 2%, chociaż na ogół tworzą krzywe ciągłe.

W fazie tej, nie zachowanej w studni, w wierceniu 4 tworzyła się gytia.

Cała faza A to okres klimatu niewątpliwie chłodnego, ale żywiącego już las, czego dowodzi niewielki procent NAP oraz obecność drewna sosny i świerka.

Zjawiskiem nie spotykanym w innych utworach interglacialnych jest fakt, że początkowa faza subarktyczna Nowin zaczyna się poziomami, których spektra pyłkowe wykazują wyższe procenty świerka, jodły, graba i olszy niż warstwy im nadległe, zachowujące typowy obraz subarktycznego lasu brzozowego z domieszką sosny i niewielkimi procentami pyłku innych drzew, zapewne nawianego ze znacznej odległości. Można rozmaicie próbować wyjaśnić to zagadkowe zjawisko. Jedną możliwość rozwiązania, jaka się tu nasuwa, to przypuszczenie, że spektra pyłkowe dwu najniższych poziomów, te właśnie, które zawierają wyższe procenty gatunków nie subarktycznych, powstały w innych warunkach niż spektra warstw nadległych i nie stoją do nich w stosunku nieprzerwanej ciągłości. Mianowicie trzeba by przypuścić, że pyłek zachowany w glinie pylastej (E. Rühle zalicza ją do serii interglacialnej) nie jest na pierwotnym złożu, lecz dostał się do osadu z jakichś utworów starszych. Przypuszczenie to jednak nie wydaje mi się zbyt prawdopodobne, zdaje mu się przeczyć fakt niczym nie zaburzonej ciągłości prze-

biegu krzywych sosny i brzozy przy przejściu z gytii w dół do gliny pylastej. Mianowicie krzywa sosny w dwu najniższych poziomach gytii wyraźnie podnosi się ku dołowi, krzywa brzozy opada i ten sam kierunek obu krzywych zachowuje się w pyłkonośnych warstwach gliny pylastej.

Nasuwa się więc drugie przypuszczenie, że mamy w naszym profilu zachowany nie cały okres subarktyczny na początku interglacjału, tylko jego młodszą część i że w obrębie tego niewątpliwie długiego okresu dokonywały się tak daleko idące wahania cofającego się lądolodu, że powodowały one przesuwanie się na północ i południe stref leśnych. Takie wahnienie cieplejsze, po którym nastąpiło ponowne oziębienie i związane z nim nasunięcie się lądolodu znowu w kierunku na południe, mielibyśmy zachowane na początku profilu z Nowin Żukowskich. Oczywiście jest to tylko przypuszczenie, które może być poparte lub obalone, gdy poznamy więcej kompletnych profili interglacjalnych tego wieku co Nowiny Żukowskie. Obecnie żaden ze znanych profili takiego cieplejszego wahnienia w początkowym okresie subarktycznym nie wykazuje, ale też żaden z nich nie zachował tak długiego odcinka tego okresu jak Nowiny Żukowskie.

Za przyjęciem drugiej hipotezy, a przynajmniej za stwierdzeniem, że pyłek świerka i innych gatunków w dwu dolnych poziomach Nowin nie leży na wtórnym złożu, lecz że podniesienie się ich krzywych jest zjawiskiem o charakterze ogólniejszym — klimatycznym, przemawia fakt, że jeden z opracowywanych obecnie w pracowni paleobotanicznej Instytutu Botanicznego Uniwersytetu Jagiellońskiego profili interglacjalnych z Wyżyny Lubelskiej (Ciechanki Krzesimowskie — M. B r e m ó w n a<sup>1</sup>), niewątpliwie równowiekowy z Nowinami Żukowskimi, wykazuje również wyraźne podniesienie się krzywej świerka na początku pierwszego okresu subarktycznego.

W młodszej części fazy A, zachowanej w gytii, mamy w spektrach pyłkowych odtworzony typowy obraz subarktycznego brzozowego lasu z sosną i modrzewiem. Obok brzozy typu *alba* rosły nad jeziorem i arktyczne gatunki typu *nana*.

Okres klimatu umiarkowanego obejmuje dwie fazy rozwoju lasów, a mianowicie fazę B i C.

Faza B (poziomy 12—15 wiercenia 4). Poziom 12 zaczyna nową fazę, w której brzoza traci zupełnie na znaczeniu, spadając w spektrach pyłkowych poniżej 10%, sosna podnosi wprawdzie z początku nieco swą

<sup>1</sup> M. B r e m ó w n a referowała wyniki swych badań nad interglacjałem z Ciechanek na posiedzeniu Państwowego Muzeum Ziemi w Warszawie w marcu 1951 r.



krzywą, szybko jednak opada również, a ich miejsce zajmują inne gatunki o nieco większych wymaganiach klimatycznych. Pierwsza kulminuje olsza (27,3%), po niej mieszany las dębowy (21%) składający się z dębu i obu gatunków lip z małą domieszką wiązu. Następnie do głosu dochodzi świerk (46,6%).

Faza C (poziomy 16—20 wiercenia 4, poziomy 35—33 studni). Między poziomami 15 i 16 wiercenia 4 zachodzi znowu zmiana w składzie lasu. Świerk i olsza ustępują, a miejsce ich zajmują jodła i grab, których krzywe panują w tym odcinku profili. Krzywa jodły ma wyraźne dwa wierzchołki, między którymi wypada wysoka kulminacja graba. Grab jest jedynym, poza brzozą oczywiście, drzewem liściastym, które na krótki okres zapanowuje bezwzględnie nad drzewami szpilkowymi.

W fazie C w obu profilach powstaje torf; na przejściu do fazy następnej zaznacza się wyraźna warstwa drewna.

Fazy B i C to jedyny w całym profilu odcinek o klimacie umiarkowanym, pozwalającym drzewom o nieco większych wymaganiach rozszerzyć się w okolicy i ograniczyć bezwzględne panowanie drzew znoszących warunki subarktyczne — brzozy i sosny. Klimat tego okresu, choć niewątpliwie korzystniejszy od klimatu obu okresów subarktycznych, musiał być jednak stale dość chłodny, czego dowodzą niewysokie procenty pyłku gatunków o większych wymaganiach termicznych, jak składniki mieszanego lasu dębowego (maksimum 21%, *Tilia* 9%) i leszczyny (maksimum 9%). Panują w spektrach pyłkowych nawet w tym okresie drzewa szpilkowe, wyjątek pod tym względem stanowi jedynie krótki okres grabowy. W pierwszej połowie okresu umiarkowanego (faza B) panuje bezwzględnie świerk, w drugiej (faza C) niemal bezwzględnie jodła. Pamiętać przy tym należy, że nie jest to nasza *Abies alba*, lecz amerykańska *Abies Fraseri*, żyjąca dziś jedynie dość wysoko w górach. Nie znamy wprawdzie jej wymagań, gdy występowała na Nizinie, możemy jednak przypuścić, że nie były one duże.

Trudno jest określić, w której fazie okresu umiarkowanego przypadało optimum termiczne interglacjalu. Profil z Nowin Żukowskich zdaje się wskazywać na to, że optimum to było w fazie świerkowej (B), wtedy bowiem wypada kulminacja krzywej mieszanego lasu dębowego, porównanie jednak z innymi równowiekowymi profilami nasuwa, jak zobaczymy dalej, przypuszczenie, że optimum to miało miejsce nieco później, w fazie jodłowo-grabowej (C) lub na pograniczu faz.

Przejście z poziomu 20 do 21 wiercenia 4 i z poziomu 33 do 32 studni wprowadza nas w nowy okres subarktyczny. Zmiana odbywa się tu w sposób nadzwyczaj gwałtowny. Krzywe jodły i graba spadają poniżej 10%, krzywe brzozy i sosny podnoszą się raptownie do góry, żeby

panować bezwzględnie w spektrach pyłkowych tego okresu. Krzywe wszystkich gatunków drzew przebiegają w diagramach tego czasu bez większych zmian, natomiast krzywa NAP utrzymująca się początkowo poniżej 20%, podnosi się później gwałtownie, dzieląc drugi okres subarktyczny na fazy D i E.

Faza D (poziomy 21—17 wiercenia 4 i poziomy 32—25 studni). W fazie tej w spektrach panuje bezwzględnie pyłek sosny, brzoza podnosi nieco swą krzywą, nie osiągając jednak 25%; obok brzozy z grupy *alba* występuje i typ *nana*. Inne gatunki drzew tworzą krzywe na ogół ciągłe ale nie przekraczające 5%. Liczne szpilki modrzewia wskazują na duże jego skupienia w okolicy jeziora. NAP waha się między 10 a 20%. W wodzie żyją rdestnice (*Potamogeton*), *Nuphar pumilum* i *Nymphaea candida*, na brzegu turzyce, *Cladium mariscus*, *Menyanthes trifoliata* i *Calla palustris*.

W obu badanych punktach powstaje wtedy torf, który ku górze przechodzi w łąkę.

Klimat tej fazy był niewątpliwie niekorzystny i chłodny, tym niemniej jednak wszystko wskazuje na to, że była to jeszcze faza leśna; dowodzą tego, obok niewysokich procentów NAP, liczne szpilki modrzewia, a także występowanie w torfie drewna sosny, świerka, brzozy, wierzby i olszy.

Faza E (poziomy 28—40 wiercenia 4 i poziomy 24—16 studni) obejmuje łąkę najpierw ciemną i częściowo mszystą, ku górze coraz jaśniejszą, z domieszką piasku. W spektrach pyłkowych nie ma w tej fazie żadnych zasadniczych zmian w krzywych drzew w stosunku do poprzedniej. Jedynie krzywa brzozy podnosi się nieco i waha się między 30—50%, panującym w spektrach gatunkiem jest jednak jeszcze ciągle sosna. W obu profilach pojawia się w tej fazie mały wierzchołek krzywej wierzby (9,5 i 7,7%). W poziomie 22 studni występuje zagadkowa kulminacja dębu (14%); ponieważ jednak zarówno ona jak i druga kulminacja tegoż drzewa w poziomie 14 nie mają odpowiednika w wierceniu 4, trzeba je uznać za zjawisko czysto lokalne, a prawdopodobnie nawet raczej za jakieś wtórne zanieczyszczenie materiału. O możliwości takiego zanieczyszczenia próbek pochodzących z odkopu, przekonałam się dwukrotnie, znajdując przy płukaniu materiału z poziomu 27 studni współczesną nieślupkę słonecznika *Helianthus annuus*, a w poziomie 30 teje studni również współczesne nasionko maku (*Papaver somniferum*).

W krzywych więc drzew nie widać wybitnych różnic w stosunku do poprzedniej fazy, wyraźna natomiast zmiana zaznacza się w przebiegu

krzywej NAP, która w poziomie 28 wiercenia 4 podnosi się gwałtownie, osiąga 166 i 483% i spada znowu przy końcu tej fazy do 20%. Podniesienie się krzywej NAP nie może jednak w tym przypadku być dowodem zupełnej bezleśności terenu, przeczy bowiem temu wielka mnogość szpilek modrzewia, którego krzywa pyłkowa tu właśnie osiąga maksimum (7%), jak i występowanie w osadzie drobnych kawałków drewna pochodzących częściowo z bardzo małych gałązek, częściowo jednak prawdopodobnie i z większych gałęzi lub pni. W materiale tym udało się oznaczyć rodzaje *Betula* i *Salix*, a ponadto drewno szpilkowe należące do świerka lub modrzewia; pewne rozróżnienie między tymi rodzajami nie było możliwe ze względu na fragmentaryczność materiału i złe zachowanie szczątków. Przypuszczać jednak należy, że drewnienka te pochodzą raczej z modrzewia, którego pyłek i szpilki występują obficie w tych samych warstwach, gdy pyłku świerka jest w spektrach bardzo mało (poniżej 5%).

Mielibyśmy więc w tej fazie w okolicy luźne lasy modrzewiowe i brzożowe. Wśród roślinności zielnej wielką rolę odgrywały trawy i turzyce; nad wodą *Menyanthes trifoliata*, a w jeziorze *Potamogeton*, *Nymphaea candida*, *Nuphar pumilum* i *Batrachium*. W początku tej fazy pojawia się po raz pierwszy *Selaginella selaginoides*, a obok niej *Lycopodium selago*. Stosunkowo wysoki procent pyłku wierzb wskazuje na to, że w sąsiedztwie jeziora pojawiły się skupienia wierzb krzewinkowych, obok których występowały w okolicy również i północne brzozy.

Obecność widliczki (*Selaginella*), wierzb i brzoż północnych zdaje się wskazywać na to, że w tej fazie Nowiny Żukowskie leżały w strefie polarnej granicy lasu.

Niełatwy do interpretacji jest gwałtowny spadek krzywej NAP w drugiej połowie tej fazy (poziomy 36—40 wiercenia 4 i poziomy 18—16 studni), wyraźnie widoczny w obu profilach. Nie może on być wyrazem zbliżenia się bardziej zwartych lasów sosnowych do jezior, bo w krzywych drzew nic się na tym odcinku zasadniczo nie zmienia. Nie widać też żadnych zaburzeń we frekwencji, która stale jest dość wysoka, sposób więc przechowania pyłku w osadzie nie miał wpływu na zmianę stosunku NAP do drzew. Stosunki, jakie panują dziś u polarnej granicy lasu, gdy chodzi o produkcję pyłku przez drzewa i rośliny zielne, są na razie za mało zbadane, nie mamy więc możliwości właściwego wyjaśnienia takiego układu krzywych, jaki spotykamy w drugiej połowie fazy E Nowin Żukowskich.

## GLACJAŁ

Z fazą E kończy się w Nowinach Żukowskich okres interglacjalny. W poziomie 41 wiercenia 4 i 15 studni wkraczamy w okres klimatu arktycznego, który zaliczyć już musimy do glaciału.

Faza F (poziomy 41—56 wiercenia 4 i 15, 14 studni) jest o wiele lepiej rozwinięta w wierceniu 4 niż w studni. W fazie tej pogłębione już widocznie jezioro odkłada delikatne, jasnopopielate i kremowe ily, zawierające miejscami domieszkę piasku. Od poziomu 41 zaznacza się w spektrach pyłkowych wyraźna zmiana. Krzywa NAP podnosi się gwałtownie, żeby już do końca utrzymywać się około 100% i wyżej, przy czym traci ona charakter wyłącznie trawiasty. Obok pyłku traw ważnym składnikiem deszczu pyłkowego staje się pyłek rodzajów *Artemisia* i *Ranunculus*. Wśród drzew podnosi się nieco krzywa brzozy, która aż do góry będzie się teraz zazębiać ciągle z krzywą sosny. Krzywe innych gatunków zaczynają się rwać, aby w połowie tej fazy wygasnąć zupełnie. Podnosi się natomiast ogromnie krzywa wierzby (*Salix*, maksimum 24%). M. W e l t e n (31) podaje 5% wierzby jako wskaźnik występowania skupień wierzby krzewinkowych w Alpach, nasza więc o tyle większa ilość pyłku wierzby dowodzi niezbitie występowania tego rodzaju zbiorowisk w okolicy. Na nieliczne wypłukane z iltu drewnienka składają się wyłącznie bardzo drobne, paromilimetrowe gałązki wierzby i brzozy, pochodzące niewątpliwie z form karłowatych, krzewinkowych.

Skład spektrów pyłkowych w połączeniu ze szczątkami makroskopowymi pozwala odtworzyć w przybliżeniu obraz roślinności tej fazy. Była to tundra krzewinkowa, w której główną rolę odgrywały arktyczne wierzby (pyłek i drewno), *Artemisia* (pyłek) i *Dryas octopetala* (listki) oraz dość zapewne licznie występująca *Selaginella selaginoides* (prawie ciągła krzywa mikrospor). Ponad niską roślinność krzewinkową wznosiły się, być może, nieco zarośla arktycznych brzozy, których pyłek jest przyczyną podniesienia się w tej części diagramu krzywej *Betula*. Na krzywą tę złożył się zapewne zarówno produkowany na miejscu pyłek typu *nana*, jak i przywiany pyłek *Betula alba*, która tworzyła prawdopodobnie pierwszą strefę roślinności drzewiastej gdzieś na południe od naszego stanowiska. Przywiany jest również z daleka niewątpliwie i pyłek sosny.

Mamy więc w profilach z Nowin Żukowskich niemal pełny obraz zmian roślinności w czasie interglaciału. Nie zachowały się w nich jedynie rośliny z czasu, gdy cofający się lądolód opuszczał Wyżynę Lubelską i gdy w okolicy naszego jeziora żyła arktyczna tundra. Pierwsze szczątki roślinne pochodzą z czasu, gdy lądolód był już tak daleko, że wpływ jego nie uniemożliwiał rozwoju drzew w okolicy. Późniejsze spektra pyłkowe zanotowały stopniowe ocieplanie się klimatu, jego opti-

num i ponowne pogarszanie się, związane ze zbliżaniem się nowego lądolodu. Cykl zamyka szereg warstw zawierających typową florę tundry, a więc należących już nie do okresu międzylodowcowego, lecz do następnego glacjału.

Cechą charakterystyczną interglacjału z Nowin Żukowskich jest klimat przez cały czas dość surowy, optimum klimatyczne chłodne, czego dowodzi fakt, że większość zachowanych roślin to gatunki, których dzisiejsze zasięgi wskazują na niewielkie wymagania termiczne. Wśród drzew przeważają też gatunki niewymagające, a więc przede wszystkim szpilkowe (wśród nich *Abies Fraseri*) oraz brzoza. Gatunki bardziej ciepłolubne nie opanowały w ciągu tego interglacjału większych obszarów.

Wreszcie charakterystyczna jest duża stosunkowo ilość gatunków egzotycznych, jak *Abies Fraseri*, *Picea omorikoides* i *Brasenia purpurea*.

#### WIEK UTWORÓW INTERGLACJALNYCH Z NOWIN ŻUKOWSKICH I PORÓWNANIE ICH Z INNYMI PROFILAMI IM WSPÓŁCZESNYMI

Podana powyżej charakterystyka rozwoju szaty roślinnej okresu międzylodowcowego, zachowanego w profilach z Nowin Żukowskich, pozwala na zaliczanie tego stanowiska z całą pewnością do przedostatniego interglacjału (Masovien I = Mindel-Riss = interglacjał lichwińsko-dnieprowski autorów rosyjskich).

Nadległe warstwy, zawierające florę tundry, są wieku glacialnego, powstały więc w czasie transgresji lądolodu środkowo-polskiego (Varsovien I).

Porównanie Nowin Żukowskich ze znanymi dotychczas i opracowanymi metodą analizy pyłkowej utworami interglacjalnymi tego samego wieku w Europie środkowej i wschodniej umożliwia zorientowanie się dokładniejsze w ogólnym charakterze tego okresu i uchwycenie pewnych różnic regionalnych w kształtowaniu się roślinności.

Żydowszczyzna (B. Jaroń, 10). Najwięcej podobieństwa do Nowin Żukowskich wykazują jeziorne interglacjalne osady z Żydowszczyzny. Jest to profil obejmujący również prawie cały interglacjał. Zaczyna się on schyłkiem fazy brzozowo-sosnowej; odcinek ten jest znacznie krótszy niż w Nowinach Żukowskich. W następnej fazie zaczynają się podnosić krzywe olszy i świerka (maksimum 60%), pojawiają się składniki mieszanego lasu dębowego i leszczyna, a przy końcu panowania świerka — jodła i grab. Oba te drzewa rozszerzają się teraz szybko, przy czym jodła tworzy tak bardzo charakterystyczną dwuwierzchołkową krzywą (53,6 i 47,2%). Między wierzchołkami krzywej jodły mieści się wierzchołek graba (55%). W czasie panowania jodły i graba osiąga nie-

wysokie maksimum (16,5%) nieszany las dębowy, składający się głównie z dębu; obok lipy drobnolistnej występuje w nim i szerokolistna, ale w ilościach mniejszych. W tym samym mniej więcej czasie przypada kulminacja leszczyny; jest ona również niska (17,6%).

Cały okres od podniesienia się krzywej świerka i olszy do spadku krzywej jodły odpowiada fazom B i C Nowin Żukowskich, choć robi wrażenie okresu znacznie dłuższego. Jest to oczywiście różnica pozorna. Miąższość utworów, w których zachwała się ta faza rozwoju roślinności, wynosi w Żydowszczyźnie około 2,20 m, w Nowinach około 1,50 m. Długość zaś tego, podobnie jak i następnego okresu, w diagramie wynika po prostu z o wiele gęściejszego brania próbek do analizy (materiał w Żydowszczyźnie był brany z odkrywki, w Nowinach Żukowskich ze świdra).

Niemal bezpośrednio po fazie panowania jodły, odpowiadającej fazie C Nowin, zaznacza się w Żydowszczyźnie krótka faza jakby ozębienia klimatu, wyrażona podniesieniem się krzywej brzozy i spadkiem innych gatunków prócz sosny poniżej 10%. Faza ta (IV b B. Jaronia) nie ma odpowiednika w Nowinach Żukowskich, jest natomiast zaznaczona i to nawet wyraźniej w Olszewicach.

Po tej krótkiej sosnowo-brzozowej fazie następuje zajmujący znaczny odcinek diagramu okres bezwzględnego panowania sosny, a więc sytuacja podobna jak w Nowinach Żukowskich, tylko tu jodła i świerk odgrywają znacznie dłużej większą rolę w składzie lasu.

Wreszcie końcowy odcinek profilu z Żydowszczyzny zaznacza się w spektrach pyłkowych ząębaniem się krzywych sosny i brzozy, co razem z bardzo znaczną ilością pyłku wierzby (25,5%) daje charakterystyczny obraz arktycznej tundry.

Nieuwzględnienie pyłku nie-drzew w diagramach oraz mała ilość szczątków makroskopowych nie pozwala na jeszcze dokładniejsze porównanie profili obu stanowisk ze sobą, ale nawet bez tych danych zgodność ich jest uderzająca, tak że przynależność ich do tego samego interglacjału nie ulega wątpliwości.

Węgorzewo (Angerburg, P. G. Krause i H. Gross, 13). Interglacjałny jeziorny utwór z Węgorzewa różni się od innych olbrzymią wprost miąższością (około 70 m osadów ze szczątkami roślin). Autor tłumaczy to w ten sposób, że pod jeziorem leżał martwy lód, którego tajemnie powodowało długotrwałe obniżanie się dna zbiornika, co znowu było przyczyną zbierania się w nim wielkiej ilości osadu. Czy tak było rzeczywiście można by stwierdzić jedynie za pomocą szeregu wierceń w sąsiedztwie zbadanego punktu. Mimo tej wielkiej miąższości, dużych odstępów między badanymi poziomami i na ogół dość złego stanu zachowania pyłku diagram pyłkowy wykazuje uderzające podobieństwo

do profili z Nowin Żukowskich i Żydowszczyzny. Profil z Węgorzewa mimo wielkiej miąższości obejmuje tylko niewielką część interglacjału z Nowin, mianowicie jego optimum klimatyczne i to nawet nie całe. Zaczyna się on w czasie panowania świerka, który osiąga w tej fazie 59,3% (w Nowinach 47%). *Alnus* waha się między 10 a 20%, mieszany las dębowy utrzymuje się poniżej 10%. Po panowaniu świerka przychodzi okres jodły z grabem, przy czym jodły jest tu znacznie więcej (61%) niż w Nowinach i Żydowszczyźnie, graba natomiast o wiele mniej (17,3%). Krzywa jodły nie jest zupełnie wyraźnie dwudzielna, zaznacza się w niej jednak pewna dwuwierzchołkowość, a kulminacja graba wypada przed drugim wierzchołkiem jodły.

Roślinnych makrofosyliów jest w Węgorzewie niestety bardzo niewiele i nic nam one nowego nie mówią. Ilość NAP jest stale nieznaczna, co jest zupełnie naturalne w fazie optimum.

P. G. Krause i H. Gross uważali Węgorzewo za ostatni interglacjal i porównywali je — niewątpliwie słusznie — z Żydowszczyzną. Nie ulega kwestii, że ów odcinek interglacjału, jaki zachował się w Węgorzewie ma, jak to stwierdził P. Woldstedt (33), cechy przedostatniego okresu międzylodowcowego, jest mianowicie chłodny i charakteryzuje się przewagą drzew szpilkowych.

Jeżeli przesuniemy się na wschód Europy, napotkamy szereg profili międzylodowcowych, opracowanych przez badaczy rosyjskich. Z zestawionych przez W. P. Griczuka (7) profili, zaliczonych przez tego autora do przedostatniego — lichwińsko-dnieprowskiego interglacjału, wybieram do porównania tylko te, które mają diagramy pyłkowe obejmujące większy odcinek czasu. Rozpatrzmy je w kolejności ich położenia w kierunku z zachodu na wschód.

Kopyś nad górnym Dnieprem (W. S. Doktorowski, 3). Tę niewątpliwie międzylodowcową odkrywkę zaliczano dawniej, mimo niezupełnie jasnej sytuacji geologicznej, do ostatniego — dnieprowsko-wałdajskiego interglacjału. W. P. Griczuk w pracy z 1950 r. na zasadzie wybitnych różnic między diagramem pyłkowym tego stanowiska i diagramami, pochodzącymi z niezbyt odległych odkrywek niewątpliwie dnieprowsko-wałdajskich, jak Mikulino, Nowe Niemykary, Łojew i Leskowicze, zaliczył Kopyś do interglacjału lichwińsko-dnieprowskiego. Na podobieństwo a więc i równowiekowość Kopysi z Żydowszczyzną zwrócił już uwagę B. Halicki (8).

Diagram pyłkowy Kopysi jest rzeczywiście uderzająco podobny do Żydowszczyzny i innych poprzednio opisanych profili z Masovien I. Drzewa ciepłolubne — mieszany las dębowy i leszczyna — nie przekraczają w nim 10%. Wierzchołek krzywej świerka (40%) poprzedza kulminację jodły,

ta zaś ostatnia tworzy krzywą dwuwierzchołkową (20 i 45%); między dwoma wierzchołkami jodły mieści się wierzchołek krzywej graba (30%).

Lichwin nad Oką. Odkrywki z florą interglacjalną w Lichwinie, znane od dawna i zbadane na szczątki makroskopowe, nie budzą z geologicznego punktu widzenia wątpliwości co do wieku lichwińskodnieprowskiego. Ostatnio W. P. Griczuk opracował je metodą analizy pyłkowej.

W diagramie zaznaczyły się: A — faza lasów świerkowych, B — faza lasów świerkowo-dębowych (*Quercetum mixtum* do 26%); w drugiej połowie tej fazy pojawia się pyłek graba. C — faza lasów, które autor nazywa grabowo-swierkowymi, a w których procent pyłku świerka spada poniżej 10, grab zaś osiąga około 70%; przy końcu panowania graba pojawia się w nieznacznym ilościach pyłek jodły. W fazie tej występują w szczątkach makroskopowych, opracowane przez Sukaczewa takie elementy ciepłolubne jak *Euryale*, *Trapa* i inne. D — faza lasów świerkowych bez drzew liściastych i bez elementów ciepłolubnych.

Diagram lichwiński odbiega, jak widzimy, dość znacznie od opisanych powyżej profili przedostatniego interglacjału. Jest to niewątpliwie różnica regionalna, wywołana położeniem dość daleko na wschód i związanym z tym bardziej kontynentalnym klimatem. Wykazuje on jednak mimo to ogólne rysy charakterystyczne tego interglacjału, jak wczesne panowanie świerka, poprzedzające kulminację pyłku graba, który zdaje się zastępować tu jodłę bardziej na zachód położonych stanowisk, dużą ilość tegoż graba w optimum termicznym oraz nieznaczące ilości składników mieszanego lasu dębowego i leszczyny w całym diagramie.

Afonasowo nad dolną Kamą. Profil dobrze według autora datowany geologicznie, w diagramie pyłkowym zachował tylko część interglacjału; zaczyna się mianowicie w drugiej połowie optimum. Spektra pyłkowe są wtedy następujące: sosna, mieszany las dębowy (do 26%), olsza i niewielka ilość graba. Następna faza charakteryzuje się przewagą świerka z sosną, obok których występuje jodła w ilościach do 15%. W górnej części diagramu w spektrach pyłkowych przeważa sosna, najpierw ze świerkiem, potem z brzozą, a stosunek pyłku drzew do roślin zielnych wskazuje, że mamy tu do czynienia z lasostepem.

Afonasowo leży na terenie uprzednio niezlodowaconym, granica lądolodu lichwińskiego przebiegała dość daleko na zachód od tego stanowiska. W Afonasowie podobno jak w Lichwinie znaleziono szczątki *Ilex*.

Profilu z Piepielowa, zaliczanego przez Griczuka do lichwińskodnieprowskiego interglacjału, nie uwzględniam, jego sytuacja



geologiczna bowiem nie jest zupełnie jasna, diagram zaś pyłkowy jest tak dalece różny od omówionych trzech odkrywek, że ich równowiekowość budzi pewne wątpliwości.

Przenieśmy się teraz na zachód od wyjściowego stanowiska. Najbliżej Nowin Żukowskich położony utwór interglacjalny, pochodzący z Masovien I, spotykamy pod Sulejowem. Są to:

Barkowice Mokre (M. Sobolewska, 25). Diagram pyłkowy obejmuje schyłek fazy subarktycznych lasów brzożowych na początku interglacjału, cały jego okres optymalny i początek nowej fazy subarktycznych lasów sosnowych. W optimum (faza B Nowin Żukowskich) mamy najpierw kulminację świerka, później jodły. Krzywa jodły jest również charakterystycznie dwuwierzchołkowa. Między wierzchołkami jodły występuje kulminacja krzywej graba, ale wzajemny stosunek tych drzew jest inny niż w Nowinach Żukowskich. Panującym gatunkiem jest tu jodła, która przekracza 35%, grab zaś nie osiąga 20%. W całym okresie optimum w Barkowicach duże znaczenie ma olsza, co jest niewątpliwie zjawiskiem lokalnym.

Olszewice (E. Passendorfer, J. Lilpop, J. Trela, 21; J. Lilpop, 17; J. Trela, 29). Utwory interglacjalne Olszewic przykryte są moreną środkowo-polskiego zlodowacenia (Varsovien I), przynależność ich więc do przedostatniego interglacjału nie ulega z punktu widzenia geologicznego żadnej wątpliwości. Diagram pyłkowy potwierdza w zupełności taką ocenę wieku. Zaczyna się on przewagą sosny i brzozy, ale już z dość znaczną ilością świerka (17%) i z pewną domieszką olszy i mieszanego lasu dębowego, odpowiada więc schyłkowi fazy A Nowin Żukowskich. Fazom B i C (optimum klimatyczne) Nowin odpowiadają warstwy łupku z obu profili z Olszewic (17 i 21) oraz dolna część torfu. Kolejność wierzchołków poszczególnych drzew przebiega w zasadzie podobnie jak w Nowinach, choć wierzchołki są bardziej płaskie i całe krzywe rozciągnięte, co stoi w związku ze znacznie mniejszymi odstępami między pobieranymi do badań próbkami w Olszewicach niż w Nowinach. Kulminacja świerka (26,5%) wyprzedza nieco w Olszewicach kulminację olszy (40%); ta ostatnia jest znacznie wyższa w Olszewicach niż w Nowinach. W ogóle olsza musiała w Olszewicach, podobnie jak w Barkowicach Mokrych, odgrywać wielką rolę w składzie okolicznych lasów w optimum klimatycznym, procenty jej bowiem są stale wysokie w tym okresie. Kulminacja *Quercetum mixtum* (16,5%) jest w stosunku do Nowin nieco opóźniona i trochę niższa. Druga połowa okresu optimum klimatycznego Olszewic jest czasem panowania jodły, która osiąga tu

50%. Z badań St. Kulczyńskiego (14) wiemy, że jest to, podobnie jak w Nowinach Żukowskich, *Abies Fraseri*, nie *A. alba*. Natomiast graba, który w tym samym czasie panował bezwzględnie w Nowinach, w Olszewicach jest zaledwie 17%.

Bezpośrednio po kulminacji jodły następuje w Olszewicach zagadkowa faza sosnowo-brzozowa, która w Nowinach Żukowskich nie ma odpowiednika. Autor uważa ją za objaw oziębienia (faza III).

Dalej profil Olszewic jakby znowu nawiązywał do Nowin Żukowskich, mianowicie do drugiej kulminacji jodły, po której w obu diagramach zaznacza się tendencja do podniesienia się krzywej sosny i spadku krzywych innych drzew. Na tym się profil Olszewic kończy. Jest on, jak widzimy, bardzo podobny do profilu z Nowin, a podobieństwo to powiększy się jeszcze, gdy uprościmy nieco diagram pyłkowy, zbliżając go niejako do skali Nowin Żukowskich przez obliczenie średnich z każdego dwu sąsiadujących poziomów.

Wśród szczątków makroskopowych Olszewic występuje licznie *Pinus uncinata*.

Paludinowe warstwy Berlina (H. L. Heck, 9). Znana od dawna berlińska ławica paludinowa jest geologicznie pewnie datowana jako starszy (przedostatni) interglacjał. Niestety jej nieliczne szczątki roślinne nie o wiele wzbogacają naszą wiedzę o tym interglacjale. Wśród szczątków makroskopowych znaleziono fragmenty szpilek jodły, które autor oznaczył jako *Abies pectinata*. Ponieważ jednak nie badał on zdaje się ich anatomii, bardzo jest prawdopodobne, że jest to *Abies Fraseri*. W warstwach, w których były szpilki jodły, występuje również dość obficie pyłek tego rodzaju, a oprócz typowych ziarn pyłku *Abies* autor znajdował inne zbliżone do nich wielkości, ale o znacznie większych workach. W Nowinach nie zauważyłam nic szczególnego w budowie pyłku jodły, ponieważ jednak analizę pyłkową robiłam przed oznaczeniem szpilek jako *Abies Fraseri*, możliwe jest, że nie zwróciłam uwagi na jakieś drobne różnice. Dopiero po dokładnym zbadaniu współczesnego pyłku *Abies Fraseri* będzie można stwierdzić, czy różni się on w sposób wyraźny od pyłku *Abies alba* i czy oznaczenie tych dwu gatunków w stanie kopalnym drogą analizy pyłkowej będzie możliwe.

Diagramy pyłkowe warstw paludinowych są tak fragmentaryczne, a próbki z nich brane w tak dużych odstępach, że nawet z profilu z Schillingsbrücke, który autor uważa za najlepszy i najpełniejszy, trudno odtworzyć dokładniejszy obraz rozwoju roślinności okolic Berlina w czasie powstawania tych osadów. Profil z Schillingsbrücke zaczyna się okresem sosnowym z 10 do 15% świerka, po czym następuje kulminacja

świerka (50%), po którym znów do głosu dochodzi sosna. Podobną sytuację widzimy w Wustermark. Profil zaś z Oranienburga zachował kulminację jodły (około 40%), nie wiemy jednak nic o tym, jaki jest jej stosunek do kulminacji świerka. Grab występuje tylko w Oranienburgu, buk w śladach we wszystkich wierceniach. Mieszany las dębowy osiąga maksimum 30% w Schillingsbrücke tuż po kulminacji świerka.

Ummendorf (W. Selle, 23) na zachód od Magdeburga. Przy należność profilu z Ummendorfu do przedostatniego interglacjału jest, według autora, dobrze uzasadniona geologicznie. Badane warstwy leżą między dwiema morenami, jedynie zaś lodowce Elstery i Saali osiągnęły Ummendorf, ostatni łądolód już tam nie doszedł.

Profil pyłkowy pochodzący ze świdra, a więc mający dość duże odległości między badanymi poziomami, nie jest może zupełnie kompletny, pozwala jednak wyróżnić na początku fazę sosnową, później fazę sosnowo-świerkową (*Picea* ponad 30%), dalej optimum termiczne z leszczyną (50%), grabem (blisko 30%) i *Quercetum mixtum* (15%) oraz dużą ilością olszy. Górny odcinek diagramu to nowa faza sosny ze znaczną domieszką świerka (do 20%). Uderzający w tym profilu jest brak jodły, która w Berlinie występuje jeszcze w ilości 40%. Natomiast właściwością zbliżającą Ummendorf do innych profili przedostatniego zlodowacenia jest wczesny wierzchołek krzywej świerka. Na tę właśnie cechę zwraca uwagę autor, jako na odróżniającą profil ummendorfski od młodszych profili interglacialnych, np. od opracowanego przez niego profilu z Honnerdingen koło Walsrode.

Lüneburger Heide. Pozostają jeszcze do omówienia dwa profile z pokładów ziemi okrzemkowej Hannoweru, mianowicie Neu Ohe (R. Gistl, 6) i Munster (P. Woldstedt, 33). Oznaczenie ich wieku jako Mindel-Riss jest prawdopodobne, jednak dane geologiczne nie dają co do tego zupełnej pewności. Diagramy zaś pyłkowe, w których znaczne ilości sosny i olszy (oba drzewa musiały bardzo licznie występować nad jeziorami i na wielkich obszarach piaszczystych) maskują niejako przebieg krzywych innych gatunków, są mało charakterystyczne i aczkolwiek są nieco różne od pewnie datowanych profili wieku Riss-Würm, nie pozwalają na dobre scharakteryzowanie zmian roślinności Hannoweru w przedostatnim interglacjale.

W diagramie z Neu Ohe wyraźnie występuje jedynie odcinek spągowy, brzożowo-sosnowy, w którym bezwzględnie panuje brzoza (70%). Wyżej sytuacja jest raczej niejasna na skutek wielkich, prawie niezmiennających się ilości olszy i sosny. W Munster zachował się odcinek z jodłą i grabem. Oba te drzewa występują w spektrach w ilościach mniejszych

niż 10%, a mimo to przebieg ich krzywych jest nadzwyczaj charakterystyczny; mianowicie obserwujemy dwa wierzchołki jodły a między nimi wierzchołek graba.

Różnice w rozwoju roślinności w przedostatnim interglacjale na całym obszarze, z którego pochodzą omówione powyżej profile, przedstawię w następnym rozdziale. Tu zwrócę jedynie uwagę na różnice regionalne, jakie zaznaczyły się w profilach z Polski i jej bezpośredniego sąsiedztwa. Taką różnicą jest przede wszystkim większy kontynentalizm zaznaczony wyraźnie na Wyżynie Lubelskiej, której diagramy pyłkowe w fazie jodłowo-grabowej odznaczają się przewagą graba nad jodłą, gdy bardziej na zachód (Olszewice, Barkowice Mokre) i na północ (Żydowszczyzna, Węgorzewo) jest wprost przeciwnie, panującym bowiem drzewem jest jodła. Większa suchość klimatu zaznacza się na Wyżynie Lubelskiej także i w fazie D, w której w Nowinach gatunki takie jak jodła i świerk spadają wcześniej poniżej 10% w spektrach pyłkowych, niż w analogicznych, bardziej na północ i na zachód położonych profilach.

#### PROBA CHARAKTERYSTYKI PRZEDOSTATNIEGO INTERGLACJAŁU (MASOVIEN I) W EUROPIE ŚRODKOWEJ I PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ

P. Woldstedt (33) podaje następujące cechy charakterystyczne przedostatniego interglacjału: 1. Niemal stałą przewagę w spektrach pyłkowych drzew szpilkowych na niekorzyść liściastych, z wyjątkiem oczywiście brzozy, która może być gatunkiem panującym w subarktycznych fazach na początku i u schyłku interglacjału; inne liściaste stoją na drugim planie, a jeżeli wysuwają się gdzieś na pierwszy, to jedynie na krótko. 2. Wczesne występowanie i dochodzenie do znaczenia świerka, którego kulminacja w spektrach pyłkowych pojawia się w pierwszej połowie interglacjału.

Nowe stanowiska flor interglacjalnych wieku Masovien I z Polski i porównanie ich z równowiekowymi utworami międzylodowcowymi z Rosji (interglacjał lichwińsko-dnieprowski) pozwalają na uzupełnienie i rozszerzenie naszych wiadomości o charakterze tego okresu plejstocenu i o cechach, które go odróżniają od następnego — ostatniego interglacjału (Masovien II).

Na pierwszy plan wysuwa się tu zagadnienie jodły w przedostatnim interglacjale. Z czterech stanowisk (Olszewice, Wysokie Litewskie I, Nowiny Żukowskie i Żydowszczyzna) wiemy, że nie była to *Abies alba* lecz amerykańska *Abies Fraseri*. Upoważnia nas to do przypuszczenia, że we wszystkich utworach tego wieku Europy środkowej a częściowo i wschodniej występowała *Abies Fraseri* a nie *A. alba*. W tym mniemaniu utwier-

dza nas fakt, że krzywa jodły we wszystkich diagramach, w których ten rodzaj obficie występuje, jest podobnie ukształtowana, a mianowicie charakterystycznie dwuwierzchołkowa.

Obecność tego drzewa, związanego dziś z ostrym wysokogórskim klimatem, rzuca szczególne światło na klimat przedostatniego interglacjału i wyjaśnia, jak zwrócił uwagę St. Kulczyński (14), zagadkowe występowanie jodły na Nizu razem z kosówką (Olszewice, Wysokie Litewskie).

Jeżeli zestawimy ze sobą maksima krzywych jodły (fig. 19) ze wszystkich omówionych znalezisk przedostatniego interglacjału, będziemy mogli uczynić próbę wyjaśnienia dróg, którymi *Abies Fraseri* rozprzestrze-

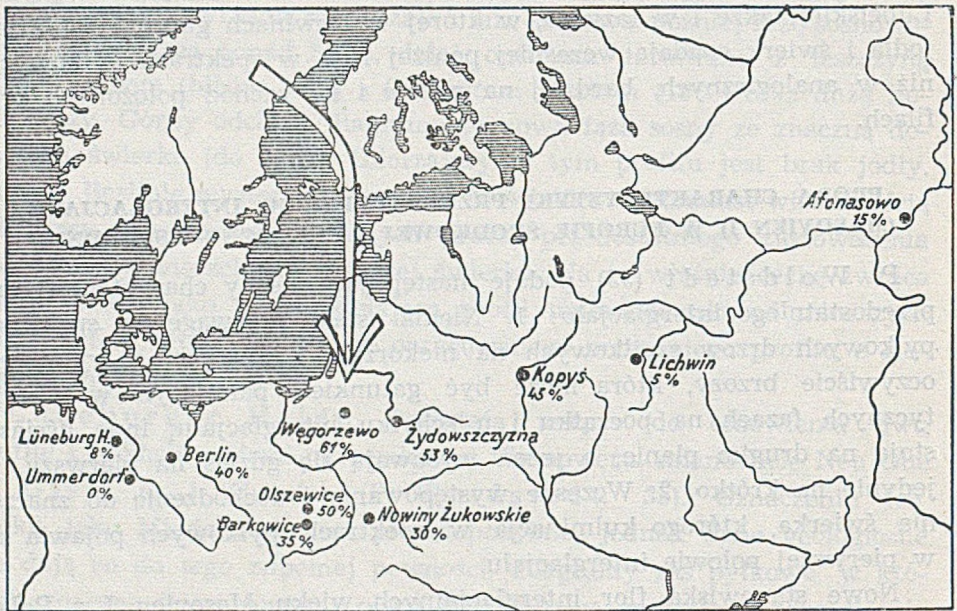


Fig. 19

Maksymalne procenty pyłku jodły (*Abies*) w przedostatnim interglacjale w Europie środkowej i północno-wschodniej

niła się w Europie po ustąpieniu z niej lądolodu krakowskiego (Cracovien). Najwyższy procent jodły (61%) znajdujemy na stanowisku najbardziej na północ wysuniętym, a mianowicie w Węgorzewie. Gdy posuniemy się nieco na południe i na wschód, procenty opadają (Żydowszczyzna 53%, Kopyś 45%, Lichwin poniżej 10%, w Afonasowie lekka

podwyżka do 15%). Podobny spadek procentów obserwujemy w kierunku na południe (Nowiny Żukowskie 30%) i na zachód (Olszewice 50%, Barkowice Mokre 35%, Berlin 40%, w Ummendorfie zagadkowy brak pyłku jodły, w okolicach Lüneburga poniżej 10%). Taki układ zdaje się wskazywać na to, że ośrodek występowania *Abies Fraseri* w okresie Masovien I leżał gdzieś na północ lub też na północny zachód od Polski, a więc być może w górach Skandynawii i że przez Skandynawię właśnie wiodła droga, łącząca europejski i amerykański zasięg tego gatunku. Hipoteza ta jednak wymaga przyjęcia tego rodzaju ukształtowania niecki Bałtyku w przedostatnim interglacjale, które dopuszczałyby bliższy i bardziej bezpośredni kontakt lądowy między Skandynawią i Polską niż dziś, a także przyjęcia lądowego połączenia północnej Europy z Ameryką. Zasięg więc interglacjalnej jodły stawia interesujące zagadnienie przed paleogeografią plejstocenu.

Tego rodzaju północny ośrodek występowania *Abies Fraseri* w interglacjale zdaje się wykluczać możliwość trzeciorzędowego charakteru tego drzewa w Europie. W tym przypadku bowiem musiałoby ono przetrwać glacjał gdzieś na południu i stamtąd rozszerzać się w interglacjale ku północy. Trzeciorzędowemu wiekowi *Abies Fraseri* w Europie przeczy i to, że nie znaleziono jej dotychczas w europejskim pliocenie.

Drugim niezwykle uderzającym zjawiskiem jest występowanie obok *Picea excelsa* innego świerka z grupy *P. omorica* (*Picea omorikoides* W e b.). Tu jednak sprawa jest jeszcze bardziej zawiła. *Picea omorikoides* znamy tylko z jednego dobrze datowanego znaleziska interglacjalnego, mianowicie z Nowin Żukowskich. Wszystkie inne, bardzo zresztą nieliczne (Koszary nad Bugiem, Aue, Lüneburg, Hötting, ewentualnie może Janowiec) są geologicznie nie dość dobrze oznaczone, wiadomo jedynie na ogół, że są one starsze niż ostatni interglacjał. Pozostaje jednak kwestią nierozstrzygniętą, czy pochodzą one z przedostatniego okresu międzylodowcowego, czy też może z jeszcze starszego interglacjału, albo nawet z późnego pliocenu. Dopiero powtórne zbadanie nowoczesnymi metodami (analiza pyłkowa) takich klasycznych stanowisk, jak Aue i Lüneburg, mogłoby sprawę wyjaśnić. A nawet gdybyśmy przyjęli, że wszystkie znaleziska pochodzą z tego samego czasu i że *Picea omorikoides* jest charakterystyczna dla interglacjału Masovien I, to i tak jej występowanie nie rzuci większego światła na klimat, w którym żyła, nie znamy bowiem wymagań tego, być może, wymarłego gatunku.

Grab (*Carpinus*) miał w czasie Masovien I zasięg wybitnie różny niż dziś, był on bowiem dość znacznie przesunięty na wschód (Lichwin 65%), na zachód zaś od Polski było go chyba raczej niewiele, nie zacho-

wał się bowiem nigdzie w większych procentach pyłku (Ummendorf 30%, Hannover mniej niż 10%).

Mieszany las dębowy występuje we wszystkich naszych stanowiskach w ilościach niezbyt dużych i nie wykazuje jako całość większego zróżnicowania regionalnego. Ważne jest w każdym razie to, że jego składniki nigdzie nie występują licznie, tak że ich suma nie przekracza 26% (Lichwin, Afonasowo). Jest to znowu cecha niezwykle charakterystyczna przedostatniego interglacjału, pozwalająca na odróżnienie na podstawie diagramów pyłkowych powstałych w nim osadów od utworów, które zostały złożone w optimum klimatycznym ostatniego interglacjału, a które jak wiadomo odznaczają się na całym badanym obszarze bardzo znacznymi procentami *Quercetum mixtum*.

Podobnie rzecz się ma z leszczyną (*Corylus*), która w diagramach ostatniego interglacjału przewyższa nieraz parokrotnie 100%, w przedostatnim zaś interglacjale nie osiąga nigdzie więcej niż 50%, a na ogół występuje w ilościach o wiele mniejszych. Jeżeli zaś chodzi o regionalne zróżnicowanie jej zasięgu w tym okresie, to przypomina on zasięg postglacjalnego optimum tego rodzaju w tym znaczeniu, że na zachodzie jest leszczyny nieco więcej niż na wschodzie (Lüneburg 20%, Ummendorf 50%, Berlin, Olszewice, Nowiny Żukowskie i Węgorzewo mniej niż 10%, Żydowszczyzna 17%, Kopyś 5%, Lichwin 10%). Jednak dalej na wschodzie coś się zmienia; w Afonasowie mianowicie mamy aż 50% leszczyny, Afonasowo jednak jak wiemy leży na terenie, który w czasie zlodowacenia lichwińskiego nie był pokryty lodem, nic więc dziwnego, że stosunki układają się w nim pod wieloma względami inaczej.

Zasięg buka (*Fagus*) w przedostatnim interglacjale przedstawia się niezbyt jasno i dość niejednolicie. W większości profili (Węgorzewo, Żydowszczyzna, Nowiny Żukowskie, Kopyś, Afonasowo, Neu Ohe i Munster, Ummendorf) nie ma jego pyłku wcale, w pozostałych występuje w ilościach znikomych, nie przekraczających na ogół 2% i nie tworzących krzywych ciągłych (Olszewice 2%, Berlin 2%, w obu przypadkach razem z jodłą). W Lichwinie pyłku buka jest wprawdzie bardzo mało, ale S u k a c z e w znalazł tam owoce i liście tego drzewa — dowód niezbity, że buk rósł w okolicy w czasie tworzenia się osadu. W. P. G r i c z u k podaje buk również z Piepielowa i to w ilości do 6%, diagram jednak piepielowski odbiega, jak już wspomniałam, od innych, co budzi wątpliwości, czy można go zaliczyć do interglacjału lichwińsko-dnieprowskiego.

Mamy więc obraz zasięgu rozerwanego (Olszewice — Berlin i Lichwin). Buk występował w obu tych obszarach bardzo nielicznie, czego dowodzi niski procent jego pyłku. Kwestia, jak się dostał na tereny uwolnione

przez czasę lodową i gdzie leżały jego ostoje w czasie zlodowacenia krakowskiego, pozostaje otwarta.

Jeżeli zbierzemy raz jeszcze wyniki rozważań nad składem i rozwojem szaty leśnej, musimy podkreślić przede wszystkim długość trwania obu jego okresów subarktycznych (przewaga gatunków terminokratycznych L. von Posta). Rozdzielający je okres klimatu umiarkowanego (gatunki mediokratyczne L. von Posta) wydaje się być w profilach takich jak Nowiny Żukowskie i Żydowszczyzna — a są to jedyne dwa profile pełne albo prawie pełne — raczej krótki. Stosunek jest tu więc zupełnie inny niż w ostatnim interglacjale, gdzie okres klimatu umiarkowanego jest dłuższy od okresów subarktycznych. Klimat okresu umiarkowanego przedostatniego interglacjału musiał być przez cały czas chłodny, chłodniejszy o wiele niż w ostatnim interglacjale, a prawdopodobnie chłodniejszy także od klimatu postglacjalnego optimum, nie dopuścił bowiem do rozszerzenia się i przesunięcia na północ drzew o większych wymaganiach termicznych. Stały one niemal ciągle na drugim planie wobec panujących drzew szpilkowych i musiały szukać sobie szczególnie korzystnych siedlisk w terenie. Był on także prawdopodobnie wilgotniejszy, na co zdaje się wskazywać szerokie rozprzestrzenienie jodły. Zróżnicowanie regionalne między wschodem i zachodem zaznacza się liczniejszym występowaniem graba na wschodzie i leszczyny na zachodzie.

W bardziej szczegółowym rozczłonkowaniu okresu optimum klimatycznego interglacjału Masovien I na zasadzie jego diagramów pyłkowych widzimy następujące fazy: 1) fazę świerkową lub świerkowo-sosnową, 2) fazę jodłowo-grabową w obszarze środkowym, grabową albo grabowo-sosnowo-świerkową na wschodzie. W tej drugiej fazie zaznacza się wyraźnie wahnięcie klimatu w kierunku jego kontynentalizacji, wyrażające się w diagramach rozczwaniem i rozdwojeniem krzywej jodły przez krzywą graba. Zjawisko to jest ogólne i zaznacza się w znacznej części omawianych tu profili.

W większości profili kulminacja mieszanego lasu dębowego i leszczyny wypada w drugiej fazie (jodłowo-grabowej) okresu umiarkowanego albo też na pograniczu między fazą świerkową i jodłowo-grabową, należało by więc przypuścić, że optimum termiczne tego interglacjału przypada dość późno, w każdym razie po kulminacji świerka, a być może dopiero w okresie jodłowo-grabowym.

Próba zastosowania do przedostatniego interglacjału wprowadzonego przez L. von Posta podziału składników lasu na gatunki termino- i mediokratyczne, wykazuje, że jako gatunki terminokratyczne występują w Masovien I podobnie jak i w ostatnim interglacjale, a częściowo



i w postglacjale, na całym wziętym pod uwagę obszarze brzoza i sosna z modrzewiem. Jako panujące gatunki mediokratyczne występują tu: świerk sam lub w towarzystwie sosny, a później na zachodzie jodła z grabem, na wschodzie grab ze świerkiem i sosną. Różnica więc w składzie gatunków mediokratycznych przedostatniego i ostatniego interglacjału jest bardzo duża.

Tyle nam mówią spektra pyłkowe. Rozważmy teraz, jakie wnioski da się wyciągnąć ze składu roślinności, która zachowała się w szczątkach makroskopowych, przede wszystkim znowu co do klimatu fazy optymalnej. Zwróćmy więc najpierw uwagę na tzw. gatunki ciepłolubne jak *Brasenia*, *Aldrovanda*, *Trapa*, *Stratiotes* lub *Najas marina*, występujące, w przedostatnim interglacjale. Z tych *Brasenia* nie jest właściwie dobrym wskaźnikiem ciepłego klimatu, w swej dzisiejszej ojczyźnie bowiem ma zasięg wskazujący na możliwość utrzymania się w dużej skali warunków klimatycznych. *Trapa*, *Stratiotes* i *Najas marina* sięgają dziś do południowej Skandynawii i one więc nie mogą być bezwzględnyimi wskaźnikami ciepłego klimatu. Wyraźnie południowymi gatunkami są *Aldrovanda* (Olszewice, Lichwin) i *Salvinia natans* (Lichwin), obie one jednak żyją u nas i dziś, choć w rozproszonych stanowiskach. Jako więc jedyni przedstawiciele prawdziwie ciepłej flory pozostają odkryte przez Sukačzewa w Lichwinie dwa gatunki *Euryale*. Ale też Lichwin ze swoim bukciem. *Ilex aquifolium* i *Euryale* robi wrażenie jakiegoś szczególnie klimatycznie uprzywilejowanego stanowiska, różniącego się wybitnie od pozostałych swoją florą. Lichwin leży blisko granicy lichwińskiego zlodowacenia, można więc przypuścić, że gdzieś na południe od niego znajdowała się w czasie tegoż zlodowacenia ostoja, w której przeżyły niektóre gatunki ciepłolubne, trzecieorzędowe.

Obok roślin o większych wymaganiach termicznych mamy w przedostatnim interglacjale cały szereg gatunków, które dziś skupiają się raczej na północy Europy. Takimi są np. licznie występujące w Nowinach Żukowskich *Nuphar pumilum* i *Nymphaea candida*. Występują one wprawdzie masowo dopiero po optimum (faza D), można jednak z dużym prawdopodobieństwem przypuścić, że obie te rośliny żyły w Nowinach Żukowskich także i w fazie B i C, czego dowodzą nasiona *Nuphar pumilum* znalezione w osadach tego właśnie okresu. Nie są tam one liczne poprostu dlatego zapewne, że w punktach, z których pobierano materiał do badań, tworzył się w fazach B i C torf, zbiornik więc był dość płytki i nie dawał dobrych warunków dla rozwoju roślin wodnych. *Nymphaeaceae* rozwinęły się tam bujnie dopiero później, gdy jezioro pogłębiło się w punkcie wiercenia.

Do tego samego północnego typu należy *Calla palustris*, znaleziona również w optimum Nowin Żukowskich, a z roślin lądowych *Andromeda polifolia*, występująca w optimum w Nowinach i w Olszewicach.

Specjalne zagadnienie stanowi występowanie na Niżu kosówki w optimum klimatycznym. Znamy ją dziś z Olszewic i z Wysokiego Litewskiego, gdzie występuje w towarzystwie *Abies Fraseri*, oraz ze starego profilu Müllera i Webera spod Lüneburga, gdzie towarzyszem jej jest *Picea omorikoides*. Jeżeli zeszła ona z gór (z Karpat i Gór Kruszcowych) i szła za czołem cofającego się lądolodu krakowskiego na Niż, to trafiła tam widocznie na warunki tak korzystne, że przetrwała w tych tak oddalonych od siebie i od gór stanowiskach przez całe optimum przedostatniego interglacjału. Klimat tego okresu musiał więc być dosyć surowy, skoro kosówka nie spotykała zbyt silnej konkurencji gatunków o większych wymaganiach i mogła utrzymać się na Niżu.

Kosówka nie jest jedyną rośliną, która, towarzysząc lądolodowi na Niż środkowo-europejski, pozostała na nim przez cały interglacjał. W Lüneburgu mianowicie razem z kosówką występuje *Betula nana*; w Nowinach Żukowskich nie ma wprawdzie kosówki, ale jest brzoza z grupy *nana*. Bez względu na to, czy była to *B. nana* czy *B. humilis*, można przyjąć, że była ona wtedy reliktem zlodowacenia krakowskiego i że miała prawdopodobnie korzystniejsze warunki życia niż w ostatnim interglacjale.

Z roślin związanych dziś występowaniem z górami można by oprócz kosówki wymienić i inne, jak np. w Nowinach Żukowskich *Cotoneaster integerrima*, *Epilobium Dodonaei* i *Tortella fragilis*, a w Lüneburgu *Tortella inclinata*.

Tak więc dochodzimy do wniosku, że klimat przedostatniego interglacjału był przez cały czas dość chłodny i sprzyjał utrzymaniu się na Niżu środkowo-europejskim roślin subarktycznych i górskich. Klimat ten protegował drzewa szpilkowe, a hamował rozszerzanie się drzew liściastych bardziej ciepłolubnych.

Taki charakter klimatu i związanej z nim roślinności odróżnia doskonale interglacjał Masovien I od wyraźnie ciepłego interglacjału Masovien II, odznaczającego się wspaniałym rozwojem lasów dębowych i lipowych oraz leszczyzny w fazie optimum termicznego.

Obecny stan naszej wiedzy o klimacie i roślinności obu ostatnich interglacjałów pozwala na określenie z dużym prawdopodobieństwem wieku utworów międzylodowcowych, których sytuacja geologiczna nie jest dostatecznie jasna, o ile tylko da się z nich skonstruować diagram pyłkowy, obejmujący przynajmniej cały odcinek środkowy, odpowiadający klimatowi umiarkowanemu.

W profilach z Nowin Żukowskich zachował się, prócz okresu interglacjalnego, spory odcinek z florą glacialną pozwalający wejrzeć w charakter i rozwój roślinności żyjącej u czoła środkowo-polskiego lądolodu. Nie możemy jednak na razie porównać tej lubelskiej tundry z podobną roślinnością innych stanowisk, Nowiny Żukowskie bowiem są jedynym zbadanym stanowiskiem obejmującym obok pełnego prawie interglacjalu tak duży fragment następującego po nim glacialu.

Z Instytutu Botanicznego  
Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie

#### LITERATURA

1. Aario L. — Über die Wald- und Klimaentwicklung and der Lappländischen Eismeerküste in Petsamo. *Ann. Bot. Soc. Zool. Bot. Fennicae Vanamo*. Helsinki 1943.
2. Bertsch K. — Früchte und Samen. *Ein Bestimmungsbuch zur Pflanzenkunde der vorgeschichtlichen Zeit*. Stuttgart 1941.
3. Dokturowski W. S. — Neue Beiträge zur Flora der Inter- und Postglazialen Ablagerungen der U. S. S. R. *All Ukrainian Acad. Sci. Symposium ed. as. a. Memorial to the late Acad. P. A. Tutkowsky*. 1931.
4. Erdtman G. — An Introduction to Pollen Analysis. Waltham 1943.
5. Firbas F. — Über die Bestimmung der Walddichte und der Vegetation waldloser Gebiete mit Hilfe der Pollenanalyse. *Planta*, Bd. 22, 1934.
6. Gistl R. — Die letzte Interglazialzeit der Lüneburger Heide pollenanalytisch betrachtet. *Bot. Arch.* Bd. 21. 1928.
7. Griczuk W. P. — Rastitelnost russkoj rawniny w nizinie- i srednietwerticnoje wremia. *Geogr. Inst. Trudy*, vol. 46 Moskwa—Leningrad 1950.
8. Halicki B. — Z zagadnień stratygrafii plejstocenu na Niżu Europejskim. *Acta. Geol. Pol.* vol. 1. Warszawa 1950.
9. Heck H. L. — Zur Fossilführung der Berliner Paludinen Schichten, ihre Beschaffenheit und Verbreitung. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Bd. 82. Berlin 1930.
10. Jaroń B. — Analiza pyłkowa interglacjalu z Żydowszczyzny koło Grodna. *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 9. Kraków 1933.
11. Kac N. J., Kac S. W. — Atlas i opriedielitel plodow i siemjan w torfach i ilach. Moskwa 1946.
12. Koehne E. — Deutsche Dendrologie. Stuttgart, 1893.
13. Krause P. G., Gross H. — Das Interglazial von Angerburg nebst Bemerkungen über einige andere ostpreussische Interglaziale. *Stelle Bodenforsch. Jahrb.* Bd. 60. Berlin 1941.
14. Kulczyński St. — Torfowiska Polesia, t. II. Kraków, 1940.

15. Kumazawa M. — Pollen grain morphology in Ranunculaceae, Lardizabalaceae and Berberidaceae. *Jap. Journ. Bot.* vol. 8, No. 1. 1936.
16. Lilpop J. — Charakterystyka paleobotaniczna profilu dyluwialnego pod Koszarami, *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 11. Warszawa 1925.
17. Lilpop J. — Flora utworów międzylodowcowych w Olszewicach pod Tomaszowem Mazowieckim (profil zupełny). *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* t. 66. Kraków 1932.
18. Lüdi W. — Beitrag zur Kenntnis der Salix- und Artemisia-Pollen. *Geobot. Inst. Rübel. Ber. Jahr.* Zürich 1950.
19. Monoszon M. H. — Opisanie pyłcy widow polynej proizrastajuszczich na teritorii SSSR. *Geogr. Inst. Trudy*, vol. 45. Moskawa — Leningrad 1950.
20. Müller C., Weber C. A. — Über eine fröhdiluviale und vorglaziale Flora bei Lüneburg. *Preuss. Geol. Abh. N. F. H.* 40. Berlin 1904.
21. Passendorfer E., Lilpop J., Trela J. O utworach międzylodowcowych w Olszewicach pod Tomaszowem Mazowieckim. *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* t. 64. Kraków 1929.
22. von Post L. — The prospect for pollen analysis in the study of the earth's climatic history. *The New Phytologist*, vol. 45. No.2. 1946.
23. Selle W. — Beiträge zur Mikrostratigraphie und Paläontologie der nordwestdeutschen Interglaziale. *Stelle Bodenforsch. Jahrb.* Bd. 60. Berlin 1941.
24. Schenck C. A. — Fremdländische Wald- und Parkbäume. Berlin 1939.
25. Sobolewska M. — Interglacja w Barkowicach Mokrych pod Sulejowem *Państw. Inst. Geol. Biul.* 66. Warszawa 1952.
26. Stark P., Overbeck F. — Eine diluviale Flora von Johnsbach bei Wartha (Schlesien). *Planta*, Bd. 17. 1932.
27. Szafer Wl. — The oldest interglacial in Poland. *Acad. Pol. Sci. Lett. Bull, Intern. Ser. B.* Kraków 1931.
28. Szafer Wl. — Flora plioceńska z Krościenka n/Dunajcem. Cz. II. *Pol. Akad. Umiej. Rozpr. Wydz. Mat. Przyr.* t. 72. Dz. B, nr 2, Kraków 1947.
29. Trela J. — Analiza pykowa utworów międzylodowcowych w Olszewicach (uzupełnienie). *Pol. Akad. Umiej. Kom. Fizjogr. Sprawozd.* t. 66. Kraków 1932.
30. Weber C. A. — Über eine omorikaartige Fichte aus einer dem älteren Quartäre Sachsens angehörenden Moorbildung. *Engl. Bot. Jahrb.* Bd. 24. 1898.
31. Welten M. — Beobachtungen über den rezenten Pollenniederschlag in alpinen Vegetation. *Geobot. Inst. Rübel. Ber. Jahr.* Zürich 1950.
32. Wodehouse R. P. — Pollen grains in the identification and classification of plants. III. The Ranunculaceae. *Torrey Bot. Club, Bull.* 63. 1939.
33. Woldstedt P. — Über die stratigraphische Stellung einiger wichtiger, Interglazialbildungen. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Bd. 99. Berlin 1947.

Ядвига ДЯКОВСКАЯ

## ПЛЕЙСТОЦЕНОВАЯ РАСТИТЕЛЬНОСТЬ ИЗ НОВИН ЖУКОВСКИХ НА ЛЮБЛИНСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

(с 1 фот. и 7 фиг. в тексте)

### РЕЗЮМЕ

#### Содержание

Ботанический анализ интергляциальных озерных отложений из Новин Жуковских на Люблинской Возвышенности обнаружил, что они были осажжены частично в предпоследнем интергляциале (мазовецком I) частично во время трансгрессии центрально-польского оледенения (варшавского I).

Из интергляциала сохранились отложения: 1 — первоначального периода субарктических сосново-березовых лесов; 2 — периода умеренного климата, в котором господствовали многосортные леса, вначале с преобладанием ели, а потом пихты и граба; 3 — второго периода субарктических березово-сосновых лесов с лиственницей. Гляциал охватывает флору карликовой тундры.

К наиболее интересующим нас элементам межледниковой флоры принадлежат: *Abies Fraseri* и *Picea otorikoides*.

В местности Новины Жуковские на Люблинской Возвышенности Э. Рюле обнаружил в раскопанном колодце озерные отложения с интергляциальным характером. Вблизи колодца пробурено несколько скважин. Геологическую часть обработал Э. Рюле; настоящая же работа представляет результаты ботанических исследований. Был исследован материал из колодца, а также из скважины 4.

#### Макроскопические остатки

Из около 40 определенных видов и родов цветочной растительности (табель 1 и 2) самыми главными являются следующие.

*Abies Fraseri* Poiret. В нижних горизонтах колодца обнаружено 7 игол этого вида. Эти иглы имеют врезанные верхушки, на верхней стороне от 6 до 8 довольно коротких рядов щелей, на нижней 2 полоски, каждая от 7 до 9 рядов щелей. Смолистые каналы помещаются в паренхиме,

под оболочкой около нерва и на краях иглы выступают механические элементы (гиподерма).

Присутствие *Abies Fraseri* в интергляциале впервые установил Ст. Кульчинский (14) представляя их из межледниковых отложений в Высоком Литовском, а также обозначая как *A. Fraseri* иглы ели из Ольшевиц, где выступает она вместе с кустарником.

*Picea otorikoides* Web.; рядом с иглами *Picea excelsa* в обоих профилях из Новин выступают довольно многочисленные иглы из группы *P. ototica*. Эти иглы сплющены, имеют довольно тупые верхушки и щели только в верхней части в количестве по 5 до 6-ти рядов в полосках.

*Picea otorikoides* была представлена в Польше один раз Лильпомом (16) из интергляциальных отложений в Кошарах на Буге.

Она известна из осадков плейстоцена Ауэ (30), Геттинги и Люнебурга (20), а возможно, что она выступала и в Яновце (Ионсбах) в Силезии (26).

Из прочих видов следует отметить присутствие: *Brasenia purpurea* в нижних горизонтах колодца, *Nympha candida* и *Nuphar pumilum* во второй половине обоих профилей, *Betula nana vel humilis* в обоих профилях и *Dryas octopetala* в самых молодых горизонтах профиля 4.

Из профиля 4 были определены древесины (Г. Супневская) и мох (Бр. Шафран); из последних интересными являются находки *Tortella fragilis*.

### Анализ пыльцы

Пыльцевой анализ обоих профилей (таб. 4, 5, 6, 7) был произведен методом ацетализы Эрдтмана. Кроме деревьев обнаружены пыльцы ряда цветущих трав, а также и споры папоротников, представленных и диаграммах как NAP. Из видов папоротника важным является нахождение микроспор *Selaginella selaginoides* образующих почти непрерывную кривую в верхних слоях профиля 4, им сопутствуют споры *Licopodium selago*. Из цветущих растений поражает массовое нахождение (свыше 50%) пыльцы *Artemisia* и какого то вида *Ranunculus*, по всей вероятности из группы *Batrachium*.

Анализ соотношения кривой NAP к кривой деревьев дает возможность внести предположения в отношении лесистости или безлесности отдельных отрезков времени, в котором образовались пыльценозные осадки. Следует отметить, что первая кульминация кривой NAP (в фазе А) не указывает на безлесность отрезка этого профиля, ибо она слишком низка, вторая кульминация (фаза Е) превосходящая 100% могла бы доказать безлесность, однако присутствие в тех же слоях древесины и многочисленных игл рода *La-*

тих доказывает, что это были вернее очень редкие леса, прерванные безлесными площадями, наконец третья кульминация NAP (фаза F') несомненно является показателем безлесности.

### Фазы развития растительности

Пыльценосные осадки Новин Жуковских образовались в течение четырех климатически отличающихся друг от друга периодов, а именно это два периода субарктического климата, разделенные периодом умеренного климата, питающие многородные леса, а также арктический период, растительность которого имела тундровый характер.

Первые три периода принадлежат к интергляциалу, а последний к гляциалу.

Отсюда отчетливо видно явление ревертенции Л. фон Поста (22). Субарктические сосново-березовые леса (терминократические виды фон Поста) уступают смешанным лесам (медикратические виды) с тем, чтобы во второй половине интергляциала вернуться и вновь овладеть территорией.

В пределах упомянутых четырех климатических периодов можно выделить в диаграммах несколько фаз (фиг. 17, 18), соответствующих меньшим колебаниям климата.

Фаза А — березово-сосновая. В первоначальном отрезке господствует довольно значительный процент *Picea*, *Abies*, *Carpinus* — явление, которое не встречалось в ранних отрезках других интергляциальных профилей. Можно предполагать, что по всей вероятности здесь не сохранился весь первоначальный субарктический период, а только его младшая часть и, что в пределах этого периода произошли довольно значительные колебания климата, связанные с прошлыми поступающими движениями материкового льда во время его регрессии.

Фазы В и С охватывают отрезок интергляциала, соответствующего умеренному климату. В первой из них (В) господствующим деревом является *Picea*, рядом с которым невысокого максимума достигает *Quercetum mixtum* и *Corylus*, а несколько выше *Alnus*. Во второй фазе (С) господствует *Abies* и *Carpinus*, причем система их кривых представляется так, что между двумя верхушками кривой *Abies* совпадает кульминация кривой *Carpinus*.

Фазы D и E охватывают второй субарктический период. В обоих несомненно господствует в пыльцевых спектрах *Pinus*. Кривые деревьев имеют процесс сходственный, зато кривая NAP отчетливо делит этот период. В фазе D кривая NAP сохраняется в около 20%, что является доказательством несомненного присутствия леса. В фазе E NAP стремительно поднимается свыше 100%. Однако это не является полной безлесностью, ибо о присутствии деревьев свидетельствуют как выступающая в осадке древесина, так и многочисленные иглы *Larix*. В этой фазе появляется *Selaginella*

*selaginoides* и *Lycopodium selago*, предвещая приближение полярной границы леса. Последняя фаза F принадлежит уже к гляциалу. В пыльцевых спектрах господствуют *Betula* и *Pinus*, кривые которых многократно зазубриваются. *Salix* выступает в количестве до 24%. Кривая NAP удерживается в большинстве не свыше 100%. Кроме трав слагается еще и большое количество пыльцы *Artemisia* а также *Ranunculus*, почти постоянно выступает *Selaginella selaginoides*. *Dryas octopetala* сохранилась в осадке в виде листьев. Следовательно получаем типичную картину гундры.

Сравнение диаграмм из Новин Жуковских с рядом интергляциальных профилей центральной и северо-восточной Европы дает возможность определить возраст нашего обнажения. Межледниковые осадки из Новин Жуковских созданы в предпоследнем интергляциале (мазовецком I), вышележащие слои с флорой гундры имеют гляциальный возраст, а именно были осаждены во время трансгрессии центрально-польского оледенения (варшавского I).

Сравнение это охватывает 11 ископаемых флор с предпоследнего интергляциала — Жидовщизна (10, Вэнгоржево (13), Копысь (3), Лихвин (7), Афонасово (7), Ольшевице (17, 21, 29), Барковице Мокре (25), Берлин (9) Уммендорф (23), Люнебургер Гейде (6, 33); дает оно возможность восстановления картины изменений, каким подвергалась растительность этого периода на довольно значительной территории. Самое большое сходство с профилем из Новин Жуковских показывают, очевидно, расположенные ближе всего от них позиции, как Ольшевице, Барковице Мокре, Жидовщизна и Вэнгоржево. Однако в них отмечаются некоторые различия регионального порядка, которые, кажется, должны быть чертой более континентального характера Люблинского округа. Более континентальный климат отличается здесь преимуществом граба над елью в фазе С Новин Жуковских, тогда как более на западе и севере в этой фазе господствуют определенно ели. Вторым показателем континентального характера является более быстрое исчезновение в диаграммах второго субарктического периода (D и E) Новин Жуковских таких видов как ель и пихта, которые в Жидовщизне сопутствуют еще довольно долго в значительных количествах сосне.

Залегающие дальше от нашей позиции профили обнаруживают конечно несколько большие различия, однако во всех можно проследить характерные черты для интергляциала мазовецкого I и отличающие его от мазовецкого II.

Вольдштедт (1947) представляет следующие характерные черты предпоследнего интергляциала:

1. Почти постоянное преимущество в пыльцевых спектрах хвойных деревьев в ущерб лиственных, за исключением, конечно, березы, играющей большую роль в субарктических периодах; прочие лиственные деревья на-



ходятся на втором плане, а если выступают на первый, то только на очень непродолжительный срок.

2. Раннее появление и увеличение значения ели, кульминация которой в пыльцевых спектрах отмечается в первой половине интергляциала.

Новая позиция интергляциальных флор возраста мазовецкого из Польши и сравнение их с межледниковыми (интергляциал Лихвинско-Днепровский) из России дают возможность пополнить и расширить характеристику предпоследнего интергляциала.

На первое место выдвигается вопрос пихты. В трех местонахождениях этого возраста была обнаружена *Abies Fraseri*. Можем предполагать, что и в других местонахождениях был тот же вид, а не европейская *Abies alba*. На это указывает факт, что кривая пихты во всех диаграммах, в которых выступает этот род в обилии, аналогично сформирована, а именно характерна двумя кульминациями.

Сводка максимума кривых пихты всех упомянутых позиций дает возможность поставить предположение в отношении центра, из какого этот американский вид расширился в интергляциале и по какой дороге путешествовал.

Самый высший процент получаем в наиболее выдвинутой на север позиции, какой является Венгоржево. По направлению на восток, юг и запад проценты уменьшаются. Это кажется указывает на то, что центр выступления *Abies Fraseri* находился где-то на севере или на северо-западе от Польши, а следовательно в горах Скандинавии. Предположение это, однако, требует принятия такого образования мульды Балтики в предпоследнем интергляциале, которое бы допускало более близкий и непосредственный контакт материка Скандинавии с Польшей чем в настоящее время. И поэтому необходимо в таком случае принять предположение материкового соединения северной Европы с Америкой. Следовательно предел интергляциальной пихты ставит занимательную проблему перед палеогеографией плейстоцена.

Присутствие *Abies Fraseri*, которая в своей нынешней родине является высокогорным видом, освещает характер предпоследнего интергляциала.

Вторым, необыкновенно поразительным явлением было нахождение рядом с *Picea excelsa* другой ели из группы *P. omorica* (*Picea omorikoides* We b.). Однако трудно принять какое-либо решение о нахождении этого дерева, ибо этот вид известен до настоящего времени из одной только хорошо датированной позиции (Новины Жуковские). Все прочие его обнаружения (Кошары и Буге, Ауэ, Геттинг, Люнебург) геологически недостаточно хорошо определены, а ботанически тоже нельзя определить их возраста, вследствие отсутствия (за исключением Яновца) пыльцевых профилей. Экология этого, может быть вымершего дерева, нам неизвестна.

*Carpinus* в интергляциале мазовецком I тянется гораздо более на восток по сравнению с нынешним с тем, что на востоке его на много больше чем на западе.

*Quercetum mixtum* не обнаруживает, как целость, большого регионального дифференцирования. Единственно характерным является то, что на всей территории не выступает оно нигде в количестве превышающем 26%. Так же низкие есть максимумы *Corylus*, которых на западе несколько больше, чем на востоке. Предел бука (*Fagus*) в предпоследнем интергляциале отчетливо прерванный (Ольшевице, Берлин и Лихвин). Сопутствует он пихте и грабу, но не выступает он нигде в количестве превышающем 2%.

Если еще раз мы соберем результаты обсуждения над составом и развитием лесного покрова, мы должны подчеркнуть прежде всего продолжительность обоих субарктических периодов (преимущество терминократических видов фон Поста). Разделяющий их период умеренного климата (медиократические виды) кажется должен быть в таких профилях как Новины Жуковские и Жидовщица, а это только два полных профиля, скорее короткий. Следовательно соотношение здесь совершенно иное, чем в последнем интергляциале, где период умеренного климата более длинный, чем период субарктический. Климат умеренного периода предпоследнего интергляциала вероятно был все время холодный, на много холоднее чем в последнем интергляциале и по всей вероятности более холодный также от постгляциального оптимума климата, ибо достиг до расширения и передвижения на север деревьев с большими термическими требованиями. Вероятно он был также более влажный, на что указывает большая распространенность пихты.

В более подробном расчленении периода климатического оптимума интергляциала мазовецкого I на принципе его пыльцевых диаграмм видим следующие фазы: 1. еловую или сосново-еловую и 2. пихтово-грабовую в центральной территории, грабовую или грабово-сосново-еловую на востоке. В этой второй фазе отчетливо отмечается колебание климата в направлении его континентализации, выражающееся в диаграммах разрывом и раздвоением кривой пихты через кривую граба. Это общее явление и отмечается в значительной части упомянутых здесь профилей.

В большинстве профилей кульминация *Quercetum mixtum* и *Corylus* происходит во второй фазе (пихтово-грабовой) периода умеренного климата, или же на пограничии между еловой фазой и пихтово-грабовой; следовательно надо было бы предположить что термический оптимум этого интергляциала происходит довольно поздно, во всяком случае после кульминации ели, а может быть лишь только в пихтово-грабовом периоде.

Попытка применения к предпоследнему интергляциалу введенного Л. фон Постом деления элементов леса на виды терминократические

показывает, что как терминократические виды выступают — равным образом в мазовецком I, так и в последнем интергляциале, а частично и в постгляциале на всей рассматриваемой территории — береза и сосна с лиственницей. Господствуют здесь как виды меднократические: ель сама или с сосной, а потом на западе пихта с грабом, на востоке граб с елью и сосной. В последнем интергляциале господствующими меднократическими видами являются, как известно, элементы *Quercetum mixtum* и *Corylus*. В этом, следовательно, отношении разница между интергляциалами очень велика.

Анализ состава видов, которые сохранились в виде макроскопических остатков, приводит к подобным выводам, что касается холодного характера всего предпоследнего интергляциала.

Находящиеся в нем более термофильные виды *Brasenia*, *Aldrovanda*, *Trapa*, *Stratiotes*, *Najas marina*, *Salvinia natans* имеют сейчас в большинстве предел, достигающий довольно далеко на север. Настоящий термофильный характер имеют только открытые Сукачевым в Лихвине два вида *Euryale*.

Имеется зато ряд видов, даже в самом климатическом оптимуме предпоследнего интергляциала, которые в настоящее время концентрируются скорее на севере Европы, как например *Nuphar pumilum*, *Nymphaea candida*, *Calla palustris*, *Andromeda polifolia*. Подобным образом на холодный характер климата указывает удержание за весь период интергляциала на низменности *Pinus montana* (Ольшевице, Высокое Литовское, Люнебург) и *Betula nana* (или же может быть и *B. humilis*) в Новинах Жуковских и Люнебурге.

Из прочих, в настоящее время вернее горных растений можно назвать *Cotoneaster integerrima*, *Epilobium Dodonaei*, *Tortella fragilis* в Новинах Жуковских, и *Tortella inclinata* в Люнебурге.

Холодный климат и связанное с ним характерное развитие растительности прекрасно отличает интергляциал мазовецкий I от теплого мазовецкого II, отличающегося замечательным развитием дубовых и липовых лесов, а также *Corylus* в фазе термичного оптимума.

Современное состояние науки о климате и растительности обоих последних интергляциалов разрешает определить с большим правдоподобием возраст межледниковых отложений, насколько можно из них построить пыльцевую диаграмму, охватывающую по крайней мере весь центральный участок соответствующий умеренному климату.

В профилях из Новин Жуковских сохранился довольно большой участок с арктической флорой. Однако мы не можем пока сравнивать эту тундру из

окрестностей Люблина с растительностью того же возраста из других позиций, ибо Новины Жуковские являются единственной до настоящего времени позицией, в которой сохранился такой участок гляциала варшавского

Ботанический Институт  
Ягеллонского Университета, Краков.

Jadwiga DYAKOWSKA

PLEISTOCENE FLORA OF NOWINY ŻUKOWSKIE ON THE LUBLIN  
UPLAND

(with 1 phot. and 7 fig. in the text)

SUMMARY

Abstract

The botanical analysis of interglacial lacustrine sediments from Nowiny Żukowskie on the Lublin Upland has shown that they had been composed partly in the penultimate interglacial (Masovien I = Mindel-Riss) and partly during the transgression of the middle-Polish glaciation (Varsovien I = Riss). What was left of the interglacial is: 1. the initial phase of subarctic pine-birch forests; 2. the period of moderate climate in which prevailed forests consisting of many species, at first predominated by the spruce and subsequently by the fir-tree and hornbeam; 3. the second phase of subarctic pine-birch forests with larch. The glacial comprises a flora of low-shrub tundra.

Among the components of the new interglacial flora the most interesting are: *Abies Fraseri* and *Picea omorikoides*.

In a locality called Nowiny Żukowskie, situated on the Lublin Upland, dr E. Rühle found, in a dug well, lacustrine deposits of interglacial character. Several drillings were carried out in the vicinity of the said well. The geological side of the find was worked out by dr E. Rühle; this paper shows the result of botanical research thereof. It was the material taken from the well and from bore-hole 4 that was investigated.

Macroscopical remnants

Among some forty determined species and genera (tab. 1, 2) of flowering plants the most important are the following ones:

*Abies Fraseri* Poir et. Seven needles of this species were found in the lower parts of the well. The needles have incised tips, 6—8 fairly short rows of stomata on their up side and 7—9 rows of such stomata on their down side. The resin channels are placed in the parenchyme; under the epidermis, close to the nerve and at the edges of the needle occur mechanical elements (hypoderma).

The presence of *Abies Fraseri* in the interglacial was first ascertained by St. Kulczyński (14) in interglacial deposits at Wysokie Litewskie. He also determined the needles of *A. Fraseri* from Olszewice (17), where they were found together with cones of mountain pine.

*Picea omorikoides* Web. Beside the needles of *Picea excelsa*, fairly numerous needles of another spruce of the group *Picea omorica* occur in both profiles investigated at Nowiny Żukowskie. These needles are flattened, have rather obtuse tips and stomata only on the up side, arranged in 5—6 rows in a streak.

*Picea omorikoides* was once recorded in Poland by J. Lilpop (16); it was reported from interglacial deposits at Koszary on the Bug. It is known from the Pleistocene sediments of Aue (30), Hötting and Lüneburg (20), and it possibly occurred also at Janowiec (Johnsbach) in Silesia (26).

Among other species we should mention here: the presence of *Brasenia purpurea*; *Nymphaea candida* and *Nuphar pumilum* in the second half of both profiles; *Betula nana* vel *humilis* in both entire profiles, as well as *Dryas octopetala* in the youngest horizons of profile 4.

In profile 4 were identified timbers (H. Supniewska) and mosses (Br. Szafrań); as regards the latter, the discovery of *Tortella fragilis* is of much interest.

### Pollen analysis

The pollen analysis in both profiles (tab. 4, 5, 6, 7) was conducted with the application of the Erdtmann acetolysis method. Beside the trees, the pollen of a range of herbaceous flowering plants and the spores of *Pteridophyta* were found and classified together in diagrams as NAP. As regards the *Pteridophyta*, very important is the occurrence of microspores of *Selaginella selaginoides* forming a practically continuous curve in the upper layers of profile 4; they are accompanied by the spores of *Lycopodium selago*. Among the flowering plants the mass occurrence (over 50%) of the pollen of *Artemisia* is quite striking, as well as that of a non-identified species of *Ranunculus*, most probably of the *Batrachium* group.

The analysis of the relation between the NAP curve and that of trees permits to draw certain conclusions as to the afforestation or the lack of forest in particular periods of time when the pollen sediments were being formed. It should be stated that the first maximum of the NAP curve (in phase A) does not point at the treelessness of this part of the profile, since it is too low; the second culmination (phase E) exceeding 100% could be an evidence of treelessness. The presence of timber

and of numerous needles of the *Larix* genus in the same layers, however, shows that it must have been rather an intense thinning of the forest interrupted by treeless spaces; eventually, the third maximum of NAP (phase F) is doubtless an evidence of lack forests.

### Phases of development of the flora

The pollen bearing sediments at Nowiny Żukowskie were formed during four periods distinctly differing from one another climatically, viz: two periods of subarctic climate separated by a period of moderate climate favouring mixed forests, and an arctic period whose flora had a specific tundra character. The first three periods formed the interglacial, whereas the last one already belongs to the glacial.

Thus the phenomenon of L. von Post's reversion (22) is extremely well visible there. Subarctic pine-birch forests (L. von Post's terminocratic species) give way to mixed forests (mediocratic species); in the latter half of the interglacial, however, they return and overrun the area anew.

Within the four mentioned climatic periods several phases corresponding to lesser climate oscillations can be distinguished in diagrams.

Phase A — birch-pine. The initial sector is predominated by the pine, the latter by the birch. In the first part of this phase the pine is accompanied by a rather considerable percentage of *Picea*, *Abies* and *Carpinus* — a phenomenon not encountered in the early sectors of other interglacial profiles. It suggests that it is not the whole initial subarctic period that has been preserved there but solely its younger part, and that within the duration of that period fairly considerable oscillations of climate took place in connexion with the increasing regressive movements of the inland ice during its regression.

Phases B and C comprise the sector of interglacial corresponding to the moderate climate. In the former (B) the predominant tree was *Picea*, beside which *Quercetum mixtum* and *Corylus* attain not too high maxima, and *Alnus* somewhat higher ones. In the latter (C) predominate *Abies* and *Carpinus*; the disposition of their curves appears as follows: between the two peaks of the *Abies* curve falls the culmination of the *Carpinus* curve.

Phases D and E comprise the second subarctic period. In pollen spectra both are definitely predominated by *Pinus*. The tree curves are not much broken, while the NAP curve distinctly divides this period: in phase D it keeps at about 20% which is an undoubted evidence of the presence of forests in the region; in phase E the NAP curve rises suddenly to over 100%. This, however, does not mean complete treeless-

ness, the presence of trees being evidenced by both the timber occurring in the sediment and numerous needles of *Larix*. In this phase appear *Selaginella selaginoides* and *Lycopodium selago* heralding the approach of the polar forest limit.

The last phase F belongs already to the glacial. The pollen spectra are predominated by *Betula* and *Pinus* whose curves overlap each other many a time. *Salix* occurs in a quantity up to 24%. The NAP curve remains, in general, above 100%. Besides grasses, it is composed of large quantities of the pollen of *Artemisia* and *Ranunculus*; the spores of *Selaginella selaginoides* occur almost everywhere. *Dryas octopetala* has survived in the sediment in the form of leaflets. Thus we have to do with a typical low-shrub tundra.

The correlation of diagrams from Nowiny Żukowskie and of a number of interglacial profiles of Central and North-East Europe allows us to determine the age of our finds. The interglacial sediments of Nowiny Żukowskie came into existence in the penultimate interglacial (Masovien I — Mindel-Riss); the overlying layers with a tundra flora are of the glacial age, as they were deposited during the transgression of the central Polish glaciation (Varsovien I — Riss).

This correlation including eleven fossil floras of the penultimate interglacial — Żydowszczyzna (10), Węgorzewo (13), Kopyś (7), Lichwin (7), Afonasowo (7), Olszewice (17, 21, 29), Barkowice Mokre (25), Berlin (9), Ummendorf (23), Lüneburger Heide (6,33) — renders it possible to reproduce the picture of the changes undergone during that period by the flora on quite a considerable area. As a matter of course, the profiles from Nowiny Żukowskie show the greatest resemblance with the most closely situated posts, viz: Olszewice, Barkowice Mokre, Żydowszczyzna and Węgorzewo. Certain differences of regional nature seem, however, to prove the fact that the Lublin region is of a more continental character. The more continental features of the climate are accentuated by the fact that in phase C of Nowiny Żukowskie the fir-tree was considerably outnumbered by the hornbeam, whereas during the same phase the areas situated more to the west and north were definitely predominated by the fir-tree. Another indicator of the continental nature of the climate is a quicker disappearance, in the second subarctic period (D and E) of diagrams of the Nowiny Żukowskie of such species as the spruce and fir which, at Żydowszczyzna, continue to occur, together with the pine, in higher percentage for quite a long time.

The profiles situated at a greater distance from the place under investigation naturally show somewhat greater differences, certain features, however, characteristic for the Masovien I interglacial and



making it differ from that of Masovien II (— Riss-Würm), can be traced in all of them.

Woldstedt (33) quotes the following characteristic of the penultimate interglacial:

1. A practically constant supremacy of conifers in pollen spectra, to the disadvantage of foliaceous trees, except, naturally, for the birch which played an important role in subarctic periods; other foliaceous trees remain in the background and it was but for brief lapses of time that they happened to gain in number.

2. The early occurrence and gaining in importance of the spruce whose maximum in pollen spectra appears in the first half of the interglacial.

The new facts gained from interglacial floras of the Masovien I age and their correlation with the contemporaneous interglacial deposits from Russia (Lichwin — Dniepr interglacial) permit to complete somewhat and widen this conception of the penultimate interglacial.

The fir-tree problem becomes of utmost importance. *Abies Fraseri* was discovered four times in sediments of this age. We have therefore the right to presume that it was the same species, and not the European *Abies alba*, that was found in other posts. It is pointed at by the fact that in all the diagrams in which the fir-tree occurs more abundantly the curve of this genus is shaped likewise, viz: it is characteristically doublepeaked.

The correlation of the maxima of the curves of the fir-tree from all the said localities allows to deduce a hypothesis as to the original place and as to the routes on which this American species wandered during the interglacial. We find the highest percentage in the northernmost observation post, viz: Węgorzewo. In the direction east, south and west the percentage abates. It seems to indicate that the centre of occurrence of *Abies Fraseri* was situated somewhere north, or north-west, of Poland, i. e. probably in the mountains of Scandinavia. Such a hypothesis, however, requires the assumption of a relief of the Baltic basin, in the penultimate interglacial, that could have admitted a closer and more immediate land contact between Scandinavia and Poland than the present. In this case the assumption of a land contact between north Europe and America is indispensable as well. Thus the reach of the interglacial fir-tree presents the palaeogeography of the Pleistocene with an interesting question.

The presence of *Abies Fraseri* which, in its present place of occurrence, is a high-mountain species, throws light upon the character of the climate of the penultimate interglacial.

Another extraordinary phenomenon is the occurrence, beside *Picea excelsa*, of another spruce of the *Picea omorica* group (*Picea omorikoides* Web.). At this moment, however, it is difficult to conclude anything from the occurrence of this tree, since this species has so far been known from only one exactly dated place (Nowiny Żukowskie). All the other statements regarding its occurrence (Koszary on the Bug, Aue, Hötting, Lüneburg) are neither adequately geologically defined nor can their age be determined botanically for want of pollen profiles, except for Janowiec). We also ignore completely the ecology of this, maybe extinct, tree.

In the Masovien I interglacial the reach of *Carpinus* extended far more to the east than it does at present; in the east, however, its occurrence is much frequenter than in the west. *Quercetum mixtum*, as a whole, does not show any greater regional differentiation. What is peculiar is only the fact that on the total area it does not occur in a quantity exceeding 26%. Similarly low are maxima of *Corylus*, somewhat more abundant in the west than in the east. The reach of the beech (*Fagus*) is distinctly split in the penultimate interglacial (Olszewice — Berlin and Lichwin). It accompanies the fir-tree and the hornbeam, but nowhere does its occurrence exceed 2%.

If we gather once more the results of the considerations concerning the composition and development of the forest flora we must, first of all, point out the long duration of both subarctic periods (supremacy of von Post's terminocratic species). The period of moderate climate (mediocratic species) dividing them appears to be rather brief in profiles such as Nowiny Żukowskie and Żydowszczyzna, and these two profiles are the only complete ones. Thus is the relation entirely different from that in the last interglacial, when the period of moderate climate is longer than the subarctic periods. The climate of the moderate period of the penultimate interglacial must have been continually cool, by far cooler than in the last interglacial and probably also cooler than the climate of the postglacial optimum as it did not permit the expansion of trees with greater thermal demands and their moving northwards. It was also probably more humid as it is suggested by the wide expansion of the fir-tree.

In a more detailed dissection of the period of the climatic optimum the Masovien I interglacial we can see, basing upon its pollen diagrams, the following phases: 1. of the spruce or of pine-spruce and 2. of the fir-hornbeam in the central area and of the hornbeam-pine-spruce in the east. In the latter phase an oscillation of the climate towards its continentalization can be perceived; in diagrams it appears as a double

peaked curve of the fire-tree broken by the hornbeam curve. This phenomenon is general and perceivable in a considerable part of above mentioned profiles.

In the majority of profiles the maximum of *Quercetum mixtum* and of the hazel-tree falls either in the second (fir-hornbeam) phase of the moderate period or on the verge between the spruce phase and the fir-hornbeam phase; it should therefore be presumed that the thermal optimum of this interglacial occurred fairly late, anyway later than the culmination of the spruce, maybe as late as the fir-hornbeam period.

The tentative application to the penultimate interglacial of the division of forest components into terminocratic and mediocratic species, introduced by L. von Post, shows that it is the birch, as well as the pine with larch, that represent the terminocratic species on the whole area concerned at the time of Masovien I and the last interglacial, as well, as, partially at the time of the postglacial. As mediocratic species the spruce, alone or accompanied by the pine, and after it the fir with the hornbeam in the west and the hornbeam with the spruce and the pine in the east predominate there. In the last interglacial the predominating mediocratic species are, as we know: *Quercetum mixtum* and the hazel-tree. In this respect there is therefore an enormous difference between the interglacials.

The analysis of the composition of species which have been preserved in the form of macroscopic remains ends with similar conclusions as to the cool character of the whole penultimate interglacial. The more thermophile species occurring in it (*Brasenia*, *Aldrovanda*, *Trapa*, *Stratiotes*, *Najas marina*, *Salvinia natans*) have at present, in the general way, their reaches extending rather far to the north. Only two species of *Euryale* discovered by Sukaczew at Lichwin have a really thermophile character.

There is, however, even in the climatic very optimum of the penultimate interglacial, a number of species which to-day are assembled rather in the north of Europe; they are as follows: *Nuphar pumilum*, *Nymphaea candida*, *Calla palustris*, *Andromeda polifolia*.

The cool character of the climate is similarly indicated by the existence of the mountain pine (*Pinus montana*) at Olszewice, Wysokie Litewskie and Lüneburg in the lowland, and of *Betula nana* (possibly also *B. humilis* at Nowiny Żukowskie and Lüneburg during the whole interglacial period. Among other plants whose character is rather mountainous at present *Cotoneaster integerrima*, *Epilobium Dodonaei*

and *Tortella fragilis* at Nowiny Żukowskie and *Tortella inclinata* at Lüneburg could be mentioned.

The cool climate and, connected with it, the characteristic development of flora make a clear difference between Masovien I and obviously warm Masovien II. This last one can be characterised by the magnificent development of oak and lime-tree and of the hazel-tree in the phase of the thermal optimum.

In its present stage our knowledge of the climate and flora of both last interglacials renders it possible to determine very approximately the age of interglacial deposits, provided that the pollen diagram comprising at least the total middle sector corresponding to the moderate climate can be reproduced from them.

In the Nowiny Żukowskie profile a considerable sector including arctic flora has been preserved. For the time being, however, we cannot compare this tundra from the environs of Lublin with the contemporaneous flora from other places because Nowiny Żukowskie have so far been the unique locality where such a large fragment of the Varsovien I glacial was preserved.

*The Botanical Institute  
of the Jagellonian University, Cracow*



Irena JURKIEWICZOWA

## INTERGLACJAŁ SZCZERCOWA I DZBANEK KOŚCIUSZKOWSKICH W ŚWIETLE NOWYCH DANYCH GEOLOGICZNYCH

(z 2 tabl. i 1 fig. w tekście)

### Streszczenie

Ważna pozycja stratygraficzna interglacjału w Dzbankach Kościuszkowskich i Szczercowie nie była dotychczas dobrze określona w profilu czwartorzędu. Badania przeprowadzone przez Grupę Niżu Polskiego Państwowego Instytutu Geologicznego w 1949 r. dały podstawy do bardziej ścisłego ustalenia stratygrafii.

Profil czwartorzędu składa się z trzech poziomów morenowych i z trzech serii interglacjalnych.

Najstarszym elementem w opisanym profilu jest warstwa żwirów lokalnych, prawdopodobnie preglacjalnych. Na nich leży najniższy poziom glacialny zlodowacenia Cracovien. Powyżej znajduje się potężna seria, mająca 19,2 m miąższości i odpowiadająca interglacjałom Barkowic Mokrych i Nowin Żukowskich, a więc będąca wieku Masovien I. Ponad nią leżą utwory głównej fazy zlodowacenia środkowopolskiego — Varsovien Ia. Powyżej tego poziomu leży właściwa seria interglacjalna Szczercowa i Dzbanek Kościuszkowskich, którą — ponieważ leży ona na utworach głównej fazy zlodowacenia środkowopolskiego, Varsovien Ia — nazywam Varsovien IIa. W stropie profilu leżą utwory glacialne w postaci niewątpliwej moreny lub jej rezyduów. Należą one do „zlodowacenia“ Warty odpowiadającego ponownemu wzniesieniu zlodowacenia środkowopolskiego, które nazywam Varsovien Ib.

### WSTĘP

Wśród badaczy plejstocenu Polski przyjął się pogląd na istnienie czterech zlodowaceń, a mianowicie: bałtyckiego (Varsovien II), środkowopolskiego (Varsovien I), południowo-polskiego czy karpackiego (Cracovien), i wreszcie zachowanego w szczątkach, prawdopodobnie najstarszego glacialu.

Pozycja stratygraficzna interglacjału Dzbanek Kościuszkowskich i Szczercowa nie była dotychczas przekonywająco pewna. Umieszczano go bądź między zlodowaczeniami południowo-polskim a środkowopolskim (między Cracovien a Varsovien I), bądź też między środkowopolskim a bałtyckim (między Varsovien I a Varsovien II).

Wi. Szafer (18), opierając się na obserwacjach J. Premika (10) rozwija pogląd, że omawiany interglacjał znajduje się poniżej moreny zlodowacenia środkowo-polskiego, z którym synchronizuje zlodowacenie Warty. Tegoż samego dowodzą w swych pracach J. Premik (9, 10, 11, 12) i K. Piech (7, 8) na podstawie profilu geologicznego i ogólnych rozważań. Mianowicie, interglacjał w Szelażu pod Poznaniem znajduje się między poziomami morenowymi zlodowaceń środkowo-polskiego a bałtyckiego. Analogicznego wieku jest interglacjał Żoliborza, nie przykryty gliną zwałową. Wynika z tego, że glina zwałowa zlodowacenia młodszego od środkowo-polskiego znajduje się dopiero na północ od Warszawy. A więc zlodowacenia Warty nie można traktować jako równoczesnego ze zlodowaceniem bałtyckim, lecz jako starsze czyli środkowo-polskie. W rezultacie K. Piech (8) wiąże interglacjał Szczercowa i Dzbanek Kościuszkowskich z interglacjałami w Barkowicach Mokrych, Olszewicach i Bednie, uważając go za interglacjał znajdujący się między poziomami morenowymi, należącymi do zlodowaceń środkowo-polskiego i południowo-polskiego (Masovien I).

W ostatniej pracy P. Woldstedt (24) wskazuje na niezgodności między diagramami pyłkowymi interglacjałów Olszewic z jednej strony a Dzbanek Kościuszkowskich i Szczercowa z drugiej. Ponieważ pozycja stratygraficzna interglacjału w Olszewicach między zlodowaceniem Cracovien a Varsovien I nie ulega dlań wątpliwości, wysuwa więc koncepcję, że interglacjał Szczercowa i Dzbanek Kościuszkowskich znajduje się powyżej, mianowicie między Varsovien I i Varsovien II i w konsekwencji paralelizuje go z interglacjałem Żoliborza. Autor ten następnie przypuszcza, że utwory przykrywające interglacjał Szczercowa i Dzbanek Kościuszkowskich nie są osadem lodowcowym lecz wodnym, powstałym na przedpolu zlodowacenia Varsovien II.

Problemem tym interesuje się również B. Halicki (1). Interglacjał ten jest dla niego jedną z podstaw podziału stratygraficznego plejstocenu Polski. Umieszcza go w zupełnie innej sytuacji geologicznej niż Woldstedt (24), mianowicie poniżej interglacjału w Olszewicach ale nad moreną zlodowacenia Cracovien. Wprowadza bowiem między zlodowaczeniami środkowo-polskim (Varsovien I) a karpackim (Cracovien) jeszcze jedno zlodowacenie, tzw. zlodowacenie III południowej Polski. W rezultacie omawiany interglacjał znajduje się między zlodowaceniem III południowej Polski a zlodowacenie II karpackim, które autor synchronizuje z Cracovien, interglacjał zaś Olszewic leży powyżej, między morenami zlodowacenia III południowej Polski a IV środkowo-polskim.

Interglacjał Szczercowa i Dzbanek Kościuszkowskich stanowi jeden z najlepiej zbadanych pod względem paleobotanicznym, dając kom-

pletny obraz zmian florystycznych i klimatycznych. Wobec tego jest jednym z podstawowych punktów dla stratygrafii plejstocenu środkowej Polski. Wyjaśnienie pozycji stratygraficznej tegoż interglacjału było jednym z problemów badań Grupy Niżu Państwowego Instytutu Geologicznego. I dlatego Instytut ten wykonał tu dwie linie wierceń po 4 otwory. Jedna biegnie przez miasteczko Szczerców, druga przez wieś Dzbanek Kościuszki<sup>1</sup>, w odległości około 750 m na zachód od pierwszej (fig. 20).

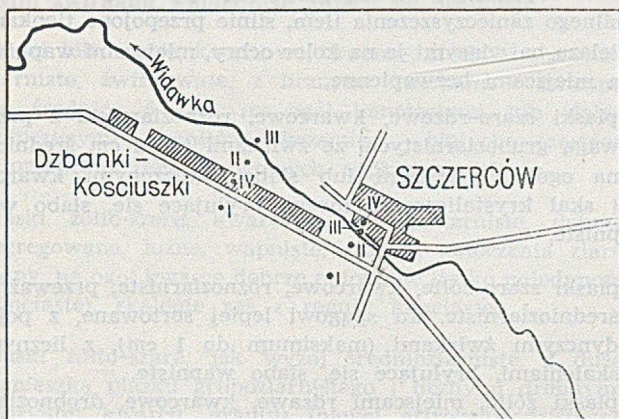


Fig. 20

Szkic sytuacyjny wierceń w Szczercowie i Dzbankach Kościuszkowskich

#### OPIS PROFILI

DZBANKI KOŚCIUSZKOWSKIE (tabl. II)

O t w ó r n r I (lewy brzeg Widawki)

Współrzędne 76 17 i 89 50. Wysokość n. p. m. 169,0 m

Głębokość	Opis utworów	U w a g i
0,00— 0,50 m	piaski ciemnoszare, kwarcowe, zanieczyszczone szczątkami roślinnymi (gleba),	Utwory powstałe z przemycia gliny zwałowej przy równoczesnym niszczeniu warstw starszych
0,50— 1,00 „	piaski żółte, rdzawo-żółte, kwarcowe, różnoziarniste, głównie średnioziarniste ze żwirkami i żwirami (do średnicy 4 cm), bezwapienne, słabo brylujące się,	
1,00— 1,50 „	piaski rdzawe, różnoziarniste, silnie brylujące się, z porwakami iłłow wstęgowych i szarych mułków, z pojedynczymi żwirkami i żwirami kwarcu oraz skał krystalicznych, bezwapienne,	

<sup>1</sup> W literaturze naukowej przyjęta jest nazwa „Dzbanek Kościuszkowski“, której użyto również w niniejszym artykule; mapy W. I. G. natomiast podają nazwę wsi, o której mowa, w brzmieniu „Dzbanek-Kościuszki“.



1,05— 2,50 m	gлина zwałowa, żółto-szara, miejscami rdzawa, piaszczysta z drobnymi żwirkami kwarcu i skał krystalicznych, bezwapienna,	Gлина zwałowa
2,50— 3,00 „	gлина zwałowa szaro-brunatna, mniej piaszczysta, silnie wapnista, wśród żwirów obok skał krystalicznych występują liczne otoczaki wapieni prawdopodobnie jurajskich,	
3,00— 3,50 „	piaski kwarcowe, różnoziarniste, z licznymi żwirkami skał krystalicznych i wapieni, brylujące się na skutek silnego zanieczyszczenia ilem, silnie przepojone tlenkami żelaza barwiącymi je na kolor ochry, miejscami wapniste a miejscami bezwapienne,	Osady wód szyb- ko płyną- cych
3,50— 4,00 „	piaski szaro-rdzawe, kwarcowe, różnoziarniste z przewagą gruboziarnistych, ze żwirkami (do 2 cm średnicy) na ogół kanciastymi lub słabo obtoczonymi kwarcu i skał krystalicznych, mocno brylujące się, słabo wapniste,	
4,00— 5,00 „	piaski szaro-żółte, kwarcowe, różnoziarniste, przeważnie średnioziarniste, ku spągowi lepiej sortowane, z pojedynczymi żwirkami (maksimum do 1 cm), z licznymi skaleniami, brylujące się, słabo wapniste,	Utwory spokojnej akumula- cji wod- nej
5,00— 7,00 „	piaski żółte, miejscami rdzawe, kwarcowe, drobnoziarniste, na ogół dobrze segregowane, z pojedynczymi żwirkami (do 2 cm, tylko jeden okaz krzemienia o średnicy 3 cm) kwarcu, skał krystalicznych, z licznymi skaleniami, z bardzo rzadkimi ziarnami glaukonitu, z licznymi drobnymi szczątkami roślinnymi, z pojedynczymi blaszkami miki, brylujące się, słabo wapniste,	
7,00— 9,50 „	piaski żółto-szare, kwarcowe, różnoziarniste, przeważnie drobno- i średnioziarniste, przy czym ilość piasku średnioziarnistego ku spągowi wzrasta. W piasku tym występują tylko pojedyncze większe ziarna (do 1 mm) kwarcu, skalenia, glaukonitu (zauważono 2 ziarna), piaski te brylują się i są wapniste,	
9,50—10,00 „	mulki szaro-żółte, drobnowarstwowane w typie warw, silnie wapniste,	Utwory klastycz- ne zbior- nika wo- dnego
10,00—10,50 „	piaski żółto-szare, kwarcowe, różnoziarniste z przewagą średnioziarnistych, z pojedynczymi żwirkami (do 1 cm) kwarcu i skał krystalicznych, najczęściej kanciastymi, słabo obtoczonymi, z okruchami szczątków roślinnych, silnie brylujące się, wapniste,	Osady wodne żywszej sedymen- tacji
10,50—11,50 „	piaski żółto-szare, kwarcowe, średnioziarniste, ku spągowi gorzej segregowane, z pojedynczymi ziarnami większymi (do średnicy 4 mm) kwarcu, granitu, skaleni,	

	wapniste, brylujące się; obok ziarn dobrze obtoczonych występują ziarna kanciaste, słabo obtoczone,	
11,50—12,50	m piaski żółto-szare, kwarcowe, różnoziarniste, brylujące się, wapniste, z pojedynczymi skaleniami,	Osady wodne
12,50—14,50	„ piaski żółto-szare, kwarcowe, różnoziarniste, z pojedynczymi ziarnami piasku gruboziarnistego, także z drobnymi żwirikami (do 1 cm) kwarcu, skał krystalicznych północnych, kanciastych, słabo obtoczonych, z obtoczonymi żwirikami wapieni, brylujące się, wapniste,	żywszej sedymentacji
14,50—16,00	„ piaski żółto-szare, kwarcowe, drobno-, średnio- i gruboziarniste, żwirikowate, z licznymi żwirikami i żwirami (do średnicy 6 cm), na ogół kanciastymi lub słabo obtoczonymi granitów, krzemieni, białych czertów, z toczęncami ilów warwowych, sypkie, wapniste,	Osady szybko płynących wód
16,00—16,50	„ piaski żółto-szare, kwarcowe, średnioziarniste, dobrze segregowane, luźne, wapniste, stopień obtoczenia ziarn różny, na ogół kwarcie dobrze obtoczone (tylko pojedyncze kanciaste), skalenie zaś z reguły kanciaste,	Utwory wód spokojnie płynących
16,50—17,50	„ piaski żółto-szare, jak wyżej średnioziarniste, z dużą domieszką piasku gruboziarnistego i licznymi drobnymi żwirikami kwarcu, granitu (nawet ostrokrawędzistego), brylujące się, wapniste, z nielicznymi szczątkami roślin,	
17,50—18,00	„ piaski jak wyżej różnoziarniste, z pojedynczymi żwirikami (maksimum do 1 cm średnicy) granitów, skaleni z reguły kanciastych, obtoczonych lub nawet ostrokrawędzistych i kwarców przeważnie dobrze obtoczonych,	Utwory wód szybciej płynących
18,00—19,50	„ piaski szaro-żółte, kwarcowe, średnioziarniste, dobrze segregowane, z bardzo rzadkimi ziarnami większymi (do 1 mm), słabo brylujące się, wapniste,	
19,50—20,50	„ piaski szaro-żółte, kwarcowe, różnoziarniste, z rzadkimi ziarnami do 2 mm, z toczęncami ilów wstęgowych, silnie brylujące się, wapniste,	Utwory wód spokojnie płynących
20,50—21,50	„ mułki warstwowe o charakterze wstęgowym, popielate przewarstwiające się z ciemniejszymi, miejscami zaś z typowymi ilami wstęgowymi barwy czekoladowej z rozszanymi drobnymi blaszkami miki, wapniste,	
21,50—22,00	„ piaski drobnoziarniste z pojedynczymi ziarnami do 2 mm, przewarstwiające się z wyżej opisanymi mułkami i typowymi ilami wstęgowymi,	Osady klastyczne zbiornika wodnego
22,00—22,50	„ mułki popielate, warstwowane, przewarstwiające się z typowymi ilami wstęgowymi, wapniste,	
22,50—24,50	„ mułki jaśniej i ciemniej popielate, warstwowane analogicznie jak ily wstęgowe, przewarstwiające się z typowymi ilami wstęgowymi czekoladowej barwy, wapniste, z blaszkami miki,	

24,50—25,00	m	mulki jak wyżej bez wtrąceń ilów wstęgowych,	Osady klastyczne zbiornika wodnego
25,00—29,00	„	mulki jasne i ciemniejsze popielate, warstwowane analogicznie do ilów wstęgowych, z licznymi warstwkami typowych ilów wstęgowych, wapniste,	
29,00—29,50	„	mulki ciemne, szaro-brązowe z dużą domieszką piasku różnoziarnistego, ze żwirami i głazikami do 8 cm (utwór ten przypomina glinę zwałową), wapniste,	Mycie moreny?
29,50—30,00	„	mulki (szorstkie w dotyku) z pojedynczymi żwirami (do 2 cm średnicy), wapniste,	
30,00—31,50	„	mulki żółto-szare, przewarstwiające się z piaskami drobnoziarnistymi, z pojedynczymi ziarnami piasku gruboziarnistego a nawet ze żwirkami (do średnicy 1 cm) z tocząciami ilów wstęgowych, silnie brylujące się, wapniste, (utwór ten przypomina glinę zwałową),	
31,50—35,00	„	glina zwałowa ciemnoszaro-brunatna, silnie ilasta, z drobnymi licznymi żwirkami kwarcu i skał krystalicznych, z bardzo rzadkimi — marglu kredowego, bardzo wapnista,	Utwory morenowe
35,00—37,50	„	glina zwałowa słabo warstwowana, uboższa w żwirki, bardzo wapnista,	
37,50—45,00	„	glina zwałowa ciemnoszaro-brunatna, silnie ilasta, z licznymi żwirkami, okruchami i głazikami skał krystalicznych, z rzadkimi okruchami marglu kredowego, z ułamkami drewna trzeciorzędowego i ze szczątkami roślin, wapnista.	

## DZBANKI KOŚCIUSZKOWSKIE

O t w ó r nr II (lewy brzeg Widawki)

Współrzędne 76 22 i 89 16. Wysokość n. p. m. 167,0 m

Głębokość	Opis utworów	U w a g i
0,90— 0,30	m piaski szaro-rdzawe, kwarcowe, różnoziarniste, przeważnie średnioziarniste, przepojone tlenkami żelaza (gleba),	Piaski rzeczne
0,30— 1,50	„ piaski żółte, różnoziarniste, silnie brylujące się, z porwakami siwych mulków,	
1,50— 2,30	„ mulki siwo-rdzawe, z drobnymi blaszkami miki, bezwapienne,	Osady klastyczne zbiornika wodnego
2,30— 2,50	„ mulki ciemne, szaro-brązowe, warstwowane, przechodzące w typowe ility wstęgowe,	
2,50— 4,00	„ torf sprasowany, utworzony głównie przez mchy, z licznymi ułamkami drewna,	Utwory organiczne zbiornika wodnego
4,00— 5,00	„ gytia czekoladowo-brunatna, z masą drobnego i grubego detrytusu roślinnego,	
5,00— 5,50	„ gytia czekoladowo-brunatna, silnie sprasowana, łupkowata,	
5,50— 5,70	„ muł błotny z drobnymi szczątkami roślinnymi, przechodzący w mulki warstwowane ciemnoszare z licznymi drobnymi blaszkami lyszczyków,	

5,70— 6,50 m	mułki jasnoszare, drobnoziarniste, warstwowane, przewarstwiające się z ciemniejszymi cienkimi wkładkami piasku drobnoziarnistego, silnie sklejonego,	Osady klastyczne zbiornika wodnego
6,50— 7,30 „	mułki jasnoszare, warstwowane, przewarstwiające się z typowymi ilami wstęgowymi, wapniste,	
7,30— 9,50 „	piaski szaro-żółte kwarcowe, drobnoziarniste, pylaste, dobrze segregowane przechodzące miejscami w mułki z licznymi blaszkami miki i drobnymi szczątkami roślinnymi, wapniste,	
9,50—11,50 „	mułki jaśniejsze i ciemniejsze szare, warstwowane o charakterze wstęgowym, przewarstwiające się miejscami z typowymi utworami wstęgowymi, wapniste,	
11,50—12,50 „	na tej przestrzeni większe wahania w wielkości średnicy ziarn sedymentu, mianowicie mułki jak wyżej (jedwabiste w dotyku) przewarstwiają się nie tylko z typowymi ilami wstęgowymi, ale również z piaskami drobnoziarnistymi, pylastymi, dobrze segregowanymi,	
12,50—12,60 „	piaski żółto-szare, kwarcowe, różnoziarniste, przeważnie drobno- i średnioziarniste, z licznymi żwirkami i żwirami (do 4 cm średnicy), najczęściej kanciastymi granitów, kwarcytu, kwarcu, krzemieni, i wapieni, z tocząciami mułków, wapniste,	Utwory segregowane przez szybko płynące wody
12,60—16,00 „	głina zwałowa, ciemnoszara, silnie ilasta, z licznymi, ale drobnymi żwirkami zarówno obtoczonymi jak i ostrokrawędzistymi skał krystalicznych północnego pochodzenia oraz ze żwirkami i głazikami (do 5 cm) skał lokalnych jak marglu kredowego, krzemieni, z blaszkami miki, wapnista,	Utwory morenowe
15,00—16,50 „	głina zwałowa jak wyżej, ciemna, szaro-brązowa, bardziej piaszczysta, z rozartymi szczątkami roślin, wapnista,	
16,50—20,00 „	głina zwałowa, ciemna, szaro-brunatna, miejscami silnie ilasta a miejscami przechodząca w bardziej piaszczystą, z licznymi żwirkami, żwirami i głazikami (do 14 cm średnicy) skał krystalicznych, z rzadkimi okruskami skał lokalnych w postaci krzemieni, kwarcytu i okruszków marglu kredowego, wapnista,	
20,00—22,00 „	piaski kwarcowe, żółto-szare, dobrze na ogół segregowane, drobnoziarniste, jedynie z pojedynczymi żwirkami (do 2 mm średnicy) skał krystalicznych i kwarcu, z pojedynczymi skaleniami i z nieznaczną domieszką rozartych szczątków roślinnych, brylujące się, słabo wapniste,	
22,00—22,50 „	piaski żółto-szare, kwarcowe, różnoziarniste, głównie drobnoziarniste, ze żwirkami (do 1 cm średnicy) granitu i kwarcu, z porwakami gliny zwałowej, ze szczątkami roślinnymi, brylujące się,	Osady wód spokojnie płynących

22,50—24,00	m	piaski żółto-szare, kwarcowe, drobnoziarniste, dobrze segregowane, tylko z pojedynczymi ziarnami do 2 mm, z bardzo rzadkimi skaleniami; ziarna piasku dobrze obtoczone, rzadziej kanciaste; piaski brylujące się, wapniste,	Osady wód spokojnie płynących
24,00—25,00	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, średnio- i gruboziarniste z przewagą gruboziarnistych, z pojedynczymi żwirikami (do 3 mm) granitu (najliczniejszego po kwarcach), wapieni, skaleni, z bardzo rzadkimi ziarenkami glaukonitu, sypkie, słabo wapniste,	
25,00—26,00	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, różnoziarniste, ale z przewagą drobnoziarnistych, z dość licznymi żwirikami (do 4 mm) przeważnie kwarcu a następnie granitu i wapieni, sypkie,	
26,00—26,50	„	piaski, jak wyżej, z przewagą średnioziarnistych,	Osady
26,50—27,50	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, drobnoziarniste, z pojedynczymi żwirikami (do 2 mm) kwarcu, granitu, skaleni, wapieni, sypkie, słabo wapniste,	wód szybciej płynących
27,50—28,50	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, różnoziarniste, głównie średnioziarniste, z pojedynczymi żwirikami zwykle kanciastymi i obtoczonymi (do 4 mm) kwarcu, granitów, skaleni,	
28,50—31,50	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, różnoziarniste, przeważnie drobno- i średnioziarniste, z licznymi żwirikami, z pojedynczymi żwirami (do 7 cm) kwarcu, granitów, z niewielką domieszką ziarn wapiennych, sypkie, słabo wapniste,	
31,50—34,00	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, różnoziarniste, z pojedynczymi żwirikami (do 2 cm średnicy) kwarcu, granitów, krzemieni, z nieznaczną domieszką zniszczonych szczątków roślinnych, sypkie, słabo wapniste,	
34,00—39,00	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, w dalszym ciągu różnoziarniste, przeważnie średnioziarniste, ze żwirikami (w poziomie 36,50 m bardzo licznymi) do średnicy 4,5 cm zarówno obtoczonymi jak i kanciastymi kwarcu, granitów, krzemieni, litytów, ze śladami szczątków roślinnych, sypkie, słabo wapniste,	Osady płynących wód spokojnie
39,00—40,00	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, drobnoziarniste, pyłaste, dobrze segregowane, z pojedynczymi tylko ziarnami piasku o większej średnicy ziarna, brylujące się, silnie wapniste,	
40,00—41,50	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, różnoziarniste, głównie drobnoziarniste, z pojedynczymi żwirikami (do 4 mm) kwarcu, granitu, bez materiału lokalnego, brylujące się,	

DZBANKI KOŚCIUSZKOWSKIE

O t w ó r nr III (prawy brzeg Widawki)

Współrzędne 76 26 i 89 25. Wysokość n. p. m. 164,0 m

Głębokość	Opis utworów	U w a g i
0,00— 0,50 m	piaski szare, brylujące się, ze szczątkami roślin, bezwapienne (gleba),	} Piaski rzeczne
0,50— 1,00 „	piaski kwarcowe, szaro-żółte, średnioziarniste, dobrze obtoczone, brylujące się, bezwapienne,	
1,00— 1,50 „	mulki szaro-zielone, z rdzawymi plamami (z pojedynczymi ziarnami piasku prawdopodobnie zsypanymi z góry), z kawałkami drewna, po wyschnięciu kruszące się łuskowato, bezwapienne,	} Osady klastyczne zbiornika wodnego
1,50— 2,00 „	mulki szaro-zielone z warstwowaniem o charakterze wstęgowym, ze szczątkami roślin, z drobnymi ziarenkami miki, bezwapienne,	
2,00— 2,50 „	mulki żółto-szare ze smugami szarymi, jak wyżej, ze szczątkami roślin i rozszaną miką, wyraźnie wapniste,	
2,50— 3,00 „	mulki ciemne, szaro-żółte, z domieszką piasku drobnoziarnistego i pojedynczymi żwirkami kwarcu i skał nordycznych do średnicy 1 cm, wapniste,	
3,00— 4,50 „	piaski ciemnoszare, kwarcowe, drobnoziarniste, silnie brylujące się, z pojedynczymi żwirkami kwarcu i skał nordycznych (do 2 cm średnicy), z rozszaną miką, wapniste,	
4,50— 7,00 „	glina zwałowa ciemna, szaro-brązowa, z licznymi drobnymi żwirami i żwirkami kwarcu i skał krystalicznych, mulkowata, chuda, wapnista,	
7,00— 7,50 „	piaski różnoziarniste, z bardzo licznymi słabo obtoczonymi żwirkami (do 3 cm średnicy) kwarcu, skał krystalicznych, z toczęncami szarych mikowych mulków, bardzo mocno brylujące się i silnie wapniste (zlepienie scementowany lepiszczem ilastym),	
7,50—10,00 „	glina zwałowa, ciemna, szaro-brązowa, silnie ilasta, z licznymi, drobnymi żwirkami kwarcu i skał krystalicznych, z minimalną domieszką piasku wapiennego i z okrucami lignitu, wapnista,	} Utwory morenowe
10,00—10,50 „	piaski żółto-szare, kwarcowe, różnoziarniste (średnica ziarn od 0,1 do 6,0 mm), z licznymi żwirkami (maksimum do 1 cm) przeważnie kwarcu i rzadziej skał krystalicznych, brylujące się, wapniste; ziarna żwiru zwłaszcza słabo obtoczone (typ słabo scementowanego zlepieńca),	} Utwory wód wolno płynących
10,50—11,50 „	piaski żółto-szare, kwarcowe, różnoziarniste, z pojedynczymi, słabo obtoczonymi żwirkami kwarcu i skał krystalicznych, brylujące się, wapniste,	

11,50—13,50	m	piaski żółto-szare, kwarcowe, drobnoziarniste, dobrze sortowane, dość liczne skalenie, zdarzają się toczątki ilów typu wstęgowego; brylujące się, wapniste,	Utworki wód wolno płynących
13,50—14,50	„	piaski żółto-szare, drobnoziarniste, z wyraźną domieszką piasku gruboziarnistego i drobnych żwirków, z toczątkami ilów wstęgowych, bardzo słabo brylujące się i bardzo słabo wapniste,	
14,50—15,00	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, sypkie, średnioziarniste, z domieszką gruboziarnistych, przy czym większe ziarna, zwłaszcza skał krystalicznych, słabo obtoczone, bezwapienne,	
15,00—15,50	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, sypkie, drobnoziarniste jak wyżej, z pojedynczymi ziarnami większymi, bezwapienne,	
15,50—16,50	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, średnioziarniste, z dużą domieszką gruboziarnistych a nawet z licznymi żwirkami, wśród których obok kwarcu i skał krystalicznych występują skały lokalne w postaci krzemieni i marglu kredowego; brylujące się, w stropie bezwapienne, ku spągowi bardzo słabo wapniste,	Utworki wód szybko płynących
16,50—17,50	„	piaski ze żwirami, żółto-szare, kwarcowe, wybitnie źle sortowane, obok drobnoziarnistych występują gruboziarniste a także liczne żwirki i żwiry (do 8 cm średnicy). Wśród żwirków przeważa materiał krystaliczny w postaci różnych odmian granitów (szare, różowe i czerwone rapakiwi), również widoczne krzemienie i żwirki białego czertu, słabo wapniste,	
17,50—18,50	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, bardzo słabo wapniste, w dalszym ciągu źle sortowane, średnio- i gruboziarniste z licznymi żwirkami (do 2 cm średnicy), przy czym ilość żwirów ku spągowi maleje; żwiry mają ten sam charakter co wyżej lekkie,	
18,50—19,00	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, średnioziarniste, lepiej segregowane, tylko z pojedynczymi żwirkami (do 1 cm średnicy) kwarcu, krzemieni, skał krystalicznych i wapieni, słabo brylujące się i słabo wapniste,	
19,00—20,50	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, średnioziarniste, dobrze segregowane, z bardzo rzadkimi ziarnami większymi, z dość licznymi skaleniami, sypkie, bezwapienne,	Osady rzeczne wód wolno płynących
20,50—25,00	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, na ogół średnioziarniste, ale słabiej segregowane, zwłaszcza w niektórych poziomach, wówczas z dość licznymi drobnymi żwirkami (do średnicy 3 mm), głównie kwarcowymi, z pojedynczymi skaleniami, bezwapienne, sypkie,	
25,00—29,00	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, jak wyżej słabo segregowane, ale z tendencją do zmniejszania się średnicy ziarna. Są to więc piaski drobno- i średnioziarniste z pojedynczymi ziarnami wielkości do 4 mm, z pojedyn-	

29,00—30,50	m	czymi skaleniami i żwirkami granitu, z domieszką piasku wapiennego, sypkie, o ziarnie dobrze obtoczonym, piaski kwarcowe, żółto-szare, drobnoziarniste, dobrze segregowane, z rzadkimi większymi ziarnami, z pojedynczymi skaleniami, lekko brylujące się, miejscami słabo wapniste,	Osady rzeczne wód wolno płynących
30,50—32,00	„	piaski kwarcowe, żółto-szare, drobnoziarniste, z pojedynczymi ziarnami większymi, przeważnie kwarcu, rzadko granitu. Większe ziarna na ogół słabo obtoczone. Piaski te ku spągowi stają się coraz bardziej brylujące i dopiero w samym spągu wapniste,	
32,00—36,50	„	gлина zwałowa, ciemna, szaro-brunatna, silnie ilasta, wapnista, z liczną drobną miką, z rzadkimi i drobnymi żwirkami kwarców, granitów, krzemieni, z porwakami siwych mikowych mułków,	Utwory morenowe
36,50—37,00	„	mułki piaszczyste, szare, ze śladami warstwowania, z rozszanymi drobnymi ziarnami miki, z okruciami drewna, wapniste,	Osady klastyczne
37,00—37,60	„	mułki szare, jak wyżej, z warstwowaniem typu wstęgowego, przewarstwiewające się z piaskami drobnoziarnistymi, brylujące się, silnie wapniste,	ne zbiornika wodnego
37,60—38,50	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, drobnoziarniste, z rzadkimi ziarnami większymi, dobrze obtoczone, z rzadkimi pojedynczymi ziarnami skaleni, ze znaczną domieszką detrytusu roślinnego, słabo brylujące się, wapniste,	
38,50—39,00	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, średnioziarniste, z pojedynczymi żwirkami kwarcu i skał krystalicznych (do 3,5 cm średnicy), z domieszką ziarn miki, czarnych krzemieni, wapniste, brylujące się,	Osady wód na ogół spokojnie płynących
39,00—40,00	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, drobnoziarniste, dość dobrze segregowane, choć ku spągowi zdarzają się żwirki kwarcowe i krystaliczne a nawet występuje 1 głazik (średnicy 8 cm) granitu, wapniste,	
40,00—40,50	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, różnoziarniste, z licznymi żwirkami marglu kredowego i skał krystalicznych (do 3 cm średnicy), wapniste, brylujące się,	
40,50—41,00	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, dobrze sortowane, drobnoziarniste, z pojedynczymi ziarnami większymi (do 1 mm), wapniste,	
41,00—42,50	„	piaski żółto-szare kwarcowe, różnoziarniste, w stropie drobne przewarstwiewające się ze średnioziarnistymi; stopniowo ku spągowi średnica ziarn wzrasta poprzez piaski średnioziarniste do gruboziarnistych, przy czym ku spągowi coraz częściej występują żwirki (do 3 cm) kwarcu, krzemieni i skał krystalicznych, na ogół słabo obtoczone, brylujące się, wapniste,	Osady wód szybciej płynących
42,50—43,00	„	piaski, jak wyżej, ale drobnoziarniste, z pojedynczymi żwirkami.	



## DZBANKI KOŚCIUSZKOWSKIE

O t w ó r nr IV (lewy brzeg Widawki)

Współrzędne 76 19 i 89 11. Wysokość n. p. m. 168,5 m

Głębokość	Opis utworów	U w a g i
0,00— 0,60 m	piaski ciemnoszare, kwarcowe, średnioziarniste ze żwirkami kwarcu i skał krystalicznych, mocno brylujące się (gleba),	Rezydua morenowe
0,60— 1,10	„ piaski rdzawe, kwarcowe, różnoziarniste, z okruchami ostrokrawędzistymi granitu, mocno brylujące się, bezwapienne,	
1,10— 2,00	„ mułki jasnoszare z rdzawymi plamami, przechodzące ku spągowi w ciemne, szaro-brązowe, z domieszką piasku, bezwapienne,	Utworki klastyczne zbiornika wodnego
2,00— 2,50	„ piaski szare, kwarcowe, różnoziarniste przeważnie średnio- i gruboziarniste, silnie brylujące się, bez żwirków, bezwapienne,	Przemyta morena
2,50— 5,50	„ glina zwałowa, ciemnoszara, bardzo ilasta, z licznymi drobnymi (do 3 cm) żwirkami kwarcu, skał krystalicznych i wapieni paleozoicznych, wapnista,	Utworki morenowe
5,50— 6,00	„ glina, jak wyżej, z porwakami mułków warstwowanych,	
6,00— 7,90	„ glina zwałowa, ciemnoszara, ilasta, z drobnymi żwirkami, wapnista,	
7,90—11,50	„ piaski jasne, żółto-szare, jasnożółte, drobnoziarniste, dobrze segregowane, z dość licznymi skaleniami, z licznymi szczątkami detrytusu roślinnego, mocno brylujące się, słabo wapieniste,	Osady wód spokojnie płynących
11,50—11,90	„ mułki ciemnoszare, drobnoziarniste, przewarstwiewające się z typowymi ilami wstęgowymi barwy czekoladowej, wapieniste,	Osady klastyczne zbiornika wodnego
11,90—14,50	„ piaski jasnożółto-szare, kwarcowe, różnoziarniste z przewagą średnioziarnistych; ziarna większe (piasku gruboziarnistego) zarówno kwarcu jak i skał krystalicznych, słabo obtoczone; ponadto widoczne pojedyncze ziarna glaukonitu, dużo szczątków zwęglonych roślin i drewna (miocen?), bezwapienne,	Osady wód spokojnie płynących
14,50—16,00	„ piaski żółto-szare, kwarcowe, drobnoziarniste, z pojedynczymi żwirkami (do 3 mm) kwarcu i skał krystalicznych, słabo brylujące się, bezwapienne,	

16,00—16,50	m	piaski żółto-szare, kwarcowe, wybitnie różnoziarniste z przewagą średnioziarnistych, z licznymi żwirkami i żwirami (do średnicy 4 cm) kwarcu, wapieni paleozoicznych, krzemieni, skał krystalicznych, słabo brylujące się, bezwapienne, sypkie,	Osady presorowane przez szybko płynące wody
16,50—17,50	„	piaski jak wyżej z przewagą piasku drobnoziarnistego, również ze żwirkami i żwirami (do 5 cm średnicy) słabo obtoczonymi granitów czerwonych, różowych, szarych, wapieni paleozoicznych, sypkie,	
17,50—18,00	„	piaski szaro-żółte, kwarcowe, różnoziarniste, bez żwirków, sypkie,	
18,00—21,00	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, różnoziarniste, ze żwirkami (do średnicy 2 cm) kwarcu, krzemieni, skał krystalicznych, ze szczątkami roślinnymi, sypkie,	
21,00—22,00	„	piaski żółto-szare, słabo brylujące się, kwarcowe, różnoziarniste, głównie drobnoziarniste, z licznymi żwirkami kwarcu i granitów (do 2 cm średnicy), kanciastymi i obtoczonymi, przewarstwiewające się z szarymi warstwowanymi mułkami, bezwapienne,	Osady wód spokojnie płynących
22,00—23,00	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, drobnoziarniste, bez żwirków, słabo brylujące się, bezwapienne,	
23,00—24,00	„	piaski szaro-żółte, kwarcowe, różnoziarniste, z pojedynczymi ostrokrawędzistymi okruciami granitu, z nieznaną domieszką zwęglonego detrytusu roślinnego, silnie brylujące się, wapniste,	
24,00—24,50	„	piaski szaro-żółte, kwarcowe, drobnoziarniste, przewarstwiewające się z mułkami warstwowanymi o charakterze wstęgowym, wapniste,	
24,50—25,50	„	mułki żółto-brunatne, przewarstwiewające się z typowymi ilami wstęgowymi barwy czekoladowej, wapniste,	Osady klastyczne zbiornika wodnego
25,50—27,00	„	iłły wstęgowe,	
27,00—28,00	„	mułki brązowe, przewarstwiewające się z typowymi ilami wstęgowymi,	
28,00—30,00	„	iłły wstęgowe,	
30,00—31,50	„	mułki popielate, bardzo drobnoziarniste, warstwowane, przewarstwiewające się z ilami wstęgowymi,	
31,50—33,00	„	mułki popielate, jak wyżej, tylko w samym stopie, niżej piaski różnoziarniste, ze żwirkami, silnie sklezione ilem, wapniste, ze żwirami do 6 cm, przechodzące w spąg ponownie w mułki warstwowane ze żwirkami i żwirami jak wyżej; utwór ten w części środkowej ma charakter gliny zwałowej,	Osady marnego lodu?
33,00—34,50	„	mułki szare, przewarstwiewające się z ilami wstęgowymi,	

34,50—36,00	m	piaski żółto-szare kwarcowe, dobrze segregowane, drobnoziarniste, z licznymi ziarnami kanciastymi, z pojedynczymi ziarnami o większej średnicy (0,5 mm) z niewielką domieszką drobniotkiego detrytusu roślinnego, silnie brylujące się, wapniste,	
36,00—38,00	„	mułki żółto-szare, słabo warstwowane, z pojedynczymi ziarnami kwarcu, granitu, z rozsianymi drobnymi ziarnami miki i drobnymi okruchami szczątków roślinnych, wapniste, w spągu toczeniec iłów wstęgowych,	Osady wód spokojnie płynących
38,00—40,00	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, dobrze segregowane, drobnoziarniste, z pojedynczymi większymi ziarnami ostro krawędzistych skaleni, z rozsianą miką i szczątkami roślinnymi, wapniste, słabo brylujące się,	
40,00—40,50	„	piaski żółto-szare, średnioziarniste, z pojedynczymi ziarnami większymi (do średnicy 1 mm) dobrze obtoczonych kwarców, ale słabo obtoczonych a nawet ostrokrawędzistych skaleni, białych czertów, z licznymi okruchami zwęglonych szczątków roślinnych, bezwapienne, słabo brylujące się,	Osady segregowane przez
40,50—41,00	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, różnoziarniste, z przewagą drobnoziarnistych, z bardzo licznymi żwirkami i żwirami (do średnicy 6 cm) kwarcu, granitów szarych i różowych, lidytu, wapieni jurajskich, szarego mikowego iłowca, bezwapienne,	szybko płynące wody
41,00—41,50	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, dobrze segregowane, średnioziarniste, z pojedynczymi żwirkami (do 3 mm średnicy) kwarcu i skał krystalicznych, z rozartymi zwęglonymi szczątkami roślinnymi, bezwapienne,	
41,50—42,50	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, również dobrze segregowane, drobnoziarniste, z pojedynczymi żwirkami (do średnicy 7 mm), słabo brylujące się, bezwapienne,	Osady wód spokojnie płynących
42,50—43,00	„	piaski, jak wyżej, drobnoziarniste, z dużą domieszką piasku średnio- i gruboziarnistego, z licznymi słabo obtoczonymi żwirkami (do 4 mm średnicy) kwarcu i skał krystalicznych, bezwapienne,	
43,00—47,00	„	piaski szaro-żółte, kwarcowe, dobrze segregowane, drobnoziarniste, pylaste, z bardzo rzadkimi ziarnami większymi (do 3 mm średnicy), z pyłem zwęglonych szczątków roślinnych, słabo brylujące się, wapniste,	Osady wód
47,00—47,50	„	piaski, jak wyżej, przepelnione okruchami zwęglonego drewna (formacji lignitowej),	bardzo spokojnie
47,50—49,00	„	piaski szaro-żółte, kwarcowe, dobrze segregowane, drobnoziarniste, pylaste, miejscami jak wyżej przepelnione szczątkami drewna, brylujące się, wapniste,	płynących.

49,00—49,70	m	piaski szaro-żółte, kwarcowe drobnoziarniste, z licznymi ziarnami piasku średnio- i gruboziarnistego, oraz z licznymi żwirkami (do średnicy 3 cm) kwarcu, granitów, krzemieni, wapieni paleozoicznych i jurajskich, na ogół słabo obtoczonymi, luźne, bezwapienne,	Osady segregowane przez szybko płynące wody
49,70—50,00	„	piaski szaro-żółte, kwarcowe, różnoziarniste, średnio- i gruboziarniste, z licznymi żwirkami (do 5 mm) skał jak wyżej	
50,00—50,50	„	bruk głazików do średnicy 8 cm, prawie bez piasku, tylko z drobnymi żwirkami i żwirami; wśród głazików i grubych żwirów należy kolejno wymienić (zależnie od częstości występowania) otaczaki białej skały krzemionkowej (czert), wapieni jurajskich, krzemieni, granitu; wśród żwirku przewaga kwarcu,	Bruk
50,50—51,50	„	żwir z piaskiem różnoziarnistym, słabo obtoczone, jak wyżej, wśród żwirów występują kwarcyty i okruchy belemnitów,	
51,50—52,00	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, różnoziarniste, przeważnie gruboziarniste, z licznymi żwirkami (do 2 cm) kwarcu, kwarcytu, krzemieni, granitów, wapieni, sypkie, bezwapienne,	Utwory wód szybko płynących
52,00—54,50	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, dobrze segregowane, drobnoziarniste, z domieszką szczątków roślinnych, brylujące się, słabo wapniste,	
54,50—55,00	„	mułki piaszczyste, żółto-brunatne, z pojedynczymi żwirkami kwarcu, granitu (do 1 cm), z ziarnami miki i z roztartym detrytusem roślinnym, wapniste,	Osady wód spokojnie płynących okresowo stagnujących
55,00—56,00	„	piaski żółto-szare, drobnoziarniste, dobrze segregowane, z pojedynczymi żwirkami (do 1 cm średnicy) kwarców i granitów, z rozsianą miką, brylujące się, słabo wapniste,	
56,00—56,50	„	piaski, jak wyżej, ale różnoziarniste, bez żwirików, brylujące się, słabo wapniste,	Piaski z przemycia moreny
56,50—57,70	„	piaski żółto-szare, kwarcowe jeszcze gorzej segregowane, drobnoziarniste, z domieszką średnio- i gruboziarnistych, a nawet ze żwirkami i żwirem (do 5 cm) kwarców, granitów, wapieni, krzemieni, brylujące się i słabo wapniste,	
57,00—61,00	„	głina zwałowa, silnie ilasta, ciemna, szaro-brunatna, z rzadkimi żwirkami kwarców, granitów, z jeszcze rzadszymi wapieni i marglu kredowego, wapnista,	Morena
61,00—67,00	„	głina zwałowa, ciemna, szaro-brunatna, silnie ilasta z licznymi żwirkami i żwirami kwarców, granitów, krzemieni, czertu, kwarcytu, marglu kredowego (najczęściej średnica do 2 cm), wapnista, z porwakami szarego mikowego mułku,	

67,00—6930	m	piaski żółto-szare, kwarcowe, różnoziarniste, z przewagą gruboziarnistych, z licznymi drobnymi żwirkami słabo obtoczonymi; wśród żwirków przewaga materiału lokalnego nad północnym, a więc występują głównie żwirki wapieni jurajskich, margli kredowych, krzemieni; ziarna są silnie spojone łem, a nawet widoczne są partie łu warstwowanego o charakterze wstęgowym (typ zlepieńca mocno sklepionego łem),	Piaski międzymorenowe
69,30—73,60	„	glina zwałowa, silnie ilasta, ciemna, szaro-brunatna, z licznymi żwirkami, wśród których przeważa materiał lokalny nad przyniesionym z północy, z ułamkami lignitu, wapnista,	Morena
73,60—73,80	„	żwiry lokalne (do 6 cm) białych czertów, kwarcytów, w pieni słabo obtoczonych, bez widocznych skał krystalicznych, obklejone łem.	

## SZCZERCÓW (tabl. III)

## O t w ó r n r I

Współrzędne 77 11 i 83 26. Wysokość n. p. m. 166,5 m

Głębokość	Opis utworów	U w a g i
0,00— 0,70	m gleba piaszczysta,	
0,70— 1,20	„ piasek szaro-żółty, kwarcowy, różnoziarnisty, przeważnie średnio- i gruboziarnisty, obtoczony, lekko brylujący się z domieszką szczątków roślinnych, bezwapienny,	
1,20— 2,00	„ piasek szaro-żółty, kwarcowy, różnoziarnisty, przeważnie gruboziarnisty ze żwirkami, żwirami, z pojedynczymi glazikami (do 5 cm) brylujący się,	Rezyduum morenowe
2,00— 2,60	„ piaski szaro-żółte, kwarcowe, różnoziarniste, przeważnie gruboziarniste, z domieszką żwirku mieszanego (kwarc, granity, margiel kredowy), brylujące się,	
2,60— 2,75	„ piaski ciemnoszare, kwarcowe, gruboziarniste, z rzadkimi drobnymi żwirkami, z licznymi okruciami zwęglonego drewna, brylujące się, bezwapienne,	
2,75— 3,70	„ mułki szaro-brunatne, z partiami brunatno-czarnymi (zabarwienie od licznych szczątków roślinnych), widoczne jedynie ślady warstwowania, zdarzają się dość liczne żwirki kwarcowe, granitowe, dość licznie rozsiane drobniotkie ziarna miki oraz rzadkie ułamki drewna, bezwapienne,	Utwory klastyczne zbiornika wodnego
3,70— 4,00	„ mułki szaro-zielonawe, z brunatnymi smugami, z licznie rozszanymi drobnymi ziarnami łuszczaków, oraz z pojedynczymi ziarnami kwarcu, rzadko skaleni, liczne ślady po korzonkach, bezwapienne,	
4,00— 5,00	„ mułki szare, szaro-zielonawe, rdzawo-plamiste z domieszką piasku drobnociarnistego, bezwapienne,	

5,00— 6,20	m	piaski żółto-szare, silnie sklejone lepiszczem ilastym, kwarcowe, dość słabo sortowane, drobnoziarniste z domieszką piasku średnio- i gruboziarnistego, pojedyncze ziarna skaleni, liczniejsze ziarna wapieni i miki,	Utwory klastyczne zbiornika wodnego
6,20— 7,50	„	mulki szare, warstwowane, typ warstwowania wstęgowy (przewarstwiają się na przemian warstewki mulku jaśniejsze i ciemniejsze), z rzadkimi warstewkami typowo wstęgowymi ilastymi barwy czekoladowej, ku spągowi przechodzące w coraz typowsze ily wstęgowe, silnie wapniste,	
7,50— 8,00	„	mulki również typu wstęgowego, ale w obrębie grubszych warstewek jaśniejszych z domieszką drobnoziarnistego piasku kwarcowego, z licznymi szczątkami roślinnymi, bezwapienne,	
8,00— 9,00	„	ily wstęgowe przechodzące ku spągowi w mulki żółto-szare, bez widocznego warstwowania, z domieszką piasku, silnie wapniste,	
9,00—17,30	„	glina zwałowa, ciemnoszara, silnie ilasta, silnie wapnista, miejscami tylko z drobnymi żwirkami i okruchami skał krystalicznych, a miejscami z dość licznymi gładzikami (do 8 cm). Wśród żwirów obok materiału krystalicznego i wapieni paleozoicznych reprezentowane są również choć mniej licznie żwiry pochodzenia lokalnego jak: okruchy kredy, otoczaki wapieni jurajskich, otoczaki kwarcytu, otoczaki węgla brunatnego, porwaki szaro-niebieskiego mulku bogatego w mikę; także sama glina miejscami bogata w rozproszoną mikę,	Morena
17,30—18,00	„	mulki ciemne, szaro-brunatne, z rzadkimi żwirkami kwarcowo-krystalicznymi, słabo wapniste,	Materiał morenowy wtłoczony w utwór podmorenowy
18,00—18,50	„	mulki ciemne, szaro-brunatne, bogate w mikę, bez domieszki żwirków, wapniste,	Utwory klastyczne zbiornika wodnego
18,50—19,50	„	mulki ciemnoszare i jaśniejsze, warstwowane o charakterze wstęgowym, miejscami przechodzące w typowe ily wstęgowe, silnie wapniste,	
19,50—20,00	„	mulki ciemnoszare, z domieszką ziarn piasku i także z pojedynczymi ziarnami żwirku, wapniste,	
20,00—21,00	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, drobnoziarniste, dość dobrze segregowane, z domieszką miki, białego piasku wapiennego, z pojedynczymi skaleniami, słabo brylujące się, wapniste,	Osady wód spokojnie płynących
21,00—22,50	„	piaski żółte, żółto-szare, kwarcowe, średnioziarniste z domieszką gruboziarnistych, z domieszką rozartej zwęglonej flory, wapniste, słabo brylujące się,	

22,50—23,50	m	piaski żółto-szare, kwarcowe, różnoziarniste z przewagą piasku średnioziarnistego, z dość licznymi skaleniami, silnie brylujące się, wapniste,	
23,50—24,50	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, różnoziarniste z przewagą piasku drobnoziarnistego, z domieszką rozartej zwęglonej flory i miki, wapniste,	
24,50—29,50	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, drobnoziarniste, z licznymi pojedynczymi ziarnami piasku gruboziarnistego, oraz z pojedynczymi ziarnami żwirku (do 1 cm średnicy), mimo to są to piaski dobrze segregowane, obtoczone, z nieznaczną domieszką piasku wapiennego, miki, zniszczonych okruczków szczątków flory, wapniste, brylujące się,	Osady wód spokojnie płynących
29,50—30,00	„	piaski szaro-żółte, kwarcowe, drobnoziarniste, dobrze segregowane, silnie sklezione łem, tkwią w nich ponadto toczące ilów wstępowych, silnie wapniste,	
30,00—31,00	„	piaski szaro-żółte, kwarcowe, średnioziarniste z domieszką drobnoziarnistych, z nieznaczną domieszką piasku wapiennego, skaleni, miki, ze żwirkami skał krystalicznych, z toczącym szaro-brunatnej gliny, wapniste, brylujące się,	
31,00—31,50	„	piaski szaro-żółte, kwarcowe, różnoziarniste, przeważnie drobnoziarniste ale z licznymi ziarnami piasku gruboziarnistego, brylujące się, wapniste,	
31,50—32,50	„	piaski szaro-żółte, kwarcowe, różnoziarniste, z przewagą piasku gruboziarnistego, z bardzo licznymi żwirkami i żwirami (do 2 cm średnicy). Ziarna żwiroków zarówno kwarcowych jak i skał krystalicznych słabo obtoczone, wapniste, brylujące się,	Osady wód szybko płynących
32,50—33,00	„	piaski szaro-żółte, drobno- i średnioziarniste z nieznaczną przewagą tych ostatnich, ziarna o większej średnicy tylko pojedyncze, wapniste, brylujące się,	
33,00—34,00	„	piaski szaro-żółte, lepiej segregowane, drobnoziarniste, słabo brylujące się, wapniste,	
34,00—34,50	„	piaski szaro-żółte, średnioziarniste, słabo brylujące się, wapniste,	
34,50—35,50	„	piaski szaro-żółte, drobnoziarniste, z domieszką ziarna piasku gruboziarnistego, słabo brylujące się, wapniste,	Osady wód spokojnie płynących
35,50—36,50	„	piaski szaro-żółte, różnoziarniste, średnioziarniste z dużą domieszką piasku drobnoziarnistego, ziarna większe pojedyncze, brylujące się, wapniste,	
36,50—38,50	„	piaski szaro-żółte, dobrze segregowane, drobnoziarniste, ziarna większe (średnica 1 mm) pojedyncze, liczne okruczki szczątków roślinnych (ewentualnie lignitu), słabo brylujące się, wapniste,	
38,50—39,00	„	piaski szaro-żółte, gorzej segregowane, drobnoziarniste z dużą domieszką piasku średnio- i gruboziarnistego,	

	z okruchami szczątków roślinnych jak wyżej, słabo brylujące się, wapniste,	} Osady wód spokojnie płynących
39,00—40,00 m	piaski szaro-żółte, różnoziarniste, z rozproszonymi ziarnami lyszczyków, tocząciami iłów wstęgowych, słabo brylujące się, wapniste.	

## SZCZERCÓW

## O t w ó r n r II

Współrzędne 77 17 i 88 37. Wysokość n. p. m. 164,0 m

Głębokość	Opis utworów	U w a g i
0,00— 0,50 m	gleba piaszczysta,	} Utwory akumulacji rzecznej
0,50— 1,40 „	piaski żółte, miejscami nieco zażelazone, różnoziarniste, głównie średnioziarniste, kwarcowe, z rzadkimi skałkami w spągowej części, z licznymi szczątkami roślin, bezwapienne,	
1,40— 2,10 „	piaski szare, różnoziarniste, przeważnie średnioziarniste, z licznymi ziarnami piasku gruboziarnistego, przepełnione licznymi szczątkami roślinnymi, z ułamkami zwęglonego drewna, bezwapienne,	
2,10— 2,50 „	glina zwałowa, szara, piaszczysta, z okruchami i żwirkami skał krystalicznych, oraz z okruchami margli kredowych, z rozszanymi blaszkami miki, silnie wapnista,	
2,50— 4,00 „	glina zwałowa, szara, bardziej ilasta niż wyżej, z licznymi żwirkami kwarcu, skał krystalicznych, rzadszymi marglu kredowego, z licznymi okruchami lignitu, silnie wapnista,	} Utwory morenowe
4,00— 6,80 „	glina zwałowa, szara, ilasta, z rozszanymi drobnymi blaszkami miki, ze żwirkami kwarcu i skał krystalicznych, z rzadkimi okruchami marglu kredowego i z okruchami zwęglonego drewna, silnie wapnista,	
6,80— 8,00 „	glina zwałowa, szara jak wyżej, jedynie bardzo piaszczysta,	
8,00—11,00 „	glina zwałowa, szara, ze smugami i plamami brunatnoczerwonymi, wyraźniejszymi ku spągowi, ilasta, miejscami nawet silnie ilasta, z licznymi drobnymi żwirami i pojedynczymi głazikami skał krystalicznych, kwarców, marglu kredowego i lignitu, silnie wapnista,	
11,00—11,40 „	glina zwałowa, szara, piaszczysta, z głazikami jak wyżej,	
11,40—13,50 „	piaski szaro-żółte, kwarcowe, różnoziarniste, głównie średnioziarniste, z dość licznymi drobnymi żwirkami (do 2 cm średnicy) kwarców, granitów, wapieni i lidytu, miejscami nieco brylujące się, wapniste,	} Utwory wód szybko płynących
13,50—14,50 „	piaski szare, różnoziarniste, głównie gruboziarniste (przewaga ziarn o średnicy 0,5 mm), częste okrucy nieco większe słabo obtoczone granitów, wapienia, lekko brylujące się, wapniste,	
14,50—15,00 „	piaski żółto-szare, różnoziarniste, z licznymi okruchami wapienia, wapniste.	



## SZCZERCÓW

## O t w ó r nr III

Współrzędne 77 20 i 89 03. Wysokość n. p. m. 163,5 m

Głębokość	Opis utworów	U w a g i
0,00— 0,35 m	gleba piaszczysta (szare, gruboziarniste piaski, zanieczyszczone substancjami roślinnymi),	Utwory organiczne zbiornika wodnego
0,35— 1,00 „	torf miękki, sprasowany, z zachowanymi łodygami, liśćmi i pniami,	
1,00— 2,20 „	torf mchowy,	
2,20— 3,00 „	gytia brunatna z detrytusem roślinnym,	
3,00— 3,68 „	mułek szaro-brunatny, przewarstwiający się z ciemnoszarym, w dalszym ciągu z domieszką detrytusu roślinnego, bezwapienny,	Utwory klastyczne zbiornika wodnego
3,68— 4,50 „	mułki jasne, szaro-żółtawe, ze śladami detrytusu roślinnego, wapniste,	
4,50— 5,00 „	mułki szare, przewarstwiające się z warstewkami łu tłustego ciemnoszarego, wapniste,	
5,00— 6,00 „	mułki warstwowane o charakterze wstęgowym, z rozsiaaną miką, wapniste,	
6,00— 6,50 „	utwór wstęgowy, a mianowicie jasnoszare, bardzo drobnoziarniste (jedwabiste w dotyku) mułki przewarstwiające się z ciemnoszarymi, tłustymi warstewkami łu, w mułkach rozproszona mika, wapniste,	
6,50— 7,50 „	mułki szare, bez widocznego warstwowania, ze smugami brunatno-czarnymi, rzadkie ziarna łyszczyków, wapniste,	
7,50— 8,50 „	ił szary i ciemnoszary z czerwonymi smugami, wapnisty,	
8,50—12,00 „	glina zwałowa, ciemnoszara, silnie ilasta, wapnista, na ogół z drobnymi, licznymi żwirkami, wśród których najliczniej występują kwarcce, a następnie skały krystaliczne i lokalne w postaci okruchów kredy, również licznie rozsiiane ziarna miki i ślady okruchów zwęglonych roślin (prawdopodobnie mioceńskich).	
12,00—12,80 „	glina zwałowa, ciemnoszara o odcieniu brązowym, z wyraźną czerwoną plamistością, ze żwirkami jak wyżej i z dużymi ułamkami drewna,	
12,80—13,00 „	piaski szaro-żółte, kwarcowe, różnoziarniste, przeważnie średnioziarniste, (ziarna skał krystalicznych prawie nie obtoczone), silnie brylujące się na skutek zanieczyszczenia łem, z rozproszonymi ziarnami miki, wapniste,	
13,00—13,80 „	piaski szaro-żółte, różnoziarniste, z przewagą piasku gruboziarnistego, z pojedynczymi żwirkami (do średnicy 1 cm), z domieszką piasku wapiennego i szczątków roślinnych, wapniste, bardzo mocno brylujące się,	
13,80—17,50 „	glina zwałowa, ciemna, szaro-brunatna, z wyraźnym odcieniem czerwonym, silnie ilasta, na ogół z drobnymi żwirkami kwarców i skał krystalicznych północnego po-	Utwory morenowe

		chodzenia i z licznymi gładzikami skał krystalicznych (do 10 cm średnicy), w spągu z rzadkimi drobnymi okruchami detrytusu roślinnego (prawdopodobnie z formacji lignitowej), z rozszanymi blaszkami miki, wapnista,	Utwory morenowe
17,50—18,50	m	piaski żółte, sypkie, kwarcowe, dość dobrze segregowane, gruboziarniste, przy czym średnica ziarna zwiększa się nieco ku spągowi; bez żwirków, z domieszką białego piasku (z czertów) i detrytusu roślinnego i z pojedynczymi bardzo rzadkimi ziarnami glaukonitu, bezwapienne,	Utwory wód płynących
18,50—20,00	„	piaski kwarcowe, żółto-szare, różnoziarniste, przeważnie gruboziarniste, z licznymi żwirkami i rzadkimi żwirami kwarców i skał krystalicznych, przy czym żwirki skał krystalicznych są często nawet ostrokrawędziste; lekko brylujące się, bezwapienne,	
20,00—25,00	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, w niektórych poziomach lepiej, a w innych gorzej segregowane zwłaszcza ku spągowi, drobnoziarniste, z pojedynczymi ale ku spągowi dość częstymi żwirkami (do 1 cm średnicy) kwarców i granitów (żwirki granitów są na ogół słabo obtoczone), z drobnymi szczątkami roślinnymi, w poziomie 23,50 m szczególnie licznie rozszanymi, bezwapienne,	
25,00—30,50	„	piaski szaro-żółte, kwarcowe, drobnoziarniste, bez żwirków, dobrze segregowane, jedynie z licznymi okruchami szczątków roślinnych (w poziomach 25,50 i 30,50 m), na ogół sypkie, bezwapienne,	Osady wód spokojnie płynących
30,50—33,00	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, drobnoziarniste, dobrze segregowane, z rozszanymi ziarnami detrytusu roślinnego, słabo brylujące się, wapniste,	
33,00—34,15	„	piaski żółto-szare, drobnoziarniste, gorzej segregowane, z pojedynczymi żwirkami, sypkie, słabo wapniste, ciągle z rozszanymi okruchami detrytusu roślinnego, z wyraźnymi żwirkami skał krystalicznych,	
34,15—34,50	„	iłły wstęgowe, czekoladowej i czekoladowo-wiśniowej barwy, wapniste,	Utwory klastyczne
34,50—36,70	„	mulki warstwowe, miejscami nawet o charakterze wstęgowym jasno- i ciemnoszare, z pojedynczymi ziarnkami piasku i żwirkami skał krystalicznych oraz kwarców, wapniste,	zbiornika wodnego
36,70—40,00	„	glina zwałowa, ciemnoszara, silnie ilasta, w stropie uboga w materiał eratyczny, którego zarówno ilość jak i wielkość zwiększa się ku spągowi, wapnista,	
40,00—44,10	„	glina zwałowa, ciemna, szaro-brunatna, (o wyraźnym odcieniu czerwonawym), silnie ilasta, z dość licznymi żwirkami i gładzikami kwarców i skał krystalicznych, z okruchami lignitu, drobnymi ziarenkami miki, silnie wapnista,	Utwory morenowe
44,10—45,00	„	glina zwałowa jak wyżej, z dużymi kanciastymi okruchami marglu kredowego, z porwakami szarych mulków mikowych,	

45,00—49,40	m	głina zwałowa, ciemna, szaro-brunatna, miejscami silnie ilasta jak wyżej, a miejscami chuda mułkowato-piaszczysta, z licznymi żwirkami kwarców i skał krystalicznych, z nieznaczną tylko domieszką materiału lokalnego w postaci margli kredowych,	Utworki morenowe
49,40—50,10	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, różnoziarniste, z rzadkimi żwirkami kwarcu i skał krystalicznych i z liczniejszymi marglu kredowego, brylujące się, wapniste.	Utworki rzeczno-lodowcowe

## SZCZERCÓW

## O t w ó r nr IV

Współrzędne 77 21 i 89 06. Wysokość n. p. m. 166,2 m

Głębokość		Opis utworów	U w a g i
0,00— 0,50	m	gleba piaszczysta,	
0,50— 0,90	„	piaski szaro-żółte, kwarcowe, różnoziarniste, z przewagą gruboziarnistych, z pojedynczymi żwirkami kwarcu i skał krystalicznych, bardzo słabo brylujące się, bezwapienne,	Rezydua morenowe
0,90— 1,50	„	mułki bardzo drobnoziarniste, przechodzące miejscami w ility warstwowane typu wstęgowego, z rozproszonymi ziarnami miki, bezwapienne,	Osady klastyczne zbiornika wodnego
1,50— 2,00	„	ił szary bez widocznego warstwowania, wapnisty,	
2,00— 8,50	„	głina zwałowa, ciemnoszara, silnie ilasta, ku spągowi z rozproszonymi ziarnami miki, ze żwirkami i gładzikami skał krystalicznych, kwarcu, marglu kredowego, krzemieni, wapieni paleozoicznych — rzadkimi w stropie, liczniejszymi ku spągowi — z okruchami lignitu, silnie wapnista.	Utworki morenowe
8,50—12,30	„	głina zwałowa jak wyżej, jedynie zaznacza się smugowatość o odcieniu brązowym,	
12,30—12,50	„	piaski kwarcowe, żółto-szare, różnoziarniste, przeważnie średnioziarniste, liczne drobne okruchy detrytusu roślinnego, brylujące się, wapniste,	
12,50—13,00	„	piaski kwarcowe, żółto-szare, różnoziarniste, głównie jednak gruboziarniste, z drobnymi żwirkami kwarcu i skał krystalicznych, brylujące się, wapniste,	Osady wód płynących
13,00—14,50	„	piaski żółto-szare, kwarcowe, drobnoziarniste, dobrze segregowane i obtoczone, wapniste, brylujące się,	
14,50—15,00	„	piaski kwarcowe, żółto-szare, średnioziarniste, gorzej segregowane, brylujące się, wapniste.	

## SYNTETYCZNY PROFIL PLEJSTOCENU

## DZBANKI KOŚCIUSZKOWSKIE

Cztery otwory, odwiercone we wsi Kościuszki, w linii poprzecznej do doliny Widawki, dają następujący obraz utworów plejstocenijskich.

A. Najstarszym poziomem, nawierconym na głębokości 73,60 m w otworze nr IV, jest warstwa żwirów, zbudowana wyłącznie ze skał lokalnych, jak kwarcyty i słabo obtoczone wapienie, stanowiących podłoże utworów plejstocenijskich. Poziom ten należy już do preglacjału wobec braku w nim materiału pochodzenia północnego.

B. Poziom następny, młodszy, wyznacza seria B, występująca tylko w otworze nr III. Obejmuje ona kompleks 6,50 m miąższości piasków przeważnie drobnodziarnistych, jedynie z dwiema wkładkami piasków grubszych oraz ilów wstęgowych i mułków. Grubsze piaski przewarstwiają się ponadto ze żwirami o charakterze mieszanym, tzn. obok żwirów skał lokalnych widoczne są żwiry pochodzenia północnego. Omawiana seria reprezentuje więc osady spokojnej sedymentacji wód płynących. Materiał zaś pochodzi z niszczenia utworów plejstocenijskich — lodowcowych i wodno-lodowcowych jak również i lokalnych skał starszych. Stopniowo następuje przejście do osadów zastoiskowych, wykształconych jako typowe ily wstęgowe i mułki bogate w detrytus roślinny. Część dolna tego poziomu wskazuje na niszczenie utworów pochodzących z jeszcze starszego glacjału i stanowi zapewne strop serii interglacjałnej, część górna zaś jest konsekwencją zbliżania się lądolodu następnego zlodowacenia.

C. Nad omówioną serią leży najniższy, dobrze wykształcony poziom gliny zwałowej, nawiercony w otworach nr I, III i IV. Zarówno jego miąższość jak i położenie hipsometryczne ulega znacznym wahaniom. Najniżej leży on w otworze nr IV (112,0 m n. p. m.) i jednocześnie osiąga tu największą miąższość, wynoszącą 16,5 m. Najwyżej tę glinę obserwuje się w sąsiednim otworze nr I (139,5 m n. p. m.), tu również posiada znaczną miąższość, bo 13,5 m. W otworze nr II do wysokości 125,2 m n. p. m. brak jej zupełnie. W otworze nr III natomiast występuje znów w wyższym poziomie (131,0 m n. p. m.) i jednocześnie jest ona tu cieńsza, jej miąższość wynosi zaledwie 4,5 m. Cechą charakterystyczną tego poziomu gliny zwałowej jest duży udział skał lokalnych w jego budowie. Zwłaszcza w partiach spągowych materiał lokalny wybitnie przeważa nad przyniesionym z północy, ponadto dają się zaobserwować tu liczne porwaki mułków mikowych, od których cały ten poziom obfituje w mikę. Wreszcie zarówno w otworze nr I jak i nr IV w partiach środkowych jest ona wyraźnie warstwowana.

Nadległa potężna seria interglacjalna najkompletniej rozwinięta jest w otworze nr IV. Jednocześnie w otworze tym występują elementy, których nie obserwuje się w pozostałych wierceniach. Mianowicie jest to 2,0 m miąższości warstwa bruku (*E*) i seria piaszczysta poniżej leżąca (*D*). Poziomy te wyodrębniam od wyżej leżącej serii interglacjalnej (*F*), której poszczególne warstwy występują już we wszystkich otworach.

*D.* Seria *D* obejmuje 5,0 m miąższości kompleks piasków i mułków. Jedynie w części spągowej występują piaski z licznymi żwirkami, pochodzącymi zapewne z przemycia moreny. Osady leżące nad tymi piaskami są to osady wód płynących spokojnie a może nawet okresowo stagnujących.

*E.* Nadległa 2,0 m miąższości warstwa *E* pochodzi z okresu gwałtownej erozji. Zbudowana jest bowiem ze żwirów, a kończy się brukiem skał lokalnych i północnego pochodzenia. Jej położenie hipsometryczne w stosunku do górnej powierzchni omówionej gliny zwałowej (*C*) pozwala bruk ten uznać za utwór pochodzący raczej z denudacji tejże gliny.

*F.* Seria interglacjalna *F* jest najpotężniej rozwinięta, liczy np. w otworze nr IV, gdzie osiąga największą swą miąższość, aż 19,2 m. Jednocześnie jest to seria bardzo zróżnicowana, będąca obrazem dość urozmaiconej historii tego terenu. Dwa poziomy żwirów, wskazujące na ożywienie erozji, rozdzielają od siebie 3 serie osadów, pochodzących z okresów spokojnej akumulacji. W konsekwencji w obrębie tego interglacjału daje się wyróżnić 5 okresów, którym odpowiada 5 poziomów. Niestety nie wszystkie elementy dają się śledzić w czterech omawianych otworach. Elementy te są następujące:

*a.* Seria *a* pochodzi z najstarszej fazy, której odpowiadają osady o miąższości około 8,5 m. Zaczyna się cienką warstwą piaszczysto-żwirzastą, pochodzącą z akumulacji wód szybko płynących. Ku górze erozja zaczyna zamierać, czego odpowiednikiem jest gruby kompleks piasków drobnoziarnistych miejscami przepelnionych bardzo rozkruszonym detrytusem roślinnym, jedynie w stropie z pojedynczymi żwirkami. Opisane osady wydają się występować jedynie w otworze nr IV.

*b.* Wyżej leżąca seria *b* jest osadem segregowanym przez wody szybko płynące, gdyż jest to utwór piaszczysto-żwirzasty z drobnymi głazikami. Wśród żwirów na uwagę zasługuje obecność lidytu. Seria *a* także daje się zaobserwować jedynie w otworze nr IV.

*c.* Nadległa seria *c* posiada znaczną miąższość, bo w otworze nr IV — około 19,0 m. Zaczyna się grubą serią mułkowato-piaszczystą z licznymi szczątkami zniszczonego detrytusu roślinnego, będącą osadem wód bardzo spokojnie płynących i erodujących jakieś starsze poziomy ilów wstęgowych, o czym świadczą liczne toczenie z nich zbudowane.

Stopniowo następuje przejście do osadów wód stagnujących poprzez osady mułkowate, mułkowato-ilaste, aż do typów ilów wstęgowych. Zastoisku temu odpowiada długi okres sedymentacji, gdyż miąższość ilów wstęgowych wynosi około 10,0 m. Nad serią zastoiskową leży ponownie kompleks piasków drobnoziarnistych, które mimo wkładek mulków warstwowanych należy już może uznać za osad wód spokojnie płynących, za czym przemawiają toczeńce ilów wstęgowych i pojedyncze żwirki. Seria zastoiskowa występuje jedynie w otworach nr I i IV, tworząc jednocześnie jakby zbcze doliny, wypełnionej osadami wód płynących. Te zaś drobnoziarniste piaski, leżące nad nią, zdają się występować również w otworach nr II i III, w tym ostatnim nad poziomem moreny C.

d. Seria d ma w chronologii zjawisk na tym terenie bardzo duże znaczenie, gdyż daje się zaobserwować we wszystkich czterech otworach. W stosunku do wyżej omówionej serii c zaznacza się tu w dalszym ciągu wzrastająca siła erozji. Mianowicie seria ta zaczyna się zmiennej miąższości warstwą piasków średnioziarnistych z domieszką żwirów. Miąższość tych piasków wzrasta w punktach leżących najniższej hipsometrycznie, a więc w otworze nr II i III. Ku górze występuje stopniowo przejście do osadów pochodzących z przesortowania przez wody szybko płynące. Jest to poziom żwirzasto-piaszczysty z glazikami i toczeńcami ilów wstęgowych.

e. Seria e obrazuje ponownie stopniowe zamieranie erozji, gdyż zaczyna się piaskami średnio- i drobnoziarnistymi, jedynie z pojedynczymi żwirkami w spągu, przechodzącymi stopniowo w drobnoziarniste z bogatym choć zniszczonym detrytusem roślinnym, z toczeńcami ilów wstęgowych, a nawet z wkładkami ilów wstęgowych. Są to więc utwory spokojnej akumulacji wodnej nawet z lokalnymi podparciami wód, jak na to wskazują utwory typu zastoiskowego. Seria ta rozwinięta jest na całym tym terenie, gdyż przebiły ją wszystkie cztery otwory. Jedynie w jej stropie zaznacza się ponowne ożywienie erozji, wywołane nasuwaniem się lądolodu. W konsekwencji tego w otworze nr I i III występują w samym stropie znów cienkie poziome osadów o grubszym ziarnie.

Aczkolwiek w omówionej serii F brak osadów organicznych, to jednak z racji swej potężnej miąższości i charakteru osadów zasługuje ona na uznanie za serię interglacialną.

G. Seria G jest następnym z kolei, drugim na tym terenie poziomem gliny zwałowej. W porównaniu z poprzednim jest ona znacznie słabiej rozwinięta, gdyż maksymalna jej miąższość w otworze nr II wynosi za-

ledwie 7,0 m, a minimalna spada do 1,0 m. Cienka warstwa piasku z głazikami w otworze nr III dzieli ją na dwa poziomy. Jest ona również ciemna, szaro-brunatnej barwy jak morena dolna. Jedynie udział skał lokalnych w jej budowie znacznie się zmniejszył. Hipsometrycznie jej górna powierzchnia leży również na różnych poziomach, tworząc także zagłębienie terenu (166,8, 166,0, 154,1, 158,5 m).

II. Powyżej gliny zwałowej leży następna seria interglacjalna *H*. W porównaniu z poprzednio omówioną posiada ona znacznie mniejszą miąższość. Seria *H* najlepiej wykształcona jest w otworze nr II, wykonanym w sąsiedztwie profilu znanego z prac. J. Premika (12) i K. Piecha (8). Maksymalna jej miąższość wynosi około 13 m. Zaczyna się cienką warstwą, zawdzięczającą swe powstanie segregacji szybko płynących wód. Erozja jednak gwałtownie zamiera i następuje dość nagle przejście do iłó wstęgowych, przewarstwiających się z mułkami i pylastymi piaskami, a więc do typowych utworów zastoiskowych. Następnie w zbiorniku tym zaczyna się pojawiać roślinność, która stopniowo prowadzi do zupełnego jego zaniknięcia. Mianowicie w profilu obserwuje się kolejno ciemnoszare ily, przepelnione detrytusem, wyżej gytie i torfy z ułamkami drewna i liśćmi. Dokładne opracowanie paleobotaniczne tej serii dał w swej pracy K. Piech (7). Seria ta w opisanym wykształceniu nie występuje już w żadnym z pozostałych otworów. Jedynie w wierceniu nr III za jej odpowiednik można uważać osady zastoiskowe w postaci mułków przepelnionych detrytusem roślinnym, przewarstwiających się z iłami wstęgowymi. A więc zasięg tego torfowiska jest bardzo ograniczony. Następnie na ten teren wkracza ponownie woda, prawdopodobnie w związku z nasuwającym się lądolodem, w rezultacie serię organiczną w otworze nr II przykrywają osady klastyczne zastoiskowe, wykształcone jako ily wstęgowe i mułki. Ily te występują już na znacznie większym obszarze, bo nie tylko w otworze nr IV i wspomnianym wyżej nr III, lecz na całym badanym terenie w okolicach Szczercowa i Dzbanek Kościuszkowskich. Liczne studnie i drobne gliniarki sygnalizują ich obecność bądź pod gliną zwałową, bądź pod piaskami z głazami. Opisany interglacjał *H*, aczkolwiek jest dobrze scharakteryzowany dzięki obecności serii organicznej, w porównaniu z niżej leżącym *F* posiada znacznie mniejszą miąższość, jak na to wskazują wszystkie otwory z wyjątkiem nr I, w którym prawdopodobnie brak go zupełnie.

I. W otworze nr II i III bezpośrednio nad omawianą serią interglacjalną leżą piaski rzeczne. Ale mimo to otwór nr III wyjaśnia jej stosunek do nadległej serii *I*. Mianowicie otwór ten został wykonany tuż u podstawy zbocza zbudowanego z rdzawej i rdzawo-wiśniowej gliny zwałowej z gła-

zami, która niewątpliwie przykrywa niżej leżącą serię *H*. W otworze nr IV zredukowaną serię *H* przykrywają brylujące się piaski z głazami i żwirami, będące zapewne rezyduum morenowym. W otworze nr 1 podobnie wykształcone rezydua morenowe leżą prawdopodobnie bezpośrednio na starszej glinie zwałowej (na poziomie *G*).

Reasumując, w przytoczonych wyżej otworach odwiercono następujący profil plejstocenu: 3 poziomy gliny zwałowej i 2 serie interglacjałne. Trzecia — najstarsza — znana jest tylko z otworu nr III, który nie daje jednak jej całkowitego obrazu. Są to poziomy następujące:

- I* — 3 poziom gliny zwałowej
- H* — III seria interglacjałna o miąższości 0,0—13,0 *m*
- G* — 2 poziom gliny zwałowej
- F* |
- E* | — II potężna seria interglacjałna o miąższości 22,0—49,0 *m*
- D* |
- C* — 1 poziom gliny zwałowej
- B* — I seria interglacjałna niekompletna
- A* — preglacjał.

#### SZCZERCÓW

Na południowy wschód od opisanego profilu w Dzbankach Kościuszkowskich, w miasteczku Szczerców, na zachód od mostu na rzece Widawce, biegnie następna linia profilowa, złożona również z 4 otworów. Ponieważ głębokości poszczególnych otworów są tu mniejsze niż w linii Dzbanek Kościuszkowskich, więc obraz zjawisk czwartorzędowych jest tu bardziej fragmentaryczny, ale mimo to dający się łatwo odcyfrować dzięki analogii z poprzednio omówioną linią.

*B.* Najkompletniejszy profil utworów plejstocenijskich uzyskano na tej linii w otworze nr III głębokim na 50,1 *m*. Otwór ten nie osiągnął podłoża. Kończy się warstwą 0,5 *m* miąższości piasku z mieszanymi żwirami tj. zarówno lokalnymi jak i północnego pochodzenia o charakterze utworu fluwiogłacjałnego. Poziom ten wyróżniam jako serię *B* analogicznie do podziału w Dzbankach Kościuszkowskich, gdyż leży on bezpośrednio pod poziomem morenowym *C*.

*C.* Wyżej leży kompleks *C* ciemnoszarej gliny zwałowej o miąższości 12,7 *m*. Charakterystyczną cechą tej gliny jest dobry stan zachowania. Ponadto w jej składzie zaznacza się przewaga skał lokalnych — w postaci okruchów marglu kredowego, porwaków szarych mikowych mułków, ułamków lignitu — nad materiałem północnego pochodzenia. Poziom ten nawiercony został również tylko w otworze nr III. W profilach tej linii brak odpowiedników serii *D* i *E*.



F. Nad opisaną gliną leży w otworze nr III kompleks mułkowato-piaszczysty o miąższości 19,7 m, który wyróżniam jako serię F. Ponieważ, jak już wspomniałam, głębokości otworów na tej linii są znacznie mniejsze niż na linii w Dzbankach Kościuszkowskich, nie można tu wyróżnić wszystkich cykli tam odtworzonych. Zarówno w otworze nr III, w którym przewiercono całą tę serię, jak i w otworze nr I, w którym posiada ona nawet większą ale niekompletną wobec nieosiągnięcia spągu miąższość 23,0 m, występuje tylko jeden poziom żwirzasto-piaszczysty, świadczący o wzmożonej erozji. Poziom ten dzieli serię na część dolną i górną. W rezultacie dają się wyróżnić tu 3 poziomy i to tylko w dwu otworach, gdyż pozostałe dwa wchodzą zaledwie w tę serię. Ponadto w otworze nr III poziom żwirzasty leży prawie w samym stropie, co nasuwa wątpliwości co do jego interpretacji. A więc analogicznie do linii Dzbanek Kościuszkowskich można tu wyróżnić jedynie 3 górne poziomy: c, d i e.

c. Poziom c kompletnie rozwinięty jest w otworze nr III. Zaczyna się on serią osadów zastoiskowych w postaci mułków przewarstwiających się z typowymi iłami wstęgowymi. Ku górze seria ta przechodzi w gruby kompleks (około 14,0 m miąższości) utworów, pochodzących z akumulacji wód spokojnie płynących. Są to wyłącznie drobnoziarniste piaski bezwapienne jedynie z pojedynczymi żwirkami i ze znaczną domieszką detrytusu roślinnego. W otworze nr I jest nawiercona jedynie górna część tego poziomu, występuje tu mianowicie 7,5 m miąższości seria piasków również drobnoziarnistych z detrytusem roślinnym, lecz bez domieszki żwirów i z toceńcami iłów wstęgowych w spągu. Należy podkreślić, że zarówno w linii Dzbanek Kościuszkowskich jak i Szczercowa poziom ten zaczyna się iłami wstęgowymi a kończy serią piasków.

d. Jak już wyżej zaznaczyłam, poziom d — utwór wzmożonej erozji — wykształcony w postaci piasków różnoziarnistych z mieszanymi żwirami (lokalnymi i północnymi) występuje tylko w otworach nr I i III.

e. Nadległy poziom e rozwinięty jest właściwie tylko w otworze nr I. Zaznacza się tu ponowne zamieranie erozji, następuje bowiem przejście do utworów pochodzących z akumulacji wód spokojnie płynących, a kończy się utworami zastoiskowymi. Mianowicie leży tu 12,0 m miąższości seria piasków drobno- i średnioziarnistych z pojedynczymi żwirkami, z detrytusem roślinnym, z toceńcami gliny zwałowej i iłów wstęgowych, i 2,5 m miąższości seria iłów wstęgowych przewarstwiających się z mułkami. Natomiast w otworze nr III zaznacza się wprawdzie również zamieranie erozji, wyrażające się przejściem do piasków średnioziarnistych, ale jest to warstwa zaledwie 1,0 m miąższości. Dalsza część profilu uległa tu prawdopodobnie egzaracji lodowcowej, za czym przemawia wysokość względna spągu nadległej gliny

zwałowej w tym otworze. Otwory nr II i IV zaledwie nawiercają omawianą serię, wchodząc w utwory typu fluwioglacjalnego, wykształcone jako piaski drobno- i średnioziarniste ze żwirkami północnego pochodzenia. Wobec powyższego trudno je wiązać z pozostałymi otworami, gdyż mogą one odpowiadać zarówno poziomowi *d* jak również być związane z wodami nasuwającego się lądolodu analogicznie do linii Dzbanek Kościuszkowskich.

G. Wyżej leży następny poziom morenowy, nawiercony we wszystkich 4 otworach, wyróżniony jako seria G. W profilu nr III jest on dwudzielny, mianowicie zawiera 1,0 m wkładkę piasku wapnistego różnoziarnistego ze żwirami. Ten poziom gliny zwałowej posiada identyczną, ciemną, szarobrunatną barwę jak poziom C. Zaznaczają się tylko pewne różnice w składzie petrograficznym, mianowicie makroskopowe pobieżne badania wskazują, że udział skał lokalnych w budowie tego poziomu jest mniejszy niż w warstwie C.

Miąższość tego poziomu waha się nieznacznie w granicach 8,3—10,0 m.

H. Omówiona glina zwałowa leży na różnych wysokościach nad poziomem morza (157,5, 162,0, 155,0, 164,0 m), tworząc zagłębienia wypełnione następną serią międzymorenową H. Miąższość tej serii w porównaniu z serią F, podobnie jak w wierceniach Dzbanek Kościuszkowskich, jest nieznaczna, bo w otworze nr III wynosi zaledwie 8,5 m. Zaczyna się tu klastycznymi osadami zastoiskowymi, które stopniowo zostają wypierane przez osady pochodzenia organicznego. Istnieje bowiem przejście od mułków i iłów wstęgowych do mułków przepelnionych detrytusem roślinnym, następnie do gytii i torfu. Zarówno strop tej serii jak i nadległa część serii plejstocenińskiej uległa tu wyerodowaniu. Dokładną analizę paleobotaniczną tej serii dał K. Piech (7). Doszedł on do wniosku, że obydwie profile, zarówno Szczercowa jak i Dzbanek Kościuszkowskich, odzwierciedlają pełny cykl interglacjalny z wyraźnie zaznaczającym się optimum klimatycznym. Uzupełnieniem otworu nr III jest profil prawego zbocza Widawki, u którego podnóża wykonany został otwór. Jak to już podał w swej pracy J. Premik (11), w krawędzi tej widoczne są u podstawy cienka warstwa torfu i mułki przepelnione detrytusem roślinnym, wyżej leży seria mułków o charakterze wstęgowym, przewarstwiała się z typowymi iłami wstęgowymi. Wreszcie profil kończy się warstwą silnie piaszczystej gliny brunatnej z gładzikami a nawet z gładzami, których średnica wg wspomnianego autora dochodzi do 0,8 m. Pozostałe 3 otwory miały na celu wyznaczenie zasięgu warstw organicznych zastoiska szczercowskiego. Okazało się jednak, że zajmują one bardzo ograniczoną przestrzeń, gdyż przebił je tylko otwór nr III, usytuowany w mie-

scu, podanym w pracy J. P r e m i k a (11). Otwór nr IV wykonany został w kierunku północno-wschodnim od nr III w odległości około 80 m od krawędzi. W profilu tym seria *H* została silnie zredukowana, gdyż jest wyrażona tylko warstwą 1,1 m miąższości iłłów wstęgowych. W otworze nr II brak jej w ogóle jak również wyższych ogniów profilu, których należało by się spodziewać nad warstwą *G*, gdyż zostały zerodowane. W otworze nr I seria *H* występuje i posiada miąższość około 6,5 m. Wykształcona jest analogicznie jak w otworze nr III w postaci klastycznych utworów zastoiskowych, brak tylko osadów organicznych. Mianowicie przewarstwiają się tu typowe ily wstęgowe z mułkami bogatymi w detrytus roślinny i z piaskami pylastymi. Poziomowi gytii i torfu odpowiadają więc w tym otworze mułki z detrytusem roślinnym. Miąższość tej serii ulega dużym wahaniom, bo od 1,1 do 8,5 m i podobnie jak w linii Dzbanek Kościuszkowskich jest znacznie mniejsza w porównaniu do miąższości starszej serii interglacjalnej *F*.

I. Omówioną serię interglacjalną, jak już wyżej o tym wspomniałam, przykrywa poziom morenowy *I*. Jest on na tym terenie bardzo zniszczony i występuje częściowo jako silnie piaszczysta glina zwałowa, a częściowo w charakterze rezyduów morenowych. Przy omawianiu warstwy *F* wspomniałam, że w otworze nr I poziom tej gliny uległ wyerodowaniu, ale jest widoczny w krawędzi doliny Widawki. W otworze nr IV odwiercono ten sam poziom. Uległ on tu jednak silniejszemu przemyciu, wobec czego jest wykształcony jako 1,0 m warstwa brylujących się, gliniastych piasków różnoziarnistych ze żwirami i gładzikami. Również profile studzien w tej części miasteczka Szczerców potwierdzają obecność cienkiej gliny zwałowej nad iłłami wstęgowymi. W otworze nr II brak tej gliny podobnie jak i poziomu *H*. W otworze zaś nr I miąższość tego poziomu jest większa, bo dochodzi do 2,5 m. Jest on tu wykształcony podobnie jak w otworze nr IV, gdyż występuje w postaci piasków mniej lub silniej brylujących się ze żwirami i gładzikami. Dla definitywnego stwierdzenia obecności gliny zwałowej nad iłłami wstęgowymi wykonano dodatkowo płytkie wiercenie między liniami profilowymi Szczercowa i Dzbanek Kościuszkowskich, na zachód od otworu nr I w Szczercowie. Przewiercono tu około 2,0 m gliny rdzawej z gładzami, odwapnionej, poniżej natrafiono na typowe ily wstęgowe.

Reasumując, w profilu w Szczercowie występują, analogicznie jak w Dzbankach Kościuszkowskich, 3 poziomy glacialne i 2 serie interglacjalne. Trzecia — najstarsza — jest bardzo słabo znana. Są to poziomy następujące:

*I* — 3 poziom morenowy

*H* — III seria interglacjalna z warstwami organicznego pochodzenia

- G — 2 poziom morenowy
- F — II seria interglacjalna tylko z warstwami klastycznymi
- C — 1 poziom morenowy
- B — I seria interglacjalna, zaledwie nadwiercona.

#### WNIOSKI KOŃCOWE

Z powyższego opisu zarówno profilów Szczercowa jak i Dzbanek Kościuszkowskich wynikają daleko idące podobieństwa. Mianowicie w obu liniach występują 3 horyzonty morenowe C, G, I i 3 serie interglacjalne B, F, H. Najstarszym elementem jest warstwa żwirów lokalnych A, których wiek wobec braku materiału północnego pochodzenia przyjmuję za preglacjalny.

Strop profilu plejstocenijskiego stanowią utwory glacialne I. Są one miejscami zniszczone i zamienione na piaski rzeczne w pobliżu doliny, jednakże otwory nr I i IV w linii Szczercowa, otwór IV w linii Dzbanek Kościuszkowskich i opisany dodatkowy otwór między tymi liniami wykazują istnienie niewątpliwej moreny lub jej rezyduów, przykrywających szczercowską serię interglacjalną.

Przypuszczenie P. Woldstedta (24), że są to utwory spływowe, nie znajduje potwierdzenia ani w omówionych profilach, ani w terenie.

Szczerców i Dzbanek Kościuszkowski leżą na obszarze zlodowacenia, którego utwory pokrywają najbliższą okolicę Szczercowa. W kierunku rzeki są one częściowo zniszczone a częściowo prawdopodobnie były tu słabiej wykształcone na skutek przepływu wód subglacialnych. Jest rzeczą niewątpliwą, że serię interglacjalną H przykrywają utwory morenowe najmłodszego na tym obszarze zlodowacenia, a więc „zlodowacenia“ Warty w pierwszym ujęciu P. Woldstedta (22), a które uważam za ponowne wahnięcie zlodowacenia środkowo-polskiego i nazywam Varsovien I b.

W spągu serii interglacjalnej H leży niższy poziom morenowy G, odpowiadający głównej fazie (maksimum) zlodowacenia środkowo-polskiego, którą nazywam Varsovien I a.

Wspomniana wyżej seria H jest to znany z literatury (J. Premik, 11, 12; K. Piech, 7, 8) interglacjał Szczercowa i Dzbanek Kościuszkowskich. W porównaniu ze starszą serią F posiada on znacznie mniejszą miąższość. Fakt ten jednak i pozycja stratygraficzna wskazuje, że jest to interglacjał, mieszczący się między moreną głównej fazy zlodowacenia środkowo-polskiego, a moreną pochodzącą z następnej fazy, będącej ponownym wahnięciem tegoż samego zlodowacenia środkowo-

polskiego (między Varsovien Ia a Varsovien Ib) i nazywam go chwilowo interglacją Masovien IIa.

Paralelizowanie tego interglacjału z żoliborskim, jak czyni to P. Woldstedt (24), napotyka zasadnicze trudności. Istniejący bowiem profil paleobotaniczny Żoliborza (J. Raniecka, 13) jest niekompletny i nie daje podstaw do synchronizacji.

Dotychczas interglacjał Szczercowa i Dzbanek Kościuszkowskich uważano za odpowiednik interglacjału w Barkowicach Mokrych i Olszewicach na podstawie prac J. Premika (11, 12) i K. Piecha (7, 8). Ostatnie badania nad interglacjałami Polski przyniosły nowe opracowania (M. Sobolewska, 17; E. Rühle, 16) i pozwoliły ustalić niewątpliwą pozycję stratygraficzną interglacjału w Barkowicach Mokrych. Mianowicie znajduje się on między poziomami glacialnymi Cracovien a Varsovien I.

Porównanie profilu paleobotanicznego Szczercowa i Dzbanek Kościuszkowskich ze wspomnianymi wyżej profilami interglacjału w Barkowicach Mokrych i Olszewicach wykazuje zasadnicze niezgodności. Różnią się one bowiem składem botanicznym, a w tego następstwie kolejnością faz leśnych i odpowiadającą im kolejnością faz klimatycznych. A więc interglacjał Szczercowa i Dzbanek Kościuszkowskich nie jest tego samego wieku co interglacjał Barkowic Mokrych i Olszewic, natomiast jest on od nich młodszy. Wynika to bowiem z profilu geologicznego. Utwory interglacialne Szczercowa (H) są podosłane gliną zwałową zlodowacenia środkowo-polskiego z pierwszej fazy maksymalnej (Varsovien I). Poniżej tej moreny leży potężna seria interglacialna F (Masovien I) o miąższości 19,2 m, którą mimo braku utworów organicznych paralelizuje z równie potężnymi osadami interglacialnymi Barkowic Mokrych, Olszewic, Nowin Żukowskich, powstałymi w okresie Masovien I. W profilu Szczercowa i Dzbanek Kościuszkowskich zaznacza się charakterystyczna dla Masovien I warstwa żwiru i otoczków w środkowej jego części.

W spągu serii interglacialnej F występuje najniższy poziom glacialny C. We wszystkich otworach, w których został przewiercony, jest on rozwinięty w postaci kilkumetrowej warstwy gliny zwałowej. Morenę tę synchronizuje z moreną zlodowacenia karpackiego (Cracovien).

Wreszcie poniżej widoczna jest najstarsza seria interglacialna B, znana jedynie fragmentarycznie.

Koncepcja B. Halickiego (1), jakoby interglacjał Szczercowa i Dzbanek Kościuszkowskich był starszy od interglacjału w Barkowicach Mokrych jest niemożliwa do przyjęcia w świetle znajomości opisanego

profilu czwartorzędu, zwłaszcza, że wspomniany autor nie podaje żadnego materiału faktycznego, na którym opierałby swoją interpretację.

W stropie warstw organicznych w Szczercowie i w Dzbankach Kościuszkowskich leży niewątpliwie morena „zlodowacenia“ Warty (młodsza faza zlodowacenia środkowo-polskiego), według zaś schematu stratygraficznego B. Halickiego wynikałoby, że jest to morena zlodowacenia III (tzw. południowej Polski), podścielająca interglacjał w Bar-kowicach Mokrych. Ponieważ autor ten owe zlodowacenie III wstawia pomiędzy Cracovien a Varsovien I według schematu Wł. Szafera (18), więc przesuwam interglacjał Szczercowa i Dzbanek Kościuszkowskich o dwie moreny niżej aniżeli poziom stratygraficzny, w jakim się on istotnie znajduje.

Całkowity profil czwartorzędu wskazuje, że poniżej interglacjału Szczercowa i Dzbanek Kościuszkowskich znajdują się dwa poziomy morenowe będące odpowiednikiem dwóch glacjałów. Gdyby chodziło o zastosowanie schematu B. Halickiego (1), należało by wyższy synchronizować ze zlodowaceniem karpackim (zlodowacenie II), a niższy z I najstarszym glacjałem. Synchronizacja ta wydaje się nieprawdopodobna, gdyż najstarsze na naszych ziemiach utwory (pochodzące być może z glacjału starszego od Cracovien) znane są dotychczas z kilku miejsc jako rezyduum w postaci odosobnionych głazów. Jest więc bardzo wątpliwe, aby były one tu tak dobrze zachowane jako kilkunastometrowej warstwy gliny, podestane jeszcze serią interglacjałną.

Reasumując jeszcze raz powyższe dane, stratygrafia plejstocenu na tym terenie przedstawia się następująco:

Najwyższa trzecia seria glacjałna I odpowiada młodszej fazie zlodowacenia środkowo-polskiego (Varsovien I b). Niżej leżący interglacjał H, znany jako interglacjał Szczercowa i Dzbanek Kościuszkowskich, znajduje się między dwiema morenami, będącymi pozostałością dwu faz zlodowacenia środkowo-polskiego. Nawiązując do schematu Wł. Szafera (18), nazywam go Masovien II a. Obecnie traktuję więc warstwy Szczercowa i Dzbanek Kościuszkowskich jako interstadiał. Ponieważ skład paleobotaniczny przemawia za tym, że jest on ciepły, z dobrze zaznaczonym optimum klimatycznym, możliwe, iż w miarę rozwoju dalszych badań będzie go można uznać za interglacjał w dosłownym znaczeniu tego słowa. Pod interglacjałem H leży druga morena, pochodząca ze starszej, jednocześnie maksymalnej fazy zlodowacenia środkowo-polskiego, którą nazywam Varsovien I a. W spągu tej moreny znajduje się potężna seria interglacjałna F, którą uważam za równowiekową z interglacjałem Bar-kowic Mokrych i Olkzewic, a więc Masovien I. Również serię D i bruk E włączam w ten sam cykl interglacjałny. Powyższy interglacjał podściela

pierwszy, najniższy, dobrze wykształcony poziom morenowy C, który paralelizują ze zlodowaceniem Cracovien. Seria B w części dolnej odpowiada prawdopodobnie interglacjałowi starszemu od zlodowacenia Cracovien, część zaś górna wiąże się z nasunięciem lodowca z okresu zlodowacenia Cracovien. Ilustracją powyższych rozważań jest załączona tabelka.

**PORÓWNANIE SZCZERCOWA I DZBANEK KOŚCIUSZKOWSKICH  
Z SĄSIEDNIMI TERENAMI**

Wiek	Szczerców i Dzbanki Kościszowskie I. Jurkiewiczowa	Barkowice Mokre E. Rühle, M. Sobolewska	Piotrków J. Lewiński
Środkowo- polskie młodsze Varsovien Ib (Warty)	I — Gлина zwałowa lub jej residua	(Obszar poza zasięgiem młodszej fazy zlodowacenia środkowo-polskiego — Varsovien Ib)	
Masovien IIa	H — Iły wstępowe Iły z detrytusem roślinnym Gytie i torfy Iły wstępowe Piaski średnio- i gruboziarniste	Powierzchniowe osady wietrzenia — niszczone i denudowane	
środkowo- polskie starsze Varsovien Ia	G — Gлина zwałowa Piaski fluwioglacjalne	Glina zwałowa Piaski drobno- i średnioziarniste	I — Gлина zwałowa często dwudzielna
Masovien I	F — Seria interglacjałna e — piaski drobnoziarniste iły wstępowe d — warstwa piaszczysto-żwirzała c — piaski drobnoziarniste iły wstępowe mulki warstwowane b — utwór piaszczysto-żwirzasty a — piaski drobnoziarniste z detrytusem piaski gruboziarniste	Piaski pylaste Piaski drobno- i średnioziarniste Łupki bitumiczne Gytie i torfy Mulki i iły wstępowe Piaski średnio- i drobnoziarniste	H — Mułki warstwowane Piaski drobnoziarniste i mulki z detrytusem roślinnym Grube piaski i żwir G — Iły warstwowane z drewnem i torfem Piaski drobnoziarniste z kawałkami drewna

Wiek	Szczerców i Dzbanki Kościuszkowskie I. Jurkiewiczowa	Barkowice Mokre E. Rühle M. Sobolewska	Piotrków J. Lewiński
Cracovien	E — Bruk D — Piaski i mułki C — Głina zwałowa B — Część górna: mułki i ily wstę- gowe	Utwory morenowe za- chowane szczątkowo	F — Szara glina zwa- łowa
Interglacjał	B — Część dolna: piaski ze żwirami lokalnymi i pół- nocnymi	Głina ze śladami de- trytusu roślinnego	E — Ily z drzewem i torfem Piaski drobnoziar- niste z detrytusem roślinnym Piaski ze żwirami
Glacjał	—	Osady rzeczne z roz- mycia utworów mo- renowych	—
Preglacjał	A — Żwiry lokalne		D — Piaski kwarcowe bez materiału północnego C — Piaski grubo- i drobnoziarniste oraz mułki B — Ily i mułki A — Rumosz sęnoński

## LITERATURA

- Halicki B. — Z zagadnień stratygrafii plejstocenu. *Acta Geol. Pol.* t. 1, z. 2, Warszawa 1950.
- Lewiński J. — Utwory preglacjałne i glacjałne Piotrkowa i okolic. *Tow. Nauk. Warsz. Wydz. III. Sprawozd. z posiedz.* t. 20, Warszawa 1928.
- Lilpop J., Passendorfer E. — O utworach interglacjałnych pod Sulejowem nad Pilicą. *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* 3, Warszawa 1925.
- Passendorfer E. — Interglacjał w Olszewicach pod Tomaszowem Mazowieckim i inne profile dyluwialne. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd. Kom. Fizjogr.* t. 65, Kraków 1931.
- Passendorfer E. — Interglacjał w Bednie obok Końskich. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd. Kom. Fizjogr.* t. 65, Kraków 1931.
- Passendorfer E., Lilpop J., Trela J. — O utworach międzylodowcowych w Olszewicach pod Tomaszowem Mazowieckim. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd. Kom. Fizjogr.* t. 64, Kraków 1929.



7. Piech K. — Badania nad dyluwium województwa łódzkiego. II. Flora warstw międzylodowcowych okolicy Szczercowa, Dzbanek Kościuszkowskich i niektórych innych miejscowości w dorzeczu środkowej Warty. *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 6, Kraków 1930.
8. Piech K. — Das Interglazial von Szczerców östlich v. Wieluń, Wojewodschaft Łódź, *Pol. Tow. Geol. Rocznik* t. 8, Kraków 1932.
9. Premik J. — O zastoisku widawskim. *Państw. Inst. Geol. Sprawozd.* 2, z. 3/4, Warszawa 1924.
10. Premik J. — Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1924 w powiecie wieluńskim oraz nad górną i środkową Widawką. *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.* 10, Warszawa 1925.
11. Premik J. — Badania nad dyluwium województwa łódzkiego. I. O utworach preglacialnych, glacialnych i interglacialnych w dorzeczu środkowej Warty, Widawki i Prośny. *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 6, Kraków 1930.
12. Premik J. — Ueber die Ausbildung und Gliederung d. Diluviums im südwestlichen Teil Mitteleuropas. *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 8, Kraków 1932.
13. Raniecka J. — Analiza pyłkowa interglacjalna z Żoliborza w Warszawie. *Acta Soc. Bot. Pol.* t. 7, Warszawa 1932.
14. Różycki S. Z. — Interglacja żoliborska. *Tow. Nauk. Warsz. Wydz. III. Sprawozd. z posiedz.* t. 22, Warszawa 1929.
15. Różycki S. Z. — Interglacialne łupki bitumiczne w Barkowicach Mokrych koło Sulejowa. *Państw. Inst. Geol. Biul.* 29, Warszawa 1947.
16. Rühle E. — Profil geologiczny czwartorzędu w Barkowicach Mokrych pod Sulejowem. *Państw. Inst. Geol. Biul.* 66, Warszawa 1952.
17. Sobolewska M. — Interglacja w Barkowicach Mokrych pod Sulejowem. *Państw. Inst. Geol. Biul.* 66, Warszawa 1952.
18. Szafer Wł. — Zarys stratygrafii polskiego dyluwium na podstawie florystycznej. *Pol. Tow. Geol. Rocznik*, t. 5, Kraków 1928.
19. Woldstedt P. — Die grossen Endmoränenzüge Norddeutschlands. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Bd. 77, Berlin 1925.
20. Woldstedt P. — Die Gliederung des jüngeren Diluviums in Norddeutschland und seine Parallelisierung mit anderen glacialgebieten. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Bd. 79, Berlin 1927.
21. Woldstedt P. — Das Eiszeitalter. Stuttgart 1929.
22. Woldstedt P. — Über Randlagen der letzten Vereisung in Ostdeutschland und Polen und über die Herausbildung des Netze-Warthe-Urstromtales. *Preuss. Geol. L.-A. Jahrb.* Bd. 52, Berlin 1931.
23. Woldstedt P. — Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland und über die Stellung des Warthe-Stadiums in der norddeutschen Eiszeitgliederung R.-A. *Bodenforsch. Ber.* H. 7—8, Wien 1942.
24. Woldstedt P. — Über die stratigraphische Stellung einiger wichtigen Interglazialbildungen im Randgebiet der nordeuropäischen Vergletscherung. *Deutsche Geol. Gesell.* Bd. 99, Berlin 1947.

Ирена ЮРКЕВИЧ

## ИНТЕРГЛЯЦИАЛ ЩЕРЦОВА И ДЗБАНЕК КОСЬЦЮШКОВСКИХ СОГЛАСНО НОВЫМ ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

(с 2 табл. и 1 фиг. в тексте)

### РЕЗЮМЕ

#### С о д е р ж а н и е

Важная стратиграфическая позиция интергляциала в Дзбанках Косьцюшковских и Щерцове (южнее Лодзи) до настоящего времени не была достаточно хорошо определена в профиле четвертичной системы. Исследования, произведенные Группой Польской Низменности в Польском Геологическом Институте, дали основу для более точного установления стратиграфии.

Профиль четвертичных отложений состоит из трех моренных горизонтов и трех интергляциальных серий. В кровле залегают гляциальные отложения в форме несомненно морены или ее остатков. Принадлежат они к „оледенению” Варты, соответствующему вторичному колебанию центрально-польского оледенения, которое называю варшавским Ib. Ниже этого горизонта залегают серия интергляциала Щерцова и Дзбанек Косьцюшковских *sensu stricto* а ввиду того, что она залегают на отложениях главной фазы центрально-польского оледенения варшавского Ia, называю ее интергляциалом мазовецким IIa.

Под отложением варшавского Ia оледенения залегают могучая серия мощности 19,2 м, соответствующая интергляциалу Варковиц Мокрых и Новин Жуковских, а следовательно мазовецкому I.

В подошве этой серии залегают самый нижний гляциальный горизонт оледенения краковского.

Самым старшим элементом в описанном профиле является слой местного гравия, вероятно прегляциального

### В в е д е н и е

Стратиграфическая позиция интергляциала Дзбанек Косьцюшковских и Щерцова (южнее Лодзи) не была до сих пор убедительна и поэтому отдельные авторы объясняли ее различно. И так В. Ш а ф е р (18), опираясь на наблюдениях Ю. П р э м и к а (10), развивает мнение, что упомянутый интергляциал находится ниже морены центрально-польского оледенения, с которым синхронизирует „оледенение” Варты.

То же самое доказывают в своих трудах Ю. П р э м и к (9, 10, 11, 12) и К. П е х (7, 8), на основании геологического профиля, наблюдаемого в по-

левых работах и пополненного бурением, а также и на основании общих обсуждений. С другой стороны П. В о л ь д ш т е д т (24) указывает на несогласие между диаграммой пылицы интергляциала Щерцова и Дзбанек Косьцюшковских и диаграммами Ольшевиц, Барковиц Мокрых, Бэдльна, с которыми до сих пор были синхронизированы вышеупомянутыми авторами. Ввиду того, что стратиграфическая позиция интергляциала в Ольшевицах между оледенением краковским и варшавским I не подлежит сомнению для него, и поэтому он вносит концепцию, что интергляциал Щерцова и Дзбанек Косьцюшковских находится выше, а именно между оледенением варшавским I и варшавским II, и вследствие этого параллелизует с интергляциалом Жолиборжа.

Проблемой этой интересуется также и Б. Галицкий (1). Последний не имея новых данных рассматриваемый интергляциал определяет как старший от интергляциала в Ольшевицах, т. е. ниже чем краковский, а следовательно к самому нижнему из оледенений, бывших до сих пор, значит к оледенению „III южной Польши“. Стратиграфическая позиция интергляциала Щерцова и Дзбанек Косьцюшковских для автора является исходной для обсуждаемой схемы четвертичных образований Польши.

#### ОПИСАНИЕ СЛОЕВ ПРОФИЛЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА

##### Дзбанки Косьцюшковские

Линия скважин, проходящая через деревню Косьцюшки дает следующую картину осадков плейстоцена.

- А — Самым старшим горизонтом пробуренным на глубине 73,6 м (скважина IV) является слой гравия, состоящий из местных пород, вследствие чего принадлежащий уже к прегляциалу.
- В — Младший горизонт определяет серия В (скв. II). Охватывает свитку песков в большинстве мелкозернистых и только в кровле с прослойками более крупных песков, а также глин и илов. Нижняя часть имеющая отчетливо примесь материала северного происхождения указывает на разрушение еще старших гляциальных отложений и вероятно является кровлей самой старшей, интергляциальной серии, а верхняя часть будучи отложением запруженного озера создана вследствие приближения материкового льда.
- С — Стратиграфически выше залегает самый нижний хорошо сформированный горизонт гляциальной глины (скв. I, III, IV). Как его мощность, так и гипсометрическое положение подвергается значительным колебаниям. Его характерным признаком является большое содержание местных пород, особенно в подошвенных партиях.

- D — Серия D (только скв. IV) охватывает 5,0 м комплекса песков и илов, тем самым являясь самой старшей фазой интергляциала.
- E — Вышележащий слой гравия и валуны местных пород и материала северного происхождения создан благодаря сильной эрозии и происходит вероятно также и с денудации глины „С“ (тоже только скв. IV).
- F — Серия F, мощнее всего развитая в скв. IV, имеет мощность 19,2 м; 2 горизонта гравиев, указывающие на оживленную деятельность эрозии, разделяют друг от друга 3 серии осадков, происходящих из периода спокойной аккумуляции. В результате можно отличить 5 периодов, которым соответствует 5 горизонтов.
- a — Горизонт „a“ мощностью 8,5 м является самой старшей фазой этой серии. Начинается она тонким песчанисто-гравиевым слоем, впоследствии переходит в мощный комплекс мелкозернистых песков, местами переполненных раздробленным растительным детритом.
- b — Горизонт „b“ (скв. IV) песчанисто-гравиевый является осадком сортированным быстро текущими водами и начинает собственно новый цикл седиментации.
- c — Вышележащий горизонт „c“ свидетельствует о затухании эрозии. Начинается он мощной илесто-песчанистой серией с многочисленными остатками, разрушенного растительного детрита, являющегося осадком очень медленно текущих вод. Постепенно происходит переход к осадкам запруженных вод через илестые и илесто-глинистые осадки вплоть до типичных ленточных глин. Над серией осадков запруженных вод снова залегает комплекс мелкозернистых песков, являющихся уже осадком спокойно текущих вод. Серия осадков запруженных вод выступает только в скважинах I и IV, создавая как-будто склон долины, наполненной мелкозернистыми песками, которые кажется выступают в скважинах II и III.
- d — Горизонт „d“ в хронологии явлений этой местности имеет очень большое значение, так как можно наблюдать его во всех четырех скважинах. Как в горизонте „b“ отмечается здесь рост эрозионной силы, ибо это песчанисто-гравиевый горизонт, который создан благодаря эрозии довольно сильных текущих вод.
- e — Горизонт „e“ снова образует постепенное затухание эрозии. Виден здесь переход от среднезернистых песков к мелкозернистым, богатым разрушенным растительным детритом, даже с прослойками ленточных глин. Горизонт этот выступает также во всех четырех скважинах.
- Хотя в рассмотренной серии F отсутствуют горизонты органического происхождения, однако по поводу, как своей могучей мощности так и характера осадка, эта серия заслуживает на признание ее интергляциальной.

- G — Серия G является следующим вторым горизонтом моренной глины. Цвет ее как и в морене С тоже темносеро-бурый. Только участие местных пород в ее строении значительно уменьшилось. Кроме того имеет меньшую мощность.
- H — Следующая интергляциальная серия H характеризуется значительно меньшей мощностью по сравнению с предыдущей, ибо составляет едва 13,0 м (скв. II). Начинается она тонким слоем, который создан благодаря сортировке быстро текучих вод. Эрозия, однако, стремительно затухает и происходит довольно резкий переход к отложениям запруженного озера. Потом начинает появляться растительность, которая постепенно приводит к совершенному превращению бассейна в сушу. Впоследствии на эту территорию вновь вторгается вода, вероятно в связи с надвигающимся материковым льдом; в результате органическую серию в скв. II покрывают кластические осадки.
- В скважинах II и III непосредственно над упомянутой интергляциальной серией залегают речные пески. Но несмотря на это скв. III выясняет ее отношение к вышележащему моренному горизонту I, ибо эта скважина была пробурена тут же около подножия склона, построенного из гляциальной глины с валунами, которая несомненно покрывает нижележащую серию H. В скв. IV сокращенную серию H покрывают пески с валунами и гравием, образующие глыбы и являющиеся моренным остатком.

### Щерцув

- На юго-восток от выше описанного профиля через местечко Щерцув, западнее моста на реке Видавке, проходит следующая линия профиля.
- B — Серия B (скв. III) является самой старшей в этом профиле. Сформирована она как песчанисто-гравиевый слой 0,5 м с характером флювиогляциального отложения.
- C — Выше лежит комплекс C — темносерой моренной глины. Характеризуется он хорошим сохранением и преимуществом в его составе местных пород над породами северного происхождения. В профилях этой линии отсутствует эквивалент серии D и E.
- Выше залегают илесто-песчанистая серия F; по сравнению с предыдущей линией профиля она гораздо меньше комплетно сформирована. Здесь выступает только один песчанисто-гравиевый горизонт, разделяющий серию на нижнюю и верхнюю. В результате, путем аналогии, можно здесь отличить 3 горизонта с, d и e.
- c — Горизонт „с“ известен нам из скв. III начинается серией осадков запруженных вод прикрытых мощной серией мелкозернистых песков со значительной примесью растительного детрита.

- d — Горизонт „d“ (скв. I и III) сформирован как пески с зернами различной величины, с гравием местного и северного происхождения, являющиеся отложением усиленной эрозии.
- e — В вышележащей серии замечается вновь затухание эрозии, ибо начинается переход к отложениям, происходящим из аккумуляции медленно текучих вод, заканчивается запруженными отложениями.
- G — Выше залегает следующая моренная серия G, пробуренная во всех четырех скважинах. Она имеет такой же темносеро-бурый цвет как и горизонт C и только участие местных пород в ее структуре меньше.
- H — Интергляциальная серия H имеет в этой же линии профиля также небольшую мощность (скв. III — 8,5 м). Начинается здесь она кластическими осадками запруженных вод в виде илов, переполненных растительным детритом, и ленточных глин, которые постепенно были вытеснены осадками органического происхождения, как гитии и торфы.
- I — Упомянутую интергляциальную серию покрывает моренный горизонт I. На этой территории он сильно разрушен и частично выступает как сильно песчанистая гляциальная глина, а частично в виде моренных остатков. И так в скважине III горизонт этой глины подвергся эрозии, но видимый в крае долины Видавки. В скв. IV пробурен этот горизонт, но подвергся здесь сильному размыву и сформирован в виде глинистых песков с гравием и небольшими валунами. Аналогично сформирован в скв. I.

#### ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЕ ВЫВОДЫ

Из выше описанного, как из профиля Щерцова, так и профиля Дзбанек Косьцюшковских, видно большое между ними сходство. А именно, в обеих линиях выступают 3 моренные горизонта C, G и I и 3 интергляциальные серии B, F, H.

Кровлей профиля плейстоцена является гляциальное отложение I.

Местами они разрушены и превращены в речные пески, однако скв. I, IV на линии Щерцова, как и скв. IV на линии Дзбанек Косьцюшковских обнаруживают существование несомненной морены или ее остатков, покрывающих серию интергляциала в Щерцове. Морена эта принадлежит к самому младшему на этой территории оледенению, а именно „оледенению“ Варты в первой интерпретации Вольдштедта (22), которое считаю вторичным колебанием центрально-польского оледенения и называю варшавским Ib. Ниже моренного горизонта I залегает интергляциальная серия H, известная как интергляциал Щерцова и Дзбанек Косьцюшковских. По сравнению со старшей серией F имеет он значительно меньшую мощность. Этот факт, как и стратиграфическая позиция указывают на то, что это интергляциал, находящийся между мореной главной фазы центрально-польского оледенения

и мореной, происходящей из следующей фазы, являющейся вторичным колебанием того же центрально-польского оледенения (между варшавским Ia и варшавским Ib) и временно называю его интергляциалом мазовецким IIa.

В подошве упомянутой интергляциальной серии H лежит низший моренный горизонт G, соответствующий главной фазе центрально-польского оледенения, которую называю варшавской Ia. Ниже этой морены залегает толстая интергляциальная серия F с мощностью 49,0 м, которую, несмотря на отсутствие органической серии параллелизую с такой же толстой интергляциальной серией Барковиц Мокрых, Новин Жуковских, а следовательно с серией мазовецкой I.

В подошве интергляциальной серии F выступает самый нижний гляциальный горизонт C. Во всех скважинах, в которых он был пробурен, он развит в виде слоев гляциальной глины мощностью несколько м. Эту морену синхронизирую с мореной оледенения краковского.

И наконец, ниже видна самая старшая интергляциальная серия B — известная только в отрывках.

Самым же старшим элементом в описанном профиле является слой местного гравия A, возраст которого из-за отсутствия материала северного происхождения, принимаю за прегляциальный.

Irena JURKIEWICZOWA

## THE INTERGLACIAL OF SZCZERCÓW AND DZBANKI KOŚCIUSZKOWSKIE IN THE LIGHT OF NEW GEOLOGICAL DATA

(with 2 pl. and 1 fig. in the text)

### SUMMARY

#### Abstract

The important stratigraphical item of the interglacial of Dzbanki Kościuszkowskie and Szczerców has so far not been adequately determined in the Quaternary profile. The research conducted by a Group of Polish Lowland of Polish Geological Survey in 1949 supplied a basis for a closer determination of the stratigraphy.

The Quaternary profile is composed of three morainic levels and three interglacial series.

In the profile described the oldest element is a layer of local gravels, presumably preglacial. Above it lies the lowest glacial level of the Cracovien glaciation. The next one is the powerful series 19,2 m thick, corresponding to the interglacial of Barkowice Mokre and Nowiny Żukowskie, i. e. Masovien I. Above lies the proper series of the main phase of the middle-Polish glaciation — Varsovien Ia. Above this level lies the proper series of Szczerców and Dzbanki Kościuszkowskie interglacial, which — because it lies upon deposits of the main phase of the middle-Polish glaciation Varsovien I — I call interglacial Varsovien IIa. In the ceiling lie glacial formations in the form of a doubtless moraine or of its residues, they belong to the „glaciation” of the Warta corresponding to the reiterated oscillation of the middle-Polish glaciation, which I call Varsovien Ib.

### INTRODUCTION

A stratigraphical item of the interglacial of Dzbanki Kościuszkowskie and Szczerców has so far not been convincingly certain, and was herefore interpreted in various ways by particular authors. And so, Wł. Szafer (18) who bases his conclusions on J. Premik's (10) observations develops the view that the interglacial under discussion lies beneath the moraine of the middle-Polish glaciation with which he synchronizes the glacial of the Warta.



Exactly the same is proved, in their papers on this subject, by J. Premik (9, 10, 11, 12) and K. Piech (7, 8) on the grounds of a geological profile observed in the terrain and supplemented with a drilling, as well as on the grounds of general considerations. On the other hand, P. Woldstedt (24) points at disconformities between the pollen diagrams of the interglacial of Szczerców and Dzbanki Kościuszkowskie and those from Olszewice, Barkowice Mokre or Bedlno, with which they have so far been synchronized by the aforementioned authors. The stratigraphical item of the interglacial at Olszewice between the glaciations Cracovien and Varsovien I being, in his opinion, out of doubt, he brings forward the concept that the interglacial of Szczerców and Dzbanki Kościuszkowskie is situated higher up, namely between Varsovien I and Varsovien II, and, as a consequence, shows its parallelism with the Żoliborz interglacial.

The above problem draws also B. Halicki's attention (1). Having no new facts available, this author recognizes the interglacial concerned as older than the Olszewice interglacial, i. e. lying below the Cracovien, thus being the lowest amongst the so far known ones, viz: below glaciation III of southern Poland. The stratigraphical position of the interglacial of Szczerców and Dzbanki Kościuszkowskie is for the author the key position as regards the Polish Quaternary scheme referred to.

#### DESCRIPTION OF BEDS IN THE PLEISTOCENE PROFILE

##### Dzbanki Kościuszkowskie

The line of bore-holes running through the village of Kościuszki gives the following picture of Pleistocene sediments.

A. The oldest level perforated at the depth of 73,6 m (bore-hole IV) is a bed of gravels built exclusively of local rocks and therefore belonging already to the preglacial.

B. The younger level is determined by series B (bore-hole II). It comprises a 6,5 m thick complex of sands, generally finegrained and containing only intercalations of coarser grained sands, as well as clays and silts in the ceiling. The lower part including a distinct admixture of material of northern origin indicates the disintegration of still older glacial formations and forms presumably the ceiling of the oldest interglacial series, whereas the upper, of ice dammed lake, part is a consequence of the approach of the inland ice.

C. Stratigraphically higher lies the lowest, well developed, level of boulder clay (bore-holes I, III and IV). Both its thickness and hypsometri-

cal position are subjected to considerable oscillations. It is characterized by a large of local rocks, particularly in the bottom parts.

D. Series D (bore-hole IV only) comprises a 5,0 m thick complex of sands and silts, and forms the oldest interglacial cycle.

E. The superjacent bed of gravels and pavement of rocks, local and of northern origin, owes its coming into existence to violent erosion, and is probably originated by the denudation of clay C (also bore-hole IV only).

F. Series F, the most spectacularly developed in bore-hole IV, reaches the thickness of 42 m. Two levels of gravel indicating the animation of erosion separate three series of sediments dating back to the period of quiet accumulation. As a result, five periods corresponded to by five levels can be distinguished.

a. Level „a“, 8,5 m thick, is the oldest cycle of the series. It begins with a thin arenaceous-gravelly bed subsequently passing into a thick complex of fine-grained sands, here and there filled with crushed plant detritus.

b. Level „b“ (bore-hole IV), arenaceous-gravelly, is a sediment segregated by fast-flowing waters, and, as a matter of fact, begins a new sedimentational cycle.

c. The superjacent level „c“ bears witness to the extinction of erosion. It begins with a thick silty-arenaceous series of abundant remains of plant detritus. This series is a sediment deposited by very slowly flowing waters. Then comes the gradual passage to sediments of stagnant waters brought silty and silty-argillaceous sediments and, finally, typical varved clays. Above the ice dammed lake's series lies another complex of fine-grained sands being a sediment of slowly flowing waters. The ice dammed lake's series occurs only in bore-holes I and IV forming a so-to-say slope of the valley filled with fine-grained sands seeming to occur in bore-holes II and III.

d. Series „d“ is of great importance as regards the chronology of phenomena of this area, as it is noticeable in all four bore-holes. Like in level „b“ the increase of erosive force is accentuated here, since the level is arenaceous-gravelly and its formation is due to erosion of fairly fast flowing waters.

e. Level „e“ depicts again the gradual extinction of erosion. One can perceive the passage from medium-grained sands to fine-grained ones, abounding in destroyed plant detritus, even intercalated with varved clays. This level also appears in all four bore-holes. Although in the above described series F levels of organic origin lack completely, yet this series deserves to be recognized as an interglacial series for its

powerful thickness as well as for the nature of its sediments.

G. Series G is the next, second, level of morainic clay. Like moraine C, it is also of dark grey-brownish colour. It is only the ratio of local rocks in its structure that diminishes considerably; besides, its thickness is smaller.

H. The next interglacial series H is characteristic for its considerably smaller thickness compared to the preceding one; its thickness amounts to only just 13 m (bore-hole II). The series begins with a thin layer, for whose formation segregation of flowing waters is responsible. Erosion, however, died away suddenly and a fairly violent passage to ice dammed lake deposits took place. Then flora started to appear and gradually led to complete continentalization of the basin. Subsequently, the terrain was re-invaded by water, probably in connexion with the overthrusting inland ice. Eventually the organic series in bore-hole II is covered with clastic ice dammed lake sediments.

I. In bore-holes I and III the just mentioned interglacial series is immediately overlain by river sands. In spite of that, however, bore-hole III elucidates its relation to the overlying morainic level G, as this bore-hole was drilled just at the foot of a slope built of boulder clay containing boulders which doubtless covers the subjacent series H. In bore-hole IV the reduced series H is covered with clotted sands with boulders and gravels being a morainic residue.

### Szczerców

The next profile line runs across the small town of Szczerców, south-east of the profile described above and west of the bridge on river Widawka.

B. Series B (bore-hole III) is the oldest in this profile. It is developed as a 0,5 m thick arenaceous-gravelly layer having the character of a glaci-fluvial formation.

C. Higher up lies complex C of dark grey morainic clay. It is characterized by its good condition and the predominance, among its components, of local rocks over those of northern origin. In the profiles of this line the counterpart of series D and E lack altogether.

F. Higher up lies silty-arenaceous series F. Compared with the previous line, it is considerably less completely developed. It is only one arenaceous-gravelly level, dividing the series into the lower and the upper parts, that appears here. As a result, only three levels „c”, „d” and „e” can be distinguished analogically.

- c. Level „c” known from bore-hole III, begins with a series of ice dammed lake sediments covered with a thick series of fine-grained sands with a considerable admixture of plant detritus.
- d. Level „d” (bore-hole I and III) is developed in the form of mixed-grained sands with gravels of local and northern origin being a result of intense erosion.
- e. In the overlying series „e” (bore-hole I) the extinction of erosion reappears, as there occurs the passage to formations originated by the accumulation of quietly flowing waters which, eventually, take the form of ice dammed lake deposits.
- G. Higher up lies the next morainic level G stated in all four bore-holes. Its hue is identical as that of level C, viz: dark grey-brownish, the ratio of local rocks, however, is smaller in its structure.
- H. The interglacial series H has, in this profile line, also a small thickness (bore-hole III, 8,5 m). Here it begins with clastic ice dammed lake sediments in the form of silts full of plant detritus, as well as of varved clays which are gradually thrust out by sediments of organic origin, such as gyttia and peats.
- I. The interglacial series described above is covered with the morainic level I. On the terrain concerned it is largely destroyed and occurs partially as strongly arenaceous boulder clay and partially has the character of morainic residue. And thus in bore-hole III the level of this clay has undergone erosion, but is visible in the edge of the Widawka valley. In bore-hole IV this level has been found, but there it has been subjected to stronger washing and is developed in the shape of clayey sands containing gravels and pebbles. It is analogically developed in bore-hole I.

#### FINAL CONCLUSIONS

The above description of the profiles of both Szczerców and Dzbanki Kościuszkowskie reveals considerable similarities between them. In either line there occur three morainic horizons, viz: C, G, and I, and three interglacial series, viz: B, F and H.

The ceiling of the Pleistocene profile consists of glacial deposit I. These profiles are, in places, destroyed and converted into river sands; however, bore-holes I and IV in the Szczerców line, as well as bore-hole IV in the Dzbanki Kościuszkowskie line, show undubitable the existence of a moraine, or of its residues covering the interglacial series. At Szczerców this moraine belongs to the youngest glaciation on this area, namely the Warta „glaciation” in Woldstedt's (22) first inter-

pretation, which I consider as a recurrent oscillation of the central-Poland glaciation and designate Varsovien Ib. Beneath the morainic level I lies the interglacial series H, known as the interglacial of Szczerców and Dzbanki Kościuszkowskie. Compared with the older series F, it is thicker. This fact, as well as the stratigraphical position, indicates that it is an interglacial situated between the moraine of the main phase of the central-Poland glaciation and the moraine pertaining to the next phase, being a recurrent oscillation of the same central-Poland glaciation (between Varsovien Ia and Varsovien Ib), and which I call for the time being interglacial Masovien IIa.

At the base of the above discussed interglacial series H lies the lower morainic level G corresponding to the main phase of the central-Poland glaciation which I call Varsovien Ia.

Beneath this moraine lies the mighty interglacial series F, 49,0 m thick, which, despite the lack of any organic series, I correlate with the equally mighty interglacial series from Barkowice Mokre and Nowiny Żukowskie, thus pertaining to Masovien I.

At the base of the interglacial series F occurs the lowest glacial level C. In all the bore-holes where it has been pierced it is developed in the form of a several metres thick bed of boulder clay I synchronize this moraine with that of the glaciation Cracovien.

Finally, underneath we can notice the oldest interglacial series B, only fragmentarily known.

The oldest element in the profile described is the layer of local gravels A, the age of which I assume as being preglacial with regard to the lack of material of northern origin.

Jan DYLIK

## GLAZY RZEŻBIONE PRZEZ WIATR I UTWORY PODOBNE DO LESSU W ŚRODKOWEJ POLSCE

(z 24 fot. i 28 fig. w tekście)

### Streszczenie

Autor proponuje nazwę glazów rzeźbionych przez wiatr lub eologliptolitów jako termin ogólny dla graniaków i innych kamieni, w których formie widoczna jest działalność wiatru. Opisano szczegółowo morfologię graniaków i rozważono mechanikę procesów rzeźbiących. Na tej podstawie w oparciu o analizę formy glazów i charakteru ich powierzchni naszkicowano prawdopodobny schemat ewolucji rzeźby graniaków. Wśród innych eologliptolitów nie będących graniakami wyróżniono kamienie dziurkowane lub ospowate, żeberkowe i warstwowe, które powstały przy wybitnym udziale wietrzenia selektywnego.

Utwory pylaste, podobne do lessu, nie są pochodzenia eolicznego. Występują one w postaci kieszeni na powierzchniach płaskich lub tworzą pokrywy, przeważnie na stokach dolin lub pagórków. Pierwsza forma występowania wiąże się z inwolucjami i z powstaniem dawnych ziem strukturalnych. Materiał drobny o frakcji pyłowej powstał *in situ* w rezultacie dezintegracji i segregacji mrozowej w środowisku peryglacjalnym, co potwierdza analiza odkrywek, dokładne pomiary ułożenia glazów i badania granulometryczne. Utwory pylaste występujące w postaci pokryw i płaszczów, głównie stokowych, zawierają ten sam materiał co inwolucje pylaste, lecz przemieszczony przez kongeliflukcję. Obszary występowania materiału pylastego były potencjalnym źródłem transportu eolicznego i akumulacji lessowej na innych terenach. Eologliptolity współwystępują z utworami pyłowymi zarówno w inwolucjach jak i w płaszczach kongeliflukcyjnych. Wskazuje to na współczesność procesów mrozowych oraz intensywnej działalności eolicznej. Wynika stąd, że w epoce powstawania utworów pylastych obszar środkowej Polski był dziedziną erozyjnej i deflacyjnej, a nie akumulacyjnej działalności wiatru. W kształtowaniu eologliptolitów znaczną rolę odegrały procesy mrozowe (głównie nieustanny ruch cząstek) związane z czynną strefą zmarzliny. Powodowały one częste zmiany ekspozycji eolicznych, a więc i pomnażanie powierzchni rzeźbionych przez wiatr. Wyraźny związek eologliptolitów, a zwłaszcza graniaków, z osadami kongeliflukcyjnymi oraz brak innych procesów, które mogłyby wyjaśnić wędrówkę graniaków, upoważnia do uznania ich za formy przewodnie utworów kongeliflukcyjnych.

Zarówno utwory pylaste jak i glazy rzeźbione przez wiatr są zjawiskami peryglacjalnymi. Pochodzą one ze środowiska peryglacjalnego związanego ze zlodowa-

ceniem bałtyckim. Być może, że to zlodowacenie miało dwa maksima, na co wskazuje zróżnicowanie strefy kongeliflukcyjnej. W dolnej części tej strefy występują struktury typu plikacji, a więc odpowiadające raczej obszarowi tundry. Górne zaś utwory kongeliflukcyjne wskazują na ruchy mas swobodne, nie związane, które bywają związane ze strefą gruzową, bliższą lodowca. Na obszarze środkowej Polski można więc liczyć się z inwazją strefy gruzowej na dawniejszą tundrową. Mogło się to dokonać w rezultacie jakiejś poważnej oscylacji lodowca.

#### GAŁAZY RZEZBIONE PRZEZ WIATR

Systematyczne badania były prowadzone przede wszystkim w przykrawędziowym obszarze Wyżyny Łódzkiej, obejmującym okolice Zgierza, Brzezin i Rawy Mazowieckiej. Na północy obszar ten urywał się na przedpolu wyżyny, na południu sięgał mniej więcej do doliny Wolbórki.

Bardziej sporadyczne poszukiwania wybiegały daleko poza określone powyżej granice. Dwie duże, kilkudniowe wyprawy samochodowe pozwoliły na orientacyjny, pobieżny przegląd od Sztumu po Sudety.

Na całym badanym obszarze, podobnie zresztą jak na wielu innych obszarach Polski, występuje mnóstwo głazów i głazików o wyraźnych znamionach działalności eolicznej. Aż dziwne, że prawie nic o nich nie pisano u nas.

Dzieje badań nad głazami rzeźbionymi eolicznie są bardzo długie, starsze od nauki o zlodowaceniu kontynentalnym. Pierwsze opisy i równocześnie trafne wyjaśnienia pochodzą z poza Europy. W. P. Blake (21) opisuje je z Kalifornii w 1855 r., W. T. L. Travers (135) w 1870 r. z okolic Wellingtonu na Nowej Zelandii.

Prawie równocześnie zwrócono na nie uwagę w Europie. Minęło jednak około 30 lat, zanim ugruntowały się tutaj poglądy o eolicznej rzeźbie tych głazów. Te osobliwe formy kamieni znajdujących w utworach plejstocенskich Niemiec opisuje po raz pierwszy C. A. Gutbier (59), który sądził, że były one przyniesione w pływającym lodzie, a kształty ich wytworzyły się przez ścieranie o dno.

Wyjaśnienie G. M. Berendta (10), tzw. Schütter- lub Packungstheorie, wiąże się z jego przejściem od hipotezy dryftowej do koncepcji zlodowacenia kontynentalnego. Berendt wyobrażał sobie, że graniaki powstawały w nagromadzeniach kamieni potrzęsanych przez spadające na nie masy wody. W związku z nową teorią o kontynentalnym zlodowaceniu sądził, że były to wody roztopowe. W ten sposób w ujęciu G. M. Berendta graniaki stają się jednym z dowodów zlodowacenia. Do koncepcji tej dołączyli się i inni badacze niemieccy, a przede wszystkim F. E. Geinitz (45, 46).

Istnienie pięknie zarysowanych ścian głazów i wyraźnych krawędzi pobudziło do powstania innej grupy poglądów. Johnstrup (76)

w 1874 r. przypisywał ich powstanie spękaniom termicznym. Tę teorię spękaniaową reprezentują dalej K. J. V. Steenstrup (125), A. Johnsen (75), J. Lorie (89) i W. Delhaes (32).

Przy tak osobliwych formach nie jest dziwne, że istniały również poglądy antropogeniczne. Reprezentował je R. Virchow (144), który widział w nich narzędzia prehistoryczne.<sup>1</sup> Wkrótce jednak, bo już po roku zmienił swój pogląd wiążąc powstanie graniaków z działalnością lodowca (145). P. A. Tutkowskij zwraca uwagę (142) na podobne nieporozumienie wśród archeologów rosyjskich cytując A. Uwarowa (143).

Zapóźniona w Europie teoria eoliczna zjawia się najprzód w Szwecji, gdzie reprezentuje ją G. De Geer, a później w Niemczech (1883), gdzie wpływom G. Berendta oparł się C. Gottsche (51). G. De Geer referuje sprawę graniaków po raz pierwszy w 1881 r. i wtedy już wyraża poglądy o ich pochodzeniu eolicznym (29). Później, po wzmiance w 1883 r (30), wypowiada się na ten temat obszerniej w 1886 r. (31). Ciekawy i dla nas interesujący jest graniak, który opisuje O. Jäkel (73) spod Kożuchowa na Dolnym Śląsku. Na wygładzonej powierzchni graniaka występuje żyła kwarcowa stercząca ponad powierzchnię na 0,5—1 cm. Fakt ten wskazuje O. Jäkel jako dowód przeciw teorii Berendta.

Prawie równocześnie rozpoznano graniaki w Rosji. Pierwszy opisuje je i właściwie wyjaśnia A. P. Tutkowskij (141, 142), a za nim A. W. Gurow (58), Armaszewskij i Stawrowskij (1), P. Bielskij (17), N. W. Pimienowa (115) i inni.

Od tego czasu teoria eoliczna zapanowała powszechnie. Sprawa kamieni rzeźbionych przez wiatr zajmowała wielu badaczy w latach 1870—1911. Znajdowano je na wielu obszarach a wśród piszących, oprócz wymienionych, spotykamy takie nazwiska, jak A. G. Nathorst, F. Wahnschaffe, K. G. Gilbert, W. A. Obruczew, A. W. Pawłow, I. W. Muszkietow, V. Milthers, A. Penck i W. M. Davis.

Znakomitym wyjątkiem jest praca P. A. Tutkowskiego o kopalnych pustyniach (142). W książce t.j Tutkowskij poświęca graniakom, które nazywa piramidalnyje wałuny, duży rozdział. Przedstawia w nim bardzo dokładnie historię ich badań, omawia formy

<sup>1</sup> Pogląd Virchowa można by raczej odwrócić. Ze względu na kształt i na twardość tak licznych graniaków kwarcowych można snuć przypuszczenia zarówno na temat bezpośredniej ich przydatności jak i wzorowania się na nich w sporządzaniu ostrzy ręcznych, których pewne typy przypominają. Podobną opinię wyraził Tutkowskij (142).



i genezę oraz opisuje sposób występowania i charakteryzuje środowisko, w którym się tworzyły.

Nowy okres zainteresowania graniakami rozpoczyna się po wieloletniej przerwie w związku z dokładniejszymi studiami nad współczesnymi lodowcami kontynentalnymi, między innymi przeprowadzonymi przez ekspedycję grenlandzką Uniwersytetu w Michigan. Szczególną pobudką do tych badań były rozbudzone około 1925 r. zainteresowania plejstocenijskimi obszarami peryglacjalnymi. Tu należy wymienić prace W. H. Hobbsa (65), F. Leveretta (87), K. Bryana (23), J. H. Maxsona (95), L. R. Thiesmeyera i R. E. Digmana (132) oraz najbardziej wyczerpujące A. Dückera (36) i A. Cailleux (27).

W Polsce pierwszy zwrócił na nie uwagę J. Siemiradzki w 1889 r. (123), który wspomina o ich występowaniu pod Warszawą i Kaliszem. W okolicy Strzegomia na Śląsku oglądał je O. Torell w towarzystwie G. De Geera w 1880 r. Wł. Szajnocha w 1900 r. podaje wiadomość o znajdowaniu graniaków w okolicach Sierszy i Szczakowej (128). A. Missunianka (98, str. 387) zwraca na nie uwagę wnioskując o poważnej działalności eolicznej podczas — jak sądziła — recesji lodowca. P. Prawosławlew (117, str. 50 i 93) pisze o występowaniu w okolicach Płocka graniaków w piaskach, które uważał za polodowcowe. Bardziej szczegółowo, z podaniem sytuacji stratygraficznej, przedstawili je z okolic Warszawy i Łodzi J. Behr i O. Tietze w 1913 r. (7). Pracę doświadczałną wykonał K. Przemyski (119). Ostatnio przed wojną, w 1938 r. badał je w okolicach Warszawy A. Cailleux (27). Niedawno zwrócił uwagę na graniaki E. Romer (120). W nawiązaniu do środowiska peryglacjalnego wspomina o nich również autor (38).

#### POSTAĆ I NAZWA

Najpospolitszą, najbardziej znaną i najczęściej opisywaną formą głazów rzeźbionych eolicznie są graniaki. Charakter ich najlepiej określiła istnienie krawędzi, czyli grani, i oddzielonych przez nie mniej lub więcej płaskich powierzchni spadających na zewnątrz grani pod różnymi kątami.

Do ostatnich czasów granie i owe powierzchnie płaskie jako całość były głównym i niemal jedynym przedmiotem badań. Zastanawiano się nad ich liczbą i układem i oprócz rozważań genetycznych poświęcano wiele uwagi klasyfikacjom typologicznym. Elementy opisowe, powierzchnie płaskie i zwłaszcza granie zadecydowały na długi czas o podstawowej terminologii głazów rzeźbionych eolicznie.

Nosiły one nazwy Kanter, Kantengeschiebe (64), Kantenkiesel (113) i Kantengerölle (45). Ze względu na liczbę grani rozróżniano: Einkanter, zwane również Firstkanter, Zweikanter itd. Ponieważ utarło się mniemanie, że najpospolitszą formą są kamienie trójgranne, więc często rozciągano nazwę Dreikanter na wszystkie głazy rzeźbione przez wiatr. Dreikanter zdobył sobie obywatelstwo nie tylko w Niemczech, ale przez długi czas był zdomowiony w literaturze innych krajów i w znacznym stopniu stał się terminem międzynarodowym.

Inna grupa nazw wywodziła się od wygładzonych powierzchni graniaków. Przykładem służą facettengeschiebe, faceted pebbles lub faceted stones.

Układy powierzchni i grani dały podstawę do bardziej rozbudowanych systemów klasyfikacyjnych. Najbardziej rozwinięty system dał W. Pfannkuch (113, str. 252), który wyróżnił liczne kategorie opisowe. Dla przykładu podaję główne grupy Pfannkucha: graniaki piramidalne, kalenicowe (Firstkanter) i płytkowe, które dzieli na tabliczkowate i klinowate.

W kategorii nazw opartych na wyglądzie całego kamienia najdawniejszą i najpospolitszą nazwą jest gład piramidalny. Nazwy Pyramidal-Geschiebe używał między innymi Berendt (10) w 1885 r.

Uczeni skandynawscy i anglosascy, którzy wcześniej rozpoznali eoliczną genezę graniaków, pierwsi zastosowali terminologię genetyczną. Już w 1880 r. G. De Geer nazywa je kamieniami rzeźbionymi przez wiatr, czyli vindnötta stenar, a T. Fergraens (40, str. 514—518) mówi o sandslipade stenar, tj. o gładach modelowanych przez piasek niesiony wiatrem. Tego rodzaju terminologia ustaliła się bardzo szybko w całej Skandynawii (30, 31, 97), podobnie jak w krajach anglosaskich, gdzie używane są nazwy: wind faceted stones, sand-worn pebbles i wind-worn stones (4, 5, 21, 82, 132, 135) obok ostatnio wprowadzonego ventifact.

W Niemczech późniejsze ugruntowanie teorii eolicznej spowodowało, że Windkanter (146) zjawiał się tam później niż w innych krajach.

Okazało się jednak później, że nie wszystkie kamienie kształtowane przez wiatr mają wygładzone powierzchnie i zawarte między nimi granie. Rezultaty działania wiatru zaznaczają się również w wielu innych postaciach. Istnieją więc dziurki i dołki o rozmaitych kształtach stworzone przez wiatr na powierzchni gładów. Przeważnie występują one towarzysko i składają się na skomplikowany obraz powierzchni eksponowanej na działanie wiatru. Są więc powierzchnie dziurkowane,

ospowate, żłobkowane lub urozmaicone przez drobne zagłębienia łódkowate.

Jako negatyw rozmaitego typu zagłębień ukazują się na powierzchniach głazów wypukłości bogato zróżnicowane ze względu na rozmiary i kierunki rozciągłości oraz ze względu na kształt. Istnieją więc drobne guzy, słupki, żeberka lub kołnierze i liszajowate powierzchnie.

Widać stąd, że zakres pojęcia graniaka jest zbyt ciasny dla głazów kształtowanych przez wiatr. Cała więc terminologia niemiecka typu Dreikanter czy nawet Windkanter jest niedostateczna, podobnie jak zbyt ograniczone w zakresie są nazwy oparte na istnieniu wygładzonych powierzchni — Facettengeschiebe, faceted stones.

Natomiast nazwy, w których jedynie lekko zaznacza się element opisowy, a nacisk położony jest na składowej genetycznej, wolne są od wymienionego niedomagania. Do tej grupy należą skandynawskie vindnötta stenar i sandslipade stenar oraz wind-worn i sand-worn stones.

W literaturze amerykańskiej zadomowił się termin ventifact wprowadzony, jak się zdaje, przez W. H. Hobbsa (65). W przeciwieństwie do różnych, w zależności od danego języka, wersji graniaka, termin ten grzeszy zbyt rozległym zakresem. Dosłownie oznacza on przecież w ogóle fakt świadczący o działaniu wiatru. Może to być nawet wydma lub deflacyjna kotlina. Niedookreśloność tego terminu przemawia przeciw jego możliwościom w terminologii międzynarodowej.

W Polsce są używane zarówno nazwy typu opisowego jak i genetycznego. Przedstawicielem pierwszego typu jest graniak, drugiego — wiatrowiec. Graniak jest bardzo szczęśliwą nazwą, ale ograniczoną do jednej grupy. Wiatrowiec natomiast jest jeszcze mniej sprecyzowany niż ventifact, wobec czego nie wydaje się, aby należało go stosować i rozpowszechniać.

Zapewne w polskim języku trzeba stosować nazwę omawiającą, podobnie zresztą jak w innych językach, nawet bardzo podatnych do tworzenia słów złożonych. W charakterze nazwy ogólnej proponuję więc kamienie rzeźbione przez wiatr lub kamienie lub głazy rzeźbione eolicznie.<sup>1</sup>

Gdyby się chciało używać nazwy krótszej, to można postąpić na wzór stosowany w terminologii peryglacialnej, która znaczną część swego słow-

<sup>1</sup> Będzie to polski odpowiednik: les cailloux façonnés par le vent; vindnötta stenar, wind-worn stones i windgeschliffene Steine.

nictwa czerpie z greckiego. Nasuwa się tutaj nazwa eologliptolit. Nazwa ta jest może trochę ciężka, ale krótka i posiada warunki, aby stać się terminem międzynarodowym. Eologliptolit zawiera zwięźle tę samą treść, co kamień rzeźbiony przez wiatr.

Wspomnieć tutaj należy, że istnieją już w literaturze terminy podobne. W r. 1894 J. B. Woodworth (150) zaproponował nazwę eolit lub gliptolit. Oczywiście eolit nie mógł się przyjąć, ponieważ miał już poprzednio inne znaczenie w prehistorii. Również i gliptolit nie był szczęśliwszy, gdyż oznacza wprawdzie kamień rzeźbiony, ale nie mówi nic o czynniku rzeźbiącym.

#### SPOSÓB WYSTĘPOWANIA

Głazy rzeźbione przez wiatr bardzo często spotyka się na powierzchni. Czasem występują one również w glebie i pod nią, w środowisku właściwym dla eologliptolitów. Kiedy indziej utwory położone pod glebą nie zawierają ich zupełnie.

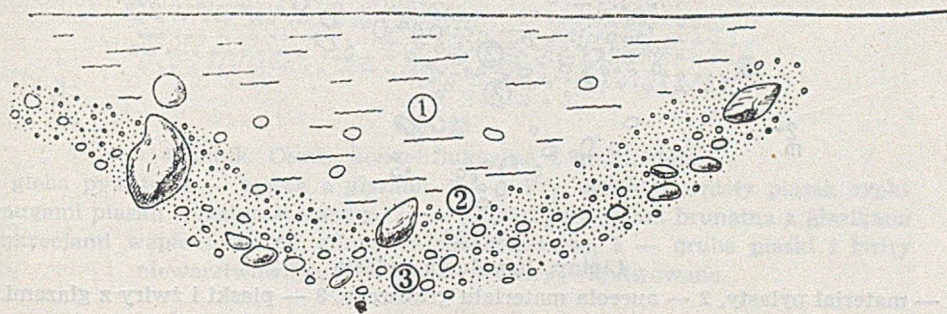


Fig. 21

Łódź, ul. Henrykowska, Przekrój pionowy inwolucji

1 — materiał pylasty, 2 — piaski i żwiry drobnoziarniste, 3 — żwir gruboziarnisty.

W Łodzi, na Stokach, w kulminacji pagórka 276,7 m, bezpośrednio na wschód od osiedla występują bardzo liczne głazy rzeźbione przez wiatr. Bezpośrednio pod glebą widać piaski i żwiry warstwowane, które nie zawierają wcale graniaków i innych eologliptolitów. Ten typ występowania jest bardzo pospolity i świadczy, że poziom macierzysty głazów kształtowanych przez wiatr już nie istnieje. Najwidoczniej został zniszczony przez procesy denudacyjne.

Graniaki obserwuje się pospolicie w inwolucjach. Widać to na rysunkach z ulicy Henrykowskiej w Łodzi (fig. 21) i z Lipin w powiecie brzezińskim (fig. 22). Wśród głazów tworzących pierścienie występują również graniaki. Podobne okoliczności występowania notowano w wielu

innych miejscach w okolicy Łodzi, jak w Białyninie, Brójcach, Karpinie, Żądłowicach i we Wzgórzach Domaniewickich pod Jamnem. Analogiczne przykłady można wskazać również na Śląsku: w Słupi Brańskiej, w Dobroszycach na północ od Oleśnicy i w Zawoni.

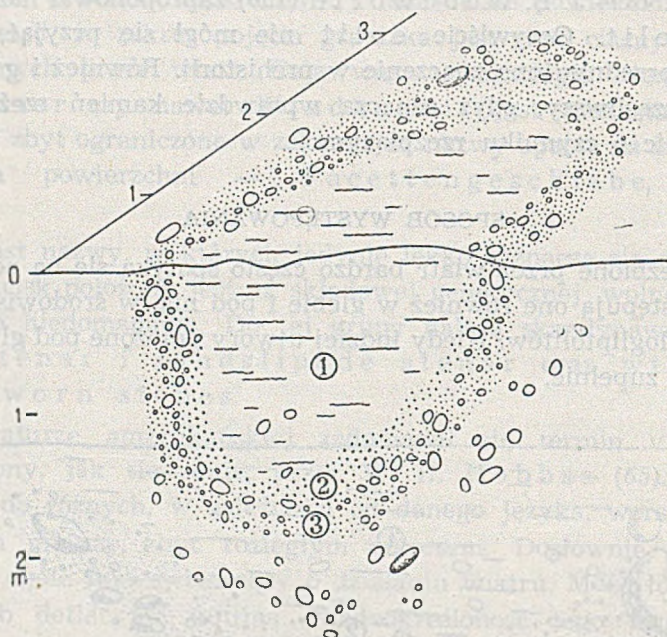


Fig. 22

## Lipiny. Inwolucja pylasta

1 — materiał pylasty, 2 — aureola materiału grubszego, 3 — piaski i żwiry z głazami.

Pod Żytowicami znajdowano graniaki w eluwium dawnej strefy inwolucyjnej, w żwirach i piaskach z głazami. Na taki właśnie charakter genetyczny tych utworów wskazują dwie ważne okoliczności. Materiał ten ku dołowi przechodzi niewyraźnie w osady warstwowane składające się z takich samych żwirów i piasków, przy czym powierzchnia stropowa materiału warstwowanego jest nierówna, kieszeniowata. Bardziej bezpośrednim dowodem tego, że górny utwór pokrywowy pochodzi ze zwierzającej strefy inwolucyjnej, są resztki inwolucji znalezione w stropie osadów warstwowanych.

W dalszym ciągu pracy są opisane przykłady występowania graniaków w pokrywowych, kongeliflukcyjnych utworach pylastych. Wśród głazów i głazików pojawiających się charakterystycznie dla tych utworów spotyka się liczne graniaki. Widać je na różnych głębokościach w płaszczach pylastych, chociaż najczęściej w strefie spągowej. Często są to

graniaki dwustronne<sup>1</sup> i z reguły mają położenie nienormalne, to znaczy, że są odwrócone na dół powierzchniami eksponowanymi eolicznie (fig. 23).

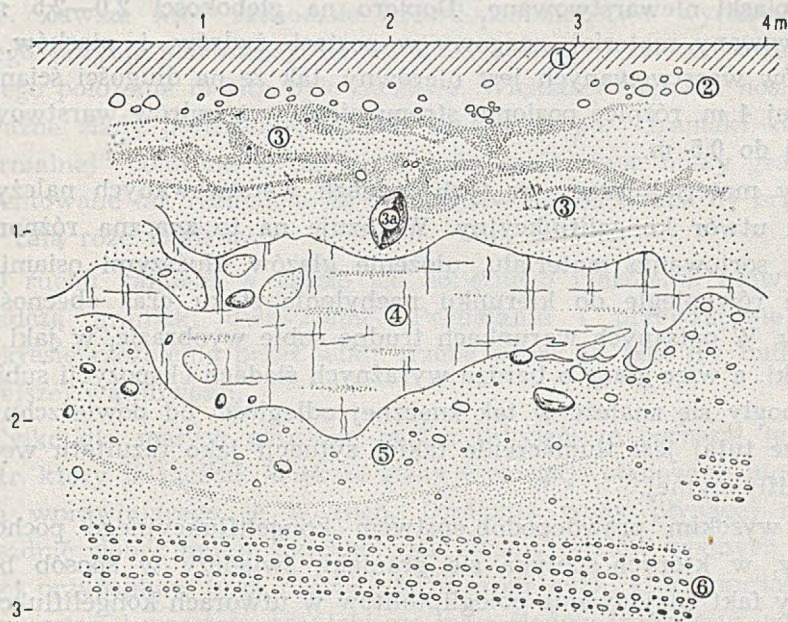


Fig. 23

Glinnik. Osady kongeliflukcyjne z graniakiem

1 — gleba pylasta, 2 — piasek z głazami, 3 — żółty, średnioziarnisty piasek syпки ze smugami piasku zorsztynizowanego, 3a — graniak, 4 — glina brunatna z glazikami i kongrecjami wapiennymi (w glinie wkładki piasków), 5 — grube piaski i żwiry niewarstwowane, 6 — piaski i żwiry warstwowane.

Współwystępowanie graniaków z pokrywowymi osadami pylastymi, chociaż najczęstsze i najbardziej uderzające, nie wyczerpuje jednak ich związku z utworami kongeliflukcyjnymi. Graniaki spotyka się również w piaskach niewarstwowanych z głazami, zwłaszcza na terenach wyraźnie nachylonych.

Charakterystyczną dla tego typu występowania graniaków odkrywkę obserwowano w Glinniku w okolicach Zgierza (fot. 3). Pod glebą, aż do głębokości ponad 1 m występują piaski niewarstwowane i niesortowane ze smugami silnie zorsztynizowanymi. Wśród tych piasków znajduje się mnóstwo głazów różnej wielkości; między nimi zwraca uwagę graniak

<sup>1</sup> Zwrócił na nie uwagę P. A. Tutkowskij (414, str. 390—391; 142, str. 73). Powstawanie ich tłumaczy jako wynik przewracania kamieni w rezultacie wywiewania piasku od dołu.

wielkości 28 cm. Jest on ułożony, podobnie jak większość kamieni w tej strefie, dłuższą osią równoległą do kierunku nachylenia powierzchni. Poniżej widoczny jest strzęp gliny zwalowej, pod którą pokazują się znów piaski niewarstwowane. Dopiero na głębokości 2,0—2,5 m leżą warstwowany materiał spągowy w postaci żwirów i piasków. Strop utworów warstwowanych jest nierówny, tak że na długości ściany, wynoszącej 4 m, różnice poziomu stropu piasków i żwirów warstwowanych sięgają do 0,5 m.

Cały materiał leżący na tych osadach warstwowanych należy uważać za utwór kongeliflukcyjny. Wskazuje na to znaczna różnorodność i brak sortowania materiału, ułożenie głazów dłuższymi osiami przeważnie równoległe do kierunku nachylenia stoku oraz obecność graniaków. W opisanych warunkach trudno sobie wyobrazić, w jaki sposób graniaki, a więc glazy o bardzo wyraźnych śladach ekspozycji subaerycznej, mogły się znaleźć w tak znacznej odległości od powierzchni. Najprostsze tutaj jest tłumaczenie takiej sytuacji jako rezultatu wędrówki kongeliflukcyjnej.

Za wysokim prawdopodobieństwem kongeliflukcyjnego pochodzenia osadów, w których spotyka się graniaki, świadczy w sposób bardziej dobitny fakt znajdowania eologliptolitów w utworach kongeliflukcyjnych typu plikacji. Najbardziej przekonujące obserwacje zostały dokonane w Rzeczkowie. Jeśli uznać, że plikacje są najbardziej wyraźną i przekonującą formą osadów kongeliflukcyjnych, to proces kongeliflukcyjnej wędrówki graniaków trzeba uznać za niewątpliwą. Równocześnie wynika stąd ważny wniosek, że graniaki można uznać za formy przewodnie osadów kongeliflukcyjnych.

Krótki opis wskazujący na charakterystyczne cechy występowania graniaków, a w szczególności ich ścisły związek z inwolucjami i osadami kongeliflukcyjnymi, dowodzi współczesności głównych procesów zmarzlinowych z żywą działalnością wiatru. Synchronizacja eolicznego rzeźbienia głazów z tworzeniem się inwolucji i z ruchem mas w przebiegu peryglacialnym wyjaśnia szereg trudności napotykaną w badaniu eologliptolitów.

W pierwszym okresie badań nad graniakami sądziłem, że na ich podstawie da się określić kierunek wiatru, który je kształtował. Wkrótce jednak okazało się, że jest to dążenie nieosiągalne. Nie znalazłem bowiem nigdy tych głazów *in situ*. Nie można się było tego spodziewać w odniesieniu do kamieni leżących na powierzchni ze względu na gospodarującego człowieka. Jednakże zawiodły również i poszukiwania

wśród kamieni leżących głębiej, poza zasięgiem pługa. Trudno było sądzić o jakimś graniaku leżącym w głębi na podstawie nieeolicznej, że znajduje się on w pozycji pierwotnej, jeśli inne sąsiednie były przewrócone. Zawsze więc zachodziło prawdopodobieństwo wyruszenia głązu z jego pozycji pierwotnej, nawet wtedy, kiedy leżał on w ten sposób, że jego położenie *in situ* było możliwe. Większość kamieni nosiła jednak wyraźne ślady poruszenia, nawet wielokrotnego. Graniaki o sytuacji „normalnej“ położone w bardzo bliskim sąsiedztwie miały granie i lica zorientowane tak rozmaicie, że dla ich stworzenia trzeba by przyjąć niemal całą różę wiatrów.

O ruchu kamieni w czasie ich eolicznego rzeźbienia najwymowniej świadczą graniaki dwustronne. Poruszanie i przewracanie kamieni w okresie rzeźbienia przez wiatr trzeba uznać za fakt nie budzący najmniejszej wątpliwości.

Tylko dla małych gładzików można przyjąć, że poruszał je ten sam wiatr, który je rzeźbił. Większe głązy wymagają stanowczo innego czynnika wprawiającego je w ruch. Działania wody płynącej nie da się uzasadnić wobec braku jakichkolwiek śladów osadów wodnych. W większości przypadków brak również form erozyjnych, które musiałyby wtedy powstać. I wreszcie, graniaki nie mają śladów transportu wodnego.

Pozostaje więc jedyna możliwość: przyczyną ruchu były procesy mrozowe, tworzenie się ziem strukturalnych i kongeliflukcja, ewentualnie również splukiwanie na powierzchniach silniej nachylonych (por. J. B u d e l — 26, str. 34—36).

Zgodnie z przedstawieniami żywotności czynnej strefy zmarzliny (zob. poniżej str. 285—286) większe i mniejsze cząstki na powierzchni i w jej sąsiedztwie narażone były na ciągły ruch, na ustawiczne przemieszczanie. Odnosiło się to również i do gładów, które — w czasie ich rzeźbienia przez wiatr — były poruszane i nawet przewracane. Wreszcie procesy, które powodowały zmiany ekspozycji eolicznej gładów, powodowały przesuwanie ich na dół po stoku i pogrzebywanie przez dalszy transport materiału z góry.

Kongeliflukcja i procesy tworzące ziemie strukturalne — mikrosoliflukcja w terminologii C. T r o l l a (136) — wiązały się z sobą ściśle we wzbogacaniu rzeźby graniaków. Kongeliflukcji natomiast przypadała decydująca rola w zamknięciu biegu rozwoju eologliptolitów, co dokonywało się przez zagrzebywanie ich i odcinanie od ekspozycji subaerycznej.



## SPOSÓB OPRACOWANIA MATERIAŁU

W zbiorach Zakładu Geografii I Uniwersytetu Łódzkiego zgromadzono około 500 głazów rzeźbionych przez wiatr. Główną grupę tworzą graniaki w liczbie około 450 egzemplarzy.

Dane dotyczące poszczególnych graniaków wnoszone są na karty kartoteki graniaków. Poza numerem porządkowym i nazwą miejscowości określana jest indywidualnie charakterystyka głazu. Podawany jest typ skały i wielkość graniaka. Główne cechy morfologiczne wynikają z charakterystyki grani i lic. Notuje się liczbę grani, ich wygląd, przebieg i układ. Mierzony jest również kąt, pod którym lica spotykają się w grani. Drugim głównym elementem formy są lica, które opisuje się ze względu na liczbę, układ, wygląd powierzchni, a zwłaszcza stopień wygładzenia lub polerowania. Podawane są wreszcie wartości nachylenia lic w stosunku do przypuszczalnej podstawy.

Następne pozycje w karcie graniaka są poświęcone opisowi drobnych elementów formy: dziurek, czółenek i żłobków. Jedną z cech uwzględnianych w charakterystyce czółenek i żłobków jest kąt określający sytuację dłuższych osi tych drobnych zagłębień w stosunku do grani. Między innymi z tego względu trzeba było wprowadzić schematyczny rysunek graniaka, a nawet — dwa, jeśli okazało się, że graniak jest dwustronny.

Na podstawie liczby lic i analizy kierunków osi czółenek i żłobków można określić ilość ekspozycji eolicznych danego głazu.

Inne cechy rzeźby graniaka poza wymienionymi wiążą się z procesami niszczenia selektywnego oraz z elementami, które nie są następstwem działania wiatru. Mogą to być resztki powierzchni pierwotnej pozwalające określić przedeoliczny charakter danego głazu jako odłamka, wleczenia<sup>1</sup> czy otoczaka. Innym często obserwowanym urozmaiceniem powierzchni graniaka bywają szczeliny spękaniowe, najczęściej pochodzenia mrozowego. Na podstawie ich stosunku do wygładzenia oraz elementów rzeźby eolicznej można wyróżnić szczeliny przedeoliczne i utworzone po ustaniu intensywnego działania wiatru.

Ostatnia wreszcie pozycja poświęcona jest warunkom występowania. Warunki te określa się przez podanie sytuacji topograficznej i stratygraficznej graniaka.

<sup>1</sup> Termin wleczeniec — jako odpowiednik Geschiebe — proponuję dla kamieni transportowanych glacialnie, w masie lodowca.

## MORFOLOGIA GŁAZÓW RZEZBIONYCH PRZEZ WIATR

Głazy rzeźbione eolicznie posiadają własną postać odrębną w porównaniu ze wszystkimi innymi, które nie mają wyraźniejszych śladów działania wiatru. Można więc uważać je za odrębne formy, raczej mikroformy pewnych zespołów geomorfologicznych. Eologliptolity dzielą się na dwie różne gromady — graniaki i niegraniaki.

Oprócz wielkiego urozmaicenia w postaci graniaków i innych głazów eolicznie rzeźbionych a nie posiadających wygładzonych powierzchni i grani istnieje wiele drobnych urozmaiceń powierzchni kamieni w obydwu głównych grupach. Należy się wobec tego liczyć z istnieniem szeregu typów form eologliptolitów oraz z całym zespołem elementów formy w zakresie tej specyficznej mikrorzeźby.

## Morfologia graniaków

Graniaki są najpospolitszą i zarazem najbardziej wyrazistą formą głazów rzeźbionych eolicznie. Dobrze, albo często doskonale wygładzone powierzchnie oddzielone od siebie ostro zarysowanymi krawędziami kontrastują żywo z chropowatymi, nierównymi powierzchniami odłamków i włczeńców. Niemniej wyraźnie różnią się od otoczków ze względu na bardziej wygładzone, wypolerowane powierzchnie i obecność grani.

Głównymi elementami formy graniaków są właśnie granie i wygładzone przez wiatr powierzchnie, które będziemy nazywali *licami*.<sup>1</sup>

Granie i lica skupiały niemal całą uwagę dawniejszych badaczy zajmujących się graniakami. W pierwszym rzędzie prowadziło to do ogólnych rozważań genetycznych. Obecnie nie ulega wątpliwości, że graniaki zostały wyrzeźbione przez wiatr, co jednak nie w każdym przypadku eliminuje znaczenie poprzednio istniejących krawędzi i powierzchni.

A. Heim (64) a za nim wielu autorów, zwłaszcza niemieckich, sądziło, że w każdym przypadku forma graniaka była już zarysowana pierwotnie w kształcie kamienia przed jego eksponowaniem eolicznym. Zarys podstawy kamienia miał decydować o postaci graniaka, przy czym stosunek między kątami nachylenia grani i kątami wierzchołkowymi podstawy był stały. Wiatr wg A. Heima rozszczepiał się na wierzchołkach głazu i wykonywał swą pracę wzdłuż tworzących się grani.

Dzisiaj wiadomo, że początkowa forma kamienia zaznacza się często w postaci graniaków. Odnosi się to w pierwszym rzędzie do wczesnych stadiów przeobrażenia eolicznego. Wiadomo jest jednak również, że two-

<sup>1</sup> Odpowiednik Facette, facet.

rzenie się graniaków nie musi nawiązywać do predyspozycji początkowych, wyznaczonych np. przez linie i powierzchnie spękań. Wiatr sam kształtuje lica i granie jedynie w zależności od ekspozycji kamienia. Wykazały to prace eksperymentalne, m. in. H. Hedströma (63), P. H. Kuenera (86) i W. H. Schoewego (199), który stwierdził, że wiatr działał w kierunku w przybliżeniu prostopadłym do grani i całkiem niezależnie od kształtu podstawy. Do tych samych wniosków dochodzą J. H. Maxson (95, str. 735—736), A. Cailleux (27, str. 43) i L. C. King (82, str. 203).

Dawniejsze badania nad ilością i układem grani i lic okazały się mało owocne. Nie dały rezultatów próby odnalezienia na tej drodze jakiegoś łańcucha ewolucyjnego formy graniaków. Tzw. głązy piramidalne o trzech graniach nie są bynajmniej formami, do których dążą w swoim rozwoju kamienie rzeźbione eolicznie (27, str. 42). Ilość grani zależy raczej od charakteru skały i od ilości ekspozycji eolicznych.

Podobnie konstrukcje typologiczne oparte na liczbie i układzie grani mają jedynie wartość opisową i z punktu widzenia wyjaśniającego nie posuwają zagadnienia naprzód.

Granie eoliczne różnią się wyraźnie od pierwotnych krawędzi odłamków, wleczeńców i otoczaków. Nie są tak ostre jak krawędzie świeżych pęknięć, ani tak stępione jak krawędzie obrobione przez wodę płynącą. W dotknięciu palca przesuwanego wzdłuż grani są zadziwiająco delikatne i miękkie (27, str. 41). Przebieg ich nie jest prostoliniowy, lecz lekko wygięty. Taki rysunek grani wiąże się z istnieniem drobnych form erozyjnych w postaci czólenek i żłobków (fot. 4) i jest znamieniem graniaków o niezakończonym jeszcze cyklu rozwojowym.

Ilość grani jest bardzo rozmaita i zależy od wielu warunków. Bezpośrednio, w następstwie rozwoju lic, zależy ona od ilości ekspozycji eolicznych. Pewną rolę odgrywa pierwotna postać głązu, którego dawne krawędzie zostały wymodelowane przez wiatr. Wreszcie pewną rolę odgrywa tekstura skały. W skałach heterogenicznych liczba grani może być bardzo znaczna. A. Cailleux (27, str. 42) obserwował na bloku grani-toporfirowym liczne granie o długości 5—10 mm odpowiadające poszczególnym ziarnom skalenia. Badania autora potwierdzają to spostrzeżenie.

O wiele ciekawszym elementem formy graniaków są lica. Są to powierzchnie mniej lub więcej wygładzone, a w każdym razie wyraźnie różne od powierzchni niemodelowanych eolicznie. Stopień wygładzenia i wyrównania jest różny. Bywają lica zupełnie płaskie, wypolerowane i lśniące jak celofan. Takie powierzchnie są szczególnie częste na gładkich kwarcowych współczesnych pustyń (132, str. 180—181). W innych przy-

padkach są one matowe, przy czym zmatowienie może być zjawiskiem wtórnym, w następstwie hydracji. W materiale gruboziarnistym wygładzenie nie prowadzi na ogół do doskonałego wypolerowania powierzchni. Na lepsze wykształcenie lic w skałach drobnoziarnistych zwrócił już uwagę P. A. Tutkowski (141, str. 397).

Lica ograniczone u góry graniami opadają pod różnymi kątami do podstawy. W zbiorze graniaków Zakładu Geografii I Uniwersytetu Łódzkiego wartość tych kątów waha się od 21 do 75°. Wynika stąd oczywista niezgodność z poglądem A. Cailleux (27, str. 41), który stwierdził, że kąt między licami przy granicy waha się około 120°. Gdyby wartość tego kąta była w przybliżeniu stała, to w konsekwencji w tym samym stopniu stała musiałaby być wartość nachylenia lic.

Powierzchnia lic raczej wyjątkowo jest wykształcona jako doskonale gładka płaszczyzna. Z reguły jest ona falista i urozmaicona przez różne zespoły rzeźby wklęsłej i wypukłej. Z punktu widzenia genetycznego najważniejsze są tutaj elementy wklęsłe. One bowiem są zazwyczaj bezpośrednim rezultatem działania sił niszczących, a elementy wypukłe pozostają jako negatywy, jako resztki poprzedniej powierzchni. Spośród mnóstwa elementów wklęsłych wyróżnia się najważniejsze i najbardziej uchwytnie ze względu na mniej lub więcej stałą formę. Są to mianowicie dziurki, czółenka i żłobki.

W dawniejszych badaniach nad graniakami poświęcono bardzo niewiele uwagi tym drobnym elementom formy. Nie wydawało się, że są potrzebne w spekulacjach typologicznych. A dziwne, że tylko nieliczni, jak A. G. Nathorst (101), A. Mickwitz (96) i H. Hedström (63) uwzględniali je jako argument przemawiający za eoliczną genezą graniaków. Dopiero ostatnio, w nowej fazie badań nad głazami rzeźbionymi przez wiatr, rozpoczęto studia nad tymi interesującymi urozmaicheniami form eologliptolitów. W pierwszym rzędzie należy tutaj wymienić prace L. C. Kinga (82), L. R. Thiesmeyera i R. E. Digmána (132), J. H. Maxsona (95) i A. Cailleux (27). Prace te wniosły bardzo wiele do lepszego poznania głazów rzeźbionych eolicznie, zwłaszcza w zakresie przebiegu procesów. Równocześnie jednak, w świetle przeprowadzonych studiów, zwłaszcza L. C. Kinga, zarysowują się nowe problemy o ogólniejszym dla morfologii znaczeniu.

Na wielu eologliptolitach, między innymi na licach graniaków, występują dziurki eoliczne. Czasem są one rzadkie, kiedy indziej rozmieszczenie ich jest tak gęste, że dają powierzchnie ospowate. Pojawiają się na powierzchniach różnych skał, lecz częstsze są w materiale różnorodnym niż w skałach homogenicznych. Dziurki są z reguły bardzo drobne, o rozmiarach do 5 mm. Kiedy są nieco większe, mają postać małych do-

łeczków ostro sklepionych w głębi. Noszą one nazwę *pits* i *cuspsate hollows* (132, str. 183). Są zawsze wygładzone i polerowane. Tym się też różnią od późniejszych, posteolicznych śladów wietrzenia. Częste występowanie tych dziurek w skałach mineralogicznie złożonych oraz ich wyraźny związek z minerałami mniej odpornymi wskazuje, że ich pierwotna geneza ma charakter wietrzeniowy. Wiatr tylko wygładził dawne, wietrzeniowe powierzchnie.

Istnieją jednak również dziurki nie związane z wietrzeniem i utworzone bezpośrednio przez wiatr. Do tego typu należy większość dziurek występujących w materiale homogenicznym. Można tu mówić o dziurkach uderzeniowych, wybijanych przez ziarna piasku rzucone przez wiatr, odbijające się od ściany głazu i opadające na dół.

Innym elementem formy eologliptolitów, a lic na graniakach w szczególności, są większe i bardziej regularne zagłębienia zwane *flutes* i *cupules*. Są to zagłębienia o wygładzie łódkowatym i dlatego nazywam je *czółenkami*. Wąskie końce czółenek są zwrócone stale ku górze, w kierunku grani. Również regularnie zaznacza się różnica w ich podłużnym profilu pionowym. Profil ten jest asymetryczny. Dolna część czółenek jest silniej zagłębiona, ze stokiem stromym, nawet przewieszonym. Natomiast w górnej, węższej części czółenka jest mniej zagłębione i przejście z dna na otaczającą powierzchnię jest stopniowe. Wielkość czółenek ilustrują następujące rozmiary:  $1,5 \times 3$ ,  $10 \times 8$ ,  $30 \times 17$  mm.

Czółenka są formami towarzyskimi. Występują zazwyczaj tak gromadnie, że cała powierzchnia lica jest mniej lub więcej pofalowana. Na ogół lica są bardziej pofalowane na skałach mineralogicznie różnorodnych i posiadających grubsze ziarno. W tych warunkach bowiem czółenka są głębsze i bardziej rozbudowane. Przeciwnie, na skałach jednorodnych, np. kwarcach, zagłębienia czółenek są płytsze, mniej wyraźne i w konsekwencji lica bardziej gładkie.

Nasuwa się prawdopodobieństwo istnienia bliskich związków między czółenkami i dziurkami eolicznymi, które są zapewne potencjalnymi początkami czółenek. W wielu przypadkach potencjał ten jest zrealizowany: dziurki przekształcają się w czółenka. Ze względu na mechanikę tego procesu szczególnie cenna jest praca J. H. Maxsona (95).

Autor ten dowodzi, że czółenka powstają w rezultacie działania prądów turbulentnych obciążonych zawieszonym materiałem. Wiry wytwarzają się powyżej jakiejś przeszkody, np. szczelinki spękania lub nierówności wywołanej przez wietrzenie. Czółenka powstają w rezultacie działania wirów względnie ustabilizowanych. Maxson porównuje czółenka eoliczne z czółenkami rzecznyymi (fot. 5) i innymi zagłębieniami,

które powstają w korycie rzeki. Czółenka eoliczne są mniejsze od rzecznych mniej więcej ośmiokrotnie. Mają nieco mniejszą wyrazistość asymetrii w profilu podłużnym. W szczególności przewieszenie proksymalnego stoku w profilu podłużnym jest cechą bardziej rygorystyczną w czółenkach rzecznych niż w eolicznych.

Zespoły czólenek występujące na licach graniaków mają jednolity układ. Wszystkie w danym zespole są ułożone dłuższymi osiami równoległe i zorientowane węższymi, płytkimi końcami w jedną stronę — z reguły w kierunku grani (fot. 6). Nie przesądza to jednak możliwości występowania na jednym licu więcej niż jednego układu czólenek.

Osie czólenek są ułożone poprzecznie w stosunku do grani. Wg A. Cailleux (27, str. 47) odchylają się one zaledwie o  $4-5^\circ$  od kierunku prostopadłego. W rzeczywistości odchylenia te są znacznie większe, wahają się od  $5$  do około  $45^\circ$ .

Czółenka są elementem niezmiernie ważnym, ponieważ wyznaczają bezpośrednio kierunek wiatru, który działał wzdłuż ich osi i rozpoczął od zagłębionej części czółenka. W ten sposób te drobnutki formy mogły zadecydować w długotrwałym sporze na temat stosunku kierunku wiatru do grani.

Obok czólenek występują na powierzchniach lic bardziej wydłużone i ciągle zagłębienia o charakterze bruzd czy żłobków<sup>1</sup>. A. Cailleux (27, str. 49) podaje, że różnią się one od rys lodowcowych większą szerokością,  $3-10$  mm, wygładzeniem i polerowaniem oraz tym, że żłobki nie przecinają się nawzajem. Podobnie jak czółenka żłobki tworzą równoległe układy. Jest to kierunek równoległy do kierunku działania wiatru.

Już przy czółenkach można było zauważyć, że wprawdzie bardzo często występują one w materiale mniej odpornym, jeśli skała jest niejednorodna, ale w dalszym przebiegu przecinają czasem ziarna bardziej odporne. Zwrócił na to uwagę W. E. Powers (116, str. 219), a później A. Cailleux (27, str. 50). W przebiegu żłobków, które mając większą długość muszą przecinać różny materiał w skałach heterogenicznych, jest to fakt zupełnie pospolity.

Ciekawe, że w wielu przypadkach można obserwować dowody na to, że żłobki są dalszym etapem rozwoju czólenek. Dno ich jest wprawdzie wygładzone i często błyszczące, ale niezupełnie równe, schodkowate. Owe schodki są właśnie śladami poszczególnych czólenek przeobrażonych i zamienionych w jedną ciągłą bruzdę (fot. 7).

<sup>1</sup> Sillons, cannelures, grooves.

O ile dziurki i, przynajmniej częściowo, czółenka przypominają formy pustyniowe typu tafoni, to żłobki są doskonałą miniaturą jardangów opisanych przez Sven Hedina (62) a opracowanych szczegółowo przez E. Blackweldera (20). Oczywiście należy rozumieć tutaj jardangi nie tylko jako grzbiety, ale również jako U-kształtne doliny zawarte między tymi grzbietami, ważniejsze zresztą w sensie dynamicznym.

#### MORFOLOGIA EOGLIPTOLITÓW NIEGRANIAKÓW

Do gromady głazów rzeźbionych przez wiatr zalicza się oprócz graniaków także i inne kamienie noszące ślady modelowania eolicznego. Jako formy mniej uderzające, zwracały one uwagę badaczy w stopniu o wiele mniejszym niż graniaki. Posiadają też stosunkowo ubogą literaturę. Między innymi występują one w pracach Hobbsa (65—67), Thiesmeyera i Digmana (132) oraz Cailleux (27). Są to jednak zaledwie krótkie wzmianki i fotografie, bez szczegółowego opisu i wyjaśnienia. Najbardziej wyczerpująco opisał je J. Bourcart (22), który przedstawił ich genezę i podał prowizoryczny podział (str. 51) na podstawie różnicy materiału oraz okoliczności działania wiatru.

W zbiorach Zakładu Geografii I Uniwersytetu Łódzkiego znajduje się zaledwie około 50 egzemplarzy tej grupy eogliptolitów. Zwrócono na nie uwagę dość późno i nie od razu autor zdecydował się choćby na szkicowe ich opracowanie. Ten nieliczny materiał obciążony jest również niedostatkiem spostrzeżeń w zakresie występowania niegraniaków.

Wspólną cechą całej tej grupy eogliptolitów jest widoczna w ich rzeźbie uderzająco wielka rola wietrzenia selektywnego. W obrębie grupy niegraniaków występuje szereg typów, w których rzeźba kamieni wyraża wartość stosunku pomiędzy wartością działania wiatru i wietrzenia.

Na podstawie obserwacji zebranych przy badaniu 40 eogliptolitów wyróżniono trzy kategorie: kamienie dziurkowate lub ospowate, żeberkowe i warstwowe.

Eogliptolity ospowate występują najczęściej w skałach niejednorodnych, w granitach i porfirach, ale są spotykane również w kwarcytach i piaskowcach. Dziurki lub dołki pokrywają często prawie całe powierzchnie kamieni. Są różnej wielkości, o najczęstszej średnicy 2—3 mm i głębokości około 2 mm. Przeważnie powstały w rezultacie wietrzenia, a następnie zostały wypolerowane przez wiatr. Niektóre z nich, co jest najlepiej widoczne i najczęstsze w skałach jednorodnych, są dziurkami uderzeniowymi opisanymi powyżej przy graniakach.

W łódzkich zbiorach najliczniejsza jest grupa kamieni żeberkowych. Ten typ eologliptolitów określa urozmaicenie mniej lub więcej wygładzonych powierzchni przez sterzące ponad nimi smugi, które tu nazwano żeberkami.

Eologliptolity żeberkowe są najczęściej piaskowcami lub kwarcytami. Żeberka są wypreparowanymi częściowo żyłami kwarcowymi. Wielkość ich zależy od rozmiarów żyły i od intensywności procesu niszczącego. Znane są żeberka szerokości od 0,5 mm do 2 cm i wysokości od 2 mm do 1,5 cm. Podobnie różny jest przebieg i ilość żeberek. Obie te cechy zależą oczywiście od charakteru skały.

Kamienie żeberkowe wskazują, podobnie jak i ospowate, na wielkie znaczenie wietrzenia selektywnego. Żyły i inne formy występowania materiału odporniejszego znane są również na licach wielu graniaków. Jednakże tam nie oparły się działalności erozyjnej wiatru, zostały ścięte i sprowadzone do jednego poziomu z otoczeniem zbudowanym z innego, mniej odpornego materiału. Na potwierdzenie tego faktu mamy wiele przykładów w łódzkich zbiorach (fot. 8 i 9). Piękny egzemplarz przedstawia i opisuje O. J ä k e l (73, str. 288).

Jednakże kamienie żeberkowe zasługują na nazwę eologliptolitów, gdyż nie są jedynie rezultatem wietrzenia selektywnego. Noszą one wyraźne ślady działalności wiatru w postaci dziurek, czólenek i przede wszystkim mają powierzchnie wygładzone, często lśniące. Eologliptolity żeberkowe są więc rezultatem działania wietrzenia selektywnego i erozji wiatru, ale z wyraźną przewagą procesów wietrzenia.

Bardzo ciekawą grupę stanowią eologliptolity warstwowe. Z licznych przykładów najładniejszy jest okaz z Siedliska w okolicy Zgierza (fot. 10). Jest to łupek kontaktowy, w którym — jak we wszystkich kamieniach tej grupy — rzeźba jest określona przez warstwowanie. Niszczenie posuwało się najwidoczniej wzdłuż fug międzywarstwowych, w czego rezultacie powierzchnia kamienia przypomina prymitywną mapę plastyczną utworzoną przez nalepianie tekturek.

Charakter rzeźby tych głazów zależy więc w bardzo znacznym stopniu od grubości i częstotliwości warstw. Bardzo wydatne polerowanie i inne szczegóły rzeźby skłaniają do wniosku, że w ich genezie wietrzenie odegrało mniejszą rolę niż w typie żeberkowym. Prawdopodobnie ograniczała się jego działalność do rozpoczęcia niszczenia i wyznaczenia głównych dróg dla erozji eolicznej. W tym przypadku można mówić raczej o dominującym znaczeniu selektywnej erozji wiatru niż o selektywnym wietrzeniu.

O decydującym znaczeniu erozji eolicznej dla powstawania rzeźby opisywanego typu świadczy charakterystyczny szczegół morfologii eologlip-



tolitu z Siedliska. Posiada on mianowicie krótką grań przebiegającą schodkowo przez amfiteatr miniaturowych tarasów denudacyjnych. Widać z tego również, że formowanie się grani było późniejsze od rzeźbienia warstwowego.

Zjawisko nakładania różnych form denudacji eolicznej nie jest odosobnione i występuje w rozmaitych postaciach. Eologliptolity z Brójec i Domanewic są przykładami przekształcania typu żeberkowego na graniakowy (fot. 11 i 12). Dawne żeberka zostały zredukowane w ten sposób, że nie zaznaczają się na powierzchni jako ostre wysterki, lecz tworzą łagodnie sklepione, zaokrąglone grzbieciki. Są doskonale wygładzone i wypolerowane i zostały sprowadzone jedynie do roli najwyraźniejszych urozmaiceń lic. Lica są pokryte drobnymi czółenkami i żłobkami, które miejscami przecinają powierzchnie dawnych żeberk.

#### Uwagi o mechanice procesów rzeźbiących

Drobne elementy formy eologliptolitów dają pewne podstawy do odcyfrowania charakteru działania sił, które je wytworzyły. Ponadto, zwłaszcza w odniesieniu do graniaków, istnieje na ten temat szereg prac eksperymentalnych i teoretycznych.

Dziurki, często spotykane na graniakach i innych eologliptolitach, mają różny charakter i odpowiednio różną genezę. Poza zagłębieniami powstałymi przez selektywne wietrzenie i wygładzonymi później przez wiatr istnieją, jak się zdaje, dziurki utworzone przez uderzenia ziarn piasku na ścianę głazu. Działo się to zapewne wtedy, kiedy atakowana powierzchnia była wystawiona do kierunku wiatru w przybliżeniu prostopadle. Ziarna piasku nie mogły w tych warunkach ulegać przesuwaniu po powierzchni głazu, lecz odbijały się i opadały.

Tworzenie się czólenek i żłobków eolicznych, podobnie jak kociołków, czólenek i żłobków rzecznych, jest związane z przepływem burzliwym. Powstaje on wobec przeszkody, kiedy masa płynąca porusza się tak szybko, że liczba Reynoldsa ma znaczną wartość. Liczba ta  $R$  zależy od średnicy przeszkody  $d$ , od średniej szybkości masy płynącej  $v$  i od właściwego dla danej masy, powietrza lub wody, współczynnika kinetycznej lepkości  $\gamma$ .

$$R = \frac{vd}{\gamma}$$

Mała wartość liczby Reynoldsa oznacza przewagę sił lepkości, a duża wartość tej liczby wskazuje na przewagę sił różnicy ciśnień (57, str. 294).

Przy wzrastającej więc wartości liczby Reynoldsa ruch laminarny, czyli warstwowy zamienia się na ruch burzliwy określony przez powstawanie wirów.

Przeszkoda powoduje zakłócenie ruchu warstwowego i prowadzi do tworzenia się wirów. Ilustrują to przykłady podane przez Maxsona (fig. 24). Istnienie przeszkody wywołuje zmniejszenie się przekroju powietrznego strumienia z powodu jego wygięcia ponad przeszkodą. W rezultacie zwiększonego tarcia w dolnych warstwach strugi sąsiadującej

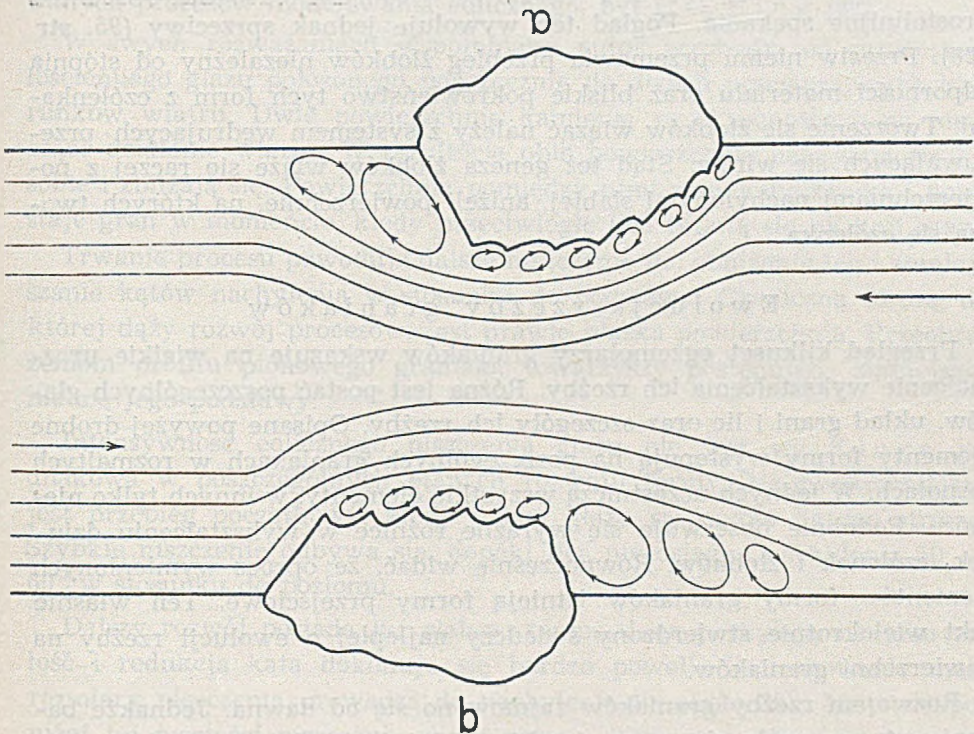


Fig. 24

Schemat układu wirów według Maxsona

z powierzchnią przeszkody i znaczniejszego tarcia wewnętrznego w spiętrzonej nad kamieniami masie powietrza cząsteczki w dolnej części strugi nie nadążają za górnymi. Cząsteczki te nie tylko opóźniają się w swoim ruchu, ale nawet poruszają się w odwrotnym kierunku. Opóźnione i poruszające się wstecznie cząsteczki w dolnych warstwach strugi odrywają się od masy płynącej. Poniżej powierzchni rozdziału powstają wiry.

Osie wirów układają się mniej więcej równoległe do powierzchni głazu tworzącego przeszkodę. Krótkie zagłębienia w postaci czótenek powstały wskutek działania cząstek stałych poruszanych przez powietrzne

wiry względnie ustabilizowane. Stabilizacja ta miała miejsce w warunkach określonych przez istnienie drobnych nierówności na powierzchni głazu, np. w postaci spękań lub dołeczków wietrzeniowych. Czółenka powstawały zapewne na powierzchniach średnio nachylonych. Nachylenie to musiało być mniejsze od tego, przy którym ziarenka piasku mogły ulegać odbiciu. Równocześnie jednak musiało ono być dostatecznie znaczne, aby utrudniało wędrówkę wirów.

Nieco inna jest geneza żłobków. E. Fleury (41) sądził, że powstawały one w rezultacie selektywnej erozji lub niszczenia wyznaczonego przez prostolinijne spękania. Pogląd ten wywołuje jednak sprzeczny (95, str. 728). Przeciw niemu przemawia przebieg żłobków niezależny od stopnia odporności materiału oraz bliskie pokrewieństwo tych form z czółenkami. Tworzenie się żłobków wiązać należy z systemem wędrujących, przesuwających się wirów. Stąd też geneza żłobków wiąże się raczej z powierzchniami nachylonymi słabiej, aniżeli powierzchnie, na których tworzą się czółenka.

### Ewolucja rzeźby graniaków

Przegląd kilkuset egzemplarzy graniaków wskazuje na wielkie urozmaicenie wykształcenia ich rzeźby. Różna jest postać poszczególnych głazów, układ grani i lic oraz szczegóły ich rzeźby. Opisane powyżej drobne elementy formy występują na poszczególnych graniakach w rozmaitych zespołach. W jednych uczestniczą wszystkie elementy, w innych tylko niektóre. Podobnie obserwuje się wyraźne różnice w wykształceniu dziurek, czólenek i żłobków. Równocześnie widać, że oprócz wymienionych elementów formy graniaków istnieją formy przejściowe. Ten właśnie fakt wielokrotnie stwierdzony świadczy najlepiej o ewolucji rzeźby na powierzchni graniaków.

Rozwojem rzeźby graniaków zajmowano się od dawna. Jednakże badania utrzymywały się w granicach zagadnień skupiających całą uwagę dawniejszych autorów, których interesowała przede wszystkim liczba grani i lic. Uważano, że istnieje pewna postać graniaka, do której dążą w swoim rozwoju wszystkie ich formy. Postać tę określa układ i liczba grani, a ostateczną formą rozwoju miał być trójgraniak.

Obecnie wiemy, że liczba grani i lic zależy od struktury skały oraz od ilości ekspozycji eolicznych głazu. Wszystkie więc dawniejsze dociekania na temat ewolucji graniaków opierały się na niesłusznych założeniach. Nie mogły też doprowadzić do spodziewanych wyników.

Większość dawniejszych badań z ubiegłego stulecia i pierwszej ćwierci XX wieku była obciążona cechą, którą można nazwać kompleksem dreikantera. Ów kompleks, od którego wolni byli tylko nieliczni uczeni

dawniejsi, jak *Bather* (4 i 5) i *De Geer* (29 i 31), wpłynął na opóźnienie w wyjaśnieniu wielu zagadnień. Zanedbane były badania w zakresie drobnych elementów formy graniaków. Pominięte lub niezauważone zostały inne eologliptolity nie posiadające formy graniaków. Nie zwrócono również należytej uwagi na sposób występowania i sytuację stratygraficzną tych kamieni. Wreszcie, co tutaj najważniejsze, na martwym punkcie stało zagadnienie rozwoju rzeźby graniaków.

Pierwszym i, o ile mi wiadomo, jedynym autorem, który podjął koncepcję ewolucji rzeźby graniaków opartą na zasadzie współcześnie uznawanych procesów modelowania eolicznego, był *L. C. King* (82).

W swych rozważaniach wspomniany autor wychodzi od prostopadłościennego głazu położonego poprzecznie do dwóch przeważających kierunków wiatru. Dwie powierzchnie kamienia są eksponowane na niszczące działanie wiatru. W rezultacie obie powierzchnie nachylają się ku sobie i zbliżają się. Powierzchnia pomiędzy nimi stopniowo zanika i powstaje grań w momencie, kiedy przeciwległe lica zetkną się na linii grani.

Trwanie procesu powoduje dalsze niszczenie lic, obniżanie ich i zmniejszanie kątów nachylenia w stosunku do podstawy. Graniczną formą, do której dąży rozwój procesów, jest prawie płaska powierzchnia. Przeobrażeniom profilu pionowego graniaka towarzyszy postępujące zmniejszanie się jego podstawy.

Intensywność eolicznego niszczenia głazu nie jest wg *Kinga* jednakowa w poszczególnych etapach rozwoju formy. Najgwałtowniejszy jest przebieg początkowy, kiedy ściany głazu są jeszcze bardzo strome. Szybkie niszczenie odbywa się, dopóki lica nie osiągną nachylenia  $50^\circ$  —  $60^\circ$  w stosunku do poziomu.

Dalszy rozwój posiada już słabsze tempo. Lica pochylają się jako całość i redukcja kąta dokonuje się bardzo powoli. Umiarkowane małe rozmiary niszczenia prowadzą do nachylenia lic około  $30^\circ$ . Niewiele poniżej tej wartości niszczenie skały przez wiatr ustaje. W tym ostatnim etapie odbywa się już tylko zaokrąglanie grzbietów aż do zatracenia ich wyraźnego rysunku. Prawdopodobnie ostatecznym rezultatem działania wiatru jest lekko wygięta powierzchnia, ale w żadnym przypadku nie — powierzchnia płaska.

*King* widzi uderzającą analogię między rozwojem rzeźby na głazach kształtowanych eolicznie i normalnym cyklem erozyjnym. W stadium młodości kształtowane formy są tylko modyfikacjami pierwotnej postaci kamienia. Stadium to trwa aż do osiągnięcia  $50^\circ$  jako przybliżonej wartości nachylenia lic. Jest to okres wczesnej dojrzałości. Dalsza redukcja nachylenia lic postępująca już w zwolnionym tempie prowadzi do pełnej dojrzałości. Charakterystyczne dla tego etapu jest spotkanie się przeciw-

ległych lic i zniszczenie ostatnich resztek powierzchni pierwotnej głazu. W ostatnim stadium, w stadium starości, lica osiągają graniczne, minimalne w rozwoju graniaków nachylenia.

Istota koncepcji Kinga wydaje się słuszna, chociaż wymaga wielu uzupełnień i wywołuje szereg zastrzeżeń. W kształtowaniu formy graniaka istnieją niewątpliwie ogólne tendencje rozwojowe. Proces eoliczny zdąża do przeobrażenia początkowej formy odłamka, wleczeńca czy otoczaka na graniak. Znane są formy mniej lub więcej zaawansowane. Występują graniaki niedorozwinięte i ukształtowane klasycznie, doskonale. Mniej lub więcej stała, ale zawsze przeważająca nad innymi czynnikami, siła wiatru rzeźbi powierzchnię głazu, przekształca ją i wytwarza coraz to nowe warunki do dalszej pracy modelującej.

Zróznicowanie tych warunków najskuteczniej określa wartość nachylenia najprzód powierzchni pierwotnych, a później lic. Nachylenie lic jest niewątpliwie funkcją zmienną rozwoju rzeźby graniaków. Niszczące działanie wiatru powoduje zmniejszenie kąta nachylenia, a złagodzenie nachylenia lica zmniejsza stopień intensywności tego działania.

Pewne zastrzeżenia budzi wyrażenie Kinga o uderzającej analogii rozwoju graniaków z normalnym cyklem erozyjnym. W ewolucji formy graniaka brak elementu endogenicznego, chociaż istnienie bryły wystającej ponad najbliższe otoczenie wywołuje dla sił niszczących warunki podobne jak wydzwignięta przestrzeń lądowa. Oczywiście, trzeba tu przyjąć dydaktyczne, najprostsze założenie o powierzchni wyniesionej tak nagle, że dopiero po ustaniu ruchu rozpoczynają się procesy niszczenia subaerycznego. Pewną namiastką czynnika endogenicznego byłyby również zmiany ekspozycji eolicznych różnych powierzchni głazu. Wreszcie rzeźba eoliczna posiada cechy jednostronnego procesu w sensie najogólniej pojętej erozji czy denudacji, bez działalności akumulacyjnej.

Jeśli się zgodzimy z autorem, że mimo pewnych zastrzeżeń istnieją określone prawa rządzące rozwojem rzeźby graniaków, co zbliża już do pojęcia cyklu erozyjnego, to w żadnym razie nie jest to cykl „normalny“. Jest to rozwój rzeźby typu akcydentu klimatycznego, w tradycyjnym pojmowaniu Davisa lub cykl geograficzny normalny, czyli właściwy dla odpowiedniego środowiska klimatycznego pustynnego, peryglacjalnego lub lokalnego klimatu plaży.

Graniaki Kinga są formami plażowymi, powstały więc w innych warunkach niż graniaki plejstocieńskie, peryglacjalne. Pomiedzy innymi trudno dla naszych graniaków przyjąć działanie wiatrów zorientowanych mniej lub więcej w tej samej osi, lecz przeciwnie skierowanych. Dalej, w okresie trwania procesu rzeźbienia eolicznego głazy nowozelandzkie były poruszane jedynie przez wiatr. Natomiast tylko niewielkie gra-

niaki plejstocenijskie lub szczególnie chwiejnie ułożone mogły być w ten sposób poruszane. Inne podlegały przemieszczeniom w rezultacie działania procesów mrozowych.

King przedstawił swój pogląd w sposób ogólny, nawet ogólnikowy. Nie podał też uzasadnienia naszkicowanego przebiegu zdarzeń. Siłą działającą i rzeźbiącą jest wiatr, ale brak jest określenia mechaniki tego działania. Przebieg modelowania eolicznego, bezpośrednia przyczyna cofania się powierzchni głazów pozostały nieznane.

Odpowiednio do ogólnego naszkicowania procesu forma głazu jest rozpatrywana tylko w najogólniejszych zarysach. W tym ujęciu morfologia graniaków ograniczona jest do głównych elementów formy — grani i lic. Natomiast szczegóły rzeźby graniaków nie zostały uwzględnione zupełnie. Tutaj też prawdopodobnie szukać należy przyczyny zbyt ogólnego przedstawienia procesów rzeźbiących. Dziurki bowiem, czółenka, żłobki i inne drobne elementy formy eologliptolitów pozwalają odcyfrować choćby w ogólnych zarysach mechanikę procesów rzeźbiących.

Analiza drobnych elementów formy lic graniaków i powierzchni innych eologliptolitów dowodzi, że obok przeważnie panującego działania wiatru czynne były również siły wietrzenia. Rzeźbienie eoliczne było więc poprzedzone przez procesy przygotowawcze. Wietrzenie rozluźniało zwarłość skał w mniejszym lub większym stopniu i ułatwiało erozyjną działalność wiatru.

Stopień zaawansowania przygotowawczego procesu wietrzeniowego był różny zależnie od struktury i tekstury skały oraz od trwałości i intensywności wiatru. Słabsze i mniej ciągłe wiejące wiatry zostawiały wielkie możliwości dla rozwoju wietrzenia. Natomiast silniejsze wiatry stwarzały mniej dogodne warunki; wietrzenie nie przebiegało dostatecznie długo i wiatr atakował skały niedostatecznie przygotowane przez wietrzenie.

Stosunek ilościowy między wartością wietrzenia selektywnego i erozji eolicznej decyduje zapewne o charakterze eologliptolitów. Przewaga wietrzenia selektywnego prowadzi do powstawania kamieni ospowatych, żeberkowych i innych nie posiadających wyraźnie wykształconych grani i lic. W przeciwnym układzie sił, kiedy bezpośrednio niszczenie przez wiatr dominuje, tworzą się graniaki.

Najprostszym i zapewne rozwojowo pierwszym rezultatem niszczenia głazów są dziurki. Mogą one powstać pod wpływem selektywnego wietrzenia. Tworzą się jednak również przez uderzanie ziarn piasku rzuconego przez wiatr. W tym drugim przypadku przebieg dziurkowania jest możliwy niezależnie od charakteru skały. Wymaga jednego dostatecznie stromego nachylenia powierzchni, aby mogło nastąpić odbicie

ziarn. Najczęstsze są dziurki na powierzchniach nachylonych od 90 do 70°. Widać to np. na graniakach z Kołacinka, Woli Łokotowej i Ładzie (fot. 13).

Już przy nachyleniu około 70°, jak np. na graniaku z Woli Łokotowej, obserwować można formy przejściowe od dziurek do czólenek (fot. 14). Prawdopodobnie pozostaje to w związku z tworzeniem się wirów w burzliwym przepływie powietrza. Wiry tworzą się z powodu istniejących nierówności w postaci dziurek. Niszczenie eoliczne jest jeszcze w znacznym stopniu zlokalizowane i ograniczone punktowo.

Początek niszczenia strefowego wiąże się z powstawaniem wyraźnie już zarysowanych czólenek, które zjawiają się przy nachyleniu około 55°. W mechanice ich kształtowania dominują jeszcze wiry ustabilizowane, określone przez zagłębienia dawnych dziurek i przez znaczną jeszcze stromość nachylenia. Jednakże wygładzanie powierzchni przy wylocie ostrych końców czólenek wskazuje na tendencje migracyjne wirów. Z tym też wiążą się początki rozciągania niszczącego procesu na strefy zorientowane równoległe do osi czólenek.

Wydaje się prawdopodobne, że w genezie czólenek odgrywał pewną rolę jeszcze inny proces, a mianowicie splukiwanie i zmywanie. Wymienione procesy działać mogły w tej samej osi, lecz w przeciwnym kierunku, z góry do dołu. O prawdopodobieństwie udziału zmywania mówią studia J. Büdela (26, str. 34), który wskazuje na wielką rolę tego czynnika w kształtowaniu stoków o nachyleniu większym niż 30° w dzisiejszych krajach polarnych.

Przy mniejszym nachyleniu lic czólenka stopniowo przeobrażają się w żłobki. Formy uzyskują doskonałą postać przy nachyleniu około 45—40°. Są one rezultatem niszczącego działania wirów, ale już wędrujących. Przy mniejszym nachyleniu lic wędrowka wirów odbywa się swobodniej. Równocześnie jednak wiry stają się bardziej płaskie, osie ich wydłużają się i efekt niszczenia jest mniejszy. Proces niszczenia jest powolniejszy, ale rozkłada się na większą powierzchnię. Obejmuje strefy, często na całej przestrzeni między podstawą i granią.

Gęste występowanie żłobków na powierzchni lica sprawia, że eoliczne niszczenie w coraz to wyższym stopniu obejmuje całą powierzchnię lica. Przy ciągle zmniejszającym się nachyleniu żłobki stają się coraz płytsze i siła niszcząca rozszerza front swego działania. Wygasają wiry i przepływ burzliwy zamienia się na warstwowy. Rozszerzeniu frontu działania siły wraz z zanikiem turbulencji towarzyszy wybitne osłabienie tempa niszczenia. Ustaje tworzenie nowych zagłębień, dokonuje się tylko ścieranie drobnych nierówności i powstaje politura lica. Dzieje się to przy nachyleniu lic około 30°. Wkrótce poniżej tej wartości proces formowania eolicznego zamiera.

Naszkicowany powyżej przebieg rozwoju elementów formy graniaka daje dostateczną podstawę do przedstawienia idealnego cyklu eolicznego rzeźbienia graniaków. Jako bryłę początkową możemy przyjąć odlamek, wleczeniec lub otoczek, który jednak musi być dostatecznie sklepiony, aby dawał mniej więcej stromą powierzchnię ustawioną poprzecznie do przeważającego kierunku wiatru.

W stadium wczesnej młodości powierzchnia głazu jest stroma i posiada swą własną, pierwotną rzeźbę z wyjątkiem dziurek. Są to przeważnie eoliczne dziurki uderzeniowe. Poprzez dalsze fazy młodości dokonywa się przekształcanie dziurek i zamiana ich na czółenka. Dzieje się to w związku z pracą rzeźbiącą wirów. W rezultacie tego niszczenia powierzchnia lica obniża się do nachylenia około  $50^{\circ}$ . Jest to stadium pełnej młodości. W tym stadium bowiem rzeźba lica jest bardzo urozmaicona, ale proces niszczenia powierzchniowego dopiero się zaczyna i występują jeszcze znaczne przestrzenie powierzchni pierwotnej.

Zjawienie się żłobków oznajmia nadchodzące stadium dojrzałości. Zmienia się mechanika niszczącego procesu, choć nie zanika jeszcze ruch burzliwy powietrza. Wskutek silnych tendencji do niszczenia powierzchniowego zanikają ostatnie ślady rzeźby początkowej.

Przy dalszym obniżaniu lic, co już odbywa się bardzo powoli, wzrasta wydłużanie osi wirów aż do ich zaniku i ruch burzliwy ustępuje miejsca ruchowi laminarnemu. Żłobki stają się coraz płytsze, dzielące je grzbieity obniżają się i zanikają, podobnie jak ostatnie ślady czółenek. Lico osiąga stadium starości, nachylone około  $25-30^{\circ}$ , ma powierzchnię wyrównaną i gładką, nawet lśniącą. Dalszy rozwój już się nie odbywa i cykl dobiega do końca.

Nie wszystkie graniaki przechodzą w swoim rozwoju przez pełny łańcuch etapów. Przy małym nachyleniu powierzchni pierwotnej może być pominięte stadium wczesnej młodości. Daleko wyraźniejsze jest pospolite zjawisko przerwania cyklu przed osiągnięciem ostatniego stadium. Fakt ten łatwo zrozumieć, jeśli się przypomni, że głazy w środowisku peryglacjalnym podlegały częstym poruszeniom a nawet przemieszczaniu. W wyniku działania procesów mrozowych następowała zmiana ekspozycji eolicznej lub nawet zagrzebywanie w materiale kongeliflukcyjnym.

Inne modyfikacje wywołuje charakter skały, a przede wszystkim jej tekstura. Skały heterogeniczne, a zwłaszcza o grubym ziarnie, podlegają w wyższym stopniu procesom wietrzenia. W takich skałach trudniej dochodzi do ostatecznego wygładzenia lica i w rezultacie cykl rozwojowy



trwa dłużej. Nie zatrzymuje się przy nachyleniu lic, które może być uważane za graniczne dla skał bardziej jednorodnych i drobnoziarnistych.

Nawet więc w zakresie mikrorzeźby potwierdza się słuszność wysuniętej przez L. C. Peitiera (110) potrzeby uzupełnienia klasycznej davisowskiej formuły. Oprócz bowiem konieczności powiązania procesu z właściwym dla danego obszaru środowiskiem klimatycznym należy uzupełnić strukturę elementem litologicznym.

Przedstawiony pogląd na rozwój graniaków jest niepełny i niedostatecznie udokumentowany. Wynika to z niedostatecznego jeszcze opracowania materiału i z wielkich trudności, które nastęrcza sposób występowania graniaków. Nie znamy ani jednej pozycji graniaków niewątpliwie *in situ*. Świadomość tego faktu uniemożliwia określenie dokładnego charakteru ekspozycji. W zakresie kierunku wiatru można się orientować pośrednio jedynie na podstawie położenia osi czółenek i żłobków. Jeszcze gorzej jest z odtworzeniem pierwotnego nachylenia lic w stosunku do poziomu. Nawet wtedy, kiedy graniak posiada płaską powierzchnię nieeoliczną, nie możemy z całą pewnością odcyfrować dawnej sytuacji poszczególnych lic. Graniak nie musiał przecież leżeć na powierzchni horyzontalnej. Najmniejsze urozmaicenie powierzchni położenia podstawy graniaka wywoływało rozmaitego rodzaju przechylenie głązu.

Tego rodzaju trudności wykluczają prostą statystyczną metodę, która mogłaby dać materiał do porównania wartości nachylenia z odpowiadającymi im elementami formy graniaków. Do prawdopodobnych rezultatów mogły doprowadzić jedynie obserwacje oparte na pojedynczych gładach. Stwierdzono mianowicie, że gradientom nachylenia powierzchni na jednym i tym samym graniaku odpowiadały granice oddzielające powierzchnie o różnym wykształceniu rzeźby.

#### UTWORY PODOBNE DO LESSU

W okolicach Łodzi, przede wszystkim na Wyżynie Łódzkiej, na wschód od Łodzi występuje pospolicie na powierzchni utwór pylasty. Jest to materiał drobnoziarnisty, rozcierający się w palcach, na których pozostawia ślady niezależnie od stopnia wilgotności. Najczęściej posiada barwę jasnożółtą, bardzo podobną do barwy „typowego“ lessu. Czasem jednak jest o wiele jaśniejszy, prawie biały lub brudnozielonawy albo, odwrotnie, jest ciemny, brązowy. Na kwas solny nie reaguje i nie widać w nim żadnych śladów organicznych.

O ile mi wiadomo, po raz pierwszy o występowaniu tego materiału w okolicach Łodzi pisali E. Behr i O. Tietze (7). Przedstawili jego

sytuację stratygraficzną i oznaczyli go jako less. Jednakże sprawa ta uległa zapomnieniu i w późniejszych pracach nie zwracano uwagi na występowanie tych utworów w środkowej Polsce.<sup>1</sup>

Mięszość tego utworu jest bardzo niewielka i pospolicie waha się od 0,6 do 1,0 m, wyjątkowo wynosi około 2,5 m. Zazwyczaj na wysoczyznach, na mało nachylonych powierzchniach płaskich obserwuje się mięszość przeciętną nie przekraczającą 1 m. Natomiast największe wartości stwierdzono jedynie na stokach dolin. Odwrotnie, w bezpośrednim sąsiedztwie kulminacji pagórków mięszość materiału pylastego jest minimalna.

Obecność „lessu“ łatwo rozpoznać, gdyż zaznacza się on w topografii obszaru. Zdradzają go mianowicie rozmaitej wielkości wąwozy i parowy. W lejkach źródłowych lub w strefie przykrawędziowej dolin wszędzie, gdzie powierzchnię pokrywa ów utwór pylasty, występują pospolicie mniej lub więcej głęboko wcięte parowy. Można tu wskazać obszar nad górną Miazgą w okolicy Nowosolnej i Popielarni, lejek źródłowy Dzierżany na północ od Zgierza, przy drodze do Dąbrówki, oraz dolinę Mrogi pod Rogowem i pod Lisowicami.

Jeszcze pospolitsze i bardziej charakterystyczne dla terenów występowania utworów pylastych są wąwozy drogowe (fot. 15). Na tych terenach niemal każda droga gruntowa ma swoje odcinki, na których przebiega w wąwozach. Położenie tych wąwozów i ich głębokość zależy od występowania i mięszości materiału pylastego oraz od nachylenia terenu. Z reguły wąwozy towarzyszą obszarom przykrawędziowym i w ogóle nachylonym. Wąwozy zjawiają się niemal przy każdej grubości pokrywy pylastej. Nawet przy minimalnej mięszości tego utworu zaznaczają się wąwozowate obniżenia poziomu dróg. Na południe od szosy z Łodzi do Nowosolnej, na wschód od Stoków, można obserwować wąwóz drogowy, który wytworzył się, mimo iż grubość materiału pylastego leżącego na powierzchni wynosi tam zaledwie około 30 cm.

Występowanie utworów pylastych objawia się jeszcze w inny sposób. Wielokrotnie wśród obszarów żwirowatych i kamienistych uderza obecność płyt pokrytych przez seradelę lub nawet przez koniczynę. Uprawy te wskazują właśnie na płyty materiału pylastego<sup>2</sup>.

<sup>1</sup> Moją uwagę zaalarmowały mgr H. Klarkowa i mgr E. Pierchałkówna, które zaniepokoiło niespodziewane odkrycie „lessu“ w okolicach Brzezin kartowanych do Przeglądowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 300 000.

<sup>2</sup> Być może, że występowanie tego utworu tłumaczy liczne w okolicach Łodzi znaleziska z okresu rzymskiego. Jak wiadomo osadnictwo tego czasu skupiało się najchętniej na dobrych glebach, np. na czarnoziemach kujawskich. Tymczasem okolice Łodzi mają gleby raczej złe.

Już na podstawie rozmieszczenia terenów z charakterystycznymi parowami i wąwozami jak i występowania wspomnianych upraw o większych wymaganiach glebowych można wnioskować o nieciągłości pokrywy utworów pylastych. Potwierdzają to dokładniejsze badania oparte na śledzeniu odkrywek i specjalnie kopanych szybików. Nie ma tu mowy o istnieniu rozleglejszych obszarów ciągłego występowania tego materiału. Stąd też i wielkie trudności w przedstawieniu kartograficznym, które wymaga długotrwałej pracy na podkładzie w bardzo dużej podziałce.

Dokładne, nawet drobiazgowo badania prowadzą do wykrycia osobiwej cechy występowania utworów pylastych. Tylko na powierzchniach nachylonych, na stokach pagórków i dolin, można zauważyć mniej lub więcej ciągle pokrywy tego materiału. Na powierzchniach równin wysoczyznowych i na kulminacjach wałowych czy kopulastych pagórków spotyka się tylko drobne jego wysepki.

Najbardziej charakterystyczna cecha występowania utworów pylastych okazuje się jednak dopiero w profilu pionowym. Wszędzie, z zaznaczonym wyjątkiem terenów stokowych, materiał ten rysuje się na ścianach odkrywek w postaci kieszeni. Mają one z reguły zarys półkolisty lub półowalny. Zazwyczaj też największa szerokość i głębokość tych kieszeni nie przekracza 1 m. Obserwowałem kilkadziesiąt odkrywek i nigdzie obraz ten nie przedstawiał się inaczej.

Taki sposób występowania utworów pylastych, objawiający się rygorystycznie na całym obszarze badanym, uniemożliwiał przez długi czas wyjaśnienie genezy tego utworu. Zmuszał do odrzucania po kolei całego szeregu możliwych koncepcji. Tajemnicza cecha kieszeniowatego występowania materiału musiała być również uznana za najbardziej charakterystyczną cechę utworów pylastych. Jasne było bowiem, że jeśli profile pionowe okazują zawsze zarysy półkoliste lub do nich zbliżone, to i w rzucie poziomym powinny się rysować koła lub owale. Badania potwierdziły te wnioski. Dla wyjaśnienia tego charakterystycznego i zdumiewającego faktu należało zwrócić uwagę na inne okoliczności określające bliżej owe kieszenie.

#### OPIS STANOWISK

Łódź, ul. Henrykowska

W granicach Wielkiej Łodzi, przy ul. Henrykowskiej, znajduje się ciekawa odkrywka. Jest ona zaznaczona na mapie topograficznej 1 : 100 000 około 100 m na północ od domu wysuniętego najbardziej na zachód w dawnej wsi Henrykowie. Jest to żwirownia wycięta w niewielkim pagórku wysokim na około 244 m n. p. m. i posiadającym prawie płaską powierzchnię górną.

Fig. 25 pozwala zorientować się w sytuacji materiału pylastego i ujawnia sposób jego występowania. Po prawej stronie rysunku u dołu widoczne są grube i drobne żwiry warstwowane zawierające również

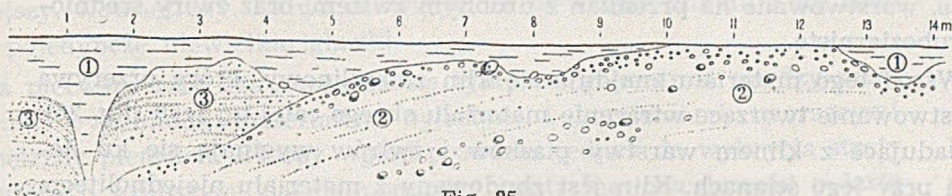


Fig. 25

Łódź, ul. Henrykowska. Widok ogólny odkrywki

1 — materiał pylasty z gładzikami, 2 — grube, ciemne żwiry z glazami, 3 — piaski jasnożółte i żwiry warstwowane.

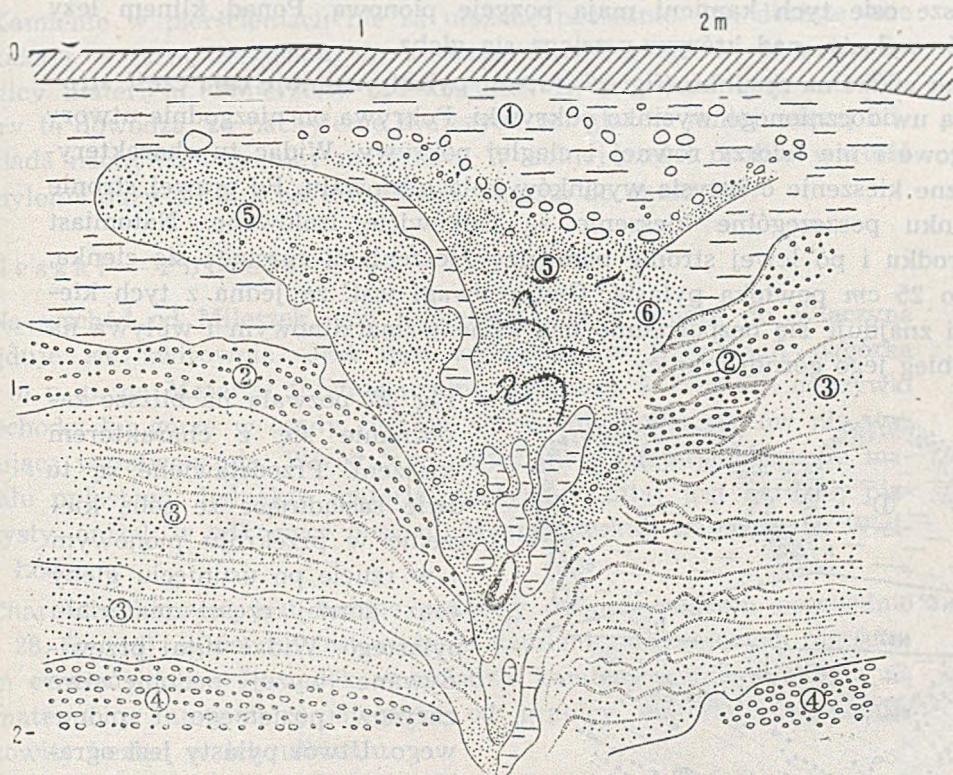


Fig. 26

Łódź, ul. Henrykowska. Klin zmarzlinowy

1 — materiał pylasty, 2 — żwiry gruboziarniste, ciemnobrązowe, warstwowane, ze smugami zorsztynizowanymi, 3 — piaski gruboziarniste i drobne żwirki warstwowane, ze smugami zorsztynizowanymi, 4 — żwiry gruboziarniste z gładzikami, warstwowane, 5 — klin z porwakami materiału pylastego, zbudowany z rdzawobrązowych żwirów średniej grubości i z grubego piasku, 6 — jasnokremowy, średnioziarnisty piasek.

otoczaki. Ku górze warstwowanie staje się mniej wyraźne, aż wreszcie zanika. Strop tych żwirów z licznymi otoczkami wykazuje znaczny stopień orsztyniczacji. Po lewej stronie rysunku widoczne są piaski jasno-żółte, warstwowane na przemian z drobnym żwirem, oraz żwiry średnio- i gruboziarniste.

Wśród tego materiału znajduje się klin zmarzlinowy, który przerywa warstwowanie tworzące wtrącenie materiału obcego całej tej serii (fig. 26). Sąsiadujące z klinem warstwy piasków i żwirów wyginają się ku dołowi przy jego ścianach. Klin jest zbudowany z materiału niejednorodnego. Główną jego masę tworzą zbite żwiry zawierające pojedyncze gładziki oraz bryły żółtego mułku. Oprócz małych gładzików występują kamienie większe osiągające około 20 cm w najdłuższej osi. Należy podkreślić, że dłuższe osie tych kamieni mają pozycję pionową. Ponad klinem leży utwór pylasty, nad którym rozciąga się gleba.

Jak widać na rysunku (fig. 27), utwór pylasty zajmuje całą część stropową uwidocznionego wycinka odkrywki. Pokrywa on niezgodnie utwory spągowe i nie tworzy równej i ciągłej pokrywy. Widać tu charakterystyczne kieszenie o zarysie wycinków koła lub owalu. Po prawej stronie rysunku poszczególne kieszenie są całkowicie izolowane. Natomiast w środku i po lewej stronie pomiędzy kieszeniami rozciąga się cienka, około 25 cm powłoka pylasta. Godne uwagi jest, że jedna z tych kieszeni znajduje się bezpośrednio nad klinem zmarzlinowym i wpływa na przebieg jego górnej granicy.

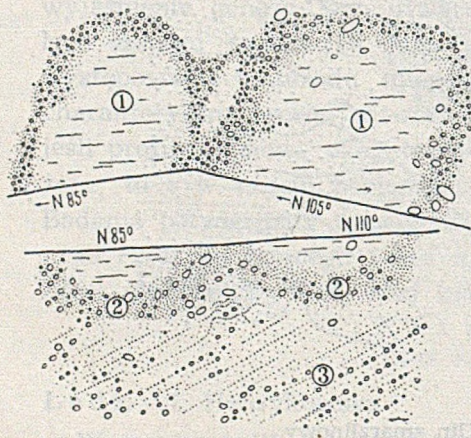


Fig. 27

Łódź, ul. Henrykowska. Inwolucje pylaste w przekroju pionowym i w planie.

1 — materiał pylasty, 2 — piasek i żwir nie-warstwowany, 3 — żwiry drobne z gładzami

Fig. 27 pozwala na bliższe zapoznanie się z charakterem kieszeni. Przedstawione są tu dwie sąsiadujące ze sobą kieszenie w przekroju pionowym i w rzucie po usunięciu gleby oraz górnej części materiału pylastego. Widać tutaj przewidywane wyżej podobieństwo zarysów poziomego i pionowego. Utwór pylasty jest ograniczony przestrzennie nie tylko w układzie pionowym; również i w planie zamyka się w obrębie figury elipsoidalnej uciętej z przodu. Zarówno w przekroju pionowym jak i w planie ostro zarysowuje się wieniec kamieni

otaczający przestrzeń wypełnioną materiałem pylastym. Podobny wieniec widoczny jest także w kieszeni nad klinem zmarzlinowym. Ciekawe, że oprócz wieńca na granicy utworu pylastego występuje tam jeszcze drugi, mniejszy, wewnętrzny. Łatwo zauważyć, że wewnątrz znajdują się również pojedyncze niewielkie gładziki.

Na pierwszy rzut oka zaznacza się tylko ostry kontrast między przestrzenią wypełnioną materiałem pylastym i kamieniami tworzącymi zewnętrzny pierścień. Bliższy wgląd prowadzi jednak do wykrycia strefy materiału o grubszym ziarnie pomiędzy centralną przestrzenią pylastą i wieńcem kamiennym. Aureola grubszego ziarna zarysowuje się nie tylko w rzucie poziomym; widać ją również w przekroju pionowym. Szerokość aureoli wynosi kilka centymetrów.

Kamienie w pierścieniach nie są ułożone bezładnie. Ich dłuższe osie wykazują wyraźną tendencję do ułożenia równoległego w stosunku do granicy materiału. Zmierzony był kierunek i nachylenie tych osi. Pomiarv te dowodzą, że nachylenie dłuższych osi gładzów mniej więcej odpowiada nachyleniu granicy materiału. W dolnej części profilu wartość nachylenia dąży do 0, a na skrzydłach wzrasta do około  $30^{\circ}$ .

### Mileszki — Popielarnia

Na wschód od Mileszek, pod Popielarnią, przy drodze do Władczyna znajduje się zwirownia. Jest ona wykopana w kulminacji pagórka 238 m n. p. m. Materiał fluwioglacjalny widoczny w ścianach odkrywki przechodzi ku górze w osady żwirów, otoczków i wleczeńców nie wykazujące warstwowania. Wśród tego materiału występują kieszenie materiału pylastego. Jednakże materiał spotykany tutaj jest bardziej piaszczysty, aniżeli w odkrywce przy ul. Henrykowskiej w granicach Wielkiej Łodzi.

Charakter kieszeni jest bardzo podobny do opisywanych poprzednio (fig. 28, fot. 16). Widoczne jest ułożenie kamieni zamykających pierścieniem centra pylaste. Porządek w układzie kamieni wyraźnie zanika na zewnątrz i w niewielkiej odległości od granicy materiału występuje całkowity bezład w ich ułożeniu.

Te same cechy okazuje rysunek poziomy (fig. 28a). Orientacja kamieni ułożonych dłuższymi osiami równoległe do granic występowania materiału pylastego kontrastuje tu jeszcze wyraźniej z bezładem narastającym z odległością od centrów pylastych.

Podobnie jak na Henrykowskiej również i tutaj do wieńców kamiennistych przylegają od wewnątrz aureole materiału o grubszym ziarnie niż w środku pól pylastych (fot. 17). Są one nawet wyraźniejsze niż na

Henrykowskiej. Jeszcze ważniejsze jest to, że łatwo tutaj rozpoznać zróżnicowanie owej aureoli. Ku środkowi pól ziarno staje się drobniejsze w sposób widoczny.<sup>1</sup>

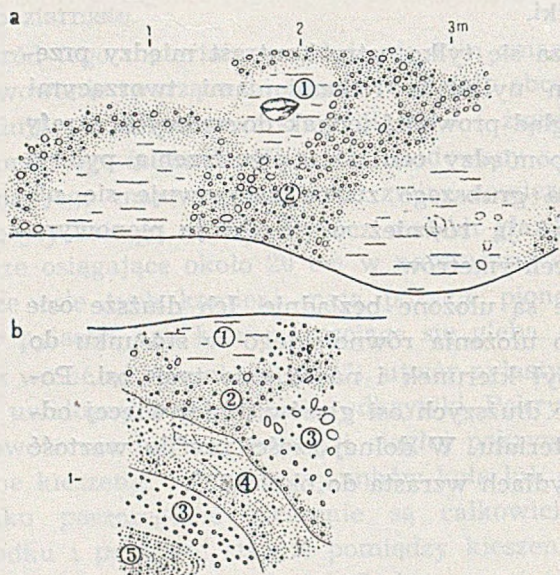


Fig. 28

Mieszki. Inwolucje pylaste w planie (a) i w przekroju pionowym (b)

1 — materiał pylasty, szaro-żółty, 2 — piaski i żwiry z głazami niewarstwowane, silnie spojone orsztynem, 3 — grube żwiry z głazami, jasnopopielate, ze śladami warstwowania, 4 — piasek i drobny żwir niewarstwowany, 5 — piasek i żwir warstwowany.

jest odkrywka w Lipinach. Znajduje się ona w odległości 450 m na zachód od wsi, przy szosie do Łodzi. Jest ona wycięta w prawie płaskiej wysoczyźnie w pobliżu krawędzi suchej doliny przebiegającej na północ od szosy ku Lipinom.

Na dnie odkrywki, w głębokości około 1,5 m, widać piaski i żwiry z równoległym układem warstw (fig. 30). Stropowa część tej serii posiada już cechy zaburzenia w ułożeniu pierwotnym i nabiera barwy brązowej. Powyżej materiał jest grubszy, żwiry ustępują miejsca otoczakom

Przestrzenie zajęte przez materiał pylasty rysują się w planie (fig. 29, fot. 18) jako koła lub przybierają kształt elipsy. Zaobserwowałem, że figury koliste występują na powierzchniach prawie zupełnie płaskich, natomiast przy niewielkich nawet nachyleniach zjawiają się elipsy. Równocześnie przy rysunku pól elipsoidalnych z wydłużeniem jednej z osi granice materiału ku dołowi stają się mniej wyraźne. Dłuższe osie pylastych pól elipsoidalnych w Mieszkiach posiadają różne kierunki zależnie od kierunku nachylenia powierzchni.

## Lipiny

Nadzwyczaj interesująca, dla autora najcenniejsza

<sup>1</sup> Zróżnicowanie materiału stało się bardziej widoczne po polaniu wodą. W rezultacie zróżnicowanego stopnia wsiąkania wody rysowały się koncentryczne koła o różnej intensywności tonów.

o średnicy do 6 cm. Jest to już strefa bardzo wydatnych zaburzeń o charakterze inwolucyjnym. Wskazuje na to, między innymi, orientacja kamieni ułożonych mniej więcej zgodnie z festonowym układem całej tej strefy. W ułożeniu kamieni zwraca uwagę istnienie dwudzielności układu. Najbardziej rygorystyczna orientacja występuje na krańcach tej strefy, w części spągowej i stropowej. Natomiast w środku ułożenie jest bardziej swobodne, bezładne. Widać to najlepiej w środkowej części rysunku.

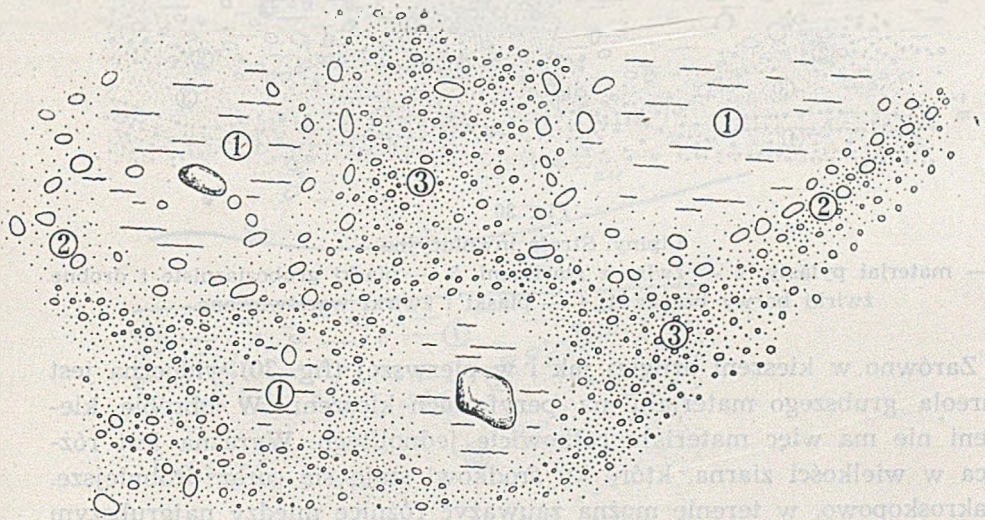


Fig. 29

Mileszki. Inwolucje pylaste w planie

1 — materiał pylasty, 2 — piaski średnio- i gruboziarniste z gładzikami, 3 — żwiry o zabarwieniu rdzawym z gładzikami.

Najwyższą część odkrywki zajmuje materiał pylasty, którego sposób występowania jest podobny do opisanego z ul. Henrykowskiej. W przedstawionej części rysunku widoczne są dwie kieszenie oraz po lewej stronie fragment trzeciej (fot. 19). Pomiedzy kieszeniami u góry miejscami występuje pokrywa pylasta. Wśród materiału pylastego widoczne są pojedyncze gładziki podobnie jak w innych miejscach. Wewnątrz kieszeni kamienie występują raczej wyjątkowo. Nieco częściej można je obserwować w stropie, w bliskim sąsiedztwie gleby. Najwięcej ich znajduje się na zewnętrznym obwodzie kieszeni w pobliżu wieńca czy festonu kamienistego.

Widać to doskonale na rysunku szczegółowym (fig. 31) przedstawiającym kieszeń drugą, której część dolna zawiera więcej kamieni luźnych. Ściślejsze ich nagromadzenie występuje na granicy materiału,



przy czym zaznacza się wyraźny porządek ich ułożenia. Poniżej ułożenie kamieni jest bardziej swobodne. Natomiast spągowa część strefy głązowej, już na granicy z niżej położonymi piaskami posiada znów rygorystyczny porządek w orientacji kamieni. Rysuje się to szczególnie wyraźnie w lewej części obrazu.

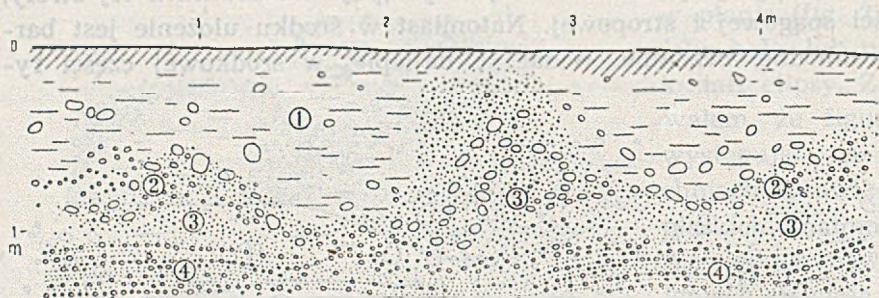


Fig. 30

Lipiny. Strefa inwolucyjna

1 — materiał pylasty, 2 — żwiry z głązkami, 3 — piaski gruboziarniste i drobne żwirki barwy brązowej, 4 — piaski i żwirki warstwowane.

Zarówno w kieszeni drugiej jak i w pierwszej (fig. 30) widoczna jest aureola grubszego materiału na peryferiach kieszeni. W obrębie kieszeni nie ma więc materiału całkowicie jednolitego. Wyraźna jest różnica w wielkości ziarna, które ku środkowi staje się coraz drobniejsze. Makroskopowo, w terenie można zauważyć różnicę między najgrubszym ziarnem na peryferiach kieszeni i najdrobniejszym w centrum. Przy bardzo uważnym badaniu można było dostrzec zróżnicowanie ziarna w obrębie aureoli (fot. 20). Daje ono obraz koncentryczny, gdyż zmniejszanie się wielkości ziarna postępuje ku środkowi wzdłuż promienia. Tego rodzaju układ okazuje się zarówno w planie jak i w przekroju pionowym.

W opisanych przykładowo stanowiskach i w kilkudziesięciu innych znanych autorowi odkrywkach powtarza się kieszeniowate występowanie materiału pylastego. Miąższość tego utworu z reguły nie przekracza 1 m. Pomiędzy poszczególnymi kieszeniami występują czasem cienkie pokrywy pylaste osiągające zazwyczaj około 30 cm głębokości.

Znane są i inne występowania tego utworu, gdzie osiąga on znacznie szą miąższość. Równocześnie jednak sposób występowania materiału pylastego jest różny od poprzednio opisanego.

## Lisowice

Obserwacje pochodzą z północnego stoku parowu na prawym brzegu doliny Mrogi pod Lisowicami. Wzdłuż parowu przebiega droga przeci-

nająca Mroge powyżej majątku w Lisowicach i łącząca je z letniskiem Tworzyjanki-Górki. Poza mostem po prawej stronie rzeki droga wyyskuje ów parów przecinający stok doliny Mrogi. Nachylenie poziomu drogi na dnie parowu wynosi około  $6^{\circ}$ .

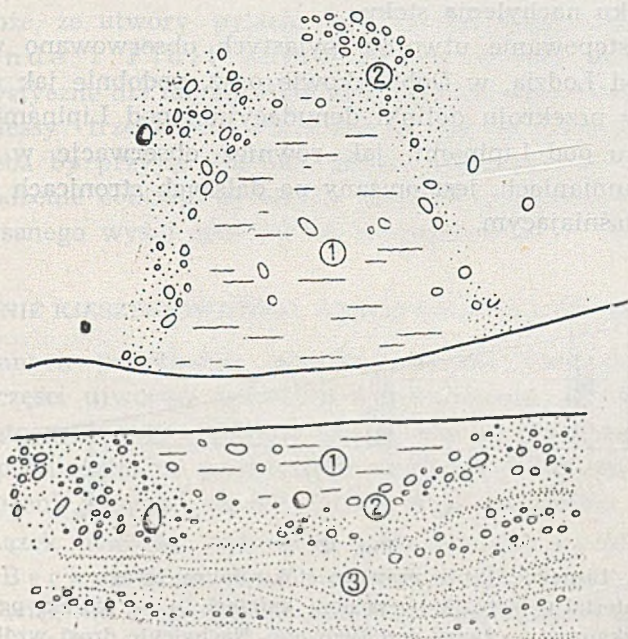


Fig. 31

Lipiny. Inwolucja nr 2

1 — materiał pylasty, 2 — żwiry z głazami i piasek niewarstwowany, 3 — żwiry i piasek ze śladami warstwowania, smugi piasku zorsztynizowanego.

Stoki parowu są strome, nawet urwiste i odsłaniają ściany zbudowane w mniejszym lub większym stopniu z materiału pylastego. Nie ma tutaj nawet śladów występowania kieszeniowatego. Utwór pylasty tworzy tu ciągłą pokrywę o wyraźnie, lecz regularnie zmiennej miąższości.

Ilustruje to załączony profil (fig. 32). W dolnej części stoku, w odległości 150 m od mostu, widoczna jest ściana utworu pylastego o wysokości około 1,5 m. Przy pomocy wiercenia odnaleziono spąg tego utworu i okazało się, że cała jego miąższość wynosi 2 m. Poniżej znajdują się drobne głaziki pomieszane ze żwirami. Powyżej, w odległości 90 m od poprzedniego punktu, miąższość utworu pylastego wynosi już tylko 78 cm. Niżej leży podobny utwór pylasty, lecz bardziej przemieszany z piaskiem. Wreszcie, pod cienkim horyzontem głazików występują żwiry warstwowane. W następnej odkrywce, w odległości około 60 m, miąż-

szość materiału pylastego spada do 50 cm. Dalej, przy krawędzi doliny nie ma już tego utworu wcale i na powierzchnię wychodzi glina zwałowa.

Dodać należy, że głaziki znajdujące się w spągowej części materiału pylastego lub w poziomie podścielającym ten utwór mają nachylenie zgodne z nachyleniem powierzchni i układają się dłuższymi osiami równoległe do kierunku nachylenia stoku.

Podobne występowanie utworów pylastych obserwowano w Budach Stokowskich pod Łodzią, w Dobieszkowie oraz, podobnie jak w Budach Stokowskich, w przekroju dolinki denudacyjnej pod Lipinami (fig. 33). Przekrój szybiku pod Lipinami, jak również obserwacje w Zarzewie i Dąbrówce-Strumianiach, jest opisany na dalszych stronicach tej pracy, w rozdziale wyjaśniającym.

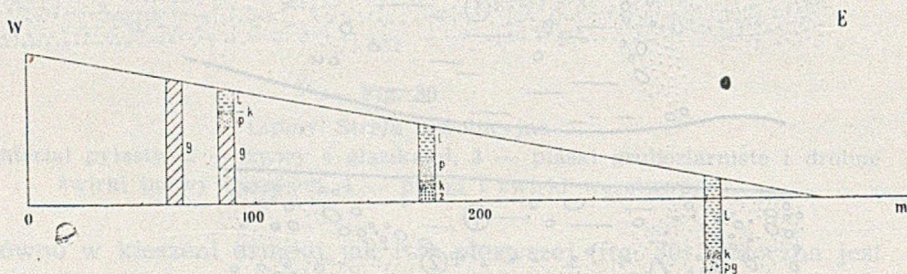


Fig. 32

Lisowice. Profil prawego stoku doliny Mrogi

g — glina, l — materiał pylasty, k — poziom kamieni, p — piasek, pg — piasek gliniasty z kamyczkami, z — żwiry warstwowane. Nachylenie drogi wzdłuż parowu w przybliżeniu 6°.

#### GENEZA UTWORÓW PYLASTYCH

J. Behr i O. Tietze (7), którzy, o ile mi wiadomo, pierwsi pisali o tym utworze w środkowej Polsce, nazwali go poprostu lessom i sądzili, że jest osadem eolicznym. Nie zauważyli owego utworu w okolicach Łodzi, lecz opisują przeciętny profil spod Włoch jako charakterystyczny dla okolic Warszawy. W profilu tym następują z góry na dół: less, bruk (Steinsohle), margiel zwałowy, piaski i ropy zastoiskowe, il trzeciorzędowy.

„Less“ opisują jako piasek drobnoziarnisty (Feinsand), lekko ilasty i zabarwiony na biało. Przeciętną miąższość oceniają na 0,5 m, przy czym autorowie ci stwierdzili (str. 100) charakterystyczną cechę występowania „lessu“ określoną wyżej jako występowanie kieszeniowate.

Behr i Tietze wyrażają opinię, że materiał ten jest podobny do lessów śląskich, zwłaszcza w ich facji brzeżnej. Jeśli mieli na myśli lessy trzebnickie, to istotnie podobieństwo jest bardzo bliskie. Moje obserwacje oparte na kilkudziesięciu odkrywkach w okolicy Oleśnicy, Sycowa

i Trzebnicy wykazują znaczne podobieństwa tych utworów występujących pod Łodzią. Powszechne jest kieszeniowate występowanie tego utworu jak również podobny jest jego charakter, zwłaszcza obecność głazików i brak wapnia. Z tego podobieństwa nie wynika jednak wniosek o charakterze eolicznym tego utworu.

Być może, że utwory pylaste pod Łodzią odpowiadają niemieckim *Flottsande* i *Flottlehme*. Są one według powszechnej opinii charakterystyczne dla moren Flämingu. Do nich więc należało by również zaliczyć „lessy“ trzebnickie. Ponieważ są one uważane jedynie za fację lessu, trzeba by przyjąć dla nich genezę eoliczną. Czy jednak możliwe jest pochodzenie eoliczne pylastych utworów podłódzkich i trzebnickich wobec opisanego wyżej sposobu ich występowania?

#### ZAGADNIENIE KIESZENIOWATEGO WYSTĘPOWANIA UTWORÓW PYLASTYCH

Z opisanych przykładów wynika wyraźny związek występowania znacznej części utworów pylastych z inwolucjami. Wskazują na to rysunki i fotografie oraz pobieżny nawet opis ułożenia materiału. Półkuliste lub półelipsoidalne przestrzenie zawierające materiał pylasty i widoczne ułożenie kamieni na peryferiach dają wskazówki wystarczające.

Na związek utworów pylastych z inwolucjami zwrócili już dawniej uwagę E. Becksmann (6), F. Dewers (33 i 34) oraz A. Dücker (36). Jeśli więc nie ulega wątpliwości sam fakt istnienia takiego związku, to pozostaje do rozpatrzenia, na czym ten związek polega.

Można sobie wyobrazić, że związek utworów pylastych z inwolucjami ma charakter czysto zewnętrzny i przypadkowy. Taki byłby sens tego związku, gdyby uważać materiał pylasty za rezultat jakiejś akumulacji na powierzchni dawniej utworzonych ziem strukturalnych. Osady akumulacyjne wyrównywałyby zatem uprzednie nierówności. Przyjęcie takiej hipotezy wymaga jednak szeregu wyjaśnień. Najważniejsze z nich dotyczą charakteru akumulacji i możliwości istnienia oraz zachowania zagłębień w centrach inwolucyjnych.

Spośród możliwych czynników transportu najprawdopodobniejszy w tej sytuacji jest wiatr. Gdyby tak było istotnie, sprawa zagadkowego utworu w okolicach Łodzi byłaby rozwiązana w sensie teorii eolicznej. Utwory pylaste pod Łodzią i w ogóle w środkowej Polsce byłyby interpretowane analogicznie do niemieckich *Flottsande* i *Flottlehme*, z którymi są, jak się zdaje, blisko spokrewnione.

Wiele cech tego utworu istotnie przemawia za takim właśnie wyjaśnieniem. Z wyglądu podobny jest on do lessu, jest pylasty i rozciera się w palcach, a obszary pokryte nim mają własną topografię podobną do to-

pografii lessowej. Posiada również podobny skład mechaniczny i mineralogiczny. Głównym składnikiem jest kwarc i najczęstsza w nim jest frakcja charakterystyczna dla lessu.

Są jednak i bardzo znaczne różnice. Utwory pylaste w okolicach Łodzi posiadają wyraźną domieszkę materiału grubszego, większych ziarn, a nawet zawierają w swej masie pojedyncze głaziki. Nie wszystko da się wytłumaczyć jako cecha charakterystyczna brzeźnej facji lessu. Przestrzenne bowiem zróżnicowanie wielkości ziarna, wyrażające się w istnieniu opisanych powyżej aureoli materiału grubszego, wskazuje dobitnie na odmienny charakter sedymentacji. Stwierdzony sposób zróżnicowania przestrzennego ziarna różnej wielkości wyklucza akumulację eoliczną i wskazuje na autochtoniczność utworu oraz na jego ścisły związek z formami inwolucyjnymi.

Bardziej przekonujący i wolny od możliwych obciążeń subiektywnej oceny dowód daje porównanie krzywych granulometrycznych<sup>1</sup> lessu z Białego Kościoła pod Ziębicami, na Dolnym Śląsku (fig. 34) i pylastego osadu z okolic Łodzi. Różnica między tymi krzywymi dowodzi przekonująco i ściśle, że warunki sedymentacji w obydwóch przypadkach musiały być całkiem różne. Krzywa sedymentacyjna lessu wskazuje na bardzo znaczną jednolitość ziarn i dowodzi ograniczonej segregacji podczas osadzania. Natomiast krzywe z Lipin i Mileszek (fig. 35, 36 i 37) rozciągają się w większych granicach frakcji i w swoim przebiegu zdradzają zjawisko segregacji towarzyszącej akumulacji.

A. Dücker (36) stwierdził pod Elmsdorf w Holsztynie jamowate występowanie piasków pokrywowych. Piaski te leżą na bruku kamiennym, którego powierzchnia jest silnie pofalowana. Autor usunął piaski pokrywowe i odpreparował powierzchnię głazów. Na tej dawniejszej, niegdyś eolicznie eksponowanej powierzchni stwierdził pasowy układ kamieni. Głazy w pasmach były zorientowane w jednym kierunku i wykazywały segregację materiału. W osi pasów kamienie były większe, a na bokach poniżej stały się coraz drobniejsze (str. 495—496). Powierzchnia zarysowanych w ten sposób soliflukcyjnych pasów kamienistych została później zasypana przez piaski wydmowe. Niestety, Dücker nie określa dokładniej charakteru owego piasku wydmowego, a z opisu nie wynika również, czy układ kamieni był szczegółowo badany.

Inną sytuację opisuje E. Becksmann (6) w Czerwonym Klifie na Sylcie. Stwierdza tam istnienie starych, plejstoceńskich piasków wydm-

<sup>1</sup> Wszystkie podane w tej pracy krzywe granulometryczne oparte są na metodzie Cassagrande. Analizy zostały wykonane w Zakładzie Geologii Uniwersytetu Łódzkiego, za co wyrażam podziękowanie prof. dr J. Gołąbowi i mgr T. Klatce, który przeprowadził analizy wraz z obliczeniami i wykreśleniem krzywych.

wych (Heidsand) później przeobrażonych w rezultacie rozwoju struktur inwolucyjnych (str. 441—445).

W opisanych przykładach ilustrujących liczne stanowiska kieszeniowatego występowania utworów pylastych sytuacja jest zupełnie inna. Materiał ten jest ściśle związany z inwolucjami zarówno w sensie odpowiedniości czasowej jak i ściślejszej wspólnoty genetycznej. Można tu mówić o inwolucjach pylastych. W każdej z nich materiał pylasty ma swoje określone miejsce, stanowi składowy element struktury inwolucyjnej i tworzy jeden z etapów w rozwoju tej struktury.

O odrębności poszczególnych kieszeni pylastych świadczy bezpośrednio pierścien kamienny widoczny po usunięciu materiału nadległego (fot. 21). Kamienie posiadają charakterystyczne ułożenie. W rzucie poziomym

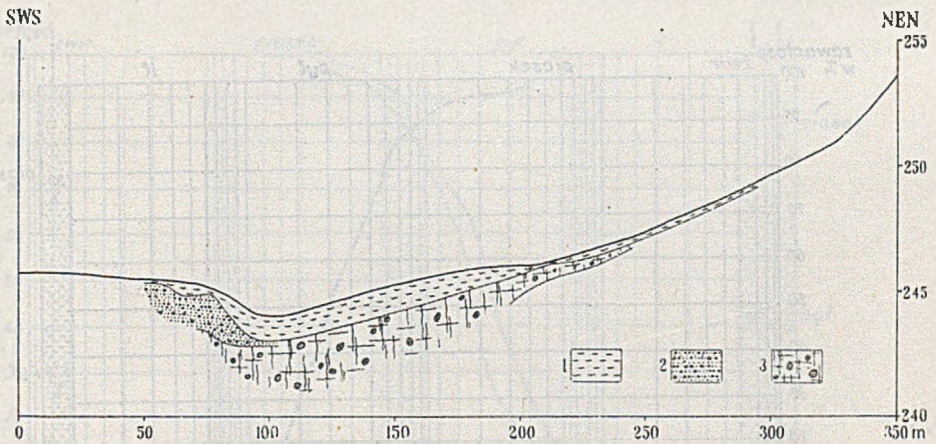


Fig. 33

Przekrój przez dolinę denudacyjną pod Budami Stokowskimi

1 — materiał pylasty, 2 — żwiry i piaski warstwowane, 3 — glina zwałowa.

widoczne jest ułożenie ich dłuższych osi w przybliżeniu prostopadłe do promieni wychodzących z pylastego centrum. Takie samo ułożenie okazuje się w układzie stereometrycznym, gdyż położenie osi kamieni określa ten sam stosunek prostopadłości w odniesieniu do promieni wychodzących ze środka półkulistej bryły. Można to obserwować w szeregu przekrojów poziomych i pionowych.

W dokładnym badaniu sytuacji głazów posługiwano się szczegółowymi pomiarami. Położenie kamieni w inwolucjach było mierzone metodą Lundquista (90, 91) bezpośrednio w terenie, gdzie przy pomocy kompasu geologicznego od razu oznaczano wartości azymutu i kąta nachylenia. W ten sposób trudniej jednak było zmierzyć większą liczbę kamieni. Tę metodę zastosowano do oznaczenia sytuacji głazików w inwolucjach

pylastych z ul. Henrykowskiej i innych. Były to oznaczenia reprezentacyjne, obejmujące jeden poziom kamieni z pierścienia rysującego się w planie oraz ich serię okazującą się w przekroju pionowym.

W Lipinach i Mileszkach została zastosowana metoda Krumbeina (84). Kamienie zaznaczano i wybierano wyłącznie ze ścian pionowych odpowiednio przesuwanych z postępem pracy. Na każdym kamieniu rysowano linię pionową i poziomą. Powstawała w ten sposób litera L, której dłuższe ramię miało kierunek pionowy, a krótsze poziomy. Mierzono również azymut ściany, w której dokonany był pomiar. Oznaczony w ten sposób kamień zabierano do pracowni, gdzie na podstawie zaznaczonych w terenie trzech podanych wyżej wartości można już było określić sytuację przestrzenną każdego kamienia.

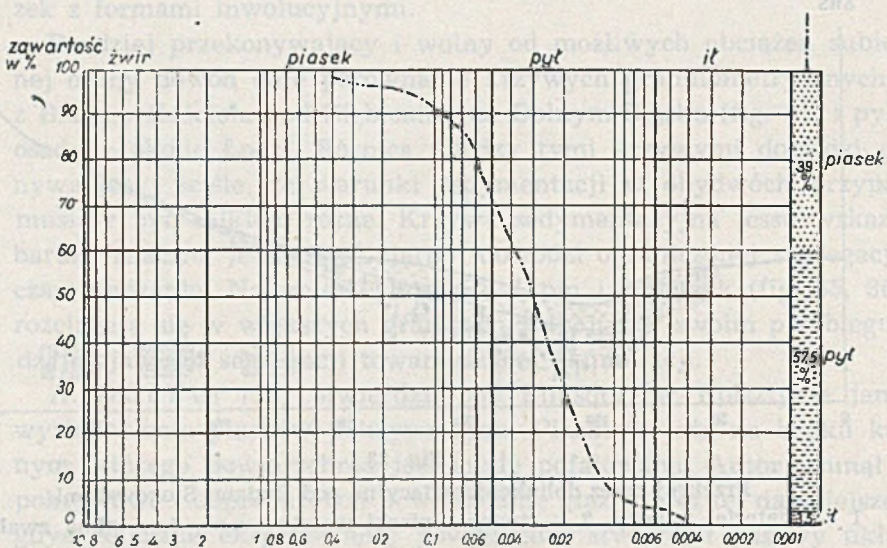


Fig. 34

Biały Kościół. Krzywa składu granulometrycznego

Na tej podstawie określona została sytuacja każdego kamienia z inwolucji w Lipinach. Zawierała ona 247 głązików. Oparty na tych pomiarach diagram (fig. 38) dowodzi szczegółowo inwolucyjnego charakteru kieszeni pylastych w Lipinach, Mileszkach i w Łodzi przy ul. Henrykowskiej.

Koncentrycznemu układowi kamieni odpowiada również koncentryczny układ aureoli grubszego materiału dookoła centrów pylastych. Nie ulega też wątpliwości, że układ kamieni i widocznej makroskopowo aureoli grubszego ziarna nie wyczerpuje treści koncentrycznego układu panującego w obrębie całej inwolucji pylastej.

Przedstawione fakty upoważniają dostatecznie do stwierdzenia: 1) że poszczególne, kieszeniowate występowania utworów pylastych tworzą odrębne jednostki, 2) że stanowią one integralne składowe pojedynczych struktur inwolucyjnych i w konsekwencji 3) nie należą do jakiegoś płaszcza utworów pokrywowych wypełniających uprzednie zagłębienia.

W dalszym ciągu nie ulega wątpliwości, że materiał pylasty położony w środkowych częściach inwolucji jest autochtoniczny i ma charakter utworu rezydualnego. Prowadzi to do wniosku, że utwory pylaste w okolicy Łodzi powstały w rezultacie wietrzenia. Struktury inwolucyjne wskazują na wietrzenie mrozowe odbywające się w środowisku peryglacjalnym.

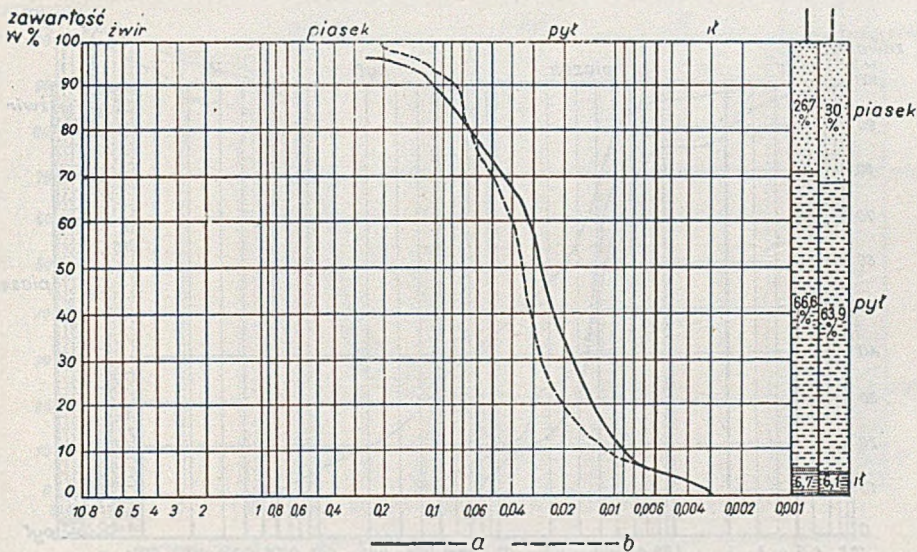


Fig. 35

Lipiny. Krzywa składu granulometrycznego w inwolucji: a — aureola, b — centrum.

Klasyczne już dzisiaj prace B. Högboma (68, 69, 70) zwróciły powszechną uwagę na dezintegrację mrozową jako na główną formę wietrzenia w klimatach subniwalnych. Od czasów Błaskweldera (18), który osłabił przekonanie o doniosłym znaczeniu wietrzenia insolacyjnego, proces wietrzenia mrozowego wyrasta do roli najważniejszego czynnika wietrzenia mechanicznego (110).

W licznych szeregu prac (69, 71, 39, 126, 127) stwierdzono podstawowe znaczenie wietrzenia mrozowego dla formowania ziem strukturalnych. Odpowiednio, również i w strukturach zmarzlinowych kopalnych, związanych z plejstoceniowym zlodowaceniem kontynentalnym, rozpoznano rolę



tego procesu wietrzeniowego (6, str. 461; 36, str. 496). Wiadomo dzisiaj, że wietrzenie mrozowe, czyli kongelifrakcja wg terminologii B r y a n a (25) jest elementarnym procesem morfogenetycznym na obszarach klimatów subniwalnych (26, str. 24; 137, str. 14).

Wniosek o rezydualnym pochodzeniu materiału pylastego w inwolucjach pylastych prowadzi w konsekwencji do wskazania na wietrzenie, a przede wszystkim na dezintegrację mrozową (fot. 22), jako na bezpośrednią przyczynę powstawania tego materiału. Z grubsza dowodzi tego istnienie drobnoziarnistego centrum i występowanie coraz to większych cząstek w kierunku ku peryferiom. Nie jest to jednak dowód wystarczający, nie jest ścisły, nie daje ujęcia ilościowego i może być obciążony zarzutem subiektywizmu.

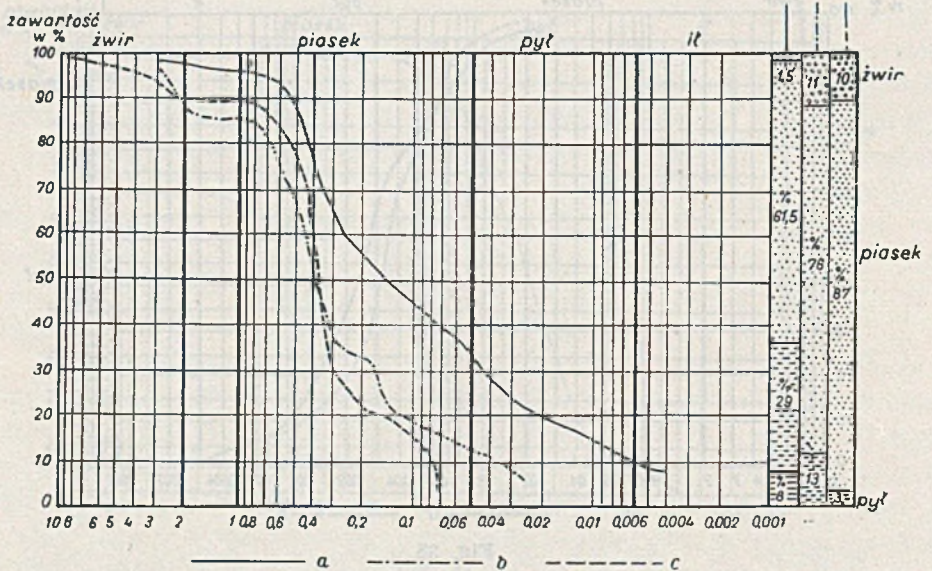


Fig. 36

Mileszki. Krzywe składu granulometrycznego w inwolucji. Przekrój pionowy: a — pion 0, b — pion 1, c — pion 2.

W celu dokładnego zbadania składu mechanicznego przeprowadzono badania nad wielkością ziarn w inwolucjach z Lipin i Mileszek.

Krzywe granulometryczne z Lipin przedstawiają wyniki analizy próbki pobranej ze środka inwolucji pylastej oraz skład aureoli otaczającej centrum pylaste (fig. 35). Natomiast krzywe z Mileszek dają pełniejszy obraz zróżnicowania materiału w inwolucjach. Przedstawiają one przekrój pionowy (fig. 36) i poziomy (fig. 37) na zasadzie badanych próbek,

które pobrano dla obydwu przekrojów co 10 cm poczynając od środka inwolucji.

Badania te dowiodły, że w centrum inwolucyjnym panuje frakcja od 3 do 0,004 mm, która, jak sądzi G. Beskow (15, str. 632), powstaje w rezultacie procesów mrozowych. Otrzymana dla tego centrum krzywa frakcji jest podobna do krzywych Beskova z Laponii (str. 631, fig. 7) i Dückera z Karkonoszy (fig. 39).

Analiza przekrojów inwolucji pylastych wskazuje, że obok procesu dezintegracji mrozowej odbywała się tam również segregacja materiału. Oba te zjawiska nieodłącznie związane z formowaniem się ziem strukturalnych są powszechnie znane.

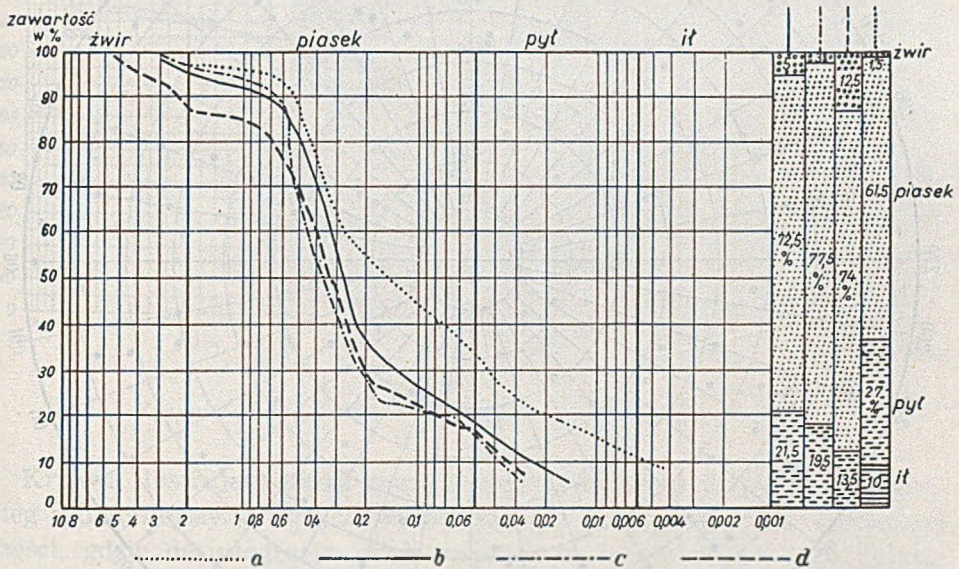


Fig. 37

Mileszki. Krzywe składu granulometrycznego w inwolucji  
Przekrój poziomy: a — pion 0, b — poziom 1, c — poziom 2, d — poziom 3.

W opisanych przykładach inwolucji pylastych o dokonanych procesach segregacji mrozowej najwyraźniej świadczy układ kamieni. Ułożenie ich dłuższych osi prostopadle do promienia wychodzącego ze środka inwolucji wskazuje na odśrodkowe przemieszczanie materiału grubszego. Działo się to zapewne w rezultacie nacisku kryształów lodowych, postępującego wzdłuż osi przewodnictwa cieplnego. Mechanikę tego ruchu podaje P a t e r s o n (107), str. 117—121; 38, str. 78—79. Przyjęcie takiego mechanizmu tłumaczyłoby również istnienie wewnętrznych wieńców kamieni widocznych między innymi w prawej inwolucji w Lipinach (zob. fig. 31).

Ze względu na genezę materiału pylastego w środkowej części inwolucji bezpośrednio ważniejszy jest fakt istnienia aureoli z grubszego ziarna otaczającej pylaste centrum. Nagromadzenie grubszych ziarn w takim układzie przestrzennym należy uznać za rezultat segregacji mrozowej wewnątrz kamiennego pierścienia. Stwierdzenie procesu sortowania i ry-

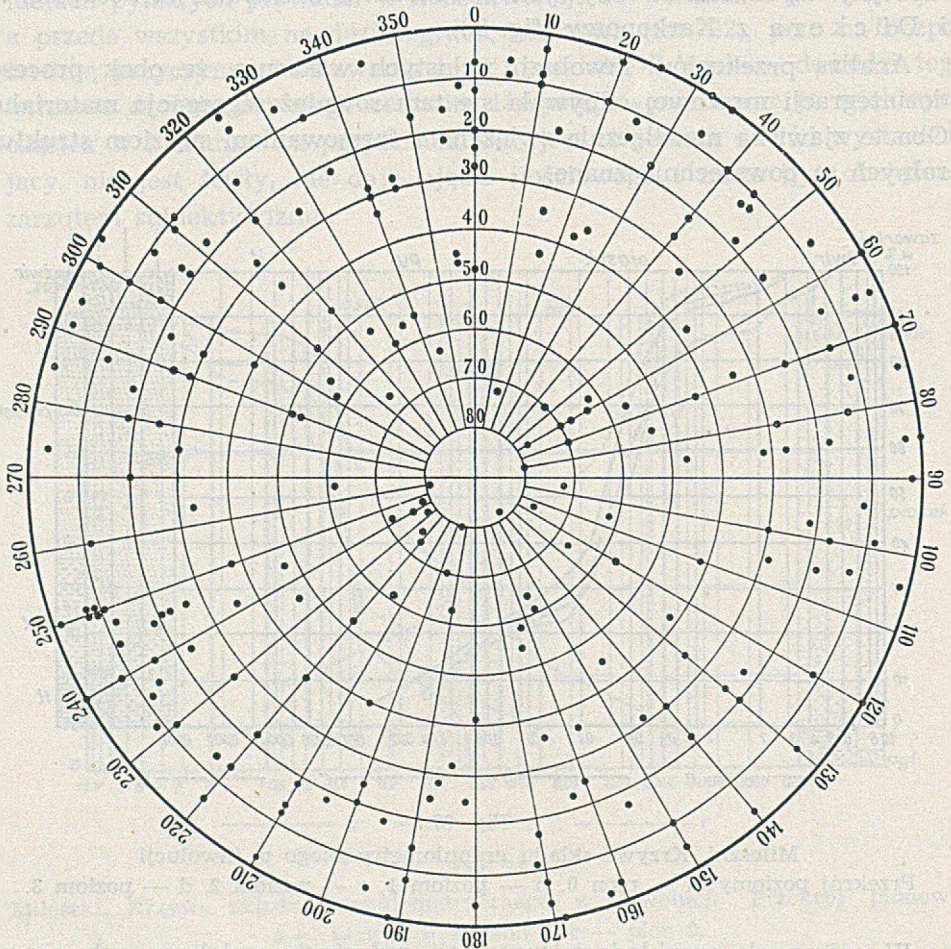


Fig. 38

Lipiny. Diagram ułożenia kamieni w pierścieniu inwolucyjnym

gorystycznego układania cząstek nawet drobnych obok postępującej dezintegracji mrozowej ma podstawowe i decydujące znaczenie dla dokumentacji przedstawionej wyżej teorii o genezie materiału pylastego.

Poza makroskopowym, rzucającym się w oczy obrazem rozmieszczenia cząstek w obrębie pierścienia inwolucyjnego znajdujemy jeszcze in-

ny ściślejszy dowód. Krzywa granulometryczna oparta na areometrycznej analizie próbki pobranej z aureoli w Lipinach ma postać odmienną od krzywej przedstawiającej układ ziarn w środku inwolucji. Charakterystyczny dla niej jest przebieg schodowaty, złożony z odcinków bardzo powolnego spadku wartości procentowej i zawartych pomiędzy nimi odcinków gwałtownego spadku. Pionowe i zbliżone do pionowych odcinki krzywej odpowiadają zapewne gradientom nacisku wywołującego segregację mrozową. Wobec tego krzywą tę należy rozumieć jako graficzny obraz sedimentacji określonej przez segregację mrozową.

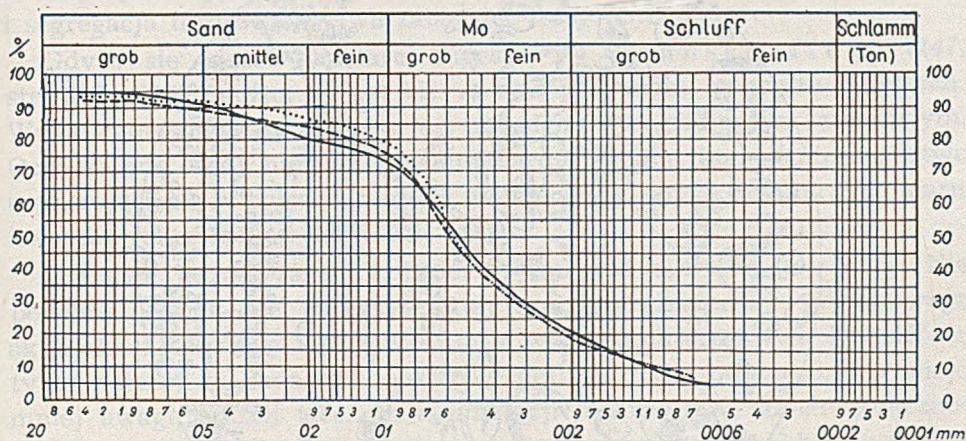


Fig. 39

Krzywe granulometryczne z Karkonoszy według Dückera

Krzywa ilustrująca układ ziarn w środkowej części inwolucji ma przebieg spokojniejszy. Można to wytłumaczyć w ten sposób, że w środkowej części, gdzie dezintegracja miała największą intensywność i najdłuższe trwanie, dokonał się już rozpad tak zaawansowany, że doprowadził do granicznych wartości wielkości ziarna. Osiągnięta została wielkość ziarna najmniejsza z tych, do których mogą doprowadzić procesy dezintegracji mrozowej. Proces dezintegracji zatrzymał się na osiągnięciu ziarna pierwotnego.

W takim razie uderzający gradient widoczny w obrazie krzywej całej przestrzeni inwolucyjnej w obrębie pierścienia kamiennego, a przypadający na granicę pomiędzy aureolą i polem środkowym można wyjaśnić w tym trybie rozumowania. W aureoli nie został jeszcze osiągnięty etap ziarna pierwotnego. Znajdują się w niej różnej wielkości odłamki skalne stanowiące agregaty ziarna pierwotnego (fig. 40). Większe zróżnicowanie zachowanych jeszcze cząstek skalnych umożliwiło efektywną segregację materiału widoczną w obrazie krzywej.

Jeszcze lepszą ilustrację zaznaczonego w Lipinach porządku w rozmieszczeniu wielkości cząstek znajdujemy w Mileszkach. Krzywe granulometryczne w obydwu przekrojach, poziomym i pionowym, inwolucji pylastej w Mileszkach wskazują zarówno na zawartość najdrobniejszego ziarna w centrum inwolucji jak i na wzrastające gradienty oznaczające postępującą segregację na peryferiach kieszeni inwolucyjnej.

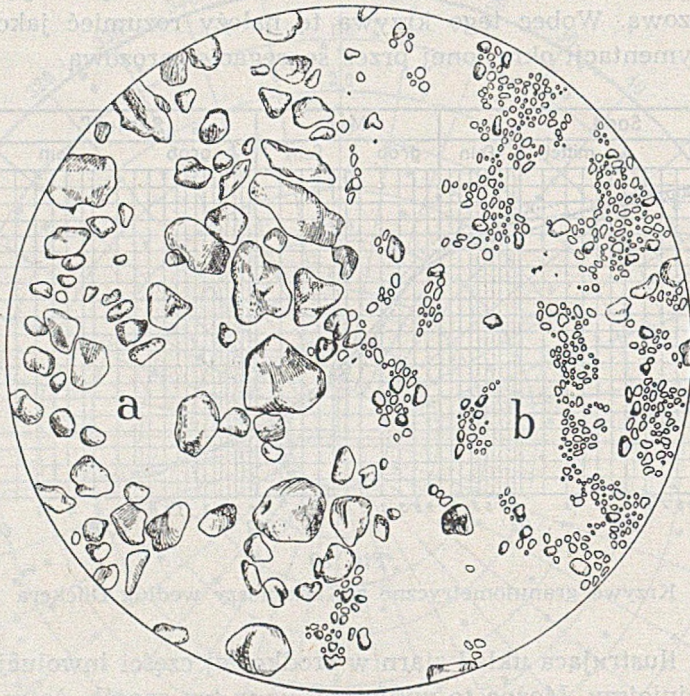


Fig. 40

Postać ziarn w aureoli (a) i w centrum pylastym (b) z inwolucji w Lipinach

Z przedstawionych rozważań wynika, że utwory pylaste o kieszenio-watym występowaniu w okolicach Łodzi są osadami rezydualnymi. Wią-żą się one ściśle z dawną, plejstocенską formacją ziem strukturalnych oka-zującą się dzisiaj w postaci inwolucji. Utwory te są produktem wietrze-nia mrozowego, a ich nagromadzenie w centrach inwolucyjnych nastą-piło w wyniku segregacji mrozowej.

Osiągnięty rezultat badań nad genezą utworów pylastych w środkowej Polsce ma doniosłe znaczenie. Wykracza ono poza granice wyjaśnienia regionalnego polegającego na zdobyciu rozwiązania zagadnienia genezy zagadkowego dotychczas osadu. W wyniku bowiem tych badań wynurza-ją się możliwości oświetlenia pewnych problemów ogólnych.

Procesy mrozowe, które uczestniczą w rozwoju inwolucji dążących do stadium inwolucji pylastych, wskazują na wietrzenie mrozowe jako na potężny i podstawowy proces morfogenetyczny rozwijający się w środowisku peryglacjalnym. Wietrzenie mrozowe, jak w ogóle wietrzenie w każdym innym porządku morfogenetycznym, ułatwiało w cyklu peryglacjalnym pracę zasadniczych czynników transportu.

Szczególnie wielkie możliwości otwierały się przed transportem eolicznym ze względu na wysoki stopień rozdrobnienia materiału. Wietrzenie dostarczało już gotowej frakcji lessowej. Należało tylko przenieść ziarna i ułożyć je w sposób odpowiedni dla sedimentacji lessów. Dezintegracja i segregacja mrozowa wytwarzała więc lessy potencjalne.

Gdyby się oprzeć na starej sugestii F. Wahnschaffego (147, str. 356—357), można by mówić w tym przypadku poprostu o lessach. Wedle cytowanego autora less jest pojęciem petrograficznym, zbiorowym. Oznacza ono osady niewarstwowane, bardzo drobne, homogeniczne, łatwo rozcierające się w palcach, złożone głównie z pylastych angularnych ziarn kwarcowych o frakcji 0,05—0,01 mm.

Drażliwe jeszcze zagadnienie lessu jest poza zakresem tej pracy. Nie podobna jednak nie poruszyć tutaj problemu materiału wyjściowego akumulacji eolicznej. Jest to sprawa ważna i interesująca. Dziwić się tylko należy, że badaniom obszarów deflacyjnych<sup>1</sup> poświęcono o wiele mniej uwagi, aniżeli terenom akumulacji lessowej. W takich okolicznościach zrozumiałą jest dramatyczny ton rozprawy Keilhacka (80), który, nie mogąc znaleźć odpowiedniej frakcji w osadach glacialnych, zmuszony był postawić pytanie, czy less nie jest utworem ekstratellurycznym (str. 160—161).

Tak jaskrawo przedstawiona trudność w wyjaśnieniu osobliwego układu ziarn lessowych była przedmiotem licznych badań i spekulacji. R. Ganssen (44) próbuje usunąć tę trudność twierdząc, że charakterystyczna frakcja lessowa nie jest pierwotna, lecz że powstała w rezultacie hydracji podczas akumulacji lessu. R. Gramann (52) wyraża pogląd, że bardziej zrozumiałe jest założenie o istnieniu odpowiedniego ziarna pierwotnego. Nie idzie jednak dalej nie umiając wskazać żadnego materiału glacialnego z odpowiednią zawartością frakcji lessowej.

Nowe rozwiązania przyniosły dopiero rozwijające się badania nad środowiskiem peryglacjalnym. O ile mi wiadomo, pierwszy A. Dückler (37, str. 125—128) wiąże genezę lessu z produktami dezintegracji mrozowej.

<sup>1</sup> Zagadnienie obszarów deflacji było przedmiotem rozważań W. M. Dokuczajewa (35), P. A. Tutkowskiego (139), W. A. Obruczewa (102) i W. H. Hobbsa (66).

Wietrzenie mrozowe prowadziło do względnie wielkiego nagromadzenia frakcji 0,01 mm — 0,1 mm. Wiatr usuwał ten materiał i powodował odnawianie ekspozycji. Podobny pogląd wypowiedział K. B r y a n (24, str. 245—248).<sup>1</sup>

Badania autora skłaniają do uznania słuszności poglądów D ü c k e r a i B r y a n a. Inne są jednak podstawy wniosków moich, niż wymienionych autorów. B r y a n nie podaje żadnego szczegółowego uzasadnienia, a wnioski D ü c k e r a opierają się na współczesnych, jego zdaniem, ziemiach strukturalnych Karkonoszy. Tymczasem badania autora obejmują rozległe tereny zlodowacenia kontynentalnego o wyraźnych znamionach dawniejszego klimatu peryglacjalnego.

Zdaniem autora, w dawniejszych poszukiwaniach materiału wyjściowego dla akumulacji lessowej tkwił pewien błąd metodyczny. Polegał on na tym, że szukano materiału świeżego i pominięto znaczenie wietrzenia<sup>2</sup> które przecież jest procesem elementarnym i nieodzownym w warunkach ekspozycji subaerycznej. Pogląd ten nabiera szczególnej wagi na obszarach, które znalazły się w strefie oddziaływań środowiska peryglacjalnego, gdzie wietrzenie typu mrozowego jest obok kongeliflukcji jednym z najpotężniejszych procesów morfogenetycznych.

Materiał pylasty powstał więc w rezultacie działania dezintegracji mrozowej w środowisku peryglacjalnym. Należy się jednak liczyć z prawdopodobieństwem dalszej ewolucji tego materiału w czasach późniejszych, w klimacie umiarkowanym. Wielkie rozdrobnienie cząstek umożliwia współcześnie głębsze wnikanie mrozu w zasięgu inwolucji. Autor obserwował w marcu 1951 r., że w obrębie inwolucji pylastych w Lipinach i Mileszkach ziemia była zmarznięta aż do dna kieszeni inwolucyjnych, gdy równocześnie sąsiadujące z inwolucjami piaski i żwiry uległy zmarznięciu tylko na niewielkiej głębokości. Oprócz możliwych zmian wywołanych przez współczesne procesy mrozowe inne powstały w rezultacie wietrzenia chemicznego, a zwłaszcza uwodnienia.

Na obszarze środkowej Polski, na wszystkich powierzchniach mniej lub więcej płaskich, rozpościerała się gęsta sieć ziem strukturalnych. Świadczą o nich nie tylko bardzo liczne odkrywki odsłaniające pionowe profile rozbudowanych stref inwolucyjnych. W rezultacie późniejszych

<sup>1</sup> O b r u c z e w (103, str. 115) cytuje zapomnianą hipotezę S. V. W o o d a, który już w 1882 r. wiązał powstanie lessu z procesem regelacji w stropie zmarzliny. Obecnie poglądy podobnej treści dostały się nawet do publikacji syntetyzujących wiedzę o plejstocenie (42, str. 177; 83, str. 321).

<sup>2</sup> Niektórzy uczeni radzieccy, jak B e r g (11, 12), G i e r a s i m o w i M a r k o w (48) oraz S o k o ł o w (124), przypisują procesom wietrzenia bardzo ważną rolę w powstawaniu lessu.

procesów zmywania i spelzywania ślady ich rzutów poziomych rysują się na współczesnej powierzchni. Fotografie 23 i 24 przedstawiają ślady dawnych układów poligonalnych zaznaczające się po orce jesiennej 1950 r.

Obszar badany był terenem intensywnej deflacji, o czym świadczą bezpośrednio niesłychanie liczne tutaj graniaki. Rozdrobnienie materiału grubszego i segregacja mrozowa powodowały ustawiczne gromadzenie się frakcji, odpowiedniej do transportu eolicznego. Wiatr usuwał ten materiał; lecz nie tylko ten czynnik prowadził do nieustannego odświeżania ekspozycji wietrzeniowej, jak sądził D ü c k e r. Doniosłą rolę w tym procesie odegrała jeszcze kongeliflukcja. Ciągłe odnawianie ekspozycji wietrzeniowej prowadziło do wzmożonej dezintegracji i segregacji mrozowej. Wzrastała więc nieustannie ilość ziarn nadających się do późniejszej akumulacji lessowej, a oprócz tego powstawał zapas nagromadzony przez kongeliflukcję.

Jeżeli więc przeprowadzone rozważania mogą być uznane za wystarczający dowód na to, że inwolucje pylaste były najważniejszym źródłem materiału lessowego bez poważniejszej zmiany ziarn, to pylaste utwory środkowej Polski można uznać za materiał macierzysty lessów osadzonych na innych terenach.

#### Zagadnienie pokrywowych osadów pylastych

Opisane przykłady z Lisowic, z Lipin na północ od szosy Łódź—Brzeziny i z Bud Stokowskich wskazują na bardzo często spotykaną formę występowania utworów pylastych. Z przedstawionych przykładów wynika szereg cech charakterystycznych dla tego typu badanych osadów, a mianowicie: położenie na stokach dolin i innych powierzchniach nachylonych, rozciągłość w postaci nieprzerwanego płaszcza o grubości wzrastającej ku dołowi oraz specyficzne ułożenie głazów.

Wymienione cechy nie wyczerpują wszystkich elementów charakterystycznych. Pozwalają jednak na wysnucie wniosku, że osady te nie znajdują się na pierwotnym złożu. Są one przemieszczone i to w przeważnej swej części w następstwie procesu kongeliflukcji.

Często spotykane w tych osadach głazy są w większości przypadków ułożone dłuższymi osiami zgodnie z kierunkiem nachylenia powierzchni.

Osady tego typu są, zwłaszcza w wyższych partiach, mniej czyste, mniej jednolite, niż utwory pylaste występujące w inwolucjach. Posiadają one pospolicie przymieszkę grubszych ziarn piasku, a wśród kamieni przewodnią formę stanowią graniaki, oczywiście o ułożeniu nienormalnym. Doskonały przykład daje odkrywka z Glinnika (fig. 25 i fot. 3).

O kongeliflukcyjnym charakterze utworów pylastych typu pokrywowego świadczy powszechnie na badanym obszarze obserwowany zwią-



zek ich ze strukturami kongeliflukcyjnymi. Struktury te występują z reguły w spągu płaszczu pylastego, lecz jego dolna granica jest nieostra i powikłana. Dobrą ilustrację takiego związku daje ściana szybiku wykopanego w stoku suchej dolinki pod Lipinami (fig. 41).

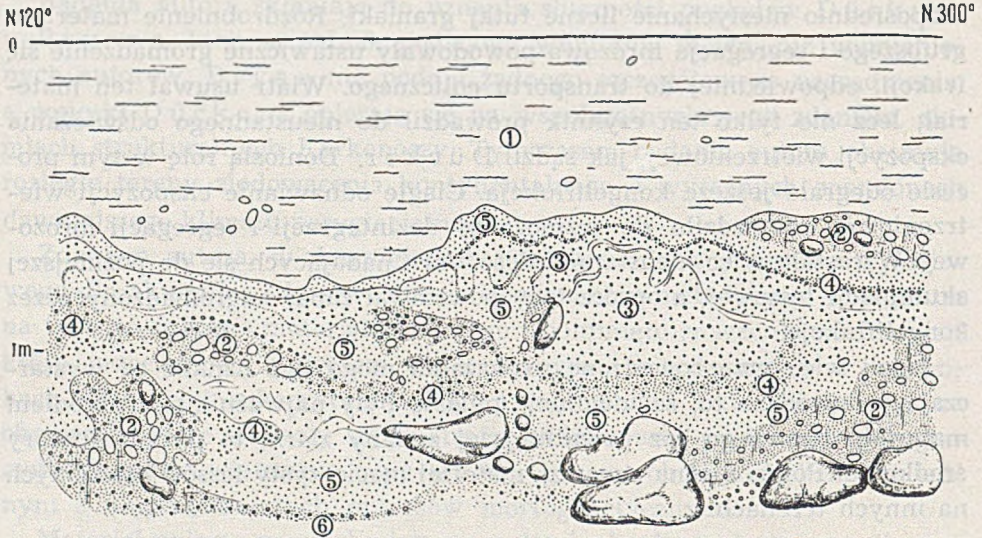


Fig. 41

Lipiny. Utwory kongeliflukcyjne. W stropie poziom pylasty

1 — piasek pylasty z gładzikami, 2 — piaski gliniaste z gładzami, brunatne, 3 — piasek gruboziarnisty z drobnym żwirkiem, ciemnożółty, 4 — piasek gruboziarnisty z drobnym żwirkiem, zbity, żelazisty, 5 — piaski średnioziarniste, białe, 6 — żwirny gruboziarniste i nagromadzenia gładzów silnie zwietrzałych.

W pełnym, nie ściętym profilu Lipin widać, że ponad kieszeniami inwolucji rozciąga się cienki, 40 cm płaszcz pylasty. Jest to strefa, w której występują kamienie obficie niż w inwolucjach. Płaszcz ten interpretuję jako osad kongeliflukcyjny przesunięty tutaj z powierzchni położonych wyżej. Obserwowałem w wielu miejscach, w Dąbrówce-Strumianach, pod Jeżowem, pod Wilczkowem w okolicy Liskowa i gdzie indziej, że przesuwanie luźnego materiału odbywało się poczynając już od 2° nachylenia. Należy to uważać za dowód ruchu mas w warunkach peryglacialnych, a formę ruchu — za kongeliflukcję.

Odkrywka w Dąbrówce-Strumianach (fig. 42) pozwala się zorientować w stosunku pokryw kongeliflukcyjnych do inwolucji. W przekroju płaskiej kulminacji pagórka rysuje się strefa inwolucyjna zawierająca materiał pylasty. Poniżej, równoległe z lekkim nachyleniem powierzchni, inwolucje są zdeformowane, wydłużone w kierunku nachylenia stoku. Aż wreszcie dalej ku dołowi zanikają całkowicie i miejsce ich zajmuje

plaszcz kongeliflukcyjny grubiejący ku dołowi, gdzie osiąga miąższość około 2 m. W innym przekroju tego samego pagórka, gdzie załamanie stożku przy płaszczyźnie kulminacyjnej jest gwałtowne, brak jest zarówno inwolucji jak i utworów kongeliflukcyjnych; na powierzchnię wychodzi fluwioglacjał budujący pagórek. Poniżej (fig. 43) na resztkach strefy inwolucyjnej wyzyskującej słabe nachylenie o charakterze stopnia widać pokrywę kongeliflukcyjną.

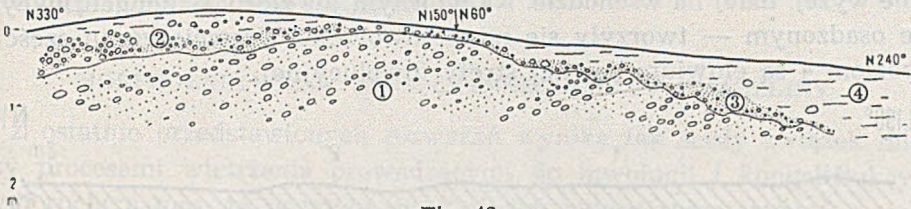


Fig. 42

Dąbrówka-Strumiany. Utwory kongeliflukcyjne

1 — otoczaki kredowe, warstwowane, 2 — strefa inwolucyjna, 3 — strefa kongeliflukcyjna, 4 — materiał pylasty.

Przykład Dąbrówki-Strumian dowodzi, że materiał osadów kongeliflukcyjnych jest dostarczany przez inwolucje oraz że formowanie się inwolucji i zjawisko kongeliflukcji są sobie współczesne. Inne fakty wskazują, że stosunek między kongeliflukcją a procesem inwolucyjnym może być raczej skomplikowany.

Na stożku małej dolinki denudacyjnej, na Zarzewie w Łodzi, znajduje się odkrywka bardzo pod tym względem interesująca (fig. 44). U dołu

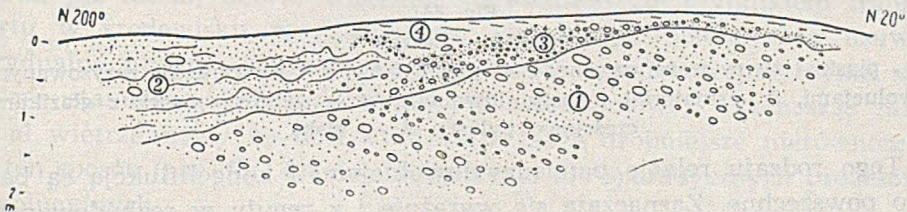


Fig. 43

Dąbrówka-Strumiany. Utwory kongeliflukcyjne

1 — otoczaki kredowe, warstwowane, 2 — strefa kongeliflukcyjna, 3 — strefa inwolucyjna, 4 — materiał pylasty.

leżą żwiry i piaski warstwowane (1), spoczywające na nich piaski i żwiry nie okazują warstwowania i zawierają niewyraźnie zarysowane inwolucje (2); w stropie tego utworu znajduje się materiał pylasty z inwolucjami pylastymi (3); wreszcie u góry pokrywa wszystko drobny piasek pylasty z glazikami (4). Utwory 2 i 3 składają się na rozbudowaną strefę inwolucyjną z szeregiem generacji inwolucyjnych. Spągowe piaski i żwi-

ry warstwowane są zdyslokowane glacictektonicznie. Stropowa ich część została zniszczona przez inwolucje, na co wskazuje profil stropu. Pierwszy horyzont inwolucyjny składa się z materiału 1. Górna część tej strefy inwolucyjnej jest zniszczona, a następny wyraźny poziom inwolucyjny składa się już z innego, pylastego materiału.

Zapewne więc starsza strefa inwolucyjna została przykryta przez pylasty materiał kongeliflukcyjny dostarczony przez inne inwolucje położone wyżej, dalej na wschodzie. Na wtórnym już złożu — kongeliflukcyjnie osadzonym — tworzyły się nowe inwolucje. Wreszcie górna część 1 i poziom 4 są eluwiem dawnej strefy inwolucyjnej.

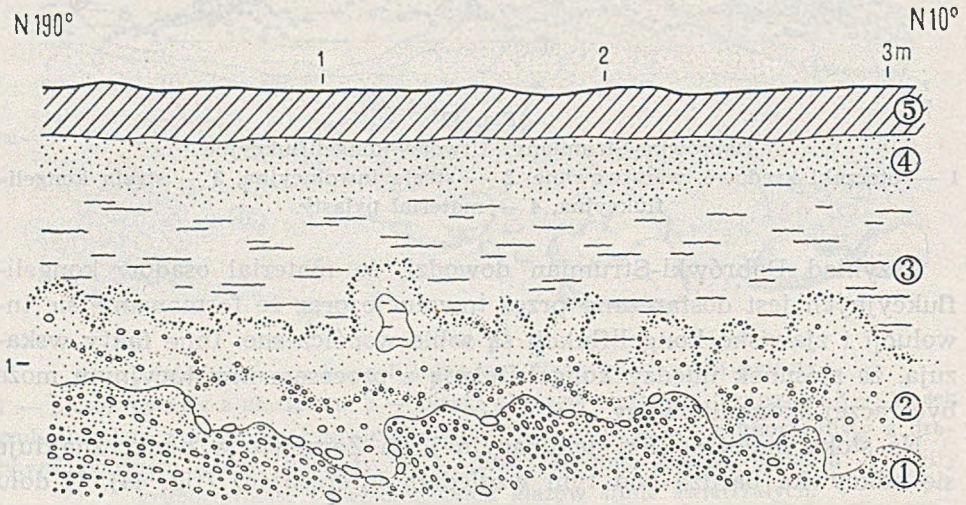


Fig. 44

Łódź — Zarzew

1 — piaski i żwiry warstwowane, 2 — piaski i żwiry z niewyraźnie zarysowanymi inwolucjami, 3 — materiał pylasty (inwolucje), 4 — żółtawy piasek z glazikami, częściowo pylasty, 5 — gleba.

Tego rodzaju relacje pomiędzy inwolucjami i kongeliflukcją są bardzo powszechne. Zaznaczają się wyraźnie i z reguły w rozbudowanych strefach inwolucyjnych zawierających szereg generacji. Osady kongeliflukcyjne są widoczne między innymi w opisanych poprzednio (38) Sędzicach i w Niewieszu oraz w Kowalach Księżych pod Turkiem.

Widać stąd, że szereg generacji inwolucyjnych wiąże się z jednym i tym samym okresem peryglacialnym. Błędne jest wobec tego wnioskowanie Becksmanna (6), który próbował wiązać poszczególne generacje z różnymi zlodowaczeniami. Dowodem odrębnych zlodowaceń, a bezpośrednio różnych okresów peryglacialnych mogą być tu tylko odrębne strefy inwolucyjne przedzielone osadami nie zawierającymi śladów procesów zmarzlinowych.

Związek między osadami kongeliflukcyjnymi i inwolucjami polega na równoczesnej działalności dwu najważniejszych procesów morfogenetycznych w środowisku peryglacjalnym. Inwolucje były najważniejszymi ośrodkami wietrzenia, a kongeliflukcja najważniejszą formą transportu przygotowanych mas luźnych. Prowadziła do akumulacji materiału luźnego i uczestniczyła poważnie w odnawianiu ekspozycji wietrzeniowej. Rezultatem tych obydwu procesów i ich wzajemnego oddziaływania są inwolucje i pylaste osady pokrywowe.

#### MORFOGENETYCZNY SENS CZYNNEJ STREFY ZMARZLINY

Z ostatnio przedstawionych rozważań wynika tak ścisły związek między procesami wietrzenia prowadzącymi do inwolucji i kongeliflukcyjnym ruchem mas, że w wielu przypadkach należy raczej mówić o strefach inwolucyjno-kongeliflukcyjnych niż o strefach inwolucyjnych. Strefy te są osobiwą, charakterystyczną dla środowiska peryglacjalnego, formą stref wietrzeniowych.

Strefy inwolucyjne są uważane za wyznaczniki minimalnej miąższości czynnej zmarzliny, która jest dziedziną procesów prowadzących do inwolucji oraz ruchów mas o charakterze kongeliflukcji. Właśnie w strefie czynnej zmarzliny odbywa się mrozowe rozdrabnianie i segregacja drobnego i najdrobniejszego materiału. Tutaj odbywa się daleko posunięte niszczenie utworów macierzystych i przygotowanie cząstek skalnych do transportu.

Jak już dzisiaj dobrze wiadomo, najważniejszym czynnikiem transportu w środowisku peryglacjalnym jest kongeliflukcja. Ona usuwa rezydualne utwory wietrzeniowe i w sposób zasadniczy przyczynia się do nieustannego odnawiania ekspozycji wietrzeniowej. Przenosząc materiał wietrzelinowy na dół, wyrównuje także drobniejsze nierówności. W ten sposób (por. fig. 42) daje zaczepienie dla sporadycznych procesów inwolucyjnych.

Strefa czynna zmarzliny jest więc dziedziną ciągłych przemian i nieustannego ruchu. Przy tym ujęciu okazuje się pełnia treści słowa „czynna“, terminu wprowadzonego przez M. I. Sumgina (127, str. 13) dla oznaczenia tej części zmarzliny.

Charakterystyczne dla strefy czynnej procesy powodują nie tylko ruchliwość cząstek jej masy. W konsekwencji bowiem zjawiska przebiegające w strefie czynnej powodują przemiany dotyczące tej strefy jako całości. Wietrzenie, kongeliflukcja i inne czynniki transportu, jak przede wszystkim deflacja, prowadzą nieuchronnie do ciągłego obniżania powierzchni strefy czynnej. Mogłoby to spowodować likwidację całej tej

strefy. W rzeczywistości jednak należy się liczyć z istnieniem jakiejś strefy regelacyjnej niezależnej od skutków niszczenia powierzchni.

Jeśliby więc przyjąć stałą wartość zasięgu regelacji, to konieczne staje się przyjęcie stałej wartości dla miąższości strefy czynnej, niezależnie od zasięgu niszczenia jej części stropowej. Stąd prosty wniosek, że streła czynna zmarzliny musi wyrównywać swoje straty denudacyjne stropowe kosztem przestrzeni spągowych. W czasie trwania warunków peryglacjalnych niszczej<sup>1</sup> stropowe przestrzenie t<sup>2</sup> j<sup>3</sup> a<sup>4</sup> e<sup>5</sup> na rzecz rozrastającej się ku dołowi strefy czynnej, która w ten sposób odrabia straty wywołane przez denudację. Nie trzeba wielu słów na to, aby zrozumieć olbrzymie znaczenie morfogenetyczne takiego przebiegu. Sprawie tej poświęcono dotychczas zbyt mało uwagi a zasługuje ona na dokładniejsze rozwinięcie.

#### STOSUNEK UTWORÓW PYLASTYCH DO GŁAZÓW RZEZBIONYCH PRZEZ WIA TR

W okolicach Łodzi pospolite jest współwystępowanie głazów rzeźbionych eolicznie i utworów pylastych. Zazwyczaj kamienie ze śladami działalności wiatru są nieodłączonymi towarzyszami utworów pylastych. Jednakże treści tego zdania odwrócić nie można, gdyż graniaki występują również na miejscach, gdzie brak owych pylastych osadów.

Tego rodzaju relacja przestrzenna jest tak wyraźna, że zwraca uwagę każdego obserwatora i jest źródłem pewnych sugestii genetycznych. Cóż bowiem prostszego, niż wciągnięcie do jednego łańcucha zdarzeń kamieni świadczących niewątpliwie o działalności wiatru i pylastego osadu podobnego do lessu. Istnienie głazów rzeźbionych eolicznie wpłynęło zapewne w wysokim stopniu na poglądy Behra i Tietzego (7), którzy sądzili, że mają przed sobą brzeżną fację utworów lessowych.

Istotnie wymowa współwystępowania kamieni rzeźbionych eolicznie i osadów pylastych jest tak sugestywna, że początkowo przesłania fakty wskazujące na inne wnioski. Gdyby utwory pylaste były istotnie osadzone przez wiatr, to mielibyśmy w jednym i tym samym miejscu efekty dwu odmiennych procesów eolicznych. Graniaki świadczą o działalności deflacyjnej i erozyjnej, a less byłby świadectwem procesu akumulacji.

Wiadomo już z poprzednich rozważań, że zagadkowe dotychczas osady są utworem rezydualnym lub przemieszczonym kongeliflukcyjnie. Wobec tego stosunek między tym utworem i głazami rzeźbionymi eolicznie wykraczać musi poza łańcuch zdarzeń związanych z działalnością wiatru.

Przypomnijmy sposoby występowania głazów rzeźbionych przez wiatr: a) na powierzchni, bez żadnej osłony, zwłaszcza w kulminacjach wyniesień; b) w inwolucjach, z reguły w pierścieniach kamiennych, rzadziej

wewnątrz, przy czym nieraz w materiale pylastym; c) w materiale stropowym inwolucji, często pylastym oraz d) w utworach pokryw pylastych.

Występowanie graniaków i innych kamieni ze śladami intensywnej działalności wiatru w inwolucjach świadczy o względnej równoczesności formacji ziem strukturalnych i wzmożonej aktywności eolicznej. Modelowanie kamieni przez wiatr trwało długo, a procesowi temu towarzyszyło zjawisko tworzenia się inwolucji.

Naszkiecowany poprzednio przebieg niszczenia strefy czynnej zmarzliny powodował stałe obniżanie powierzchni kosztem stropowego materiału. Osady zawarte między powierzchnią dawniejszą i ostatnią uległy częściowo rozdrobnieniu oraz transportowi kongeliflukcyjnemu i eolicznemu. Równocześnie jednak gromadziły się rezydua, w których uczestniczyły głązy. Nagromadzenia głązów na powierzchni tworzyły się również w rezultacie zjawiska pęcznienia, które dostarczało kamienie z dołu.

Rola kryoturbacji związanych z genezą inwolucji nie ogranicza się do przysparzania materiału dla rzeźby eolicznej. Stwierdzony poprzednio fakt istnienia wielu ekspozycji eolicznych w rozwoju głązów rzeźbionych przez wiatr jest następstwem poruszania i przewracania kamieni w rezultacie zjawisk zmarzlinowych. Odbywało się to w kręgach poligonalnych, ale również i poza nimi dzięki procesowi kongeliflukcji.

Dzięki tym czynnikom ruch nagromadzenia głązów rzeźbionych przez wiatr nie daje ciągłej pokrywy na kształt bruku deflacyjnego czy zbroi pustynnej. Nie dochodzi więc do zahamowania zdarzeń, które się odbywają, dopóki trwa właściwe im środowisko peryglacjalne.

Głazy rzeźbione przez wiatr spotyka się o wiele rzadziej w głębszych poziomach kongeliflukcyjnych. Być może, że dawniejszy ruch mas odbywał się żywiej i nie dawał dostatecznego czasu potrzebnego do eolicznego rzeźbienia głązów. Prawdopodobniejsze jednak jest przyjęcie różnicy warunków klimatycznych i co za tym idzie — roślinnych, towarzyszących tworzeniu się górnych i dolnych poziomów kongeliflukcyjnych. Pylasty płaszcz kongeliflukcyjny powstał zapewne w klimacie surowszym, warunkującym uboższą, mniej zwartą szatę roślinną. Stąd zapewne silniejsza i swobodniejsza działalność wiatru.

W takim oświetleniu zrozumiały okazałyby się związek graniaków z pokrywowymi utworami pylastymi, zarówno w płaszczach stokowych jak i w cienkich pokrywach rozciągających się na wielu inwolucjach. Dla tych utworów kongeliflukcyjnych eologliptolity, a zwłaszcza graniaki mają znaczenie form przewodnich.

Pozostawałaby jeszcze sprawa obecności graniaków sporadycznie występujących wewnątrz inwolucji pylastych. Wydaje mi się, że najprościej można to wytłumaczyć wędrówką kamieni w dół. Mechanikę takiego ruchu podaje T a b e r (131).

#### MUŁKI

W okolicach Łodzi spotyka się pospolicie jeszcze inne utwory przypominające less. Są to drobnoziarniste mułki i piaski pylaste, warstwowane. Najczęściej mają one barwę kremową, ale w poszczególnych miejscach skala barwy waha się od białej do ciemnobrązowej. Rozcierają się w palcach i poruszone w stanie suchym dają tumany pyłu. Występują głównie na obszarach niżej położonych, a więc zwłaszcza poza krawędzią łódzką. Zatokami dolin wciskają się w głąb wyżyny. Na obszarach wysokich znajdują się w głębi przykryte innymi utworami. Widać to w odkrywcę pod Sikawą oraz w szeregu wierceń, jak w Skoszewach, Nowosolnej, Warszewicach i Niesułkowie.

Drobnemu materiałowi odpowiada charakter sedymentacji. Wskazuje ona na wody stagnujące, gdyż przeważnie w osadach jest reprezentowana faza sedymentacji falistej lub wydmowej, typu ripple-markowego. Wykształcenie tych osadów jest dość rozmaite, przy czym na razie można wyróżnić dwie odmiany. Albo występują one w ten sposób, że w masie o miąższości wielu metrów (w Kraszewie około 8 m) nie widać warstwowania i tylko przy bliższym wglądzie okazuje się drobniotka laminacja. Kiedy indziej, jak w Sikawie i Stanisławowie Lipskim, widać wyraźne warstwy jaśniejszych i ciemniejszych mułków. Ale i tutaj w obrębie poszczególnych warstw zaznacza się układ laminacyjny typu I lub II fazy sedymentacyjnej.

Mułki opisywane w ramach tej pracy interesują nas przede wszystkim dlatego, że są podobne do lessu i tam, gdzie nie są wyraźnie warstwowane można się pomylić przy ich klasyfikacji. W okolicach Oleśnicy i Trzebnicy nie widziałem nigdzie innych utworów podobnych do lessu, jak tylko inwolucyjne i kongeliflukcyjne typu podłódzkiego — Słupia Bralińska, Dobroszyce, Zawonia — oraz mułki — Trzebnica, Bętków — również posiadające bliskie analogie z mułkami okolic Łodzi. Jest wobec tego prawdopodobne, że poglądy o występowaniu lessów eolicznych na Wzgórzach Trzebnickich wynikają z nieporozumienia.

O podobieństwie obydwu grup utworów podobnych do lessu najlepiej świadczą wyniki badań granulometrycznych. Fig. 45 daje obraz przebiegu krzywych granulometrycznych osadów mułkowatych z Sikawy, Stanisławowa Lipskiego i z Kraszewa. W porównaniu z układem frakcji w inwolucjach pylastych stwierdzić tu można zasadnicze podobień-

stwo i pewne różnice. We wszystkich krzywych widoczna jest obecność drobnych ziarn 0,2—0,004 mm. Główne różnice natomiast wynikają stąd, że mułki warstwowane nie posiadają ziarn większych od 0,2 mm. Prócz tego zawierają one także materiał drobniejszy od 0,004 mm. Dalsze róż-

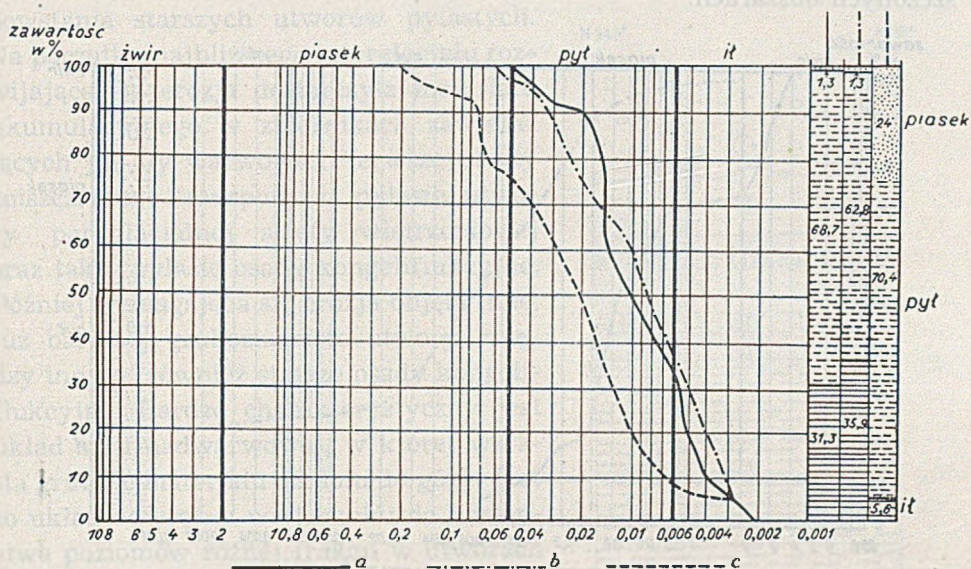


Fig. 45

Krzywe składu granulometrycznego mułków: a — Stanisławów Lipski, b — Sikawa, c — Kraszew.

nice okazują się w porównaniu przebiegu krzywych. Krzywe z centrów inwolucji mają przebieg łagodniejszy. Tymczasem krzywe mułków warstwowanych zbliżają się w swoim przebiegu do krzywych z aureoli inwolucyjnych, bardziej stromych i schodowatych. Można w tym odcyfrować segregację materiału z tą tylko różnicą, że w mułkach warstwowanych segregacja odbywała się przy mniejszym zróżnicowaniu materiału niż w aureolach inwolucyjnych.

Obraz granulometryczny mułków warstwowanych z okolic Łodzi znajduje bliskie analogie w utworach tego samego typu na Śląsku. Wskazują na to przykłady Trzebnicy i Bętkowa (fig. 46).

Wyraźne podobieństwo utworów pylastych i warstwowanych mułków skłania do rozważań na temat możliwego związku genetycznego między obydwooma utworami. Pierwszy z nich jest osadem rezydualnym lub — w innym wykształceniu — rezultatem działania ruchów mas przebiegających w specyficznych warunkach peryglacialnych. Drugi reprezentuje sedymentację wodną w jakimś zbiorniku. Przy założeniu więc, że



materiał jest ten sam w obydwu przypadkach, należy przyjąć, iż mułki powstały przez wodną akumulację pylastych utworów rezydualnych i kongeliflukcyjnych. Byłyby wobec tego osadem korelatnym, odpowiadającym procesom denudacji i erozji odbywających się na wyższych, niszczonej obszarach.

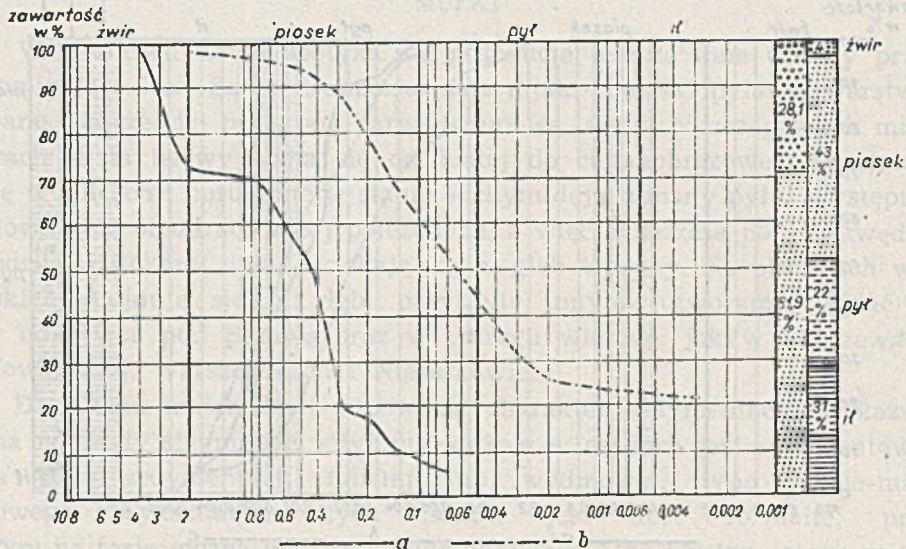


Fig. 46

Bętków i Trzebnica. Krzywe składu granulometrycznego mułków: a — Bętków, b — Trzebnica.

Jednakże nie wszystkie mułki można związać z opisanymi wyżej utworami pylastymi. W niektórych odkrywkach i wierceniach widoczne jest, że mułki są przykryte przez glinę zwałową. Prócz tego w utworach tych spotyka się często struktury zmarzlinowe, zarówno charakterystyczne dla strefy czynnej jak i dla t j ä l e. Z obydwu faktów wynika niezbicie, że przynajmniej część mułków jest starsza od ostatnich na tym obszarze procesów zmarzlinowych. Są więc starsze od ostatniego okresu peryglacjalnego. Muszą wobec tego poprzedzać to zlodowacenie, z którym wiązały się opisane struktury peryglacjalne.

Szereg odkrywek, jak pod Rogoźnem i przede wszystkim w Stanisławowie Lipskim (fig. 47 i fot. 25), dowodzi, że mułki leżą bezpośrednio na iłach warwowych. Leżą one na iłach zgodnie i są niewątpliwie kontynuacją akumulacji iłów warwowych. Ku górze mułki przechodzą tak samo stopniowo w piaski warstwowane o podobnym rytmie jak ily warwowe.

Iły warwowe są zapewne ostatnim śladem stratygraficznym poprzedniego zlodowacenia. Mułki i następujące po nich piaski warstwowane są

wobec tego pierwszą serią osadów interglacjalnych. Świadczą o tym również soczewki torfów i łupków bitumicznych występujące wśród osadów mułkowatych.

Można by więc sobie wyobrazić, że w jakiejś fazie oscylacji zlodowacenia wytworzyło się środowisko peryglacjalne, które doprowadziło do powstania starszych utworów pylastych. Na początku najbliższego interglacjalu rozwijająca się erozja dostarczyła materiału akumulacyjnego w zbiornikach zawierających już ility warwowe. Pierwsze uległy zniszczeniu i transportowi pylaste utwory peryglacjalnej strefy wietrzeniowej oraz także pylaste osady kongeliflukcyjne. Później wzmagająca się erozja objęła inne, już bardziej gruboziarniste utwory, między innymi również starsze osady kongeliflukcyjne. Bardzo charakterystyczny jest układ serii nadwarwowej, w której wzrasta grubość materiału od dołu do góry. Jest to układ odwrotny w stosunku do następstwa poziomów różnej frakcji w utworach kongeliflukcyjnych.

#### WIEK UTWORÓW PYLASTYCH I GŁAZÓW RZEŹBIONYCH EOLICZNIE

Wiek struktur peryglacyjnych w okolicach Łodzi został już określony poprzednio (38). Czas ich tworzenia się przypadł na maksimum ostatniego polskiego zlodowacenia, a więc zapewne na zlodowacenie północno-polskie, czyli Varsovien II. Oznaczenie tak późnego wieku glacialnego wynika z faktu występowania struktur w najwyższych poziomach osadów plejstocenijskich bez pokrywy gliny zwałowej lub innego materiału, który można by uznać za ekwiwalent tej gliny. Ostatnie badania terenowe pozwalają na wprowadzenie pewnych uzupełnień w zakresie stratygraficznej sytuacji poziomów inwolucyjnych i głębszych stref zmarzlinowych.

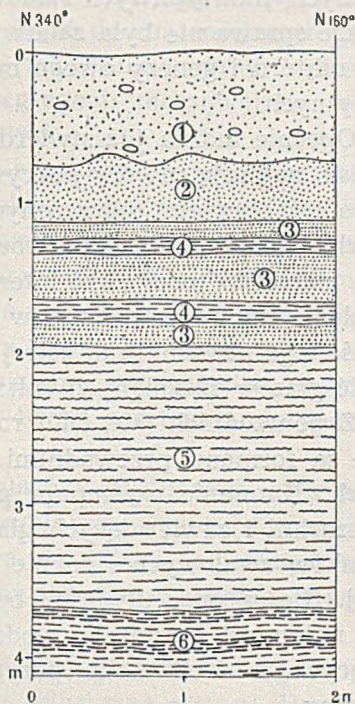


Fig. 47

Stanisławów Lipski. Mułki warstwowane o rytmie warwowym.

1 — bezstrukturalne piaski brudnożółte z gładzikami, 2 — jasnorude piaski, warstwowanie niewidoczne, profil stropu nierówny, festonowaty, 3 — żółte, pylaste piaski warstwowane, 4 — szary ił, 5 — szare mułki warstwowane o rytmie warwowym, ku dołowi coraz bardziej ilaste, warwy drobniejsze (do 2 mm), 6 — ility warwowe.

Struktury zmarzlinowe w środkowej Polsce z reguły są oddzielone od gleby przez jakąś strefę zawierającą rozmaity materiał niewarstwowany. Są to zazwyczaj piaski lub piaski przemieszane ze żwirem i gładzikami. Poprzednio wypowiedziana teza, że struktury peryglacjalne nie były pokryte przez późniejsze zlodowacenie, opierała się na braku wyraźnych, niewątpliwych śladów bezpośredniej akumulacji glacialnej. Jednakże sprawa nie była załatwiona definitywnie, gdyż nie określono bliżej charakteru i genezy owego materiału spotykanego w stropie stref inwolucyjnych.

Obecnie można już stwierdzić, że wielką część powierzchni środkowej Polski zajmują utwory pokrywowe, które są osadami kongeliflukcyjnymi albo też eluwiami zniszczonych stref inwolucyjnych czy kongeliflukcyjnych. Utwory te niewarstwowane i nie posiadające wyraźnego sortowania materiału mogły być interpretowane jako rezultat bezpośredniej akumulacji lodowcowej. Przeciw takiej interpretacji przemawia: mała miąższość tego utworu, brak ostrej i w ogóle wyraźnej granicy w spągu, obecność gładzów rzeźbionych eolicznie i ślady struktur inwolucyjnych.

Z poprzednich (str. 240) rozważań wynika, że gładzy rzeźbione eolicznie są formami przewodnimi dla stropowych utworów kongeliflukcyjnych. Kamienie występują pospolicie wśród piasków leżących na powierzchni i zawierających gładzy. Wynika stąd, że nie reprezentują one piasków zwałowych i że nie są bynajmniej ekwiwalentem gliny zwałowej. Nie są więc utworem bezpośredniej akumulacji lodowcowej. Wiążą się natomiast z ostatnim zlodowaceniem i są wytworem procesów zachodzących w środowisku peryglacjalnym, podobnie jak inwolucje, żyły i kliny.

W innych przypadkach jest wyraźne, że owe utwory pokrywowe są jedynie eluwiami dawnych stref inwolucyjnych. Widać to bardzo dobrze, między innymi w Zarzewie i w Żytowicach.

Wyjaśnienie genezy utworów pokrywowych występujących w stropie stref inwolucyjnych usuwa wątpliwości i upoważnia do stwierdzenia, że struktury zmarzlinowe środkowej Polski powstały podczas ostatniego zlodowacenia, które już nie dotarło na te obszary. Wniosek ten jest zgodny z opinią wielu badaczy zagadnień peryglacjalnych w Europie.

Inwolucje pylaste i inne formy występowania utworów pylastych w okolicach Łodzi znajdują się zawsze w najwyższych poziomach inwolucyjnych. Nasuwa się wobec tego pytanie, czy czas ich tworzenia się nie wykracza poza okres tego zlodowacenia, z którym wiążą się niżej położone struktury zmarzlinowe.

Już rozmiary poziome i pionowe inwolucji zawierającej materiał pylasty wskazują na ich pochodzenie peryglacjalne. Średnice ich i głębó-

kości sięgają do 1 m. Współczesne procesy mrozowe nie sięgają tak głęboko. Wskazują na to badania St. B a c a (2), który stwierdza pęcznienie ziemi do głębokości 30 cm. Również własne obserwacje autora (fot. 26) dowodzą, że działanie *pipkrake* stwarza nawet struktury podobne do inwolucyjnych, ale ich rozmiary są o wiele mniejsze. Współczesne zjawiska mrozowe mogą nawet wyjątkowo sięgać do znacznie większych głębokości, ale nie byłyby w stanie wywołać tak wielkiej pracy, której rezultaty widoczne są w dezintegracji i segregacji mrozowej na rozległej przestrzeni opisanych inwolucji pylastych.

Również trudno byłoby wyjaśnić powstanie pokryw pylastych w postglacjale. Wiadomo bowiem, że przy naturalnej pokrywie wegetacyjnej działanie powierzchniowej denudacji doprowadza do tworzenia się osadów, których miąższość osiąga raczej milimetrowe niż centymetrowe wartości (26, str. 24). Okoliczność ta nabiera szczególnej wymowy, jeśli przypomnieć, że poza stokowymi pokrywami o miąższości sięgającej do około 2 m istnieją powłoki pylaste z graniakami na terenach prawie płaskich. Powłoki te o miąższości około 30—40 cm rozciągają się ponad kieszeniami inwolucji pylastych.

Stwierdzony poprzednio ścisły związek głazów rzeźbionych eolicznie z inwolucjami w ogóle, a pylastymi w szczególności, wskazuje również na plejstoceński wiek tych inwolucji. Żywa działalność eoliczna rzeźbiąca i modelująca głazy odbywała się na tym obszarze wyłącznie w środowisku peryglacjalnym w plejstocenie.

Są wreszcie i stratygraficzne dowody odległego, plejstoceńskiego wieku utworów pylastych. W opisanej poprzednio odkrywce przy ul. Henrykowskiej w granicach Wielkiej Łodzi pod jedną z inwolucji pylastych znajduje się klin zmarzlinowy (fig. 26). W materiale wypełniającym ten klin widocznie są bryły utworu pylastego identycznego z tym, który wypełnia kieszeń inwolucyjną. Materiał pylasty musiał więc istnieć już wtedy, kiedy jeszcze lód wypełniał przestrzeń klina. Stąd można wysnuć wniosek nie tylko o odległym, plejstoceńskim wieku inwolucji pylastych. Wynika bowiem również współczesność tych struktur z t j ä l e, a więc formacją bezsprzecznie peryglacjalną.

Ważny przykład stosunku utworów pylastych do innych faktów powstałych w warunkach peryglacjalnych daje odkrywka z Henrykowa pod Ziębicami na Śląsku (fig. 48). Materiał pylasty z graniakami jest pokryty przez osady kongeliflukcyjne niepylaste i przez less eoliczny.

W świetle przeprowadzonych dowodów i opartej na nich argumentacji można uważać za uzasadniony wniosek, że inwolucje pylaste i związane z nimi płaszcze kongeliflukcyjne są końcowym rozdziałem w historii tworzenia się całej peryglacjalnej strefy inwolucyjnej. Mają więc wiek

plejstocenijski i zarówno genetycznie jak i chronologicznie wiążą się z północno-polskim zlodowaceniem. Pozycja tych utworów w stropie strefy inwolucyjnej wskazuje, że przypadają one na jakiś ostatni etap działalności procesów wyzwolonych w środowisku peryglacjalnym.

O charakterze tego etapu świadczą cechy najwyższego, pylastego poziomu owej strefy inwolucyjnej. Charakterystyczne dla tego poziomu są: regularność geometryczna figur zbliżonych do koła okazująca się w planie; maksymalne zaawansowanie procesu dezintegracji mrozowej, posunięte do uzyskania frakcji granicznej dla tego procesu; osady kongeliflukcyjne bezstrukturalne, świadczące o niezwiązanym ruchu mas i, wreszcie, ślady gwałtownej działalności wiatru zapisane na niestęchaniu licznych tutaj eogliptolitach.

J. Büdel (26, str. 28—42) analizując klimatyczno-morfologiczny charakter współczesnych krajów polarnych wyróżnia w ich obrębie dwie zasadnicze strefy soliflukcyjne — gruzową i tundrową. Strefa gruzowa, położona bliżej bieguna i sąsiadująca bezpośrednio ze strefą lodowcową, posiada klimat surowszy i bardzo rzadką roślinność.

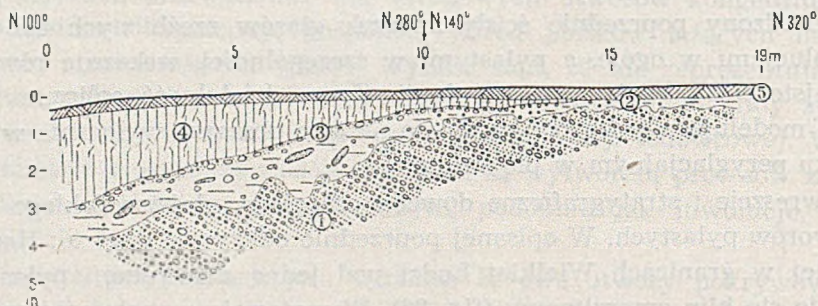


Fig. 48

Henryków pod Ziębicami. Stosunek utworów pylastych do lessu

1 — piaski i żwiry warstwowe, 2 — strefa inwolucyjna, 3 — strefa kongeliflukcyjna (2 i 3 — z materiałem pylastym), 4 — less, 5 — gleba.

Charakterystyczne dla strefy gruzowej są normalne układy poligonalne zbudowane z luźnego materiału wietrzeniowego i powstające w rezultacie ruchów cząstek wolnych, niezwiązanych. Jest to cecha morfologiczna położonych w tej strefie powierzchni płaskich o nachyleniu  $0^{\circ}$ — $2^{\circ}$ . Przy większym nachyleniu rozwijają się procesy kongeliflukcji również niezwiązanej i wywołującej spontaniczny ruch cząstek wolnych.

Natomiast w strefie tundrowej zarówno ruchy postępowe, lateralne jak i ruchy niepostępowe, głównie pionowe, przemieszczają masy związane. Inwolucje należą do typu palsem, a kongeliflukcja mas związanych zdąża do typu tarasowego.

Widać z tego, że najwyższy poziom inwolucyjny zawierający na badanym obszarze utwory pylaste posiada cechy charakterystyczne strefy gruzowej B ü d e l a. Tymczasem widoczne jest w licznych przekrojach stref kongeliflukcyjnych, że pod płaszczem pylastym, w niższych horyzontach, występują z reguły wyraźne struktury kongeliflukcyjne o charakterze plikacji. Prowadzi to do cech charakterystycznych strefy tundrowej. Ponieważ zaś istnieje ścisły związek pomiędzy inwolucjami i kongeliflukcją, należy uznać niższe poziomy strefy inwolucyjnej lub inwolucyjno-kongeliflukcyjnej za wykładnik strefy tundrowej.

Winikałoby stąd, że najwyższy poziom naszej strefy inwolucyjnej kształtował się przy zmienionych warunkach środowiska peryglacjalnego, w warunkach klimatu surowszego. Być może jakaś oscylacja ostatniego zlodowacenia spowodowała inwazję mroźniejszego klimatu i wywołała przesunięcie strefy gruzowej na dawniejszy obszar tundrowy.

Taka koncepcja pozwala lepiej rozumieć liczne występowanie głazów rzeźbionych eolicznie w związku z obydwoma postaciami utworów pylastych. Surowszy klimat na schyłku okresu peryglacjalnego, silniejsze wiatry antycyklonalne i wybitne przeredzenie dawnej roślinności tundrowej stworzyły dogodne warunki dla deflacji i erozji eolicznej. Intensywna deflacja tłumaczy zapewne również stosunkowo małą miąższość pylastego płaszcza kongeliflukcyjnego. Niższe poziomy kongeliflukcyjne, a zwłaszcza typu plikacji, mają normalnie znacznie większą miąższość. Przeciętnie przekraczają 2 m, gdy poziom najwyższy, pylasty osiąga tę miąższość raczej wyjątkowo.

Jest również możliwe, że o charakterze górnego poziomu peryglacjalnych utworów pylastych zadecydowało obniżanie poziomu wód gruntowych. Niszczenie strefy czynnej i obniżanie stropu t j ä l e musiało wywołać przesunięcie poziomu wód gruntowych w dół. Sprawa ta jednak wymaga dalszych studiów.

Jeśli uznać mułki warstwowe za produkt sedymentacji wodnej utworów przygotowanych poprzednio przez kongelifrakcję i kongeliflukcję, to nadal otwarte zostanie zagadnienie ich wieku, a nawet mechaniki transportu, który doprowadził do ich akumulacji.

Utwory mułkowate mogły częściowo powstawać peryglacjalnie w rezultacie procesów zmywania znanych ze współczesnych krain polarnych. Prawdopodobniejszy jednak jest ich charakter i wiek interglacjalny, o czym świadczy, między innymi, przedstawiony wyżej ich stosunek do ilów warwowych. I w takim jednak przypadku sprawa się komplikuje, ponieważ nie wiadomo, z którym interglacjalem należy je związać. Jest możliwe, że część tych osadów pylastych powstała w ostatnim interglacjale. Brak pokrywy zwałowej i wzrastająca miąższość mułków na pół-

noc od krawędzi łódzkiej wskazywałyby, że utwory te reprezentują interglacjał wykształcony w typie B r ö r u p. Nie jest jednak w tej chwili pewne, czy nie została zdarta powłoka glacialna.

Z drugiej strony istnienie mułków warstwowanych pokrytych przez glinę zwałową zmusza do przesunięcia ich wieku do poprzedniego interglacjału. Inną komplikację stwarza fakt znany np. w Sikawie pod Łodzią pofałdowania tych utworów. Jeśli to fałdowanie jest pochodzenia glaci-tektonicznego, to wniosek taki potwierdza sens poprzedniego zdania. Jeśli nie, trzeba by przyjąć ruchy czwartorzędowe późniejsze od ostatniego interglacjału.

Odpowiedź na zaznaczone powyżej pytanie wymaga dalszych badań nad stratygrafią mułków. W tej chwili jest prawdopodobne tylko, że istnieje szereg horyzontów tych utworów i że są one pośrednimi wskaźnikami istnienia szeregu okresów peryglacialnych.

#### MORFOGENETYCZNE ZNACZENIE PRACY

Przeprowadzone badania pozwoliły na wyjaśnienie genezy utworów pylastych podobnych do lessu oraz oświetliły zagadnienie gładów rzeźbionych przez wiatr. Równocześnie w wyniku tych badań zarysowuje się charakter szeregu procesów ważnych dla morfogenezy uwarunkowanej przez środowisko peryglacialne istniejące na naszym obszarze podczas zlodowacenia północno-polskiego.

Na czoło wysuwają się jako najważniejsze i najbardziej efektywne następujące procesy morfogenetyczne: wietrzenie mrozowe wraz z segregacją, ruch mas i działalność wiatru. Wszystkie te procesy mają przebieg odrębny, charakterystyczny dla peryglacialnego środowiska klimatycznego.

Powstawanie materiału pylastego świadczy o niezwykle silnym procesie wietrzenia, które polegało w pierwszym rzędzie na potężnej dezintegracji mrozowej. Być może, że w tym procesie uczestniczył również rozkład chemiczny (8, str. 226) uwarunkowany przez obecność wody kapilarnej w górnych horyzontach zmarzlinowych, zwłaszcza w inwolucjach. Z procesem wietrzenia mrozowego ściśle związana była segregacja materiału wynikająca z drobnego i powolnego przemieszczania cząstek głównie w kierunku pionowym. Ruchy te określone przez specyficzny charakter strefy czynnej zmarzliny prowadzące do formacji ziem strukturalnych były oznaczone przez C. T r o l l a (136) jako mikrosoliflukcja. Prowadziły one do segregacji mrozowej rozdrabnianego materiału i przyczyniały się do nieustannego odnawiania ekspozycji wietrzeniowej.

Odnawianie ekspozycji wietrzeniowej dokonywało się na większą skalę wskutek działania ruchu mas odbywającego się specyficznie z mechaniką i przebiegiem charakterystycznym dla środowiska peryglacjalnego. Ruch mas spontaniczny i związany, zachodzący w postaci kongeliflukcji, usuwał materiał przygotowany przez wietrzenie nawet przy minimalnym nachyleniu powierzchni wynoszącym około  $2^{\circ}$ . Kongeliflukcja jako dominująca forma transportu w środowisku peryglacjalnym była bezpośrednio najważniejszym procesem morfogenetycznym o niezmiernie doniosłych funkcjach denudacyjnych. Widoczne w niektórych profilach płaszczyste pylaste o miąższości przekraczającej 2 m i położone poniżej inne osady kongeliflukcyjne o miąższości jeszcze większej, przeciętnie około 3 m, świadczą dobitnie o olbrzymim znaczeniu morfogenetycznym procesów kongeliflukcji. Doniosłość tego czynnika denudacyjnego nabiera jeszcze większego znaczenia, jeśli uprzytomnić sobie, że działał on na rozwinętych szeroko powierzchniach wysoczyznowych ze względu na minimalne nachylenie potrzebne do uruchomienia tego procesu. Równocześnie należy pamiętać, że znaczna miąższość obserwowanych osadów kongeliflukcyjnych nie okazuje jeszcze całego materiału przesuniętego kongeliflukcyjnie. Część tych osadów została niewątpliwie przeprowadzona dalej w rezultacie procesów splukiwania i działalności wód płynących.

Rozpoznanie osadów kongeliflukcyjnych i wielkiej roli procesów, które doprowadziły do ich nagromadzenia zmusza — zdaniem autora — do rewizji poglądów na genezę przynajmniej części utworów piaszczystych, niesortowanych, zawierających głazy i pokrywających wielkie obszary środkowej Polski. Zwłaszcza wtedy, kiedy utwory te zawierają eologlitolity, co jest przecież niezmiernie pospolite, należy je uznać za osady pokrywowe. Są to przeważnie osady kongeliflukcyjne lub eluwia zniszczonej strefy inwolucyjnej.

Przeprowadzone badania dowiodły, że współcześnie z wietrzeniem mrozowym i kongeliflukcją odbywała się potężna działalność wiatru erodująca i deflacyjna. Należy się liczyć wobec tego z deflacyjnym ubożeniem stref wietrzeniowych i kongeliflukcyjnych. Rzuca to pewne światło na mało dotychczas znany na obszarze środkowej Polski czynnik morfogenetyczny, a równocześnie pozwala lepiej zrozumieć akumulacyjną działalność wiatru poza strefą erozji i deflacji.

Wymienione procesy nie wyczerpują jeszcze pełnego zespołu czynników morfogenetycznych działających na obszarze środkowej Polski podczas północno-polskiego zlodowacenia. Spośród pozostałych zbadania wymagają przede wszystkim splukiwanie i działalność zorganizowanej wody płynącej. Niemniej jednak zarysowują się odrębne cechy ówczesnej morfogenezy.



Obszar nasz w omawianym czasie posiadał odrębny zespół procesów morfogenetycznych uwarunkowanych klimatycznie. Rozwój rzeźby widocznej w dzisiejszym obrazie ukształtowania powierzchni dokonywał się w rezultacie działania procesów o przebiegu odrębnym, charakterystycznym dla środowiska peryglacjalnego. Jakościowe i ilościowe cechy tych procesów były wynikiem szczególnych warunków klimatycznych, przy czym wielkie znaczenie miało istnienie i przeobrażanie zmarzliny.

W środowisku peryglacjalnym i zmarzlinowym rozwinął się odrębny porządek morfogenetyczny. Wśród procesów na pierwsze miejsce wysuwa się wietrzenie mrozowe w postaci najpotężniejszej i najbardziej efektywnej, przewyższającej wszelkie formy wietrzenia znane w innych środowiskach klimatycznych. Segregacja mrozowa i nieustanny ruch cząsteczek w czynnej strefie zmarzliny potęgują procesy wietrzenia i przygotowują do rozwinięcia procesów denudacyjnych. Spośród nich najczynniejsze są ruchy mas zachodzące w postaci kongeliflukcji. I znów występuje tutaj zjawisko ruchu mas tak potężnego i tak bardzo efektywnego, jakiego nie można wskazać w innych warunkach klimatycznych. Równocześnie należy podkreślić, że kongeliflukcja należy do najpotężniejszych procesów denudacyjnych.

Sprawa omawiana tutaj wymaga jeszcze długich badań i wyczerpującego przedstawienia. Zgromadzony materiał wystarcza jednak, aby stwierdzić, że wykształcenie rzeźby środkowej Polski dokonało się w specyficznym porządku morfogenetycznym, który określono (25, 110, 137) jako cykl peryglacjalny.

Z Zakładu Geografii I Uniwersytetu Łódzkiego  
w maju 1951 r.

#### L I T E R A T U R A

1. Armaszewskij P., Stawrowskij K. — K geologii Owru czowskiego ujezda. *Kiew. Obszcz. Jest. Zap.*, t. 10, wyp. 1, protok. zasied., Kiew 1889.
2. Bac St. — Ruchy warstw gleby wskutek zamarzania i tajania. *Wiadom. Służby Hydr. i Meteorol.*, t. 2, z. 1. Warszawa 1950.
3. Bastin A., Cailleux A. — Action du vent et du gel au Quaternaire dans la region Bordelaise. *Soc. Géol. de France, Bull.*, vol. 15, Paris 1941.
4. Bather F. — Wind-worn pebbles in the British Isles. *Geol. Assoc. Proc.* vol. 16, London 1900.
5. Bather F. — A wind-worn pebbles in boulder-clay. *Geol. Mag.*, vol. 2, London 1905.

6. Becksmann E. — Fossile Brodelböden im Profil des Roten Kliffs (Sylt) und damit zusammenhängende diluvial-geologische Fragen. *N. Jahrb. Miner. Geol. Paläont. B. Bd. 66, Abt. B, Stuttgart 1931.*
7. Behr J., Tietze O. — Die Fortsetzung der Lissaer Endmoränen nach Russisch-Polen und die Endmoränen bei Mława. *Preuss. Geol. L. A. Jahrb., Bd. 33, T. 1, Berlin 1914.*
8. Belknap R. L. — Physiographic studies in the Holstenborg district of Southern Greenland. *Greenland Exped. of the Univ. of Michigan. Rep. Part II, Meteor., Phys., Botany, Univ. of Mich. Press, 1941.*
9. Benda L. — Az éleskavicsok keletkezésének mechano-dinamikai törvényei (Die mechano-dynamischen Entstehungsgesetze von Dreikanter). *Földtani Közlöny, vol. 60, Budapest 1931.*
10. Berendt G. M. — Geschiebe-Dreikanter oder Pyramidal-Geschiebe. *Preuss. Geol. L. A. Jahrb., 1884, Berlin 1885.*
11. Berg L. S. — O proischozhdienii lessa. *Geogr. Obszcz. Izw. wyp. 8, Moskwa 1916.*
12. Berg L. S. — O proischozhdienii lessa. *Klimat i žizń, 5, Moskwa 1922.*
13. Berg L. S. — O poczwiennoj teorii obrazowania lessa. *Geogr. Instit. Izw., wyp. 6, Moskwa 1926.*
14. Berg L. S. — The origin of loess. *Gerlands Beiträge zur Geophysik, Bd. 35, 1932.*
15. Beskow G. — Erdfließen und Strukturboden der Hochgebirge im Licht der Frosthebung. *Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., Bd. 52, Stockholm 1930.*
16. Beskow G. — Tjalbildningen och Tjallyftningen. *Sver. Geol. Unders., Ser. C, Nr 375, Stockholm 1935.*
17. Bielskij P. — Niekatoryje oziera Wołynskoj gubernii. *Ziemlewiedenie 1903, Kn. 1.*
18. Blackwelder E. — Exfoliation as a phase of rock weathering. *Jour. Geol., vol. 33, Chicago 1925.*
19. Blackwelder E. — Yardangs and zastruga. *Am. Jour. Sci., vol. 72, New Haven 1930.*
20. Blackwelder E. — Yardangs. *Am. Geol. Soc. Bull., vol. 45, Washington 1934.*
21. Blake W. P. — On the grooving and polishing of hard rocks and minerals by dry sand. *Am. Assoc. Adv. Sci., Proc. 9, Am. Jour. Sci. New Haven 1855.*
22. Bourcart J. — L'action du vent à la surface de la terre. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn., vol. 1, Paris 1928.*
23. Bryan K. — New criteria applied to the glacial geology of southeastern Massachusetts. *Geol. Soc. Am. Bull. vol. 43, Washington 1933.*
24. Bryan K. — Glacial versus desert origin of loess. *Am Jour. Sci., vol. 243, New Haven 1945.*
25. Bryan K. — Cryopedology — the study of frozen ground and intensive frost-action with suggestions on nomenclature. *Am. Jour. Sci., vol. 244, New Haven 1946.*
26. Büdel J. — Die Klima-morphologischen Zonen der Polarländer. Beiträge zur Geomorphologie der Klimazonen und Vorzeitklimata. *Erdkunde, Bd. 2, Bonn 1948.*
27. Cailleux A. — Les action éoliennes périglaciaires en Europe. *Soc. Géol. France, Mém., Nouv. Sér. vol. 21, fasc. 1—2, Mém. nr 46, Paris 1942.*

28. D a m m e r B. — Über Flottsande in der östlichen Mark Brandenburg. *R. St. f. Bodenforsch. Jahrb.* 1940, Berlin 1941.
29. D e G e e r G. — Förevisade några af honom i Tyskland insamlade s. k. „Kantensteine“ eller „Pyramidalgeschiebe“. *Geol. Fören. i Stockholm Förhandl.*, Bd. 5, Stockholm 1881.
30. D e G e e r G. — Förevisade och beskoef några prof af vindslipade stenar från Skåne. *Geol. Fören. i Stockholm Förhandl.*, Bd. 6, Stockholm 1883.
31. D e G e e r G. — Om vindnötta stenar. *Geol. Fören. i Stockholm Förhandl.*, Bd. 3, Stockholm 1886.
32. D e l h a e s W. — Eine Sammlung zur Erläuterung des „Windschliffes“. *Geol. Rundschau*, Bd. 6, Leipzig 1915.
33. D e w e r s F. — Flottsandgebiete in Nordwestdeutschland, ein Beitrag zum Loessproblem. *Naturw. Verein Bremen, Abh. Weber-Festschrift 1931*, Bremen 1932.
34. D e w e r s F. — Probleme der Flugsandbildung in Nordwestdeutschland. *Naturw. Verein Bremen, Abh.* 29, Bremen 1934—35.
35. D o k u c z a j e w W. W. — Russkij czernoziom. St. Petersburg 1883.
36. D ü c k e r A. — Die Windkanter des Norddeutschen Diluviums in ihren Beziehungen zu periglazialen Erscheinungen und zum Decksand. *Preuss. Geol. L. A. Jahrb.* 1933, Bd. 54, Berlin 1934.
37. D ü c k e r A. — Über Strukturböden im Riesengebirge. Ein Beitrag zum Bodenfrost- und Lössproblem. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Bd. 89, Berlin 1937.
38. D y l i k J. — Peryglacialne struktury w plejstocenie środkowej Polski. *Państw. Inst. Geol. Biul.* 66, Warszawa 1952.
39. E l t o n Ch. S. — The nature and origin of soil-polygons in Spitzbergen. *Quart. Jour. Geol. Soc.*, vol. 83, London 1927.
40. F e r g r a e n s T. — Sandslipade stenar från Gotska Sandön. *Geol. Fören. i Stockholm Förhandl.*, Bd. 8, Stockholm 1886.
41. F l e u r y E. — Formes de désagrégation et d'usure en Portugal. *Soc. Port. Sci. Nat. Géol. Mém.* Ser. 1, Lisabon 1919.
42. F l i n t R. F. — Glacial geology and the pleistocene epoch. New. York 1948.
43. F r i e d b e r g W. — Powietrze jako czynnik geologiczny. Warszawa 1904.
44. G a n s s e n R. — Die Entstehung und Herkunft des Löss. *Preuss. Geol. L. A. Mitt.*, H. 4, Berlin 1922.
45. G e i n i t z F. E. — Die Bildung der Kantengerölle (Dreikanter, Pyramidalgeschiebe). *Arch. Ver. Nat. Mecklenburg*, 40, 1886.
46. G e i n i t z F. E. — Über Kantengerölle, *N. Jahrb. Miner. Geol. Paläont.*, Bd. ,2 Stuttgart 1887.
47. G i e r a s i m o w J. P., M a r k o w K. K. — Czetwierticznaja geologia. Moskwa 1939.
48. G i e r a s i m o w J. P., M a r k o w K. K. — Liednikowyj pieriod na terriitorii SSSR. Moskwa 1939.
49. G i l b e r t G. K. — Discussion of faceted pebbles on Cape Cod. *Am. Geologist.* vol. 13, Lancaster a. Minneapolis 1894.
50. G o r o d k o w B. — Poczwiennyje issledowanija Gydanckoj ekspedycji. *Akad. Nauk SSSR, K. E. J.* 1929.
51. G o t t s c h e C. — Die Sedimentärgeschiebe der Provinz Schleswig-Holstein. *N. Jahrb. Miner., Geol. Paläont.*, Stuttgart 1884.

52. Grahmann R. — Über Herkunft und Entstehung des Lösses in Mitteleuropa. *Bull. Inform. Serv. Ass. Europ. Quart.* Nr 3, Moskwa-Leningrad 1932.
53. Grigoriew A. — Typen des Tundra Mikroreliefs von Polar-Eurasien, ihre geographische Verbreitung und Genesis. *Geogr. Ztschr.*, Bd. 31, Leipzig 1925.
54. Grigoriew A. — Poczwy subarktyczeskich tundur i liesotundur Jewrazji w swiazi s nabljudienjami w Bolszeziemielskoj tundrie w 1921 g. *Poczwowiedienije*, 4, 1926.
55. Grigoriew A. — Subarktika. Opyt charakteristiki osnovnych tipow fiziko-geograficzeskoi sriedy. *Akad. Nauk SSSR*, Moskwa-Leningrad 1946.
56. Gripp K. — Beiträge zur Geologie von Spitzbergen. *Abh. aus d. Geb. d. Naturw., hgb. v. Naturw. Ver. in Hamburg*, 21 1927.
57. Grotowski M. — Wykłady fizyki, t. 1, *Czytelnik*, Stockholm 1947.
58. Gurow A. W. — Geologičeskoe opisanie Połtawskoj gubernii. Charkow 1888.
59. Gutbier C. A. — Geognostische Skizzen aus der Sächsischen Schweiz und ihrer Umgebung. Leipzig 1858.
60. Hamberg A. — Zur Kenntnis der Vorgänge im Erdboden beim Gefrieren und Auftauen sowie Bemerkungen über die erste Kristallisation des Eises in Wasser. *Geol. Fören. i Stockholm Förhandl.*, Bd. 37, Stockholm 1915.
61. Harlé E. — Cailloux à facettes des environs de Bordeaux. *Soc. Geol. France Bull.* vol. 28, Paris 1900.
62. Hedin S. — Central Asia and Thibet. vol. 1, 1903.
63. Hedström H. — Om Konstgjord framställning af vindnötta stenar. *Geol. Fören. i Stockholm Förhandl.*, Bd. 25, Stockholm 1904.
64. Heim A. — Über Kantengeschiebe aus dem norddeutschen Diluvium. *Naturforsch. Gesell., Vierteljahrschrift*, Bd. 32. Zürich 1887.
65. Hobbs W. H. — Loess, pebble bands and boulders from glacial outwash plains of the Greenland continental glacier. *Jour. Geol.*, vol. 39, Chicago 1931.
66. Hobbs W. H. — Wind — The dominant transportation agent within extra-marginal zones to continental glaciers. *Jour. Geol.*, vol. 50, Chicago 1942.
67. Hobbs W. H. — The glacial history of Iowa and neighbouring portions of Minnesota and Missouri. *Glacial Stud. of the Pleistocene of North America*, Michigan 1947.
68. Högbom B. — Wüstenerscheinungen auf Spitzbergen. *Geol. Inst. Upsala, Bull.* Bd. 11, Upsala 1912.
69. Högbom B. — Über die geologische Bedeutung des Frostes. *Geol. Inst. Upsala, Bull.* Bd. 12, Upsala 1914.
70. Högbom B. — Beobachtungen aus Nordschweden über den Frost als geologischer Faktor. *Geol. Inst. Upsala, Bull.* Bd. 20, Upsala 1927.
71. Huxley I. S., Odell N. E. — Notes on surface markings in Spitzbergen. *Geogr. Jour.*, vol. 63, London 1924.
72. Jaskó S. — Pleistozäne Dreikanter aus dem Südlichen Bakony. *Földtani Közlöny*, Bd. 67, Budapest 1937.
73. Jäkel O. — Über diluviale Bildungen im nördlichen Schlesiens. *Deutsche Geol. Gesell., Ztschr.* Bd. 39, Berlin 1887.
74. Jentzsch A. — Über den Eiswind und das Dünengebiet zwischen Warthe und Netze. *Deutsche Geol. Gesell., Ztschr.* Ed. 60, Berlin 1908.

75. Johnsen A. — Zur Entstehung der Facettengesteine. *Miner. Geol. Pålönt. Chl.*, Stuttgart 1903.
76. Johnstrup — „Eiendommeligt formede rullesten fra Jylland“. *Forh. Skand. Naturforsk.*, København 1874.
77. Kaczurin S. P. — Soliflukcionnyje terrasy w oblasti wiecznoj mierzłoty. *Trudy Kom. po wiecznoj mierzłotie, Akad. Nauk*, t. 1, Moskwa-Leningrad 1939.
78. Kaczurin S. P. — Osobiennosti reliefa i mikroreliefa oblasti rasprostranienija wiecznoj mierzłoty. Sumgin: Obszczeje mierzłotowiedienje. Moskwa-Leningrad 1940.
79. Karpinskij A. P., Barbot de Marki N. P. — Geologiczeskije issliedowania w Wołynskoj gubernii. *Nauczno-istoricz. Sbornik. Gorn. Inst. Petersburg* 1873.
80. Keilhack K. — Das Rätsel der Lössbildung. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Bd. 72, B. Mon.-Ber., Berlin 1920.
81. Kessler P. — Das eiszeitliche Klima und seine geologischen Wirkungen im nicht vereisten Gebiet. Stuttgart 1925.
82. King L. C. — Wind-faceted stones from Marlborough. New Zealand. *Jour. Geol.*, vol. 44, Chicago 1936.
83. Klebelsberg R. — Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. I Teil, Wien 1948—49.
84. Krumbein W. C. — Preferred orientation of pebbles in sedimentary deposits. *Jour. Geol.* vol. 47, Chicago 1939.
85. Krumbein W. C., Pettijohn F. J. — Manual of sedimentary petrography. New York 1938.
86. Kuenen P. H. — Experiments on the formation of wind-worn pebbles. *Leidsch. Geol. Medd.*, 3, T. 1, 1928.
87. Leverett F. — Wind work accompanying or following the Iowan Glaciation. *Jour. Geol.*, vol. 50, Chicago 1942.
88. Linstow O. — Neuere Beobachtungen aus dem Fläming und seinem südwestlich gelegenen Vorlande. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.*, Bd. 56, Berlin 1904.
89. Lorié J. — Die Bildung der Dreikanter. *Sitz. Ber. Niederrh. Geol. Ver.*, 1911.
90. Lundquist G. — Blockens orientering i olika jordarter. *Sver. Geol. Unders.*, Ser. C, Nr 497, Stockholm 1948.
91. Lundquist G. — The orientation of the block material in certain species of flow earth. *Geogr. Ann.*, Bd. 31, Stockholm 1949.
92. Łopatin G. W. — Erozja i stok nanosow w jewropejskoj czasti SSSR i siewiernom Kawkazie. *Wsies. Geogr. Obszcz.*, Izw. t. 81, Moskwa-Leningrad 1949.
93. Łoziński W. — Aus der quartären Vergangenheit Bosniens und der Herzegowine. *Mitt. Geogr. Ges.*, Bd. 47, Wien 1904.
94. Markow K. K. — Osnownyje problemy geomorfologii. Moskwa 1948.
95. Maxson J. H. — Fluting and faceting of rocks fragments. *Jour. Geol.*, vol. 48, Chicago 1940.
96. Mickwitz A. — Die Dreikanter, ein Produkt des Flugsandschliffes; eine Entgegnung auf die von Berendt aufgestellte Packungstheorie. *Soc. Imp. Min. à St. Petersburg, Mém.*, Bd. 23, 1886.
97. Milthers V. — Sandslebne stens form og Dannelse. *Medd. Dansk Geol. För.*, Bd. 3, København 1907.

98. Missuna A. — K geologii Grodzieńskiej i Minskiej gubernii. *Materiały dla Geologii Rassieji*, t. 21, 1904.
99. Morozewicz J. — Geologiczesczoje strojenje Isackowskogo cholma. *Trudy Geol. Komit.*, Now. ser. wyp. 7, 1903.
100. Muszkietow I. W. — Fiziczeskaja geologia, t. 2, Petersburg 1903—1905.
101. Nathorst A. G. — Über Pyramidal-Gesteine. *N. Jahrb. Miner. Geol. Paläont.* Bd. 1, Stuttgart 1886.
102. Obruczew W. A. — O procesach wywietrzenia i razduwania w Centralnoj Azji. *Miner. Obszcz. Zap.*, cz. 33, wyp. 1, 1895.
103. Obruczew W. A. — K woprosu o proischożdienii lessa. *Tomsk. Techn. Instit. Izw.*, t. 33, Tomsk 1911.
104. Obruczew W. A. — Priznaki lednikowego pierioda w Siewiernoj i Centralnoj Azji. *Biull. Komit. po izuczeniu czetw. pierioda, Akad. Nauk, SSSR* nr 3, 1931.
105. Obruczew W. A. — Problema lessa. *Trudy II Mieždunarodnoj Konf. Assoc. po izuczeniu czetw. pierioda.* wyp. 2, Leningrad-Moskwa 1933.
106. Obruczew W. A. — Loess types and their origin. *Am. Jour. Sci.*, vol. 243, New Haven 1945.
107. Paterson T. T. — The effects of frost action and solifluction around Baffin Bay and in the Cambridge district. *Quat. Jour. Geol. Soc.*, vol. 96. London 1940.
108. Pawłow A. W. — Priedwaritielnyj otczet o geologiczeskich izsledowaniach w jugo-wostocznoj czasti 75-go lista 10-wierstnoj karty Jewropiejskoj Rossieji. *Geol. Komit. Izw.*, t. 23. 1904.
109. Pawłow A. P. — O drewniejszych na ziemie pustyniach. Moskwa 1910.
110. Peltier L. C. — The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology. *Assoc. Am. Geogr. Ann.*, vol. 40, New York, 1950.
111. Penck A. — Central Asia. *Geogr. Jour.*, vol. 76, London 1930.
112. Pfannkuch W. — Die Bildung der Dreikanter. *Geol. Rundschau*, Bd. 4, Leipzig 1913.
113. Pfannkuch W. — Die Formen der Kantenkiesel. *Geol. Rundschau*, Bd. 5, Leipzig 1915.
114. Pfannkuch W. — Zur Entstehung der Kantenkiesel, *Geol. Rundschau*, Bd. 10, Leipzig 1919.
115. Pimienowa N. W. — Pyramidalgeschiebe in der Umgebung von Kiew. *Wiss. Nachr. Forschungs-Katedra*, 3, Kiew 1925.
116. Powers W. E. — The evidence of wind abrasion. *Jour. Geol.*, vol. 44, Chicago 1936.
117. Przewoślawlew P. — K izuczeniu lednikowych obrazowanij siewiernoj czasti Carstwa Polskiego. *Warsz. Uniw. Zap.* 1905.
118. Prochorowa G. A. — Wlianie wodnoj i eolowej transportirowki na mineralogiczeskij sostaw i formy ziarna karakumskich pieskow. *Akad. Nauk SSSR, Trudy Inst. Geogr.*, t. 47, Moskwa-Leningrad 1950.
119. Przemyski K. — Przyczynek eksperymentalny do wyjaśnienia formy głazów graniastych. *Przepl. Geogr.*, t. 12, Warszawa 1932.
120. Romer E. — Lekcja geomorfologii na tle krajobrazu Rabki. *Czasop. Geogr.*, t. 18, Wrocław 1947.
121. Samuelsson C. — Studien über die Wirkungen des Windes in den kalten und gemässigten Erdteilen. *Geol. Inst. Upsala, Bull.*, Bd. 20, Upsala 1926

122. Schoewe W. H. — Experiments on the formation of wind-faceted pebbles *Am. Jour. Sci.*, vol. 24, New Haven 1932.
123. Siemiradzki J. — Beitrag zur Kenntniss des nordischen Diluviums auf der polnisch-lithauischen Ebene. *Geol. R. A. Jahrb.*, Bd. 39, Wien 1889.
124. Sokołow D. W. — O mikroorganizmach i podpczwiennych słojach i o biologicznych faktorach wywietriwania. *Akad. Nauk. SSSR Izw.*, nr 5, Moskwa 1932.
125. Steenstrup K. J. V. — Kan sandflugten kanter paa afrunde e sten derved at den alt efter vindretningen, sliber flader paa dem. *Forh. Kgl. Danske Vid. Selsk.*, København 1913.
126. Sumgin M. I. — Led w wieczno mierzłych gruntach. B. P. Weinberg: Led, swojstwa, wozniknowienie i iszczewowanie lda. Moskwa-Leningrad 1940.
127. Sumgin M. I., Kaczurin S. P., Tolstichin N. I., Tumel W. F. — Obszczeje mierzłotowiedjenje. Moskwa-Leningrad 1940.
128. Szajnocha Wł. — Powietrze jako czynnik geologiczny. *Kosmos*, t. 25, Lwów 1900.
129. Taber S. — Frost heaving. *Jour. Geol.*, vol. 37, Chicago 1929.
130. Taber S. — The mechanics of frost heaving. *Jour. Geol.*, vol. 38, Chicago 1930.
131. Taber S. — Perennially frozen ground in Alaska: its origin and history. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 54, Washington 1943.
132. Thiesmeyer L. R., Digman R. E. — Wind-cut stones in Kansan drift of Wisconsin. *Jour. Geol.*, vol. 50, Chicago 1942.
133. Thoulet J. — Expériences synthétiques sur l'abrasion des roches. *Acad. Sci. C.-R.*, vol. 104, Paris 1887.
134. Tumel W. F. — Sezonnoje promierzanie i sezonnoje protaiwanie gruntow w oblasti rasprostranienia wiecznoj mierzłoty. Sumgin: Obszczeje mierzłotowiedjenje, Moskwa-Leningrad 1940.
135. Travers W. T. L. — On the sand-worn stones of Evans Bay. *New Zealand Inst. Transact.*, vol. 2., 1870.
136. Troll C. — Strukturboden, Solifluktion und Frostklimat der Erde. *Geol. Rundschau*, Bd. 34, Leipzig 1944.
137. Troll C. — Der subnivaler oder periglaziale Zyklus der Denudation. *Erdkunde*, Bd. 2, Bonn 1948.
138. Tutkowskij P. A. — Otczet o geologicznych izsledowaniach 1885 g w Radomyslskom ujezdzie. *Kiew. Obszcz. Jest. Zap.* t. 8, wyp. 2, protok. zasied., Kiew 1887.
139. Tutkowskij P. A. — K woprosu o sposobie obrazowania lessa. *Ziemlewiedienie*, Kn. 1—2, 1899.
140. Tutkowskij P. A. — Nowoje głubokoje burienie w Kiewskoj gubernii. *Kiew. Obszcz. Jest., Zap.* t. 16, wyp. 2, Kiew 1899.
141. Tutkowskij P. A. — Piramidalnyje wałuny w juznom Poliesie. *Gieol. Komit., Izw.* t. 19, 1900.
142. Tutkowskij P. A. — Iskopajemyja pustyni siewiernogo połuszaria. § 10. Piramidalnyje wałuny i lakowyja galki. Moskwa 1910.
143. Uwarow A. — Archieologia Rossieji. *Kamiennyj pieriod*, t. 1, 2. Moskwa 1881.
144. Virchow R. — Lagerstätten aus der Steinzeit in der oberen Havelgegend und in der Niederlausitz. *Ztschr. Ethnol.*, Bd. 2, 1870.

145. Virchow R. — Geschliefener Steine. *Verh. Berlin Gesell. Anthropol. in Ztschr. Ethnol.*, Bd. 3, Berlin 1871.
146. Vorweg O. — Zur Kantengeschiefbefrage. *Miner, Geol., Palänt. Cbl.* Stuttgart 1907.
147. Wahnschaffe F. — Die lössartige Bildungen am Rande des norddeutschen Flachlandes. *Deutsche. Geol. Gesell., Ztschr.* Bd. 38, Berlin 1886.
148. Walther J. — Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit Leipzig — Berlin 1924.
149. Wood S. V. — On the origin of loess. *Geol. Magaz.*, London 1882.
150. Woodworth J. B. — Post-glacial eolian action in southern New England. *Am. Jour. Sci.*, vol. 47, New Haven 1894.

**ANALIZY GRANULOMETRYCZNE WYKONANE METODĄ CASSAGRANDE  
WEDŁUG SCHEMATU STOSOWANEGO PRZEZ DROGOWY INSTYTUT  
BADAWCZY PRZY POLITECHNICIE WARSZAWSKIEJ**

WARUNKI WYKONANIA ANALIZ

$$W = \frac{S}{S-1} (R + m)$$

R = odczyt areometru —  $1 \times 1000$

m =  $(C_0 - C_w - e \times t + e \times t_0) 10^3$

S = ciężar właściwy<sup>1</sup>

C<sub>0</sub> = gęstość wody w 4° C = 0,999973

C<sub>w</sub> = gęstość wody w 20° C = 0,998203

e = współczynnik rozszerzalności szkła = 0,000025

t = temperatura zawiesiny = 20°

t<sub>0</sub> = temperatura cechowania areometru = 15°

m = 0,89

W<sub>i</sub> = 16,4 g = 40,5%

$H_x = \frac{\text{objętość areometru}}{\text{przekrój cylindra} \times 2}$

$$H_x = \frac{70}{118} = 0,590$$

OBJAŚNIENIA ANALIZ:

Wyniki pomiarów areometrycznych

rubryka 1 — Nr porz.

„ 2 — Ciężar właściwy

„ 3 — Temperatura zawiesiny w °C

„ 4 —  $A \times 10^3$

<sup>1</sup> Ze względu na brak piknometru przyjęto stały ciężar właściwy 2,8 dla wszystkich próbek. Odchylenia powstałe z tego powodu są jednak nieznaczne i nie mają zasadniczego wpływu na kształt krzywych.



- „ 5 — Odczyty areometru  
 „ 6 — Czas opadania cząstek  
 „ 7 — Szybkość opadania cząstek  
 „ 8 — Średnica cząstek  
 „ 9 — Zawartość cząstek o danym przekroju  
 „ 10 — Procentowa zawartość cząstek o danym przekroju

## Analiza sitowa

rubryka 1 — Nr porz.

- „ 2 — Nr sita  
 „ 3 — Średnica najmniejszych cząstek  
 „ 4 — Pozostałość na sicie w g  
 „ 5 — Procentowa zawartość cząstek o danym przekroju

## Mieszki

pion 0

waga próbki: 40 g

## Wyniki pomiarów areometrycznych

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
—	oś 1	oś 2	oś 3	oś 4	oś 5	oś 6	oś 7	—	—
1	2,8	20 <sup>1</sup>	10,1	1010	30 sek.	0,50	0,07	16,4 g	40,5%
2	„	„	„	1008	1 min.	0,27	0,05	14,4 „	35,6,,
3	„	„	„	1006	2 „	0,14	0,036	10,2 „	25,4,,
4	„	„	„	1005	5 „	0,05	0,024	8,6 „	21,7,,
5	„	„	„	1004	15 „	0,018	0,016	7,1 „	17,4,,
6	„	„	„	1002	45 „	0,006	0,008	4,8 „	12,3,,
7	„	„	„	10018	120 „	0,0022	0,0046	3,7 „	9,2,,

## Analiza sitowa

1	2	3	4	5
1	—	3 mm	0,5 g	1,2
2	—	2 „	0,3 „	0,7
3	—	1,6 „	0,4 „	1,0
4	20	0,76 „	2,0 „	5,0
5	30	0,59 „	3,4 „	8,5
6	40	0,42 „	8,5 „	21,3
7	50	0,297 „	1,8 „	4,5
8	60	0,204 „	1,5 „	3,7
9	80	0,177 „	2,5 „	6,3
10	100	0,149 „	2,5 „	6,3
11	200	0,074 „	0,2 „	0,5

## Mileszki

pion 1

waga próbki: 40 g

## Wyniki pomiarów areometrycznych

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
—	oś 1	oś 2	oś 3	oś 4	oś 5	oś 6	oś 7	—	—
1	2,8	20 <sup>o</sup>	10,1	1004	30 sek.	0,56	0,074	7,1 g	17,5%
2	"	"	"	1003	1 min.	0,31	0,054	5,5 "	13,9,,
3	"	"	"	10025	2 "	0,15	0,038	4,8 "	12,0,,
4	"	"	"	1001	5 "	0,058	0,025	2,4 "	6,0,,

## Analiza sitowa

1	2	3	4	5
1	—	3,0 mm	4,5 g	11,5 %
2	—	2,0 "	0,5 "	0,25,,
3	—	1,6 "	0,7 "	0,8 "
4	20	0,76 "	4,0 "	10,0 "
5	30	0,59 "	4,9 "	12,3 "
6	40	0,42 "	10,5 "	26,2 "
7	50	0,297 "	1,3 "	3,25,,
8	60	0,204 "	— "	— "
9	80	0,177 "	4,0 "	10,0 "
10	100	0,149 "	2,1 "	5,25,,

## Mileszki

pion 2

waga próbki: 40 g

## Wyniki pomiarów areometrycznych

1	2	3	4	5	6	7	9	9	10
—	oś 1	oś 2	oś 3	oś 4	oś 5	oś 6	oś 7	—	—
1	2,8	20 <sup>o</sup>	10,1	1001	30 sek.	0,62	0,074	2,4 g	6,0%
2	"	"	"	1001	1 min.	"	"	" "	" "

## Analiza sitowa

1	2	3	4	5
1	—	10,0 mm	2,5 g	6,25%
2	—	3,0 "	1,5 "	3,75,,
3	—	2,0 "	0,3 "	0,75,,
4	—	1,6 "	0,5 "	1,25,,
5	20	0,76 "	1,7 "	4,25,,
6	30	0,59 "	5,0 "	12,5 "
7	40	0,42 "	16,2 "	40,5 "
8	50	0,297 "	1,2 "	3,0 "
9	60	0,204 "	2,6 "	6,5 "
10	80	0,177 "	0,4 "	1,0 "
11	100	0,149 "	3,6 "	9,0 "
12	200	0,079 "	2,1 "	5,25,,

## Mileszki

poziom 1

waga próbki: 40 g

## Wyniki pomiarów areometrycznych

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
—	oś 1	oś 2	oś 3	oś 4	oś 5	oś 6	oś 7	—	—
1	2,8	20'	10,1	10055	30 sek.	0,58	0,75	9,4 g	23,4%
2	"	"	"	10045	1 min.	0,30	0,054	7,8 ..	19,5..
3	"	"	"	1003	2 ..	0,14	0,037	5,6 ..	14,0..
4	"	"	"	1025	5 ..	0,054	0,025	3,7 ..	9,3..
5	"	"	"	1001	15 ..	0,020	0,015	2,5 ..	6,0..

## Analiza sitowa

1	2	3	4	5
1	—	4,0 mm	0,3 g	0,75 %
2	—	3,0 ..	1,7 ..	4,25 ..
3	—	2,0 ..	0,3 ..	0,75 ..
4	—	1,6 ..	0,9 ..	2,25 ..
5	20	0,76 ..	1,4 ..	3,50 ..
6	30	0,59 ..	4,4 ..	11,00 ..
7	40	0,42 ..	11,0 ..	27,30 ..
8	50	0,297 ..	3,1 ..	7,75 ..
9	60	0,204 ..	3,5 ..	8,75 ..
10	80	0,177 ..	1,3 ..	3,25 ..
11	100	0,149 ..	2,5 ..	6,25 ..
12	200	0,079 ..	0,2 ..	0,50 ..

## Mileszki

poziom 2

waga próbki 37 g

## Wyniki pomiarów areometrycznych

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
—	oś 1	oś 2	oś 3	oś 4	oś 5	oś 6	oś 7	—	—
1	2,8	20°	10,1	1004	30 sek.	0,6	0,075	7,1 g	19,4 %
2	"	"	"	1003	1 min.	0,3	0,054	5,5 ..	14,8 ..
3	"	"	"	1002	2 ..	0,16	0,038	4,0 ..	10,8 ..
4	"	"	"	1001	5 ..	0,06	0,027	2,4 ..	6,5 ..

## Analiza sitowa

1	2	3	4	5
1	—	3,0 mm	2,0 g	5,4 %
2	—	2,0 ..	0,5 ..	1,35 ..
3	—	1,6 ..	0,5 ..	1,35 ..
4	20	0,76 ..	3,0 ..	8,1 ..
5	30	0,59 ..	5,4 ..	14,6 ..
6	40	0,42 ..	11,6 ..	32,8 ..
7	50	0,297 ..	2,0 ..	5,4 ..
8	60	0,204 ..	3,4 ..	9,2 ..
9	80	0,177 ..	0,5 ..	1,35 ..
10	100	0,149 ..	0,6 ..	1,65 ..
11	200	0,079 ..	0,4 ..	1,08 ..

**Mileszki**

poziom 3

waga próbki: 40 g

Wyniki pomiarów areometrycznych

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
—	oś 1	oś 2	oś 3	oś 4	oś 5	oś 6	oś 7	—	—
1	2,8	20'	10,1	10045	30 sek.	0,58	0,78	7,8 g	19,5%
2	"	"	"	1004	1 min.	0,30	0,53	7,1 "	17,7,
3	"	"	"	1002	2 "	0,16	0,36	4,0 "	10,0,
4	"	"	"	1000	5 "	0,059	0,26	2,4 "	6,0,

Analiza sitowa

1	2	3	4	5
1	—	6,0 mm	2,5 g	6,25%
2	—	3,0 "	2,5 "	6,25,
3	—	2,0 "	0,2 "	0,5 "
4	—	1,6 "	1,0 "	2,5 "
5	20	0,76 "	3,2 "	8,0 "
6	30	0,59 "	4,5 "	11,2 "
7	40	0,42 "	9,3 "	23,2 "
8	50	0,297 "	2,4 "	6,0 "
9	60	0,204 "	3,1 "	7,75,
10	80	0,177 "	0,7 "	1,75,
11	100	0,149 "	2,8 "	7,0 "
12	200	0,079 "	—	—

**Lipiny**

aureola

waga próbki 19,5 g

Analiza sitowa

1	2	3	4	5
1	—	3,0 mm	5,5 g	28,1 %
2	—	2,0 "	0,42 "	2,1 "
3	—	1,6 "	0,45 "	2,3 "
4	20	0,76 "	1,9 "	9,8 "
5	30	0,59 "	2,1 "	10,4 "
6	40	0,42 "	6,0 "	30,1 "
7	50	0,297 "	0,85 "	4,4 "
8	60	0,204 "	—	— "
9	80	0,177 "	1,0 "	5,1 "
10	100	0,149 "	0,8 "	4,1 "
11	200	0,079 "	1,2 "	6,2 "

## Lipiny

waga próbki 19,5 g

## Wyniki pomiarów areometrycznych

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
—	oś 1	oś 2	oś 3	oś 4	oś 5	oś 6	oś 7	—	—
1	2,8	20 <sup>o</sup>	10,1	10052	30 sek.	0,6	0,075	9,95 g	51,0%
2	"	"	"	10047	1 min.	0,3	0,055	8,17 "	41,8%
3	"	"	"	10040	2 "	0,1	0,037	7,09 "	36,3 "
4	"	"	"	10030	5 "	0,06	0,025	5,54 "	28,4 "
5	"	"	"	10028	15 "	0,02	0,015	5,23 "	26,8 "
6	"	"	"	10025	45 "	0,006	0,008	4,76 "	24,3 "
7	"	"	"	10024	2 godz.	0,002	0,003	4,49 "	23,0 "

## Analiza sitowa

1	2	3	4	5
1	—	2 mm	0,06 g	0,3%
2	—	1,6 "	0,4 "	2,2 "
3	30	0,59 "	0,6 "	3,3 "
4	40	0,42 "	0,8 "	4,2 "
5	50	0,297 "	2,65 "	13,5 "
6	80	0,177 "	1,2 "	6,1 "
7	100	0,149 "	2,8 "	14,3 "
8	200	0,079 "	0,9 "	4,6 "

## Biały Kościół

waga próbki: 39 g

## Wyniki pomiarów areometrycznych

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
—	oś 1	oś 2	oś 3	oś 4	oś 5	oś 6	oś 7	—	—
1	2,8	20 <sup>o</sup>	10,1	10175	30 sek.	0,43	0,065	29,76 g	76,2%
2	"	"	"	10150	1 min.	0,24	0,046	25,64 "	65,5 "
3	"	"	"	1013	2 "	0,13	0,035	22,34 "	57,3 "
4	"	"	"	1008	5 "	0,05	0,023	14,09 "	36,0 "
5	"	"	"	10025	15 "	0,02	0,015	5,02 "	12,9 "
6	"	"	"	10010	45 "	0,0065	0,0085	2,54 "	6,6 "
7	"	"	"	10003	2 godz.	0,0025	0,005	1,38 "	3,5 "

## Analiza sitowa

1	2	3	4	5
1	40	0,42 mm	1,15 g	2,9%
2	50	0,297 "	1,20 "	3,2 "
3	80	0,177 "	0,10 "	0,2 "
4	100	0,149 "	2,95 "	7,6 "
5	200	0,079 "	3,84 "	9,8 "

## Stanisławów Lipski

waga próbki: 40 g

## Wyniki pomiarów areometrycznych

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
—	oś 1	oś 2	oś 3	oś 4	oś 5	oś 6	oś 7	—	—
1	2,8	20 <sup>o</sup>	10,1	10255	30 sek.	0,38	0,06	39,6 g	99,0%
2	"	"	"	10245	1 min.	0,20	0,044	38,9 "	97,0..
3	"	"	"	1023	2 "	0,10	0,033	36,5 "	91,0..
4	"	"	"	1022	5 "	0,03	0,020	36,0 "	90,0..
5	"	"	"	10155	15 "	0,01	0,015	24,1 "	60,0..
6	"	"	"	1010	45 "	0,005	0,007	15,5 "	37,5..
7	"	"	"	1004	2 godz.	0,002	0,005	7,0 "	17,5..
8	"	"	"	1001	5 "	0,0009	0,003	2,4 "	6,0..

## Sikawa

## Wyniki pomiarów areometrycznych

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
—	oś 1	oś 2	oś 3	oś 4	oś 5	oś 6	oś 7	—	—
1	2,8	20 <sup>o</sup>	10,1	1025	30 sek.	0,37	0,06	39,6 g	99,0%
2	"	"	"	1024	1 min.	0,19	0,042	38,1 "	95,2..
3	"	"	"	1023	2 "	0,09	0,031	36,5 "	91,0..
4	"	"	"	1019	5 "	0,04	0,021	30,3 "	75,7..
5	"	"	"	1016	15 "	0,014	0,012	25,7 "	64,3..
6	"	"	"	1009	45 "	0,005	0,0075	14,8 "	37,2..
7	"	"	"	1004	2 godz.	0,0023	0,0049	7,1 "	17,7..
8	"	"	"	1001	5 "	0,0008	0,003	1,9 "	4,8..

## Kraszew

waga próbki: 40 g

## Wyniki pomiarów areometrycznych

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
—	oś 1	oś 2	oś 3	oś 4	oś 5	oś 6	oś 7	—	—
1	2,8	20 <sup>o</sup>	10,1	1020	30 sek.	0,45	0,065	31,89 g	79,8%
2	"	"	"	10185	1 min.	0,23	0,040	29,56 "	74,7..
3	"	"	"	1017	2 "	0,12	0,035	27,24 "	66,6..
4	"	"	"	1013	5 "	0,046	0,023	21,04 "	52,3..
5	"	"	"	1005	15 "	0,019	0,015	8,64 "	32,1..
6	"	"	"	1003	45 "	0,006	0,0085	5,54 "	13,3..
7	"	"	"	10015	2 godz.	0,0025	0,005	2,21 "	5,6..
8	"	"	"	10005	5 "	0,0009	0,0033	1,65 "	4,5..

## Analiza sitowa

1	2	3	4	5
1	60	0,204 mm	1,0 g	2,5%
2	80	0,177 "	0,8 "	2,0..
3	100	0,149 "	1,2 "	3,0..
4	200	0,079 "	5,1 "	12,6..

## Trzebnica

waga próbki: 40 g

## Wyniki pomiarów areometrycznych

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
—	oś 1	oś 2	oś 3	oś 4	oś 5	oś 6	oś 7	—	—
1	2,8	20 <sup>o</sup>	10,1	1020	30 sek.	0,43	0,065	31,89 g	79,5 %
2	"	"	"	1017	1 min.	0,22	0,046	27,40 "	68,6 "
3	"	"	"	1013	2 "	0,14	0,037	21,20 "	52,6 "
4	"	"	"	1006	5 "	0,058	0,025	10,19 "	25,3 "
5	"	"	"	1003	15 "	0,02	0,015	5,54 "	13,85 "
6	"	"	"	10015	45 "	0,006	0,0085	3,24 "	8,1 "
7	"	"	"	1000	2 godz.	0,002	0,005	2,44 "	6,1 "

## Analiza sitowa

1	2	3	4	5
1	50	0,297 mm	1,0 g	2,5 %
2	60	0,204 "	0,8 "	2,0 "
3	100	0,149 "	1,2 "	3,0 "
4	200	0,079 "	5,1 "	12,7 "

## Bętków

waga próbki: 39,4

## Wyniki pomiarów areometrycznych

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
—	oś 1	oś 2	oś 3	oś 4	oś 5	oś 6	oś 7	—	—
1	2,8	20 <sup>o</sup>	10,1	1018	30 sek.	0,46	0,068	28,79 g	79,0%
2	"	"	"	1016	1 min.	0,24	0,046	25,69 "	71,1,
3	"	"	"	1015	2 "	0,15	0,036	24,14 "	66,3,
4	"	"	"	1009	5 "	0,05	0,024	14,84 "	40,5,
5	"	"	"	1004	15 "	0,019	0,014	7,09 "	20,0,
6	"	"	"	10015	45 "	0,006	0,0085	3,21 "	8,8,
7	"	"	"	1001	2 godz.	0,0025	0,005	2,44 "	6,7,
8	"	"	"	10003	5 "	0,0009	0,0032	0,47 "	1,3,

## Analiza sitowa

1	2	3	4	5
1	50	0,297 mm	0,75 g	1,9%
2	80	0,177 "	0,20 "	0,5,
3	100	0,149 "	2,25 "	5,7,
4	200	0,079 "	7,6 "	18,2,

Ян ДЫЛИК

## ВАЛУНЫ С ЭОЛОВОЙ ОБРАБОТКОЙ И ЛЕССОВИДНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ПОЛЬШИ

(с 24 фот. и 28 фиг. в тексте)

### РЕЗЮМЕ

#### С о д е р ж а н и е

Настоящая статья содержит обзор лёссовидных отложений и валунов, с эоловой обработкой на территории центральной Польши, главным образом в окрестностях Лодзи. Полевые исследования, произведенные автором летом и осенью 1950 г. послужили основой для изучения этого вопроса.

#### Терминология и морфология валунов с эоловой обработкой

Для валунов с эоловой обработкой автор предлагает термин эологлиптолит, по примеру перигляциальной терминологии, которая охотно пользуется греческим языком. Некоторыми предшественниками этого термина были предложения Вудворта с 1894 г., а именно эолит и глиптолит. Названия Вудворта не принялись, ибо были двухзначные в случае „эолит“, или же были недостаточные, ввиду того, что „глиптолит“ не говорит о процессе эоловой обработки. Названия типа „ограенные камни“ (Kanter, Kantergeschiebe, Dreikanter) и т. п. так же, как и термины типа облицовочных валунов (Faceted stones, Facettegeschiebe) недостаточные, т. к. не охватывают всех форм валунов, носящих следы эрозионного действия ветра. Распространенный термин в новейшей англо-американской литературе „ventifact“ имеет слишком обширный недостаточно точный предел.

В эологлиптолитах автор отличает две принципиальные группы: „ограенные камни“ и „неограенные камни“. Ко второй группе принадлежат эологлиптолиты рябые или изрешеченные, эологлиптолиты реберные и наконец слонстые.



### Ограниченные камни

В морфологии „ограниченных камней” кроме главных элементов формы грани и ребер автор отличает также и более мелкие элементы как дырки, челнки и жолобки. Дырки образовались частично в результате селективного выветривания или в результате бомбардировки камня зернами песка. Для генезиса челнков и жолобков автор принимает за М а к с с о н о м (95) действие воздушных турбулентных течений.

В развитии мелких элементов формы „ограниченных камней” сконстатировано существование переходных форм, а именно дырок, преобразованных в челнки, а также следов челнка в жолобках, и поэтому автор принимает как правильную концепцию К и н г а (82) о эволюции формы „ограниченных камней”. Однако в своей эволюционной теории К и н г обращал внимание только на наклонение поверхности плоскостей в отдельных этапах развития „ограниченных камней”. Автор в эти обсуждения вносит вопрос происхождения дырок, челнков и жолобков, образование которых, развитие и видоизменение свидетельствуют о различной формировке разрушающих процессов, а одновременно формы эти указывают на стадию развития эоловой обработки „ограниченных камней”.

Автор представляет следующую схему развития эоловой обработки „ограниченных камней” как правдоподобную. Стадия ранней молодости: поверхность валуна крутая и имеет собственную первичную обработку за исключением ударных эоловых дыр. В течение дальнейших фаз молодости совершается преобразование дыр в челнки, что вероятно начинается во время наклонения плоскости около  $70^\circ$ . Возникает это в связи с образованием вихревых движений в бурной струе воздуха. В результате разрушения, угол поверхности плоскости снижается до около  $55^\circ$ . В этом моменте „ограниченный камень” приобретает стадию полной молодости. На поверхности его доминируют системы уже отлично сформированных челнков. Обработка поверхности весьма разнообразна, но процесс поверхностного разрушения только начинается и находятся еще значительные пространства первичной поверхности.

Приближающуюся стадию зрелости извещает появление жолобков. Изменяется механика разрушающего процесса, хотя еще не прекращается бурная струя воздуха. При уменьшенном наклонении лица до около  $45 - 40^\circ$  вихревые движения воздуха передвигаются и странствуют. Таким образом челнки преобразуются в жолобки. Усиливаются тенденции поверхностного разрушения и исчезают последние следы первоначальной формы. Во время дальнейшего наклонения плоскостей, что уже происходит очень медленно, увеличиваются удлинения оси вихревых движений воздуха вплоть до их исчезновения и бурное движение уступает место ламинарному движению. Жолобки становятся более плоскими, разделяющие их хребты снижаются

и исчезают, аналогично, как последние следы челнков. Грань достигает стадии старости, имеет выровненную, гладкую и даже блестящую поверхность. Дальнейшее развитие, ниже наклона  $20 - 30^\circ$  уже не происходит и цикл приходит к концу. Некоторые модификации вызывает характер породы, а прежде всего ее текстура. Гетерогенные породы, а особенно с более грубым зерном, подвергаются в высшей степени процессам выветривания. В таких породах процесс сглаживания поверхности происходит медленно и в результате цикл развития протекает дальше.

#### Рябые, реберные и слоистые эологлиптолиты

Рябые и реберные эологлиптолиты (фот. 5, 6) главным образом являются результатом селективного выветривания. Роль ветра ограничивалась скорее устранением выветрившегося материала и выглаживанием поверхности. Слоистые же эологлиптолиты (фот. 8) отчетливо носят черты селективной эрозии ветра. В данном случае роль выветривания ограничилась начинанием разрушения и обозначения главных путей для эоловой эрозии. О решающем значении эоловой эрозии для создания обработки описанного типа свидетельствует короткое ребро, пробегающее в виде лестницы через амфитеатр миниатюрных денудационных террас на поверхности эологлиптолита из Седлиска. Одновременно этот пример указывает на явление наступления после себя разных форм эоловой денудации. Это же явление видно на примерах реберных эологлиптолитов из Бруец и Доманевц (фот. 9, 10).

#### Способ распределения эологлиптолитов

Валуны, обработанные ветром, в центральной Польше выступают на поверхности или в верхних горизонтах плейстоценовых отложений. Часто, особенно на кульминациях возвышенностей (фиг. 21) находятся на поверхности. В этом случае их коренной стратиграфический горизонт уже не существует, разрушенный процессами денудации. Их связь с инволюциями (фиг. 22 и 23), или с элювиями старых инволюционных зон, является повсеместной. Другой, очень характерный тип эологлиптолитов представляют конгелифлюкционные осадки. Заслуживает внимания то обстоятельство, что эологлиптолиты встречаются на много чаще в верхних, безструктурных горизонтах этих осадков. Зато несравненно реже выступают они также в нижних зонах конгелифлюкционных осадков, обычно сформированных в типе планкации. Выступление эологлиптолитов среди конгелифлюкционных осадков является таким повсеместным и характерным, наряду с другими обстоятельствами установленными в работе, что можно их считать за руководящие формы конгелифлюкционных осадков.

Обстоятельства выступления эологлиптолитов, а особенно их тесная связь с инволюциями и конгelifлюкционными образованиями доказывают современности главных процессов мерзлоты с сильным действием ветра. Синхронизация эоловой обработки валунов с образованием инволюции и с перигляциальным движением масс объясняет ряд проблем, связанных с исследованием эологлиптолитов. Непрерывное движение частичек в деятельном слое мерзлоты и на ее поверхности совершает то, что в эологлиптолитах нельзя найти указателей давних направлений ветра. О движении камней во время их эоловой обработки убедительно свидетельствуют двухсторонние огранные камни. Переворачивание и передвижение камней во время моделирования их ветром следует считать за факт, не вызывающий никакого сомнения. Одновременно отсюда следует, что валуны часто изменяли свою эоловую экспозицию, что приводило к увеличению числа граней и ребер, осложняя морфологию „огранных камней”. Конгelifлюкция и процессы, образующие структурные земли тесно связывались друг с другом, обогащая высечение „огранных камней”. Кроме этого конгelifлюкции попала решающая роль в закрытии развития эологлиптолитов, что завершалось закапыванием и отрыванием от дальнейшей экспозиции на воздухе.

#### Лёссовидные отложения

На исследованной территории выступают обыкновенно лёссовидные отложения. Это мелкозернистый материал, растирающийся между пальцами, цвет желтый, как типичный лёсс, иногда немного светлый, почти белый или грязно зеленоватый, или наоборот — темный, коричневый. На соляную кислоту не реагирует и не видно в нем никаких органических следов.

Мощность этого отложения очень невелика и обыкновенно на вершинах и на мало наклоненных поверхностях колеблется от 0,60 до 1 м. Зато на сильно наклоненных поверхностях, прежде всего на склонах долин, мощность эта возрастает до около 2,5 м.

Присутствие лёссовидных отложений легко узнать, т. к. указывает их характерная, похожая на лёссовый рельеф — топография. Определяют их дорожные промоины и овраги, которые появляются даже при очень небольшой мощности этого отложения, составляющей несколько дм (фот. 13).

Лёссовидные отложения не образуют стратиграфических горизонтов, а появляются в виде островков. Почти полную непрерывность в размещении этих отложений можно наблюдать только на склонах долин и бугорков. На плоских же поверхностях равнин или кульминаций бугорков появляются они в виде кармана. Этот способ выступления мнимого лёсса ригористически неизменный на всей исследованной площади должен был быть принят за наиболее характерную черту этого отложения. С ним связывается принципиальным образом вопрос генезиса лёссовидных осадков.

## Генезис лёссовидных отложений

Карманы содержащие лёссовидные отложения были наблюдаемы автором в многочисленных местах на территории центральной Польши и Нижней Силезии. Самым точным образом были исследованы выше описанные местонахождения в Лодзи по ул. Генриковской, в Липинах и Милешках. Исследования эти доказали, что упомянутые карманы выполненные лёссовидным материалом являются инволюциями, что в горизонтальной проекции можно доказать существованием полигональных систем.

О таком характере карманов, содержащих лёссовидный материал свидетельствует расположение камней, видимых в ряде рисунков и фотографий. Расположение камней было обстоятельно исследовано по методу К р у м б е й н а (84), а результат обмеров представляет диаграмма Липин (фиг. 38).

Связь лёссового материала с инволюцией не случайная. Это не эоловые отложения, осажденные в полигональных центрах. На это достоверно указывает сравнение гранулометрической кривой лёсса из Бялого Косьцела в Нижней Силезии (фиг. 34) с гранулометрическими кривыми пылевидного материала из Липин и Милешек (фиг. 35, 37). Диаграмма из Бялого Косьцела указывает значительную однородность зерен, что доказывает ограниченную сегрегацию во время осаждения. Кривые же из Липин и Милешек простираются в более обширных границах фракции и в своем ходе выдают явления сегрегации сопутствующей аккумуляции.

Концентрическому расположению камней соответствует также концентрическое расположение ореола более крупного материала внутри инволюции вокруг лёссовидных центров. Из произведенных исследований видно, что без сомнения отдельные кармановидные выступления „лёсса" образуют отдельные единицы, которые являются интегральными элементами отдельных инволюционных структур. Пылевидный материал является отложением резидуальным, образовавшимся в результате действия морозовой дезинтеграции, т. е. конгелифракции, согласно терминологии Б р и а н а. Гранулометрические исследования со всей полнотой подтверждают смысл предыдущего предложения. В пылевидном инволюционном центре господствуют фракции от 3 мм до 0,004 мм, которые по мнению Б е с к о в а (15, стр. 632) создаются в результате конгелифракции. Полученные для этого центра гранулометрические кривые из Липин и Милешек совершенно похожи на кривые Б е с к о в а из Лянии (стр. 631, фиг. 7) и Д ю к е р а из Карконош (фиг. 39).

Анализ разрезов лёссовидных инволюций указывает, что вместе с процессами морозовой дезинтеграции происходит там также и сегрегация материала. Оба эти явления, неразрывно связанные с формировкой структурных земель, повсеместно известны.

Об этой сегрегации отчетливо свидетельствует расположение камней. Их удлиненные оси расположены перпендикулярно к лучу, выходящему

из середины инволюции, указывают перемещение более крупного материала от центра. Это происходило вероятно в результате давления ледяных кристаллов. Механику этого движения подает Петерсон (107). Иллюстрацию того же явления дают ореолы более крупного материала на перифериях лёссовидных центров, отмеченные на рисунках и фотографиях, а статистически начерчены в гранулометрической кривой материала ореола в Липинах. Характерный для этой кривой является ступеньчатый ход, состоящий из отрезков очень медленного падения процентного качества и заключенных между ними отрезков стремительного падения. Вертикальные и приближенные к ним отрезки кривой соответствуют вероятно градиентам давления, вызывающего морозовую сегрегацию.

Более спокойный ход этой кривой, относительно средней части инволюции можно объяснить таким образом, что в центре инволюции где дезинтеграция имела самую большую интенсивность и самое продолжительное время, совершалось наиболее развитое раздробление. Была достигнута самая меньшая величина зерна из тех, к которым может привести конгелифракция. Процесс этот задержался после достижения естественного зерна.

Исследования автора могут иметь значение для трудного вопроса эоловых лёссов. Кажется, что одной из причин трудностей, какие возникают при вопросе лёссов, является недостаток исследований над дефляционными территориями. Между прочим известно из статьи Кейльгака (80), что не умели найти в гляциальном материале соответствующей для лёсса фракции. По мнению автора ошибка в поисках этого материала заключалась в том, что искали свежего материала, не доцеля значения выветривания. А как известно выветривание является элементарным процессом в условиях субаэричной экспозиции. Особенно в перигляциальной среде процесс этот имеет основное значение. В связи с утверждением о том, что лёссовидные отложения являются продуктом перигляциального выветривания, содержащим материал лёссовой фракции, можно выразить мнение, что это лёссовидные отложения, которые частично подверглись эоловому транспорту и были аккумулярованы далее на юге в форме лёссов.

Другую форму выступления лёссовидных отложений представляют примеры описанные из Лисовиц (фиг. 32), Буд Стоковских (фиг. 33) и из Домбрувки-Струмян. Лёссовидные отложения на склонах создают непрерывные покровы, а мощность их растет к низу. Их следует понимать, как отложения вторичной залежи, перемещенные в результате действия конгелифракции. О правильности этого объяснения, кроме упомянутого увеличения мощности к низу, свидетельствует еще факт перемещения материала и присутствие камней, особенно эологлиптолитов, как это видно на примере обнажения в Глиннике (фиг. 23). Обнажение в Домбрувке-Струмянах отчетливо дока-

зывает, что лёссовидный материал в конгелифлюкционном покрове переходит из инволюционных лёссовидных центров на вершину (фиг. 42, 43).

### Соотношение камней с эоловой обработкой к лёссовидным отложениям

Предшествующие исследователи (7) предполагали, что валуны с эоловой обработкой и лёссовидные отложения принадлежат к одному этапу событий, что одни и другие имеют эоловый генезис.

С точки зрения логики этот взгляд показывает всю свою неправильность. Нельзя согласиться с тем, чтобы в одном и том же месте возникали современно две обособленные формы действия ветра. Ведь эологлиптолиты являются результатом эрозионного действия ветра, а лёсс создается в результате эоловой аккумуляции.

Выше установлено, что лёссовидные отложения являются резидуальным образованием созданным в результате конгелифракции или — топографически — был осажден в других местах, вследствие процессов конгелифлюкции. Выступание эологлиптолитов в инволюциях свидетельствует о приблизительной одновременности формации структурных земель и могучей эрозии ветра. Денудация зоны деятельной мерзлоты причиняла постоянное снижение поверхности за счет кровлевого материала. Осадки заключенные между прежней и последней поверхностью частично подверглись раздроблению и конгелифлюкционному и эоловому транспорту. Одновременно нагромождались отложения, в которых принимали участие валуны. Нагромождение валунов на поверхности возникало тоже в результате явления набухания, вследствие доставления камней снизу.

Роль криотурбаций, связанных с генезисом инволюции не ограничивается прибавлением материала для эоловой резьбы. Факт существования многих эоловых экспозиций в развитии эологлиптолитов является последствием передвижения и переворачивания камней в результате явлений мерзлоты. Происходило это в полигональных полях, а также и за их пределами, благодаря процессу конгелифлюкции. Эти факторы движения способствуют к тому, что нагромождение валунов обработанных ветром не дает непрерывного покрова в форме дефляционного булыжника.

Следовательно не доходит до заключения событий, которые происходят пока существует свойственная им перигляциальная среда.

### Возраст лёссовидных отложений и валунов с эоловой обработкой

Возраст перигляциальных структур в центральной Польше уже был определен в предыдущем труде автора (38). Время их образования совпадало с максимумом последнего польского оледенения, значит вероятно с оледенением северно-польским, т. е. варшавским II.

Инволюционные зоны часто покрыты нерассортированными песками и содержат валуны, между прочим многочисленные эологлиптолиты. Эти покровные отложения автор считает за конгелифлюкционные осадки или элювия разрушенных инволюционных зон.

Выступление лёссовидных инволюций и прочих форм лёссовидных отложений в центральной Польше вызывает некоторые сомнения в отношении их плейстоценового возраста.

Однако эти сомнения уступают по сравнению с такими значительными размерами инволюции, далеко продвинутой дезинтеграции и процесса сегрегации материала. Все эти факты нельзя было бы объяснить современными процессами мерзлоты, которые по С. Б а ц у (2) едва достигают глубины 30 см. То же самое возникает в результате наблюдений автора. Современные „ripkake“ создают структуру похожую на инволюционную, но меньших размеров. Стратиграфические доказательства говорят в том-же самом смысле. В Лодзи по ул. Генриковской под одной из пылевидных инволюций находится клин мерзлоты (фиг. 26). В материале, заполняющем этот клин видны небольшие глыбы лёссовидных отложений. Отсюда следует вывод о отдаленном плейстоценовом возрасте лёссовидных инволюций, а одновременно о современности этих структур с „тэле“, а следовательно неоспоримо ригляциальной среде.

Иные доказательства находим в Генрикове под Зембицами в Нижней Силезии (фиг. 48), где лёссовидные отложения покрыты эоловым лёссом.

Инволюции с лёссовидными отложениями и связанные с ними конгелифлюкционные покровы, содержащие тот-же материал, являются заключительной главой в истории образования всей перигляциальной зоны. Позиция этих отложений в кровле инволюционной зоны указывает, что совпадают они с каким-то последним этапом действия освободительных процессов в перигляциальной среде.

Ю. Б ю д е л ь (26) анализируя климатическо-морфологический характер современных стран выделяет в их пределах две принципиальные солифлюкционные зоны тундры и щебеня. Зона щебеня, расположена ближе к полюсу и непосредственно рядом с ледниковой зоной, обладает более суровым климатом и очень скудной растительностью. Характерными для зоны щебеня являются нормальные полигональные системы, состоящие из выветрившегося рыхлого материала и образованного в результате свободных движений. Это морфологическая черта расположенных в этой зоне плоских поверхностей с наклоном от 0 до 2°. При большом наклонении развиваются конгелифлюкционные процессы также несвязанные и вызывающие свободное движение рыхлых частиц. Зато в тундровой зоне как поступательные латерально движения, так и непоступательные, главным образом вертикальные, пере-

мещают связанные массы. Инволюции принадлежат к типу „пальсен” или „бугор”, а конгелифлюкция приближается к типу террасы.

Из этого видно, что самый высокий инволюционный горизонт, содержащий на исследованной территории лёссовидные отложения, обладает характерными признаками зоны щебenea Бю д е л я. Между тем, как указывают многие разрезы конгелифлюкционных зон, под лёссовидным покровом в низших горизонтах выступают отчетливые конгелифлюкционные структуры, характера пликации. Это означает признаки тундровой зоны. Ввиду того, что существует связь между инволюциями и конгелифлюкцией, следует признать низшие горизонты инволюционной или инволюционно-конгелифлюкционной зоны за показатель тундровой зоны. Возможно какая-то осцилляция последнего оледенения вызвала инвазию более морозного климата и вызвала трангрессию зоны щебenea на прежнюю территорию.

Такая концепция дает возможность лучше понять многие выступления эологлиптолитов в связи с обоими формами лёссовидных отложений. Более суровый климат на конце перигляциального периода, более сильные антициклонные ветры и очень скудная тундровая растительность создали благоприятные условия для эрозии ветра и дефляции. Интенсивная дефляция объясняет также и сравнительно небольшую мощность лёссовидного, конгелифлюкционного покрова. Низшие конгелифлюкционные горизонты, а особенно типа пликация, нормально имеют значительно большую мощность.

### Морфогенетическое значение работы

В результате произведенных исследований обрисовывается ряд важных процессов для морфогенезиса обусловленного перигляциальной средой. Как самое важное и наиболее эффективное является морозовое выветривание совместно с сегрегацией, движение масс и деятельность ветра.

Образование типичного лёссовидного материала свидетельствует о необыкновенно сильном процессе выветривания, который основался прежде всего на могучей конгелифракции. Возможно, в этом процессе тоже принимала участие декомпозиция, обусловленная присутствием капиллярной воды в верхних мерзлотных горизонтах. С процессом морозового выветривания была тесно связана сегрегация материала, основанная на мелком и медленном перемещении частиц, главным образом в вертикальном направлении. Движения определенные специфическим характером деятельной зоны мерзлоты приводящие к формации структурных земель были определены Т р о л л е м (13), как микросолифлюкция. Завершали они сегрегацию продуктов конгелифракции и способствовали к беспрестанному обновлению экспозиции выветривания.

Обновление экспозиции выветривания происходило в широком масштабе, вследствие деятельности движения масс, со свойственным процессом для



перигляциальной среды. Конгelifлюкция как доминирующая форма транспорта в перигляциальных условиях, была непосредственно самым важным морфогенетическим процессом с неизмеримо важными денудационными функциями. Видимая в некоторых профилях мощность конгelifлюкционных лёссовидных отложений превышает 2 м, а расположенные ниже конгelifлюкционные осадки обладают значительно большей мощностью. Это убедительно свидетельствует о огромном морфогенетическом значении процессов конгelifлюкции. Следует также и помнить, что прежняя мощность конгelifлюкционных осадков должна была быть еще больше. Часть их несомненно была транспортирована дальше в результате промывки, деятельности протекающих вод и дефляции.

Исследованная территория имела обособленную группу морфогенетических процессов обусловленных климатически.

Развитие рельефа видимого в нынешней картине поверхности, совершилось в результате действия процессов характерных для перигляциальной среды. Количественные признаки этих процессов были результатом отдельных климатических условий, причем большое значение имело существование и преобразование мерзлоты.

Рассмотренный вопрос требует еще продолжительных исследований и исчерпывающего представления. Нагроможденный материал однако достаточен на то, чтобы доказать, что образование рельефа центральной Польши происходило в специфическом морфогенетическом порядке, который определен (25, 110, 137) как перигляциальный цикл.

Jan DYLIK

## WIND WORN STONES AND LÖESS-LIKE FORMATIONS IN MIDDLE POLAND

(with 24 phot. and 28 fig. in the text)

### Abstract

This study comprises considerations concerning the problem of loess-like deposits and wind worn stones on the area of middle Poland, chiefly in the environs of Łódź. The study was based upon terrain researches conducted by the author in the summer and autumn of 1950.

### TERMINOLOGY AND MORPHOLOGY OF WIND WORN STONES

For the wind worn stones the author proposes the term of eologlyptolith to follow the example of the periglacial terminology which willingly avails itself of the Greek language. Woodworth's suggestion of 1894, viz: eolith and glyptolith, were in some measure the predecessors to this term. Woodworth's designations, however, did not take root, since they had either a double meaning in the case of eolith, or were insufficient in the case of glyptolith, as it does not imply the character of the carving process. The terms regarding the type of the wind-worn stones, such as Kanter, Kantengeschiebe, Dreikanter, etc. as well as terms such as Faceted stones, Facettengeschiebe, are inadequate, as they do not comprise all the forms of stones bearing traces of the erosive activity of the wind. On the other hand, the term of ventifact — popular in the recent Anglo-Saxon literature — has a scope too wide, but insufficiently exact.

Among eologlyptoliths the author discerns two basic groups: the faceted stones and the not faceted ones. The latter group includes the etched, ribbed, and finally the graduated eologlyptoliths.

### Faceted eologlyptoliths

In the morphology of faceted stones the author discerns, beside the major elements of the form of the edges and facets also the minor ele-

ments, such as poxes, flutes and grooves. The poxes (minute hollows) were either formed as the result of selective weathering or as the effect of bombardment of the stone surface by sand grains. As the factor responsible for the origin of flutes and grooves the author accepts, after M a x s o n (95), the action of turbulent air currents.

In the development of the small elements of the faceted stones was distinguished the existence of intermediate forms, viz: of poxes converted into flutes and of traces of flutes in grooves. That is why the author considers K i n g's conception (82) regarding the form evolution of the faceted stones as right. Yet, in his evolution theory, K i n g paid attention solely to the inclination of facet surfaces in particular stages of development of the faceted stone. The author introduces to these considerations the poxes, flutes and grooves whose coming into existence, development, and transformations give evidence of the various development of destructive processes; at the same time these forms point to the stage of relief development of the faceted stone.

The author brings forward as probable the following sketch of relief development of faceted stones. The stage of youth: the surface of the stone is steep and possesses its own initial relief, except for the eolian poxes due to blows. Throughout the further stages the poxes will be transformed into flutes, which most probably begin when the facet inclination approximates  $70^{\circ}$ . This is connected with the rising of vortices in the turbulent flow of air. As the result of destruction, the inclination of the facet surface falls down to about  $55^{\circ}$ . At this moment the faceted stone attains the stage of full youth. The facet surface is dominated by systems of flutes already very well developed. The facet relief is highly diversified, the process of surface destruction, however, is hardly beginning, and there are still considerable spaces of initial surface left. The forthcoming stage of maturity is heralded by the appearing of grooves. The mechanics of the destructive process changes, although the turbulent air flow does not yet die away. While the facet inclination falls down to about  $45^{\circ}$ — $40^{\circ}$  the vortices move and pass over. Thus are the flutes converted into grooves. The trend towards surface destruction increases, whereas the last traces of original relief vanish. As the position of the facets grows lower — the process then becomes very slow — the axes of the vortices become increasingly elongated until they disappear altogether, and the turbulent movement gives way to the laminary movement. The grooves grow for ever shallower, the ridges dividing them grow lower till they vanish, similarly to the last traces of flutes. The facet attains the stage of old age, its surface becomes then smooth, and even glossy. Further development below the inclination of

20°—30° takes place no more and the cycle comes to a close. The character and, first of all, the texture of the rock involve certain modifications. Heterogeneous rocks, and especially coarse-grained ones, undergo the weathering process to a higher degree. For such rocks the process of the smoothing of facets progresses more slowly and, as a result, the cycle of development has a longer duration.

#### Etched, ribbed, and graduated eologlyptoliths

The etched and ribbed eologlyptoliths are, first of all, the effect of selective weathering (phot. 5, 6). The role of the wind was rather limited to removing the weathering material and smoothing the surface. On the other hand, the graduated eologlyptoliths (phot. 8) bear distinct marks of selective wind erosion. In this case the role of weathering was limited to the starting of destruction and to the determining of the main paths for eolian erosion. The decisive meaning of eolian erosion for the formation of relief of the above described type is evidenced by the short stair-like ridge running across the amphitheatre of minute denudation terraces on the surface of the eologlyptolith from Siedlisko. This example indicates, at the same time, the phenomenon of succession of various forms of eolian denudation. The same phenomenon is perceivable on the examples of the ribbed eologlyptoliths from Brójce and Domaniewice (phot. 9, 10).

#### Geological situation of eologlyptoliths

In middle Poland wind worn stones occur either on the surface or in the upper horizons of Pleistocene deposits. On the peaks of eminencies in particular they frequently lie on the surface. In these their original stratigraphical horizon exists no more; it has been destroyed by denudation. Common is their relationship with involutions (fig. 21, 22) with eluvia of ancient involution zones. Another very outstanding mode of occurrence of eologlyptoliths is represented by congeliflual sediments (fig. 23, phot. 3). Noteworthy is the fact that eologlyptoliths are encountered much more often in the upper, structureless, levels of these sediments. Conversely, they are by far less frequent in the lower zones of congeliflual sediments, usually developed as plications. The occurrence of eologlyptoliths among congeliflual sediments is so usual and characteristic, besides other circumstances stated in this communication, that they can be regarded as the leading forms of congeliflual sediments.

The circumstances in which eologlyptoliths occur, and particularly their close connexion with involutions and congeliflual deposits, bear

witness to the fact the chief perennially frozen ground processes and the intense activity of the wind must have been contemporaneous. The synchronization of the eolian carving of stones with the formation of involutions and with the periglacial mass movement elucidates many a problem bound up with the study of eologlyptoliths. The continuous movement of particles in the active zone of the perennially frozen ground and on its surface is the cause that in eologlyptoliths no indicators of one-time wind directions can be found. The movement of stones during their eolian carving is distinctly evidenced by bilateral faceted stones. The moving and upturning of stones during their shaping by the wind should be recognized as an undoubted fact. At the same time, it is hence obvious that the stones often changed their eolian exposition which involved the increase of the number of edges and facets, thus making the morphology of faceted stones more intricate. Congelifluction and the processes forming structural soils were in close connexion, enriching thereby the relief of faceted stones. Besides, congelifluction played the decisive part in the close of the development of eologlyptoliths caused by their burying and cutting off any further subaerial exposition.

#### LOESS-LIKE FORMATIONS

On the area under investigation occurs frequently pulverulent formation resembling the loess. The material is finegrained, easily turning into powder when rubbed between fingers; its colour is yellow like that of the typical loess, but sometimes the hue is dirty-greenish or paler, almost white, or on the contrary, dark-brown. It does not react with the hydrochloric acid and no traces of organic compounds can be found therein.

The thickness of this formation is small; on uplands and little inclined surfaces it usually oscillates between 0,60 m and 1,00 m. On the other hand, on more steeply inclined surfaces and, first of all, on valley slopes the thickness increases up to approximately 2,50 m. The presence of the loess-like formation is easily recognizable, since it is betrayed by the characteristic topography. It is determined by ravines and road-forming gullies which appear even in relatively thin strata of the said formation, hardly amounting to several decimetres (phot. 15).

The loess-like formations do not form any stratigraphical horizons but appear in an island-like distribution. The relative continuity in the disposition of these formations can be observed only on the slopes of valleys and hills. On the other hand, on flat surfaces of plains or hill culminations they occur in the shape of pockets. This mode of occurrence of the

pretended loess strictly unchanged upon the whole area under investigation, had to be considered as the most characteristic feature of the deposit. It is with this mode of its occurrence that the problem of the origin of pulverulent deposits is so definitely associated.

### Origin of pulverulent formations

The pockets containing loess-like formations were observed by the author in numerous localities on the area of middle Poland and in the Lower Silesia. The above described observation posts situated in Łódź (Henrykowska street), at Lipiny and at Mieszki were the most extensively investigated. The researches proved that the said loess-like pockets were involutions and that in a horizontal projection it was possible to show the existence of polygonal systems.

Such a nature of pockets containing pulverulent material is evidenced by the disposition of stones visible in a set of drawings and photographs. The disposition of stones has been thoroughly examined after the Krumbein method (84) and the result of the measurements is shown in the diagram from Lipiny (fig. 38).

The connexion between the pulverulent material and the involutions is not a matter of accident. It is not an eolian formation deposited in polygonal centres. The fact is convincingly proved by the correlation of the granulometric curve of the loess from Biały Kościół in Lower Silesia (fig. 34) and the granulometric curves of the pulverulent material from Lipiny and Mieszki (fig. 35, 36, 37). The diagram from Biały Kościół points at the very considerable conformity of grains which proves the limited segregation during sedimentation. Conversely, the curves from Lipiny and Mieszki extend in wider bounds of fraction and reveal, in their course, the phenomenon of segregation accompanying accumulation.

The concentric disposition of stones corresponds also to the concentric disposition of the aureole of coarser material inside the involution around pulverulent centres. The investigation carried out prove without any doubt that a particular pocket-like occurrence of „loess“ makes separate units and that they form integral components of separate involution structures. Therefore the pulverulent material is a residual deposit formed in consequence of the action of disintegration caused by frost, i. e. congelifraction after Bryan's terminology. The granulometric investigative works fully affirm the meaning of the preceding sentence. In a pulverulent involution centre predominate fractions ranging from 3 mm to 0,004 mm which, according to Beskow's opinion (15, page 632), are the effect of congelifraction. The granulometric curves from Lipiny and Mieszki are almost identical with those of Beskow in Lapland

(page 631, fig. 7) and those of D ü c k e r in the Karkonosze Mountains (fig. 39).

The analysis of cross-sections of pulverulent involutions indicates that, besides processes of frost disintegration, segregation of material took place there as well. Both above phenomena, unfallibly conneted with the formation of structural soils, are widely known. The disposition of stones is the best evidence of this segregation. Their longer axes directed vertically to the radius starting from the centre of the involution indicate the centrifugal translocation of coarser material. This presumably took place in consequence of pressure by ice crystals. The mechanics of this movement is given by P a t e r s o n (107). The aureoles of coarser material on peripheries of pulverulent centres, pointed out in drawings and photographs and statistically outlined in the granulometric curve of the aureole at Lipiny, is an illustration of the same phenomenon. The stair-like curve composed of sectors of a very slow fall of percentage and, confined between them, sectors of sudden fall are characteristic of this curve. The vertical and approximated to them sectors of the curve probably correspond to the gradients of pressure bringing about frost disintegration.

The steadier course of the curve of the middle part of the involution can be thus explained: in the centre of the involution where disintegration was the most intense and had the longest duration took place the most advanced comminution. Thus was obtained the smallest size of grain that can be caused by congelifraction. This process ceased when the natural grain was obtained.

The author's investigative works can be of some importance regarding the complex question of eolian loess. It seems as though one of the causes of difficulties involved by the loess problem was the inadequacy of researches concerning areas of deflation. It is a fact well known, among others from the publication by K e i l h a c k (80) that no fraction corresponding to loess has ever been successfully found in glacial material. The author utters the opinion that the mistake in the search for this material consisted in the fact that it was fresh material that was sought, the meaning of weathering having been neglected. And yet, as we know, weathering is a process elementary in conditions of subaerial exposition. Especially in a periglacial environment this process is of fundamental importance. Taking into consideration the assertion that the pulverulent formations of middle Poland are a product of periglacial weathering containing loess-fraction material, we may express the opinion that they are pulverulent deposits which partially were subjected to eolian transport and were accumulated farther to the south.

Another form of occurrence of pulverulent deposits is represented by examples described from Lisowice (fig. 32), Budy Stokowskie (fig. 33) and Dąbrówka-Strumiany. On slopes pulverulent deposits form continuous mantles thickening towards the bottom. They should be considered as formations resting upon a secondary deposits and translocated in consequence of the action of congelifluction. This explanation is made plausible not only by the mentioned downward increase of thickness but also by translocation of material and the presence of stones, particularly of eologlyptoliths, as seen in the example of the exposure at Glinnik. The exposure at Dąbrówka-Strumiany shows very distinctly that the loess-like material in the congeliflual mantle is derived from pulverulent involution centres on heights (fig. 42,43).

#### RELATION BETWEEN WIND WORN STONES AND PULVERULENT DEPOSITS

One-time researchers (7) supposed that wind worn stones and loess-like formations pertained to one stage of events, that both had an eolian origin. Merely from the logical point of view this opinion appears to be wrong. It cannot be consented that in one and the same place two different forms of wind activity took place simultaneously, as eologlyptoliths are the result of the erosive activity of the wind, whereas loess is brought into existence as the effect of eolian accumulation.

It has been ascertained above that pulverulent deposits are residues formed either in consequence of congelifraction or — topographically — in other places they are deposited in consequence of congeliflual processes. The occurrence of eologlyptoliths in involutions is an evidence of the relative simultaneousness of the formation of structural soils and of the powerful wind erosion. Denudation of the active zone of perennially frozen ground was the cause of constant lowering of the surface at the expense of top material. The deposits contained between the former and the most recent surfaces underwent partial comminution and were subjected to congeliflual and eolian transport. Residues in which accumulated at the surface were also the result of the phenomenon of frost heaving whereby were provided stones from below.

The role of cryoturbation bound up with the origin of involutions is not restricted to furnishing material for eolian relief. The existence of numerous eolian expositions in the development of eologlyptoliths is a consequence of displacement and overthrowing of stones ensuing freezing phenomena. This took place in polygonal circles, and outside them owing to the process of congelifluction as well. These movement factors are the cause that accumulations of wind worn stones do not make



up a continuous cover in the shape of deflational pavement. Thus it does not come to the conclusion of event which take place as long as lasts the periglacial environment corresponding to them.

#### THE AGE OF PULVERULENT FORMATION AND OF WIND WORN STONES

The age of periglacial structures in middle Poland was determined already in the preceding paper by the same author (38). The time of their formation coincided with the maximum of the last Polish glaciation, i. e. probably the north-Polish glaciation, viz: Varsovien II.

The involution zones are often covered with non-selected sands containing boulders, among others abundant eolgyptoliths. The author regards these covering formations as congeliflual sediments or eluvia of destroyed zones of involutions.

The occurrence of pulverulent involutions and other forms of loess-like formations in middle Poland hinted certain doubts as to their Pleistocene age. These doubts recede, however, in view of the considerable size of involutions, far advanced disintegration, and an extensive and advanced process of material segregation. All these facts could not be explained by the contemporaneous perennially frozen ground processes which, according to S. B a c's opinion (2) hardly reach the depth of 30 cm. The author's own observations lead to the same-conclusions. The contemporaneous p i p k r a k e s (phot. 26) form structures like that of involutions but of far smaller dimensions. Stratigraphical proofs speak in the sence. At Łódź in Henrykowska Street, under one of the pulverulent involutions, is an ice-wedge (fig. 26). In the material filling up the wedge fragments of loess-like deposits can be seen. Hence the conclusion that the pulverulent involutions are of the remote Pleistocene age and, at the same time, that these structures are contemporaneous to the t j ä l e, i. e. that these forms are undubitably periglacial. Another proff threof is met with at Henryków, near Ziębice in Lower Silesia (fig. 48), where pulverulent substances are covered with colian loess.

Involutions with pulverulent material and, bound up with them, congeliflual mantles containing the same material are the final chapter in the history of forming of the whole periglacial involution zone. The position of these deposits on the top of the involution zone points to the fact that they fall into some final stage activity of liberated processes in the periglacial environment.

While analysing the climatic-morphological character of present-day polar regions, J. B ü d e l (26) distinguishes among them two basal soli-

flual zones: the detrital zone and the tundra zone. The former, situated closer to the pole, and adjacent to the glacier zone, has a more severe climate and very scarce vegetation. Characteristic of the detrital zone are normal polygonal systems consisting of weathering material which is loose and brought into existence in consequence of free, independent, movements. This is a morphological characteristic of flat surfaces situated in this zone and inclined at an angle from  $0^{\circ}$  to  $2^{\circ}$ . At a greater inclination develop processes of congelifluction, also independent and evoking the spontaneous movement of free particles. On the other hand, in the tundra zone both the progressive, lateral, and the non-progressive, chiefly vertical, movements translocate bound masses. Involutions belong to the type of *palsen* or *bugor*, and congelifluction tends towards the terrace type.

It is thus made obvious that the uppermost involution horizon containing, on the area under investigations, loess-like material has the essentials of B ü d e l's detrital zone. However, as indicated by numerous cross-sections of congeliflual zones, under the loess-like mantle, in lower horizons, appear distinct congeliflual structures of plicatif peculiarities. This denotes the characteristics of the tundra zone. Since there exists a certain relationship between involutions and congelifluction, the lower horizons of the involution (or involution-congeliflual) zone should be considered as the index form of the tundra zone. Maybe some oscillation of the last glaciation caused the invasion of colder climate and brought about the transgression of the detrital zone to the former tundra area.

Such concept permits to better understand numerous occurrences of eolgyptoliths in connexion with both forms of pulverulent deposits. A more severe climate at the close of the periglacial period, stronger anticyclonic winds, as well as the outstanding thinning of tundra vegetations, provided favourable conditions for wind erosion and deflation should also elucidate the comparatively small thickness of the pulverulent congeliflual mantle. The lower congeliflual horizons, and especially those having the type of plications, usually are considerably thicker.

#### MORPHOGENETIC SIGNIFICANCE OF THE STUDY

As the result of the investigative works carried out, appears the character of a sequence of processes important with regard to the morphology conditioned by the periglacial environment. Frost waethering together with segregation, mass movement, and the activity of the wind, appear in the first place as the most important and the most effective.

The formation of pulverulent material is an evidence of the extraordinarily strong weathering process consisting, first of all, in powerful congelifraction. Decomposition conditioned by the presence (8) of capillary water in the upper horizons of frozen ground is likely to have also participated in the process. Strictly bound up with the process of frost weathering was the segregation of material consisting in minute and slow translocation of particles, chiefly in the vertical direction. The movements determined by the specific nature of the active zone of perennially frozen ground, leading to the formation of structural soils, were designated by Troll (136) as microsolifluction. They were the factors bringing about the segregation of congelifraction products and contributed to the ceaseless resumption of the weathering exposition.

The resumption of the weathering exposition took place on a larger scale owing to the action of mass movement whose course was appropriate to the periglacial environment. Congelifluction being the dominant form of transport in periglacial conditions was, directly, the most significant morphogenetic process fulfilling extremely important denudational functions. The thickness of congeliflual loess, visible in certain profiles, exceeds 2 m, and the subjacent congeliflual sediments reach a much greater thickness. This is an emphatic evidence of the enormous morphogenetic meaning of congeliflual processes. It should also be remembered that the former thickness of congeliflual sediments must have been still greater, since part of them was undoubtedly transported farther on as the result of washing away, activity of running waters, and deflation.

The investigated area had a separate complex of morphogenetic processes climatically conditioned. The development of land-forms visible in the present-day picture of surface shaping took place in consequence of the action of processes whose course was different and characteristic of the periglacial environment. Both the qualitative and quantitative characteristics of these processes were the effect of peculiar climatic conditions; at the same time the existence and transformations of perennially frozen ground was of great importance.

The question under discussion still requires long researches and an exhaustive interpretation. The material gathered, however, is sufficient for the assertion that the formation of land-forms in middle Poland took place in a specific morphogenetic succession which has been determined (25, 110, 137) as a periglacial cycle.

Juliusz GŁODEK i Cecylia WARDESKA

## BIBLIOGRAFIA CZWARTORZĘDU POLSKI W LITERATURZE OBCEJ

Bibliografia publikacji autorów obcych dotycząca badań czwartorzędu ziem polskich jest drugą częścią zestawienia bibliograficznego, obejmującego opracowania utworów czwartorzędowych Polski. Część pierwsza, wydana w Biuletynie 66 Państwowego Instytutu Geologicznego, wraz z tym zestawieniem daje dość kompletny i wyczerpujący obraz stanu badań utworów czwartorzędowych ziem polskich w okresie lat 1900—1950 w pracach geologów polskich i w latach 1850—1950 autorów obcych.

Poniższe zestawienie obejmuje 1489 pozycji ułożonych w porządku alfabetycznym według nazwisk. Prace poszczególnych autorów są podane chronologicznie. Publikacje zbiorowe są umieszczone na końcu zestawienia prac każdego autora.

Większość badań czwartorzędu, przede wszystkim prowadzonych przez geologów niemieckich, obejmuje tereny przyłączone w 1945 r., a w mniejszym już stopniu odnosi się do ziem dawnego zaboru pruskiego z przed 1918 r. Zainteresowanie utworami czwartorzędowymi w Polsce środkowej i południowej geologów obcych, zarówno rosyjskich jak i niemieckich, było znacznie mniejsze.

Wśród wielkiej ilości publikacji większość stanowią drobne rozprawki i przyczynki o objętości kilku stron. Duży odsetek przypada na tzw. objaśnienia do poszczególnych map geologicznych w skali 1 : 25 000 (Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen), których dla terenu Polski wydano ponad 320. Każdy zeszyt objaśnień zawiera około 50 stron druku.

Niniejsze zestawienie bibliograficzne obejmuje prace 443 autorów. Najwięcej pozycji, gdyż aż 97, posiada A. J e n t z s c h, z których zresztą większość to objaśnienia do mapy geologicznej w skali 1 : 25 000. W dalszej kolejności należy wymienić K. K e i l h a c k a (80 pozycji), K. B ü l o w a (35), J. K ö r n a (29), G. M a a s a (25) i W o l d s t e d t a (22).

Spośród autorów rosyjskich największa ilość publikacji należy do N. K r i s t a f o w i c z a, a następnie do D. S o b o l e w a.

Jak wynika z przeglądu bibliograficznego, badania objęły bardzo nierównomiernie poszczególne regiony. Najwięcej prac — związanych głównie z systematycznymi zdjęciami geologicznymi — dotyczy zachodnich obszarów Pojezierza Pomorskiego, okolic Poznania, Gdańska i Grudziądza oraz środkowej części Pojezierza Mazurskiego. Stosunkowo mniejszą uwagę zwrócono na Pojezierze Warmińskiej i Kaszubskie, południowo-wschodnią część Pojezierza Mazurskiego, Ziemię Lubuską, południową Wielkopolskę i większość obszarów Dolnego Śląska.

Największy rozwój badań utworów czwartorzędowych przypada na koniec ubiegłego stulecia oraz na pierwszy dziesiątek lat stulecia bieżącego. Jest on ściśle związany z systematycznym kartowaniem geologicznym, prowadzonym w tym okresie z dużą energią, zwłaszcza na obszarach Pojezierza.

1. A c k e r m a n n C. — Beiträge zur physischen Geographie der Ostsee. pp. 399, 1 m., 5 tabl. Hamburg 1883.  
To samo. Wyd. 2, pp. X, 399, 1 m. 5 tabl. Hamburg 1891.
2. A l f r e d O. — Studien zur Morphologie des Neissetales zwischen Zittau und Görlitz. *Naturf. Gesell. Abh.* 29, pp. 17—73, 3 t. 2 il. Görlitz 1924.
3. A l t h a n s E. — Ein Stück Steinkohle im Diluvialsande. *Schles. Gesell. Jber.* 66, p. 233. Breslau 1888.
4. A l t h a n s E. — Glazialerscheinungen in der Gegend von Strehlen. *Schles. Gesell. Jber.* 65, pp. 230—231; *Jber.* 66, pp. 116—117. Breslau 1888, 1889.
5. A l t h a n s E. — Basalte in den Vorbergen des Isergebirges zwischen Greifenberg, Friedeberg, Marklissa und Langenöls als Merkmale der eiszeitlichen Gletscherströmung. *Wanderer im Riesengeb.* pp. 25-27. 1893.
6. A l t h a n s E. — Gletscherschrammen von Geppersdorf, Kreis Strehlen. *Schles. Gesell. Jber.* 72, p. 109, Breslau 1894.
7. A l t h a n s E. — Über neue geologische Schriften und Kartenwerke. *Schles. Gesell. Jber.* 71. Breslau 1894.
8. A l t h a n s E. — Über mutmassliche Endmoränen eines Gletschers vom Rehorn—Gebirge und Kolbenkamme bei Liebau in Schlesien. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 48, pp. 401—406, Berlin 1896.
9. A m a l i c k i j W. — O lednikowych otłożeniach okrestnostiej Warszawy. *Warsz. Obszcz. Jestest. Prot.* VI, 5, Warszawa 1892.
10. A m a l i c k i j W. — Nieskolko zamieczanij o postpliocenowych otłożeniach Warszawy. *Warsz. Uniw. Izw.* 4 i *Warsz. Obszcz. Jestest.* 6, pp. 1—19. Warszawa 1896.
11. A m b r a s s a t A. — Westpreussen — Ein Handbuch der Heimatkunde für Schule und Haus, pp. 206, 1 m. Danzig 1906.

12. Anders G. — Zur Morphologie der Ostsudeten. *Schles. Gesell. Erdkunde, Veröff.* 31, pp. 124. Breslau 1939.
13. Andrée K. — Der geologische Aufbau Ostpreussens und seine Bedeutung für die Landwirtschaft der Provinz. *Georgine, Land und Forstwirtschaftliche Ztg.* 1898.
14. Andrée K. — Vom „Ostpreussischen Gold“ — dem Bernstein im Allgemeinen und von Klebscher Bernsteinsammlung. *Königsberger Universbund Jb.* 1926/27, pp. 19, 5 il. Königsberg 1927.
15. Andrée K. — Ostpreussens Bernstein und seine Bedeutung, hauptsächlich für Wissenschaft, Kunstgewerbe und Industrie. *Ostdeutsche Naturwart* 1924, pp. 183—189; 1925, pp. 120—134.
16. Andrée K. — Der geologische Bau Ostpreussens. *Ostpreussen, Land und Leute.* 1926.
17. Andrée K. — Der Boden und die Böden Ostpreussens in geologischer Betrachtung. *Verl. Gräfe und Unzer.* pp. 55, 4 m., 1 tabl. Königsberg 1935.
18. Anweisung zur wissenschaftlichen (speziell botanischer) Untersuchung der Moore Ostpreussens. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 54. pp. 16—24, il. Königsberg 1913.
19. Arenswald V. — Geschichte der pommerschen und mecklenburgischen Versteinerungen. *Gelehrte Beitr. Meklenb. Schwerin, Nachr.* 1774, No 46—49. i *Gesterding's Pomm. Magaz.* 4. pp. 132—153.
20. Arnold H. — Periglaziale Abtragung im Eulengebirge. *Dissert. Univ. Breslau,* pp. 58. Breslau 1937.
21. Arnold H. — Periglaziale Abtragung im Eulengebirge. *Geol. Paläont. Inst. Univ. Breslau,* pp. 42, 7 tabl. 1 tabela. Breslau 1938.
22. Assmann P. — Aufnahmebericht zu den Bl. Gollantsch und Margonin. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 34 f. 1913, pp. 671—672, Berlin.
23. Assmann P. — Die Tiefbohrung Leschna und ihre Bedeutung für die Stratigraphie der oberschlesischen Tiras. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 50. Berlin 1929.
24. Assmann P. — Das Lössvorkommen am Annaberg in Oberschlesien. *Der Oberschlesier* 13, pp. 423—429. 1930.
25. Assmann P. — Kamesbildungen in Oberschlesien. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 54, pp. 139—150. Berlin 1933.
26. Assmann P. — Zur Frage der Terrassenbildung an der Oder. *Der Oberschlesier* 1934, pp. 137—147, Breslau.
27. Assmann P. — Die eiszeitlichen Ablagerungen im Kreise Rosenberg. *Rosenberger Heimatkunde* 1935, pp. 55—60.
28. Assmann P. — Die Quellen im Kreise Gross-Strehlitz. *Der Oberschlesier* 18, pp. 658—664, 2 il. Breslau 1936.
29. Assmann P. — Die Geologie des Industriegebietes. *Landeskunde des Oberschlesischen Industriegebietes.* Breslau 1943.
30. Assmann P., Quitzow, Tornau F. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Schwientschlow. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1914.
31. Bachman F. — Die landeskundliche Litteratur über die Grossherzogtümer Mecklenburg. pp. XVIII, 511. Gustrow 1889.
32. Bädertage — Die schlesischen, und ihre Verhandlungen. Herausgegeben von P. Dengler. XI—XIX. Reinerz 1883—1891.

33. Bail — Cervus Tarandus aus dem Mergellager von Gluckau bei Oliva. *Naturwiss. Gesell. Danzig Schr.* H. 4, p. 32, Danzig 1875.
34. Bär O. — Gletschergärten im Riesengebirge. *Schles. Ztg.* Nr 475. 1896.
35. Barsch — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen, Bl. Kriescht. Königswalde. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1936.
36. Bartel F. — Die Aufnahme der Moore Ostpreussens. *Das Grünland*, 43. Nr 8, pp. 177—180. Berlin 1925.
37. Bartels W. — Die Gestalt der deutschen Ostseeküste. pp. 128. Stuttgart 1908.
38. Bartling R. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Seendorf, Gross Sabitz, Zarrentin, Carlow. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin.
39. Bartonec F. — Über die weitere Umgebung des mährisch-schlesisch-polnischen Kohlenbeckens. *Österr. Ztschr. Berg- u. Hüttenwesen*, 60. Nr 14, pp. 185—190, Nr 15, pp. 203—205. Nr 16, pp. 221—222. 1912.
40. Baestian W. — Der Boddenfund, eine nordische Faustkultur von altsteinzeitlichem Gepräge. Frankfurt a. M. 1936.
41. Bau W. — Eine interglaziale Molluskenfauna in eiszeitlichen Sanden bei Gnadenfeld. *Geol. Ver. O/Schl. Jber.* 1938, I. pp. 11—24.
42. Bau W. — Ein neuer Fund in den Gnadenfelder Valvatensanden. *Geol. Ver. O/Schl. Jber.* 1940, p. 41.
43. Bau W. — Zur Kenntnis der oberschlesischen Lössschneckenfauna. *Geol. Ver. O/Schl. Jber.* 1940. pp. 37—41.
44. Bauer M. — Das diluviale Diatomeenlager aus der Wilmsdorfer Forst bei Zinten, Ostpreussen. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 1881, p. 196. Berlin.
45. Bauer M., Lange K. — Frische Haff und Frische Nehrung, Königsb. 1933.
46. La Baume W. — Vorgeschichte von Westpreussen, pp. 102, il. Danzig 1920.
47. Bayreuther W. — Die Oberflächengestaltung von Pomesanien und ihre Abhängigkeit vom geologischen Aufbau. *Albertus Univ. Dissert.* Königsb. 1913.
48. Bayreuther W. — Das Weichseltal bei Marienwerder. *Nordosten*, I, pp. 59—67, il. 2 tab. Danzig 1931 oraz *Veroff. Geogr. Sem. Techn. Hochschule — Danzig — I.* 1931.
49. Becksmann E. — Fossile Brodelböden im Profil des Roten Kliffs (Sylt) und damit zusammenhängende diluvialgeologische Fragen. *Geol. Ver. O/Schl. Jber.* Beil. Bd. 66, pp. 439—464. 1931.
50. Behr J. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen, Bl. Heinrichsdorf-Bromke. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1909.
51. Behr J. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Teistimmen. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1911.
52. Behr J. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gembitz. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1911.
53. Behr J. — Über Glazialerscheinungen am Rummelsberg in Schlesien. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 32 f. 1911, pp. 301—305, 1 tabl. Berlin 1913.
54. Behr J. — Die Entwicklung des Tertiärs und Diluvium im Grenzgebiet von Nieder- und Oberschlesien. *Preuss. Geol. L.-A. Sber.* 4, pp. 153—158, 1 m. Berlin 1929.

55. Behr J., Koehne W. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Stieglitz. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1911.
56. Behr J., Maas C. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Bagniewo. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1909.
57. Behr J., Mühlen L. — Die Urbettung der Glatzer Neisse. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 53 f. 1932, pp. 758—765. Berlin.
58. Behr J., Mühlen L. — Zur Gliederung und Altersstellung des oberschlesischen Randdiluvium. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 53 f. 1932, pp. 188—207. Berlin.
59. Behr J., Tietze O. — Über den Verlauf der Endmoränen bei Lissa (Provinz Posen) zwischen Oder und russischer Grenze. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 32 f. 1911, pp. 60—75, 3 il. Berlin 1913.
60. Behr J., Tietze O. — Die Fortsetzung der Lissaer Endmoränen nach Russisch-Polen und die Endmoränen bei Mława. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 33 f. 1912. p. 98. Berlin.
61. Beiträge zur Landeskunde Westpreussens. *Festschr. zum Deutschen Geographentag in Danzig.* Danzig 1905.
62. Bellmer A. — Untersuchungen an Seen und Söllen Neuvorpommerns und Rügens. *Geogr. Gesell. Greifswald, Jber.* 10. pp. 463—502, 1 tabl. 1907.
63. Bentz A. — Beiträge zur Geologie der Umgegend von Rosenberg (Westpreussen). *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 46 f. 1925, pp. 206—209. Berlin.
64. Berendt G. — Marine Diluvialfauna in Westpreussen. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 6, pp. 203—215, 1 tabl. Königsberg 1865.  
To samo. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 17, p. 174. Berlin 1865.
65. Berendt G. — Nachtrag zur marinen Diluvialfauna in Westpreussen. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 8, pp. 69—72, 1 tabl. Königsberg 1867.
66. Berendt G. — Eigentümlicher Moostorf *Phys.-Ökon. Gesell. Schr. Sber.* 9 p. 5. Königsberg 1868.
67. Berendt G. — Nachtrag zur marinen Diluvialfauna von Westpreussen. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 20, p. 435. Berlin 1868.
68. Berendt G. — Marine Diluvialfauna in Ostpreussen und Zweiter Nachtrag zur Diluvialfauna Westpreussens. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 15, pp. 25—28 1 tabl. Königsberg 1874.  
To samo. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 26, pp. 517—522. Berlin 1874.
69. Berendt G. — Über Wasserläufe im norddeutschen Flachlande in der Diluvialzeit. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr. Sber.* 16. p. 22. Königsberg 1875.
70. Berendt G. — Bohrloch bei Bischofswerder. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 28, p. 263. Berlin 1876.
71. Berendt G. — Cyprionton von Tolkemit und Lenzen. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 31, pp. 692—695. Berlin 1879.
72. Berendt G. — Gletschertheorie oder Drifttheorie in Norddeutschland. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 31, p. 1. Berlin 1879.
73. Berendt G. — Über Riesentöpfe und ihre allgemeine Verbreitung. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 32, pp. 56—75, 3 tabl. Berlin 1880.
74. Berendt G. — Die Sande im norddeutschen Tieflande und die grosse diluviale Abschmelzperiode. *Preuss. Geol. L.-A., Jb.* 2. f. 1881, pp. 482. Berlin.
75. Berendt G. — Die südliche Baltische Endmoräne in der Gegend von Joachimsthal. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 8, pp. 301—310. Berlin 1887.
76. Berendt G. — Ein neues Stück der südlichen baltischen Endmoräne. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 40, pp. 559—564. Berlin 1888.



77. Berendt G. — Aserbildung in Norddeutschland. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 40, pp. 483—489. Berlin 1888.
78. Berendt G. — Spuren der Vergletscherung im Riesengebirge. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 12 f. 1891, pp. 37—90. Berlin.
79. Berendt G. — Führer zum Gletschergarten auf dem Adlerfels in Schreiberhau. Berlin 1893.
80. Berendt G. — Neuere Forschungen auf dem Gebiete der Glazialgeologie in Norddeutschland, erläutert an einzelnen Beispielen. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 18 f. 1897, p. 42. Berlin.
81. Berendt G. — Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preussen. Bl. Christinenberg. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1899.
82. Berendt G. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Stettin. *Preuss. Geol. L. A.* Berlin.
83. Berendt G. — Über die angebliche Diluvialfauna bei Kolberg. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 54, H. 2, pp. 116—117. Berlin 1902.
84. Berendt G. — Zur Vergletscherung des Riesengebirges. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr. Mber.* 69. pp. 233—236. Berlin 1917.
85. Berendt G., Jentzsch A. — Neue Tiefbohrungen in Ost- und Westpreussen östlich der Weichsel. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 1882, p. 325. Berlin 1883.
86. Berendt G., Jentzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Marienwerder. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1889.
87. Berendt G., Keilhack K. — Endmoränen in der Provinz Posen. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 15 f. 1894, pp. 235—252. Berlin.
88. Berendt G., Keilhack K., Schröder H., Wahnschaffe F. — Neuere Forschungen auf dem Gebiete der Glazialgeologie in Norddeutschland. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 18, pp. 42—129. Berlin 1897.
89. Berendt G., Klebs R. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Warnegitten. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1891.
90. Berendt G., Schröder H. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gallingen. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1891.
91. Berg G. — Glaziale Bodenformen westlich von Kupferberg im Riesengebirge. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 63, pp. 139. Berlin 1911.
92. Berg G. — Aufnahmenbericht zu den Bl. Warmbrunn, Schreiberhau und Schneegrubenbaude. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 36 f. 1915, p. 546. Berlin.
93. Berg G. — Über die Moränenbildungen an der Schneegrube des Riesengebirges. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 67 f. 1915, p. 217. Berlin 1905.
94. Berg G. — Die Vergletscherung an den Teichen des Riesengebirges. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Berlin 1915.
95. Berg G. — Einige grundsätzliche Bemerkungen zu den Erscheinungen der nordischen Vereisung am Sudetenrande. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 80, Berlin 1928.
96. Berg G. — Geologie der Gegend von Bunzlau und Liegnitz. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 56. Berlin 1935.
97. Berg G. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Marklissa. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1935.
98. Berg G. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Lauban. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1935.
99. Berger F. — Diluviale Stratigraphie und Tektonik im Gebiete der Oberen Neisse und Steine. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 52. Berlin 1931.

100. Berger F. — Die Anlage der schlesischen Stauchmoränen. *Zbl. Miner. Geol. Paläont.* B. pp. 417—434, 481—497, 8 il. Stuttgart 1937.
101. Berger F. — Zur Gliederung des schlesischen Lösses. *Zbl. Miner. Geol. Paläont.* pp. 376—380. Stuttgart 1932.
102. Berichte über die wissenschaftlichen Ergebnisse der geologischen Aufnahmen in den Jahren 1906—1907. 5. Provinz Pommern. 6. Provinz Schlesien. 7. Provinz Posen. 8. Provinz Westpreussen. 9. Provinz Ostpreussen. *Preuss. Geol. L.-A.* 28 f. 1907, pp. 1033—1093, il. Berlin 1910.
103. Berninger — Morphologische Betrachtungen im Gebiete der mittleren Alle. *Geol. Arch.* 2, pp. 1—34, 2 tabl., 5 il. Königsberg 1926.
104. Bertram H., La Baume W., Klöppel — Das Weichsel-Nogat Delta. Danzig 1924.
105. Beschoren B. — Über alluviale Neubildungen in historischer Zeit im Gebiet von Elbe und Oder. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 55, pp. 292—304, Berlin 1934.
106. Beurlen K. — Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik. Beiträge und Ergebnisse aus Norddeutschland. *Fortschr. Geol. Paläont.* 6, H. 18, pp. VIII, 138, 11 il. Berlin 1927.
107. Beurlen K. — Über einen neuen Fundpunkt alluvialer Süßwasserconchylien in Ostpreussen. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 65, 65, H. 2, pp. 140—141. Königsberg 1927.
108. Beurlen K. — Über Quartärtektonik, besonders in Ostpreussen. (Notatka). *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 65, H. 2, p. 166. Königsberg 1927.
109. Beurlen K. — Die Nehrungen Ostpreussens und ihre Entstehung. *Aus der Heimat*, 46, 2, pp. 38. Öhringen 1933.
110. Beurlen K. — Der Rückzug des diluvialen Inlandeises aus Norddeutschland. *Ztschr. Gletscherkunde* 21, pp. 50—53. 1933/34.
111. Beushausen L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Colbitzow. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1899.
112. Beyrich E. — Conchylien aus dem Kalktufflager von Canth. *Deutsche Geol. Gesell.* 6, pp. 253—254. Berlin 1854.
113. Bindemann H. — Die Abzweigung der Nogat von Weischel. *Abh. Landeskundl.* H. 12. Gdańsk 1902.
114. Bindemann H. — Die Veränderungen der Mündungsarmen der Weichsel XV. *Deutscher Geographen-Tag*, pp. 185. Danzig 1905.
115. Bleicher G. — Die Bartschniederung. *Beitr. Schles. Landeskunde.* Breslau 1925.
116. Bleisch — Ein neues Diatomeenlager in Schlesien (mit Bemerkungen von Göppert und Cohn). *Schles. Gesell. Jber.* 47, pp. 76—79, 160—162. Breslau 1869 i *Jber.* 48, p. 45. Breslau 1870.
117. Bludau A. — Die Oro- und Hydrographie der Preussischen und Pommerischen Seenplatte, insbesondere im Stromgebiet der Weichsel. *Peterm. Geogr. Mitt. Erg.* H. 110, Bd. 24. Gotha 1894.
118. Blumrich J. — Hat das Isergebirge zur Eiszeit Eigengletscher getragen? *Ver. Naturforsch. Reichenberg. Mitt.* 57, pp. 16—19. 1931.
119. Blüten J. — Muskau und die Landschaft des Neisse-Durchbruchs. *Peterm. Geogr. Mitt.* 88, H. 5, pp. 161—171. H. 6, pp. 201—212, il., 1 m. 1 : 100 000. Gotha 1942.
120. Bocksch — Die Geschiebe- und Sandablagerungen zwischen Waldenburg und Freiburg. *Arch. Miner.* 15, pp. 129—136. 1841.

121. Bode A. — Die Moränenlandschaft im Odertale bei St. Andreasberg. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 26 f. 1905, pp. 126—139. Berlin.
122. Braun F. — Beiträge zur Landeskunde des nordöstlichen Deutschland. H. 1, pp. 68, il. Danzig 1898.
123. Boll E. — Geognosie der deutschen Ostseeländer zwischen Eider und Oder. pp. VI, 285, 2 tabl. Neubrandenburg 1846.
124. Boll E. — Geognostische Litteratur Pommerns. *Mecklenburgisches Arch.* 21, pp. 157—160. 1868.
125. Borchhard — Zur Kenntnis der jüngeren Alluvialbildungen auf den Inseln Usedom und Wollin. *Amliche Berichte Naturf. Versamml.* 1863, pp. 89—90. Stettin 1864.
126. Borne V. — Zur Geognosie der Provinz Pommern. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 9, pp. 473—510. Berlin 1857.
127. Brandt v. A. — Untersuchungen an den Quellen des Mossongsees (Kr. Allenstein). *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 69, pp. 1—21, 6 rys. 7 fot. 1 m. Königsberg 1936.
128. Braun F. — Die geographischen Bedingungen des westpreussischen Landschaftsbildes. *Naturf. Gesell. Danzig. Schr.* 14, H. 4, pp. 102—123. Danzig 1918.
129. Braun F. — Die Küste Pommerns. Die Elbinger Höhe. Pommern. Jb. 126/27. Königsberg 1927.
130. Braun F. — Vom Graudener Becken. *Naturf. Gesell.* 14, H. 1, pp. 95—114. Danzig 1915.
131. Braun G. — Ostpreussens Seen. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 44, pp. 33—125. Königsberg 1903; *Albertus Univ. Dissert.* Königsberg 1903.
132. Braun G. — Das Frische Haff. *Ztschr. f. Gewässerkunde* 7, pp. 146—1704. 1906.
133. Braun G. — Einwirkung an Seeufern. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 47, pp. 8—13, 5 il. Königsberg 1906.
134. Braun G. — Nachtrag zu dem Aufsatz „Einwirkung an Seeufern“. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 47, p. 104. Königsberg 1906.
135. Braun G. — Entwicklungsgeschichtliche Studien an der europäischen Flachlandküste und ihren Dünen. *Inst. Meereskunde, Verh.* H. 15. Berlin 1911.
136. Braun G. — Das Ostseegebiet. Aus Natur und Geisteswelt. *Gesell. Erdkunde, Ztschr.* 1912, pp. 794. Berlin 1912.
137. Bredow — Die Sadewitzer Petrefakten. *Programm Gymnasium.* Oels 1857.
138. Brinkmann R. — Die Gliederung des Diluviums von Norddeutschland. *Univ. Dissert.* pp. 48, 2 tabl. Freiburg i. Br. 1921.
139. Brockamp B. — Zum Bau des tieferen Untergrundes im Nordostdeutschland. *Reichsstelle Bodenf.* Jb. 1940. Berlin 1941.
140. Brückner G. — Wie ist der Grund und Boden Mecklenburgs und seiner Nachbarländer geschichtet und entstanden? pp. VIII, 192. Neu-Stettin 1826.
141. Brüggemann W. — Ausführliche Beschreibung des gegenwärtigen Zustandes des Kgl. Preussischen Herzogtums Vor- und Hinterpommern. Bd. 3, pp. 153—160, 169—174. Stettin 1800.
142. Bruhl L. — Bernstein — Gold des Nordens. *Meereskunde*, H. 166, Bd. 14—10. Berlin 1925.

143. Budel J. — Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. *Peterm. Mitt. Ergänzungsh.* 229, pp. 71, 12 tabl. Gotha 1937.
144. Budel J. — Die quantitative Bedeutung der periglazialen Verwitterung, Abtragung und Talbildung in Mitteleuropa. *III Intern. Quartär-Konferenz Verh.* 1936, pp. 169—172. Wien 1938.
145. Bülow K. v. — Boden und Landschaft im Kreise Lauenburg i. P. Eine geologische Heimatkunde, pp. 66, 17 il. 1 m. Lauenburg. Pr. 1924.
146. Bülow K. v. — Interstadial in Pommern. *Pommersche Naturf. Gesell. Abh. u. Ber.* 4 f. 1923, pp. 36—48, 20 poz. bibl. Stettin 1924.
147. Bülow K. v. — Pommersche Heimatkunde. I. Die geologische Entwicklung Pommerns, pp. 64, 4 tabl. 2 il. Greifswald 1924.
148. Bülow K. v. — Geologische Heimatkunde von Pommern. II. Pommersche Heimatkunde 7, pp. 79, 1 tabl. 5 il. Greifswald 1925.
149. Bülow K. v. — Die Diluviallandschaft im nordöstlichen Hinterpommern. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 45 f. 1924, pp. 317—344, Berlin 1925.
150. Bülow K. v. — Die natürlichen Kalklager Pommerns. *Unser Pommerland* 10, H. 2. 1925.
151. Bülow K. v. — Interglazial und Interstadial in Pommern. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 77. B. pp. 113 — Berlin 1925.
152. Bülow K. v. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Stojentin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1925.
153. Bülow K. v. — Das pommersche Hinterland der grossen Baltischen Endmoräne. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 78. B. pp. 93—104. Berlin 1926.
154. Bülow K. v. — Der Erdfall am Gr. Pielburg-See im Kreise Neustettin in Hinterpommern am 1. II. 1925. *Zeitschr. Prakt. Geol.* 84, pp. 14—15, 1 il. Halle/S. 1926.
155. Bülow K. v. — Beitrag zur Geologie pommerscher Hochmoore. *Pommersche Naturf. Gesell. Abh. u. Ber.* 3, pp. 12—56, 16 il. 2 tabl. Stettin 1927.
156. Bülow K. v. — Beitrag zur Kenntnis des Alluvium in Pommern. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 48, pp. 259—272. Berlin 1927.
157. Bülow K. v. — Zur Klimageschichte der Nacheiszeit in Pommern. *Pommersche Naturf. Gesell. Abh. u. Ber.* 7, H. 2, pp. 175—187. Stettin 1927.
158. Bülow K. v. — Zur postdiluvialen Klimaentwicklung in Nordostdeutschland. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 80. Berlin 1928.
159. Bülow K. v. — Allgemeine geologische Beobachtungen im Wanderdünengebiet der Lebasee Nehrung. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 50 f. 1929, pp. 592—606. Berlin.
160. Bülow K. v. — Drei Pollendiagramme aus Vor- und Ostpommern. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 49 f. pp. 933—946. Berlin 1929.
161. Bülow K. v. — Erdgeschichtliches aus dem Kreise Belgard. Stettin 1929.
162. Bülow K. v. — Postglaziale Senkung und Dünenbildung im NO Hinterpommerschen Küstenbereich. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 50 f. 1929, pp. 125—136. Berlin 1930.
163. Bülow K. v. — Allgemein-geologische Beobachtungen im Wanderdünengebiet der Lebasee-Nehrung in Ostpommern. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 50 f. 1929. Berlin 1930.

164. Bülow K. v. — Erdgeschichte und Landschaftsgestaltung im Kreise Stolp in Pommern. Eine geologische Heimatkunde, pp. 200, 58 il. 1 m. Stolp (Pomm.). 1930.
165. Bülow K. v. — Der Wallberg von Deutsch-Krone und das Gletchertor von Stranz. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 52, pp. 8—26. Berlin 1931.
166. Bülow K. v. — Ein Blick über Landschaft des Kreises Köslin und ihre erdgeschichtliche Entwicklung. *Unser Pommerland*, 16, pp. 410—414. 1931.
167. Bülow K. v. — Der Beginn der Moorbildung in den südlichen Küstenländern der Ostsee, insbesondere in Pommern. *Naturf. Ver. Neuvorpommern und Rügen, Mitt.* Greifswald 1932.
168. Bülow K. v. — Entstehung und Ausfüllung eines jungglazialen Tales. (Leba-Urstromtal in NO Pommern). *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 53, pp. 363—396. Berlin 1932.
169. Bülow K. v. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Lebasee. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1932.
170. Bülow K. v. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Leba. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1932.
171. Bülow K. v. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Charbrow. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1932.
172. Bülow K. v. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Schurow. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1932.
173. Bülow K. v. — Grundzüge der Geologie und Bodenkunde von Pommern. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1932.
174. Bülow K. v. — Der erdgeschichtliche Werdegang des Stolper Landes. *Unser Pommerland*, 18, pp. 3—7. 1933.
175. Bülow K. v. — Ein neuer Fund von Litorina-Ablagerungen und der Zeitpunkt der Litorina-Transgression in Pommern. *Dorhniana*, 12, pp. 3—12. Stettin 1933.
176. Bülow K. v. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Glowitz. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1933.
177. Bülow K. v. — Vierjährige Beobachtungen an den Wanderdünen auf der Nehrung des Lebasees. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 54. Berlin 1933.
178. Bülow K. v. — Die Wald- und Ackerböden Norddeutschlands. *Dorhniana* 13, pp. 138—160. Stettin 1934.
179. Bülow K. v. — Untergrund und jungeszeitliche Endmoränen im mittleren Norddeutschland. *Freunde Naturgesch. Meckl. Arch. N. F.* 13, pp. 10—30. il. 1938.
180. Burmeister — Beiträge zur Landeskunde der Tucheler Heide. *Albertus Univ. Dissert.* pp. 19. Königsberg 1914.
181. Buttner R. — Das untere Flussgebiet der Glazter Neisse, pp. 56. Breslau 1871.
182. Cammerlander v. C. — Aus dem Diluvium des nordwestlichen Schlesiens. *K. K. Geol. R.-A. Verh.* p. 151. Wien 1885.
183. Cammerlander v. C. — Hochgelegenes nordisches Diluvium im Bergland von Olbersdorf-Jägerndorf. *K. K. Geol. R.-A. Verh.* pp. 246—248. Wien 1891.
184. Caro A., Feldt W. — Die Bedeutung des Torfes für die Provinz Ostpreussen. *Verband Ostdeutscher Industrieller.* pp. 37, 1 tabl. Danzig 1907.
185. Chamisso A. v. — Über die Torfmoore bei Colberg, Gnageland und Swinemünde. *Karstens Arch. Bergbau u. Hüttenkunde.* 11, pp. 3—26. 1826.

186. Chwalla K. — Die Besiedlung des Ottmachauer Gebietes während der letzten Eiszeit. *Kunst. Altertum Verh.* Jb. 35, 1931.
187. Clemens B. — Schlesiens Bau und Bild mit besonderer Berücksichtigung der Geologie. pp. XV, 234, 116 il. 15 tabl. Glogau 1907.
188. Cohn F. — Über Untersuchung der schlesischen Moore. *Schles. Gesell. Jber.* 61, pp. 243—245. Breslau 1884.
189. Cohn F. — Erforschung der schlesischen Moore. *Schles. Gesell. Jber.* 62, pp. 303—306. Breslau 1884.
190. Cohn F. — Über die Tätigkeit der Kommission für Untersuchung der schlesischen Moore. *Schles. Gesell. Jber.* 66, pp. 166—168. Breslau 1889.
191. Cohn F., Schröter J. — Die Arbeiten der Commission für Erforschung der schlesischen Moore. *Schles. Gesell. Jber.* 62, pp. 303—306. Breslau 1884.
192. Conwentz H. Vorläufige Mitteilung über Petrefaktenkunde aus den Diluvialgeschieben bei Danzig. *Naturf. Gesell. Schr. N. F.* 3, H. 3. Danzig 1874.
193. Conwentz H. Über die versteineten Hölzer aus dem norddeutschen Diluvium. *Univ. Dissert.* pp. 33. Breslau 1876.
194. Conwentz H. — Fossile Hölzer. 1. Hölzer aus der Quartärfornation. 2. Diluviales Rollholz aus Cyprinenthon von Succase bei Elbing beschr. von G. Berendt. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. f. 1881. pp. 147—148. Berlin.
195. Conwentz H. — Vorweltliche Wirbeltiere aus der Umgebung v. Riesenburg. *Naturf. Gesell. Danzig. Schr. N. F.* 7. Danzig 1888.
196. Conwentz H. — Monographie der baltischen Bernsteinbäume. Danzig 1890.
197. Cramer R. — Aufnahmebericht zu den Bl. Budsin und Zelitz. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 31 f. 1910. pp. 612—616. Berlin.
198. Cramer R. — Aufnahmebericht zu Bl. Usch. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 32 f. 1911. pp. 539—544. Berlin.
199. Cramer R. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Kolmar. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1911.
200. Cramer R. — Geologie der Umgebung von Kolmar in Posen. *Gesell. Kunst, Wissensch. Naturf. Abt. Ztschr.* 18, pp. 1—14. Posen 1911.
201. Cramer R. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen, Bl. Budsin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1915.
202. Cramer R. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen Bl. Zelice. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1915.
203. Cramer R. — Der geologische Bau des Leobschützer Landes. *Der Oberschlesier* 19, pp. 364—369. 1937.
204. Craemer, Finckh L., Zimmermann E. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen, Bl. Schweidnitz. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1924.
205. Credner R. — Die Landeskundliche Literatur von Vorpommern und Rügen. *Geogr. Gesell. Greifswald. Jber.* 1, pp. 74—108. 1883.
206. Czajka W. — Der schlesische Landrücken. I. *Veröff. Schles. Gesell. Erdkunde.* 11, pp. 76. Breslau 1931.
207. Dahlgrün F., Seitz G. — Die Bohrung in Leba in Pommern. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. f. 1942. pp. 82—94. Berlin.
208. Dahms P. — Über ein eigenartiges, chloritreiches Geschiebe von der Endmoräne zwischen Mühlenkamp und Breitenbach bei Bublitz in Pommern. *Naturf. Gesell. Danzig. Schr. N. F.* 9, H. 1, pp. 90—92. Danzig 1895.

209. Dahms P. — Ehemalige Verbreitung, Aussterben und volkskundliche Beziehungen des Elchs in Westpreussen. *Globus* 74. Nr. 14 i 15. 1899.
210. Dahms P. — Tönender Sand. *Naturf. Gesell. Danzig. Schr. N. F.* 12. H. 4. pp. 32—73. Danzig 1910.
211. Dahms P. — Gewinnung und Verwendung von Geschiebeblöken im Ordensstaate Preussen. *Naturf. Gesell. Danzig. N. F.* 14. H. 3. pp. 58—69. 1917.
212. Dahms P. — Danzig als Heimat des Bernsteins. *Naturwiss. Wochenschr. N. F.* 21. pp. 89—99. 1922.
213. Dames — Über das Vorkommen des Emscher Mergels in Schlesien. *Naturwiss. Ver. Rheinlande u. Westfalens. Verh.* 31. pp. 97—98. Bonn 1874.
214. Dammer B. — Aufnahmebericht zu den Bl. Scharfenort, Samter, Ottorowo, Kasmirz, Duschnik und Gr. Gay. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 34. pp. 663—664. Berlin 1913.
215. Dammer B. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gross Gay. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1917.
216. Dammer B. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Kaźmierz. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1917.
217. Dammer B. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Scharfenort. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1917.
218. Dammer B. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Samter. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1917.
219. Dammer B. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Ottorowo. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1917.
220. Dammer B. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Duschnik. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1917.
221. Dammer B. — Zur Altersfrage des Interglazials von Rinersdorf in der südlichen Neumark. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 93, H. 9/10. Berlin 1941.
222. Das Odergebiet in Mähren und Schlesien. *K. K. Hydrogr. Zentralbureau. Jb.* 1905/7, Wien 1912.
223. Das Weichselgebiet. — *K. K. Hydrogr. Zentralbureau. Jb.* Wien 1905/07, 1912.
224. Dathe E. — Das nordische Diluvium in der Grafschaft Glatz. *Preuss. Geol. L.-A. Jb. f.* 1894, pp. 252—279. Berlin.
225. Dathe E. — Zur Kenntnis des Diluviums in der Grafschaft Glatz. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 20, pp. 247—265, 1 tabl. Berlin 1899.
226. Dathe E. — Bericht über die geologischen Aufnahmen auf den Blättern Neurode und Glatz in dem Jahre 1899. *Preuss. Geol. L.-A. Jb. f.* 1899, pp. CV—CXVI. Berlin 1900.
227. Dathe E. — Die Salzbrunner Mineralquellen in ihren geologischen Beziehungen. *Zum 300-jährig. Jubiläum der Verwendung des „Oberbrunnen“ zu Salzbrunn als Heilquelle*, pp. 43, 1 m., 3 prof. Berlin 1900.
228. Dathe E. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Rudolfswaldau. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin.
229. Dathe E. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Langenbielau. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin.
230. Dathe E. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Wünschelberg. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin.
231. Dathe E. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Neu Rode. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin.

232. Dathe E. — Das Vordringen des Inlandeises in der Grafschaft Glatz bis in das Heuscheuergebirge. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr* 64, pp. 488—. Berlin 1912.
233. Dathe E., Zimmermann E. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Freiberg. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1912.
234. Dechend W. — Untersuchung der Dünen der Frischen Nehrung mit sedimentpetrographischen Methoden. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 69, pp. 131—Königsberg 1937.
235. Deecke W. — Über Dünen und Diluvialsande auf den Pommerschen Inseln. *Globus* 64. Nr 15, pp. 237—241. 1893.
236. Deecke W. — Die mineralogische, geologische und paläontologische Literatur über die Provinz Pommern. Eine Zusammenstellung. *Naturwiss. Ver. Greifswald. Mitt.* 25, pp. 54—92.. Greifswald 1893.
237. Deecke W. — Geologischer Führer durch Pommern, pp. 132, 7 il. Berlin 1899.
238. Deecke W. — Die Solquellen Pommerns. *Naturf. Gesell. Greifswald. Mitt.* 30, pp. 43—129. Greifswald 1899.
239. Deecke W. — Aus der geologischen Geschichte Pommerns. *Pommern in Wort und Bild*, pp. 3—16. Stettin 1904.
240. Deecke W. — Säugetiere aus dem Diluvium und Alluvium der Provinz Pommern. *Naturw. Ver. Neupommern, Rügen. Mitt.* 36 f. 1904. Berlin 1905.
241. Deecke W. — Die südbaltischen Sedimente in ihrem genetischen Zusammenhange mit dem skandinavischen Schilde. *Zbl. Miner., Geol. Paläont.* Nr 4, pp. 97—109, Stuttgart 1905.
242. Deecke W. — Interglazialer Torf in Vorpommern. *Deutsch Geol. Gesell. Greifswald. Jber.* 9, pp. 201—213, 1 tabl. 1905.
243. Deecke W. — Geologie von Pommern, pp. 310, 10 il. Berlin 1907.
244. Deecke W. — Interglazialer Torf in Vorpommern. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr. Mber.* 1907, Nr 2, pp. 35—38. Berlin.
245. Deecke W. — Neue Materialien zur Geologie von Pommern. *Naturwiss. Ver. Greifswald. Mitt.* 33, pp. 65—131; 34 pp. 1—56; 37; 38 pp. 1—52; Greifswald 1902—1907.
246. Deecke W. — Entwicklungsgang und Gestalt der Ostsee. *Geogr. Ztschr.* pp. 186—206. 1910.
247. Deecke W. — Zur Morphologie und Tektonik Pommerns. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 63, Berlin 1911.
248. Deecke W. — Die geologische Geschichte der Nord- und Ostsee. *Aus der Heimat* 43, H. 4. 1930.
249. Delkeskamp R. — Die Beziehungen der Mineralquellen zum Grundwasser. Ulrikenquelle in Reinerz. *Ztschr. gesamte Wasserwirtsch.* 4. pp. 37—42. 1909.
250. Die stehenden Gewässer der Provinz Pommern. Verzeichnis der Seen in den Regierungsbezirken Stettin und Köslin. *Fischereistatist. Veröff.* Nr 4, Neudamm und Berlin 1937.
251. Diestel — Die Haffe, Nehrungen und Dünen an der Küste von Ostpreussen. *Globus*, pp. 102. 1871.
252. Die Stromgebiete des Deutschen Reiches. Hydrographisch und orographisch dargestellt m. beschreibendem Verzeichnis der deutschen Wasserstrassen. I. Gebiet der Ostsee, pp. V, 295. Berlin 1908.
253. Dittrich G. — Bodenentstehung und Aufschlüsse in der Umgegend von Breslau. *Schles. Gesell. Jber.* pp. 15. Breslau 1914.



255. Dittrich G. — Bodenbeschaffenheit und Aufschlüsse in der Umgebung von Breslau. *Schles. Gesell. Jber.* Breslau 1914.
255. Dittrich G. — Neue geologische Beobachtungen aus der Breslauer Gegend. 2. Neue Lössfunde nördlich der Oder bei Breslau. 3. Ein Glazialschliff bei Trebnitz. *Preuss. Geol. L.-A.* 35, pp. 104—111. Berlin 1914.
256. Dittrich G. — Fortschritte der Höhlenforschung in den Sudeten. *Firgenwald* 10. pp. 18—23, 3 il. Reichenberg 1937.
257. Dittrich G. — Über neuere Quellenforschung im Glatzer (Spieglitzer) Schneegebirge. *Firgenwald* 11, pp. 156—157. Reichenberg 1938 (1939).
258. Dreyer J. — Die Moore Pommerns. *Geogr. Gesell. Jber.* Greifswald 1913.
259. Dücker A. — Über Strukturböden im Riesengebirge. Ein Beitrag zum Bodenfrost- und Lössproblem. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 89. pp. 113—129. 8 il., 2 tabl. Berlin 1937.
260. Ebeling F. — Die Geologie der Waldenburger Steinkohlenmulde. *Niederschles. Steinkohlenbergbau-Hilfskasse* (1907).
261. Eberle G. — Verfrachtung von Schlammfladen durch Eis. *Natur und Museum.* Frankfurt/M. 1930.
262. Ebert Th. — Untersuchungen des Steilufers der Weichsel bei Neuenburg. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* p. 1033. Berlin 1885.
263. Ebert Th. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Neuenburg. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1900.
264. Ebert Th. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Garnsee. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1900.
265. Ehwald K. — Die geologischen Grundlagen der Grundwassersalzung im Kreise Grosser Werder Freie Stadt Danzig. *Gas u. Wasserfach.* p. 406. 1927.
266. Elbert J. — Die Entwicklung des Bodenreliefs von Vorpommern während der letzten diluvialen Vereisung. *Geogr. Gesell. Greifswald. Jber.* 8 i 10. 1904, 1906.
267. Enderwitz F., Geschwendt F. — Das Zobtengebiet. *Wanderungen in Schlesien*, 5, pp. 48. Breslau 1925.
268. Evers A., Jüttner K. — Das nordische Diluvium im westlichen Teile von österr. Schlesien. *Mährisches Landesmus. Ztschr.* 12. pp. 191—265, Brünn 1912.
269. Fistmantel O. — Über ein neues Vorkommen von silurischen Diluvialgeschieben bei Lampersdorf. *Schles. Gesell. Jber.* 52, pp. 29—31. Breslau 1874.
270. Fiedler H. — Zusammenstellung der diluvialen und aluvialen Gebilde Schlesiens. *Programm Heilige Geist Realschule.* pp. 24. Breslau 1864.
271. Figura K. — Einheimische Moore. *Ostpommersche Heimat.* Nr 42—45. 1935.
272. Finckh L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gross Krossin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1904.
273. Finckh L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Kollatz. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1904.
274. Finckh L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Seeger. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1905.
275. Finckh L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gross Tychow. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1905.
276. Finckh L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Koslin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1905.
277. Finckh L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Beelkow. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin.

278. Finckh L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen, Bl. Gross Mollen. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin.
279. Finckh L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen, Bl. Zanow. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin.
280. Finckh L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen, Bl. Alt Belz. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin.
281. Finckh L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen, Bl. Sorenbohm. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin.
282. Finckh L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen, Bl. Lauterbach. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1925.
283. Finckh L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen, Bl. Reichenbach. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1924.
284. Finckh L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen, Bl. Charlottenbrunn. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1923.
285. Finckh L., Gotzinger G. — Erläuterungen zur geologischen Karte des Reichensteiner Gebirges, des Nesselkoppelkammes und des Neisse-Vorlandes. pp. 107. Wien 1931.
286. Fischer — Der Untergrund von Neusalz a. O. Schles. *Lehrer-Verein für Naturkunde, Jber.* 1. Görlitz 1905/06.
287. Flohr E. F. — Alter, Entstehung und Bewegungserscheinungen der Blockmeere des Riesengebirges. *Schles. Gesell. Erdkunde, Veröff.* 21, pp. 395—418. 1901.
288. Frase R. — Wanderbuch für die Grenzmark Posen — Westpreussen. Schneidemühl 1931.
289. Frase R., Schaper E. — Der nördliche Teil Grenzmark Posen — Westpreussen und das Netze-Tal. *Nordosten* I, pp. 146—155. il. Danzig 1931.
290. Frech F. — Führer für die geologische Exkursion des XIII. deutschen Geographentages nach Oberschlesien. Unter Mitwirkung von R. Leonhard und J. Wysogórski. XIII. *Deutscher Geographentag in Breslau*. pp. 20. Breslau 1901.
291. Frech F. — Nachmittagsausflug nach Trebnitz am 29. Mai 1901. XIII *Deutscher Geographentag in Breslau*. pp. 4. Breslau 1901.
292. Frech F. — Geologische Exkursion in Schlesien. *Schles. Gesell. Naturw. Sekt. Jber.* 77. pp. 13—28. Breslau 1900.
293. Frech F. — Ausflug in das Diluvium von Trebnitz. XIII. *Deutscher Geographentag, Verh.* pp. LI—LIII. Breslau 1901.
294. Frech F. — Über glazialen Druck und Faltungerscheinungen im Odergebiet. *Gesell. Erdkunde, Ztschr.* 36, pp. 219—229. 1901.
295. Frech F. — Über die Mächtigkeit des europäischen Inlandeises und das Klima der Interglazialzeiten. C.-R. *Congr. Géol. Intern.* XI. 1. Stockholm 1910.
296. Frech F. — Schlesiens Heilquellen in ihrer Beziehung zum Bau der Gebirge. p. 101, 2 m. Berlin 1912.
297. Frech F. — Schlesische Landeskunde. III. Erdgeschichte. Leipzig 1913.
298. Frech F. — Ein Normalprofil durch Tertiär und Quartär im schlesischen Hügelland. *Zbl. Miner. Geol. Paläont.* pp. 417—419. Stuttgart 1915. funde in der Reyersdorfer Tropfsteinhöhle. *Beitr. z. Biologie d. Glatzer*
299. Frech F. — Die Säugetierfauna des Glatzer Schneegebirges. I. Knochen-Schneegeb. 2. pp. 121—134. 1936.
300. Frech F. — Über den Bau der Schlesischen Gebirge. *Geogr. Ztschr.* 8, pp. 553—570, il., 1 m. Berlin.

301. Freystedt A. — Tiefbohrungen von Oberwalde. *Deutsche Gesell. Kunst. und Wissensch. Ztschr.* Posen 1903.
302. Freystedt A. — Der Seehorster Aoser. *Deutsche Gesell. Kunst. u. Wissensch. Naturf. Abt. Ztschr.* 16. pp. 104—105. Posen 1909.
303. Freystedt A. — Die Oberflächengestaltung der Umgebung der Stadt Posen. *Deutsche Gesell. Kunst. u. Wissensch. Nat. Abt. Ztschr.* 19. pp. 22—28 i 75—91. Posen 1912.
304. Friederichsen M. — Die Riesengebirgeexkursion des XIII. Deutschen Geographentages (31. V. — 2. VI. 1901). *Geogr. Ztschr.* 7, 10. pp. 583—590. 1901.
305. Friederichsen M. — Über Pommerns Küsten. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 64. Mber. Nr. 8—10. pp. 411—419. Berlin 1912.
306. Friederichsen M. — Vorpommerns Küste und Seebäder. pp. 63, 27 il., 2 m. Greifswald 1912.
307. Fries W. — Tertiär und Diluvium im Grüneberger Höhenrücken. *Hellerscher Verb. Jb. N. F.* 12. pp. 167—198. 1933.
308. Fuhrer G. — Mohruntersuchungen in den Kreisen Angerburg und Darkehmen (1917—1920). *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 65, pp. 164—169. Königsberg 1928.
309. Funde — Vorgeschichtlicher Tierreste in Lubcn. *Schlesien.* 2. p. 5. 1903.
310. Gagel C. — Bericht über die Aufnahmearbeiten auf Blatt Passenheim. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 1894. Berlin.
311. Gagel C. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Uchtdorf. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1900
312. Gagel C. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Angerburg. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1903.
313. Gagel C. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Ratzenburg. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1903.
314. Gagel C. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Molln in Lauenburg. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1903.
315. Gagel C. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gudow. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1903.
316. Gagel C. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Malga. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1903.
317. Gagel C. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Reuschwerder. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1903.
318. Gagel C. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Passenheim. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1903.
319. Gagel C. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Jedwabno. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1903.
320. Gagel C. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gross Steinort. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1903.
321. Gagel C. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Lotzen. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1903.
322. Gagel C. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Kniglanken. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1903.
323. Gagel C. — Die sogenannte Ancyclus-Hebung und Litorina-Senkung an der deutschen Ostseeküste. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 31. pp. 203—226. Berlin 1910.
324. Gagel C. — Die Beweise für die mehrfache Vereisung Norddeutschlands in diluvialer Zeit. *Geol. Rundsch.* 4, H. 5/6. pp. 320—421, 1913.

325. Gagel C. — Aufnahmebericht zu den Bl. Zechlin und Babitz. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 36 f. 1915. pp. 526—528. Berlin.
326. Gagel C. Die letzte grosse Phase der diluvialen Vergletscherung Norddeutschlands. *Geol. Rundsch.* 6. pp. 49—89. Stuttgart 1915.
327. Gagel C. — Über die stratigraphische Stellung der jüngen Eemfauna. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* pp. 173—177. Berlin 1918.
328. Gagel C. — Einige Bemerkungen über den roten ostpreussischen Deckton. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 45. pp. 312—316. Berlin 1924.
329. Gagel C. — Die Beschaffenheit und die Herkunft des roten ostpreussischen Decktons. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 46. pp. 369—372. Berlin 1925.
330. Gagel C., Müller G. — Die Entwicklung der ostpreussischen Endmoränen in den Kreisen Ortelsburg und Neidenburg. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 17. pp. 250—277, 1 m. Berlin 1896.
331. Gams H. — Über den Stand der Moorforschung in Nord- und Ost-Europa. *Nachrichtenbl. f. Geologen Köhlers Antiq.* Nr 7/8. Leipzig 1924.
332. Gams H. — Über das Alter der baltischen Endmoräne und Reliktenkrebse. (?) *Arch. Hydrol.*, 16. 1926.
333. Gams H. — Die Bedeutung der Paläobotanik und Mikrostratigraphie für die Gliederung des mittel-, nord- und osteuropäischen Diluviums. *Ztschr. Gletscherkunde.* 1930.
334. Gams H. — Die Geschichte der Ostsee. *Int. Revue Ges. Hydrol. Hydrogr.* 22. 1929. Nachträge *ibid.* 26. 1931.
335. Gams H. — Beiträge zur Mikrostratigraphie und Paläontologie des Pliozäns und Pleistozäns von Mittel und Osteuropa und Westsibirien. *Eclogae Geol. Helvet.* 28. Basel 1935.
336. Gams H., Ruoff S. — Geschichte, Aufbau und Pflanzendecke des Zehlauerbruches. *Phys.-Ökon. Gesell.* 66, H. 1. pp. 1—192, il., 1 m. 27 tabl. Königsberg 1929.
337. Geib K. — Meeresgeologische Untersuchungen im Bereiche der ostpommerschen Küste von Stolpmünde bis zur ehemaligen deutsch-polnischen Grenze. *Geol. d. Meere u. Binnengew.* 7, H. 1. pp. 1—39. Berlin 1944.
338. Geinitz E. — Das Quartär Nordeuropas. *Lethaeo geognostica.* III. 2. I.
339. Geinitz E. — Die geographischen Veränderungen des südwestlichen Ostseegebietes seit der quartären Abschmelzperiode. *Peterm. Mitt.* 1903. pp. 25—28; 77—83. Gotha.
340. Geinitz E. — Die Eiszeit. pp. 198. 25 il., 3 tabl. Braunschweig 1906.
341. Geinitz G. — Die Endmoränen Deutschlands. *Meckl. Arch.* 72. 1918.
342. Geinitz G. — Das Diluvium Deutschlands. pp. 206, 3 tabl. 28 il. Stuttgart 1920.
343. Geisler W. — Die Beschaffenheit der Böden (1 : 50 000). *Wirtschafts- und Verkehrsgeographischer Atlas von Schlesien.*
344. Geisler W. — Weichsellandschaft zwischen Thorn und Danzig, pp. 240. Hamburg 1923.
345. Gellert J. — Geomorphologie des mittelschlesischen Inselberglandes. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 83. pp. 431—447. Berlin 1931.
346. Gellert J., Schuler A. — Eiszeitböden im Riesengebirge. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 81. Berlin 1929.
347. Genieser K. — Studien zur Diluvialgeschichte des Bober-Katzbachgebirges und seiner Flüsse. *Diss. Univ. Berlin* pp. 47. Liegnitz 1936.

348. G e n n e r i c h E. — Die Flüsse Deutschlands. pp. 168, il. *Baensch*. Dresden 1908.  
To samo *Ztschr. Gewässerkunde*, 8, pp. 303—370. 1908.
349. G i e r e W. — Die Entstehung der Ostsee. *Albertus-Univ. Schr. Nat. Reihe* 1, pp. 142, 4 il., 1 m. Königsberg 1938.
350. G i s e v i u s — Über Vorkommen von interglazialen, Süßwassermergel in der Sektion Wormditt. *Phys.-Ökon. Gesell., Schr.* pp. (7)—(8). Königsberg 1899.
351. G i r a r d H. — Über die geognostischen Verhältnisse des nordöstlichen deutschen Tieflandes. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 1, pp. 339—352. Berlin 1948.
352. G i r a r d H. — Die Norddeutsche Ebene insbesondere zwischen Elbe und Weichel. Berlin 1855.
353. G i r t h C. — Hela- illustrierter Führer, Geschichte und Beschreibung der Halbinsel Hela bis auf neueste Zeit. *Norddeutsche Städte und Landschaft*. Nr. 9, pp. 1—84. Danzig 1891.
354. G l i n k a K. — Putiewoditiel geologiczeskoj ekskursji wdoł Iwangorodo-Dombrowskoj żelieznoj dorogi. Now. Aleksandria (Puławy) 1898.
355. G l o c k e r E. F. — Über die nordischen Geschiebe der Oderebene um Breslau. *Nova Acta Acad. Leopoldina Car.* 24. 1, pp. 409—492, Halle/S. 1854.
356. G l o c k e r E. F. — Neue Beiträge zur Kenntnis der nordischen Geschiebe und ihres Vorkommens in der Oderebene um Breslau. *Nova Acta Acad. Leopoldina Car.* 25, 2, pp. 767—804. Halle/S. 1856.
357. G l o c k e r E. F. — Zwei Karten zur Beschreibung der preussischen Oberlausitz, mit Text. 1857.
358. G o p p e r t R. H. — Die Thermen von Warmbrunn. Berlin 1840.
359. G o p p e r t R. H. — Über das Kalklager zu Paschwitz bei Canth. *Schles. Gesell. Jber.* 32, pp. 35—36. Breslau 1854.
360. G o p p e r t R. H. — Über vorgelegte Stücke von silurischen Geschiebekalk von Schilkowitz. *Schles. Gesell. Jber.* 44, p. 52. Breslau 1866.
361. G o p p e r t R. H. — Fossile Säugetiere in Schlesien. *Schles. Gesell. Jber* 60, p. 140 Breslau 1882.
362. G o e t z i n g e r G. — Geologische Studien im subbeskidischen Vorland auf Bl. Freistadt in Schlesien. *K. K. Geol. R.-A. Jb.* 59, pp. 1—22, 1 tabl., 6 il. Wien 1910.
363. G o e t z i n g e r G. — Weitere geologische Beobachtungen im Tertiär und Quartär des subbeskidischen Vorlandes in Ost-Schlesien. *K. K. Geol. R.-A., Verh.* 1910, pp. 69—89. Wien 1910.
364. G o e t z i n g e r G. — Die eiszeitliche Eisstrombewegung aus Skandinavien über Deutschland nach dem Sudeten- und Karpathengebiet. *Forsch. u. Fortschr.* 10, pp. 102—103. 1934.
365. G o e t z i n g e r G. — Die eiszeitliche Strombewegung aus Skandinavien, über Norddeutschland nach dem Sudeten- und Karpathengebiet. *Ztschr. Gletscherkunde*, 22, pp. 225—226. 1935.
366. G o e t z i n g e r G., M i l t h e r s V. — Leitgeschiebe des nordischen Quartärs von Schlesien und Mähren. *Firgenwald* 7, pp. 10—15. 1934.  
To samo *Akad. Wissensch. Wien. Akad. Anzeiger* Nr. 24. Wien 1934.
367. G r a h m a n n R. — Über die Ausdehnung der Vereisungen Norddeutschlands und ihre Einordnung in die Strahlungskurve. *Sächs. Akad. Wissensch. Mat.-Phys. Kl. Ber.* 80. Leipzig 1928.

368. Grahmann R. — Der Loess in Europa. *Gesell. Erdkunde, Mitt.* 1930/31, pp. 5—24. Leipzig.
369. Gumprecht F. E. — Zur geognostischen Kenntnis von Pommern. *Karsten's Deutschlands. Intern. Conf. Ass. Quart. in Europa, Trans.* Leningrad 1932.
370. Grahmann R. — Über die Grenzen der älteren Vereisungen Nord-eises. *Gesell. Erdkunde, Mitt.* 54. Leipzig 1937.
371. Grünberg G. — Wandlungen im Landschaftsbild der Danziger Nehrung. i 79—83, 1 m. 1935.
372. Gross H. — Neue Ergebnisse ostpreussischer Späteiszeitforschungen. *Forsch u. Fortschr.* 13. pp. 293—294. 1937.
373. Grahmann R. — Form und Entwässerung des nordeuropäischen Inland-Nadrauen 1937.
374. Greiner Th. — Die Frische Nehrung. *Geogr. Anzeiger* 36, 3 pp. 49—57 Vegetation. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 53, pp. 183—268, 20 il. 9 tabl., 1 m. Königsberg 1912.
375. Gross H. — Ostpreussische Späteiszeit. *Unser Masurenland.* 1937; oraz
376. Gross H. — Ostpreussens Moore mit besonderer Berücksichtigung ihrer *Ökon. Gesell. Schr.* 54. pp. 25—75, il. 1 tabl. Königsberg 1913.
377. Gross H. — Ostpreussens Moore. pp. 75. Leipzig 1912.  
5, pp. 1—20, 1 m. 1941.
378. Gross H. — Zwei bemerkenswerte Moore in Königsbergs Umgebung. *Phys.-Naturf. Gesell. Danzig, Schr. N. F.* 19, H. 4, pp. 1—73, 3 tabl. 114 poz. bibl. Danzig 1933.
379. Gross H. — Beitrag zur Entwicklung des Frischen Haff. *Geol. d. Meere, Arch. Bergbau, Hüttenwesen,* 20, pp. 1—73. 1846.
380. Gürich G. — Quartärfauna von Schlesien. *Schles. Gesell. Jber.* 62. pp. 261—270. Breslau 1884.
381. Gürich G. — Tiefbohrungen bei Breslau. *Schles. Gesell., Jber.* 62. pp. 234—239. Breslau 1884.
382. Gürich G. — Erläuterungen zu der geologischen Übersichtskarte von Schlesien (1 : 400 000). pp. 194. (Bibl. od r. 1866). Breslau 1890.
383. Gürich G. — Über einen Fund von diluvialen Knochenresten der Tongrube von Münsterberg. *Schles. Gesell. Jber.* 70. *Naturw. Abt.* pp. 16—18. Breslau 1893.
384. Über neuere Publikationen zur Geologie Schlesiens. *Schles. Gesell. Jber.* 70. *Naturw. Abt.* pp. 27—29. Breslau 1893.
385. Gürich G. — Über die geologischen Verhältnisse von Hirschberg. *Schles. Gesell. Jber.* 72. pp. 28—31. Breslau 1894.
386. Gürich G. — Die Eiszeit in Schlesien. *Bunte Bilder aus d. Schlesierlande.* pp. 154. Breslau 1898.
387. Gürich G. — Das geologische Profil von Ebersdorf in der Grafschaft Glatz. *Schles. Gesell. Jber.* 77. Breslau 1899.
388. Gürich G. — Geologischer Führer durch das Riesengebirge. pp. X. 301. Berlin 1900.
389. Gürich G. — Bericht über die geologischen Aufschlüsse an der Bahnlinie Siegersdorf-Lorenzdorf bei Bunzlau in Schlesien. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 1901. pp. 438—444. Berlin.
390. Gürich G. — Ein diluvialer Nephritblock im Strassenpflaster von Breslau. *Zbl. Miner., Geol. Paläont.* No. 3, pp. 71—73. Stuttgart 1901.

391. Gürich G. — Über ein geologisches Profil durch das Riesengebirge. *Schles. Gesell. Jber.* 78. pp. 19—21. Breslau 1901.
392. Gürich G. — Über neue geologische Aufschlüsse im Riesengebirge. *Schles. Gesell. Naturw. Sekt. Jber.* 79. p. 1. Breslau 1902.
393. Gürich G. — Der Schneckenmergel von Ingramsdorf und andere Quar-  
tärfunde in Schlesien. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 26, pp. 43—57. Berlin 1905.
394. Gürich G. — Wie weit hat die nordische Vergletscherung der Eiszeit in  
Schlesien nach Süden gereicht. *Schlesien I*, pp. 198—201. 1908.
395. Gürich G. — Die geologischen Naturdenkmäler des Riesengebirges. *Beitr.  
Naturdenkmalpfl.* 4, pp. 141—324. 1914.
396. Habermann C. — Geologisch-morphologische Wandkarte der Provinz  
Pommern 1:200 000 nebst Begleitungswort. Berlin 1913.
397. Hagenow F. — Pfahlbauten in Neu-Vorpommern. *Ver. Mecklenb. Ge-  
schichte u. Altertumskunde*, Jb. 30. pp. 105—112. Schwerin 1865.
398. Hahn — Die Städte der norddeutschen Tiefebene in ihrer Beziehung zur  
Bodengestaltung. *Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde*. I. H. 3.  
1885.
399. Halbfass W. — Beitrag zur Kenntnis der pommerschen Seen. *Peterm.  
Mitt. Erg. H.* Nr 136. Gotha 1901.
400. Halbfass W. — Die Morphometrie der europäischen Seen. *Gesell. Erd-  
kunde, Ztschr.* p. 592. Berlin 1903.
401. Hallik R. — Pollenanalytische Untersuchungen im Postglazial West-  
pommerns. *N. Jb. Miner. Geol. Paläont.* 88, H. 1, pp. 40—84, 8 il. Stuttgart  
1943.
402. Hanslik E. — Die Eiszeit in den schlesischen Beskiden. *K. K. Geogr.  
Gesell., Mitt.* 50, pp. 312—324. Wien 1907.
403. Harbort E. — Über fossilführende jungglaziale Ablagerungen von inter-  
stadialem Charakter im Diluvium des baltischen Höhenrückens in Ost-  
preussen. Henry Munthe (Referat). *Geol. Fören. Förh.* 34, H. 4. Stockholm  
1912.
404. Harbort E. Über ein graphitführendes Pegmatitgeschiebe aus dem Di-  
luvium von Lissagura bei Wronken in Masuren. *Geol. Gesell. Ztschr.* 67, H.  
5—7, pp. 177—181. Berlin 1915.
405. Hartmann F. — Die fossile Flora von Ingramsdorf. *Univ. Breslau  
Dissert.* pp. 37. Breslau 1908.
406. Hartnack W. — Über Sandriffe. Untersuchungen an der pommerschen  
Küste. *Geogr. Gesell. Greifswald.* Jb. 40/42. pp. 47—70, 4 tabl. Greifswald 1924.
407. Hartnack W. — Die Küste Hinterpommerns unter besonderer Berücksichti-  
gung der Morphologie. *Geogr. Gesell. Greifswald*, Jb. 2. Beilage z. Bd. 43/44.  
Greifswald 1926.
408. Hartnack F. — Oberflächengestaltung der ostpommerschen Grenzmark.  
*Nordosten I.* Danzig 1931.
409. Hartnack W. — Zur Entstehung und Entwicklung der Wanderdünen an  
der deutschen Ostseeküste. *Ztschr. Geomorphol.* 6, H. 4/5 1931.
410. Hartnack W., Rubow E. — Die ostpommersche Grenzmark. 1 u. 2.  
*Nordosten*, I, pp. 99—146. Danzig 1931.
411. Hassinger H. — Das Südende der eiszeitlichen nordischen Vergletsche-  
rung in Mitteleuropa. *Geogr. Gesell. Wien, Mitt.* pp. 281—289. Wien 1911.

412. Haupt G. — Beiträge zur Kenntnis der Oberflächengestaltung des Samlandes und seines Gewässernetzes, *Phys.-Ökon. Gesell., Schr.* 48, pp. 251—340. Königsberg.
413. Haupt K. — Die Fauna des Graptolithengesteins. Ein Beitrag zur Kenntnis der silurischen Sedimentgeschiebe der norddeutschen Tiefebene. *N. Lausitzer Magaz.* 54, pp. 29—114. 1878.
414. Hasard J. — Glazialschiffe südwestlich von Löbau in Schlesien. 1891.
415. Hecht J. — Die diluvialgeologischen Verhältnisse des Endmoränenzuges des Katzengebirges und des Primkenauer Höhenzuges in Niederschlesien. *Zbl. Miner. Geol. Paläont.* B. pp. 161—171. Stuttgart 1940.
416. Heck H. L. — Über ein neues Vorkommen interglazialer Torfe und Tone bei Rinnerdorf (Kreis Schwiebus). *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 49, pp. 1117—1126. Berlin 1928.
417. Heer O. — Diluviale und altdiluviale Säugetierreste aus der Oberlausitz. *Naturf. Gesell. Görlitz, Abh.* 29, pp. 92—101. 1924.
418. Heim A. — Über Kantengeschiebe aus dem Norddeutschen Diluvium. *Züricher Naturf. Gesell. Vierteljahrsschr.* 1888.
419. Heinevetter — Die oberschlesischen Diluvialfunde der Jahre 1932/33. *Geol. Ver. Oberschl., Jber.* 2, pp. 49—50. Gleiwitz 1933.
420. Heinevetter — Die eiszeitlichen Funde im Gebiet von Gleiwitz. *Geol. Ver. Oberschl., Jber.* Gleiwitz 1937.
421. Heinke C. — Diluviale und altdiluviale Säugetierreste aus der Oberlausitz. *Naturf. Gesell. Görlitz, Abh.* 29, H. 3. pp. 75—85, 9 il. 1926.
422. Heintze — Der Hafen von Regamünde. *Baltische Stud.* 18, pp. 81—114. 1860.
423. Helland A. — Über die glazialen Bildungen der norddeutschen Ebene. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 1879, p. 104.
424. Helbig A. — Die Eglitz. *Schles. Heimatblätter.* II. pp. 25—31, 1 t. 1908.
425. Hellmann G. — Regenkarten der Provinzen Westpreussen, Posen und Schlesien. *Preuss. Meteorol. Inst. Veröff.* Nr. 247—248. 1912.
426. Helpap O. — Zur Morphologie der Niederlausitz. *Geogr. Arb.* 8, pp. 60, 1 m. 1:200 000. Berlin 1935.
427. Hennig E. — Geologie von Grossdeutschland. 1942.
428. Hensel — Über die fossilen Säugetiere Schlesiens. *Schles. Gesell. Jber.* 30. pp. 37—38. Breslau 1852.
429. Hensel — Übersicht der fossilen und lebenden Säugetiere Schlesiens. *Schles. Gesell. Denkschr.* 1853, pp. 239—264. Breslau.
430. Hermann R. — Die erratischen Blöcke im R.-Bez. Danzig. *Beiträge z. Naturdenkmalpf.* 2, H. 1. Berlin 1911.
431. Hermann R. — Über Rhinoceros Mercki Jäger im Diluvium Westpreussens und seine Beziehungen zur norddeutschen Diluvialfauna. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 1911. *Mber.* 1. pp. 3—35. Berlin.
432. Hermann R. — Die Rhinocerosarten des westpreussischen Diluviums. *Naturf. Gesell. Danzig, Schr.* N. F. 13, H. 3/4. pp. 110—174, 2 tabl., 1 m. Danzig 1914.
433. Herr O. — Diluviale und alluviale Säugetierreste aus der Oberlausitz. *Naturf. Gesell. Görlitz,* 29, H. 1, pp. 92—101, 2 il. 1924.
434. Herr O. — Aus Natur und Museum. Kleinere Mitteilungen. A. Geologie. *Naturf. Gesell. Görlitz, Abh.,* 29, H. 3. pp. 94—105, 10 il. 1926.



435. Herzig F. — Die Grafschaft Glatz und ihre Bewohner in der prähistorischen Zeit. Diluvium und Urmensch. *Glatzer Gebirgsver. Jber.* 19, pp. 46—56. Glatz 1900.
436. Hesemann J. — Quantitative Geschiebestimmungen im norddeutschen Diluvium. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 52. Berlin 1931.
437. Hesemann J. — Zur Geschiebeführung und Geologie des Odergletschers. 1. Äussere Rosentaler und Velgarter Randlage. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 53, pp. 70—84. Berlin 1932.
438. Hesemann J. — Neue Ergebnisse der Geschiebeforschung im nord-
439. Hesemann J. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Standemin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1935.  
deutsches Diluvium (kristalline Geschiebe). *Geol. Rundsch.* 26, pp. 186—198. Stuttgart 1935.
440. Hesemann J. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Labes. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1935.
441. Hesemann J. — Zur Geschiebeführung und Geologie des Odergletschers. II. Der züllichauer Bogen. *Preuss. Geol. L.-A.* 58, pp. 455—471, 1 t. Berlin 1937.
442. Hesemann J. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Kerstin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1939.
443. Hesemann J. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Belgard. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1939.
444. Hesemann J., Mühlen L. v. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Wangerin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1935.
445. Hesemann J. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Dramburg. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1935.
446. Hess v. Wichdorff H. — Bericht über geologische Aufnahmen auf Blatt Kerschken im Jahre 1905. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 26, pp. 743—762. Berlin 1905.
447. Hess v. Wichdorff H. — Aufnahmebericht zu Bl. Gr. Duneyken und Czychen. *Preuss. Geol. L.-A.*, Jb. 28, f. 1907, pp. 1078—1093. Berlin.
448. Hess v. Wichdorff H. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Farbezin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1907.
449. Hess v. Wichdorff H. — Über die radialen Aufpressungserscheinungen im diluvialen Untergrund der Stadt Neugard in Pommern und ihre Beziehungen zu dem Neugarder Os. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 30, pp. 145—156. Berlin 1909.
450. Hess v. Wichdorff H. — Aufnahmebericht der Gegend von Gumbinnen. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 31 f. 1910, pp. 632—633. Berlin.
451. Hess v. Wichdorff H. — Über einige in Raseneisenerz umgewandelte fossile Hirschgeweihe aus einem Raseneisenerzlage der Provinz Posen. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 28 f. 1907. pp. 544—548, 1 tabl. Berlin 1910.
452. Hess v. Wichdorff H. — Das Vorkommen von „Diluvialkohle“ bei Purmallen, Gwilden und Kl. Tauerlanken an der russischen Grenze. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 32 f. 1911, pp. 272—284, 3 il., 1 m. Berlin 1914.
453. Hess v. Wichdorff H. — Geologie und Heimatkunde des Kreises Neugard in Pommern. pp. 134, 24 il. Berlin 1912.
454. Hess v. Wichdorff H. — Oserbildung in Hinterpommern und die Entstehung der sog. Stauoser und Aufpressungsoser. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr. Mber.* 64. Nr 2, pp. 102—108, 6 il. Berlin 1912.

455. Hess v. Wichdorff H. — Über einige bisher unbekannte Vorkommen typischer Litorinafauna in Ostpreussen, nebst Bemerkungen von Gagel und Jentsch. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 64. Mber. Nr 1, pp. 5—8 i 16—17. Berlin 1912.
456. Hess v. Wichdorff H. — Über einige noch unsichere Vorkommen von typischer Litorinafauna in Ostpreussen. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 64 B. pp. 5— Berlin 1912.
457. Hess v. Wichdorff H. — Über eine Drumlinlandschaft bei Nimmersatt an der russischen Grenze. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 32, pp. 407—411, 1 mapka w tekście. Berlin 1913.
458. Hess v. Wichdorff H. — Fortsetzung und Verlauf der samländischen Endmoränen in Ostpreussen. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 66. Mber. pp. 264—269. Berlin 1914.
459. Hess v. Wichdorff H. — Aufnahmebericht zu Bl. Rydzewen. *Preuss. Geol. L.-A.* 36 f. 1915, pp. 558—561. Berlin.
460. Hess v. Wichdorff H. — Über tiefgreifende diluviale Störungen in einem Tertiär Bohrloch bei Lübsin in Pommern. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 67, pp. 92— Berlin 1915.
461. Hess v. Wichdorff H. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gross Borkenhagen. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin.
462. Hess v. Wichdorff H. — Das Masurische Interstadial. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 35. Berlin 1916.
463. Hess v. Wichdorff H. — Über Flugsandebenen an der Ostküste im nördlichen Ostpreussen. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 36, pp. 525—544. Berlin 1916.
464. Hess v. Wichdorff H. — Nehrungsbildungen an ostpreussischen Seen und die Bedeutung der Binnenseennehrung für das Nehrungsproblem. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 75. Berlin 1923.
465. Hess v. Wichdorff H. — Neue Anschauungen über Diluvialgeologie Ostpreussens. *Mannus. Erg. H. z. Bd.* 8, pp. 21—25. Berlin 1931.
466. Hess v. Wichdorff H., Range P. — Über Quellmoore in Masuren. *Preuss. Geol. L.-A., Jb.* 1906. pp. 95—105. Berlin.
467. Hess v. Wichdorff H., Kaunhoven F. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Kerschken. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1910.
468. Hilbert R. — Die diluvialen Mollusken von West- und Ostpreussen. *Westpreuss. Bot. Zoolog. Ver. Jber.* 37. pp. 380—392. 1915.
469. Hildebrandt O. — Petrographische Untersuchung einiger Steinwerkzeuge in Westpreussen. *Naturf. Gesell. Danzig, Schr. N. F.* 11. pp. 40. 1904.
470. Hiller W. — Pollenanalytische Untersuchungen aus dem Grossen Gelüch bei Stargard in Pommern. *Preuss. Pomm. Naturf. Gesell., Abh., Ber.* 8, pp. 1—111, 1 tabl., 2 il. Stettin 1927.
471. Hiller W. — Ein Pollendiagramm aus Mittelpommern. *Preuss. Geol. L.-A., Jb.* 48, pp. 595—596. Berlin 1927.
472. Hippe M. — Zur Morphologie des Thorn-Eberswalder Urstromtales. *Gesell. Kunst. Naturwiss. Naturw. Abt. Ztschr.* Jg. 15. Posen 1908.
473. Hittscher K. — Untersuchungen von Schädel der Gattung Bos, unter besonderer Berücksichtigung einiger in ostpreussischen Torfmooren gefundener Rinderschädel. *Albertus Univ. Dissert.* Königsberg 1888.

474. Hoffman B. — Masuren, Grundzüge einer Morphologie der Masurischen Landschaft. *Nordosten* I, pp. 30—46. il. Danzig 1931.
475. Hohenstein V. — Die ostdeutsche Schwarzerde (Tschernosem) mit kurzen Bemerkungen über die ostdeutsche Braunerde. *Intern. Mitt. Bodenkunde*, 9, Berlin-Wien 1919.
476. Hohemann E. — Zur Heimatskunde von Landsberg a. Warthe. *Progr. K. Gymnasium Landsberg*. 1896.
477. Holdefliess F. — Vorgeschichtliche Funde von Rinderschädel in Schlesien. *Schles. Gesell. Sect. Zool.-Bot. Jber.* 82, pp. 2—3. Breslau 1905.
478. Hollstein — Die Diluviallandschaft in Freistadt Danzig. *Naturf. Gesell. Danzig. Schr.* N. F. 17 H. 4 pp. 81—90. 2 mapki. Danzig 1926, 1927.
479. Holzfuss E. — Grosse Feldsteine in Pommern. *Ostdeutsche Naturwart*, 5, pp. 237—242. Liegnitz 1933.
480. Hornig G. H. — Die Oberflächenformen des nördlichen Eulengebirges als Beispiel der Einwirkung der nordischen Vereisung auf das mittelschlesische Gebirge. *Geogr. Gesell. München. Landeskundl. Forschungsstelle.* H. 18, pp. 195. 1 mapa, 26 tabl. München 1913.
481. Hoyer M. — Über das Vorkommen von Phosphorit und Grünsand in Geschieben in Westpreussen. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 32, Berlin 1880.
482. Hücke K. — Die Sedimentgeschiebe des norddeutschen Flachlandes. 30 il. 37 tabl. Leipzig 1917.
483. Hücke K. — Über altquartäre Ostracoden insbesondere über die Ergebnisse einer Untersuchung der Ostracodenfauna des Interglazial von Dahnsdorf bei Belzig und Frankfurt an der Oder. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr. Abh.* 64, pp. 333—343. Berlin 1912.
484. Hücke K. — Geologie von Brandenburg. pp. VII, 352, 1 m., 56 il. Stuttgart 1922.
485. Hücke K. — Die Moore im unteren Lebatäl (Pommern). *Der Naturforscher* 7, pp. 180—183. 1 m. 1930.
486. Hundt R. — Bunte Bilder aus Westpreussen. *Beil. zum Westpreussens Schutz*. 1911.
487. Hundt R. — Geologische Beobachtungen aus der Umgegend von Preussisch Friedland und ein Verzeichnis der dort gefundenen Geschieben. *Naturf. Gesell. Danzig, Schr.* 13, H. 2. pp. 146—152. 3 il. Danzig 1912.
488. Hurtig Th. — Die Oberflächenformen des Gebietes zwischen Pregel-Alle-Drewenz und Passarge und ihre Entstehung. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 56. Berlin 1924.
489. Hurtig Th. — Geomorphologische Betrachtungen über das Schippenbeiler Becken. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 67, H. 3/4 pp. 101—102. Königsberg 1932.
490. Hurtig Th. — Geomorphologische Betrachtungen des Spirdingsee-Gebietes. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 68, H. 2, pp. 208—210. Königsberg 1934.
491. Hurtig Th. — Das Spirdingsee-Gebiet und das Schippenbeiler Becken. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 68, pp. 217—252. Königsberg 1935.
492. Hurtig Th. — Die Neulandgewinnung im Gebiet des Frischen Haffes in Ostpreussen. *Geogr. Anz.* 38. 1937.
493. Jahn J. J. — Über das quartäre Alter der Basalteruptionen in Mährisch-Schlesischer Niederen Gesenke. pp. 49. 6 tabl. Wien 1907.
494. Jahrbuch für die Erforschung des Eiszeitalters und seiner Kultur 1, pp. 196. 21 tabl. 1938.

495. J ä k e l O. — Das Diluvium Niederschlesiens. *Inaugur. Dissert. Univ. Berlin*, 1887 oraz *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 39, pp. 271—300. 3 tabl. Berlin 1887.
496. J ä k e l O. — Über diluviale Bildungen in Nordschlesien. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 39, pp. 277—287, Berlin 1887.
497. J ä k e l O. — Über ein diluviales Bruchsystem in Norddeutschland. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 62. Berlin 1910.
498. J ä k e l O. — Über die Geologie der Provinz Pommern. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr. Mber.* 64. nr 8—10. pp. 405—410. Berlin 1913.
499. J ä k e l O. — Über die grossen Abbrüche unseres Landes während der Eiszeit. *Naturw. Verein Greifswald Mitt.* 43, 1911 oraz *Preuss. Geol. L.-A. Sber.* 1912. pp. 9—10 Berlin.
500. J ä k e l O. — Vier nordische Eiszeiten. *Geogr. Gesell. Greifswald. Jber.* 16. Greifswald 1916/17.
501. J a k o w l e w S. — Sur la question de la mer yoldienne en Baltique et sur l'union de la mer Baltique avec la mer Blanche vers l'époque tardiglaciaire. *Soc. russe de geogr. Bull.* 66, pp. 277—293. Leningrad 1934.
502. J a e s c h k e — Ostpreussens Bernstein und seine wirtschaftliche Bedeutung. Ostpreussen und seine Entwicklung und Zukunft. 5 wyd. pp. 27—33. 1922.
503. J a n k u h n F. — Das Samland zur Eiszeit. *Geogr. Anz.* 37, pp. 31—34. Gotha 1936.
504. J e i t t e l e s L. H. — Nordische Geschiebe bei Troppau. *Ausing. Jber. Miner.* 1889.
505. J e n t z s c h A. — Die geologische und mineralogische Literatur des Königreiches Sachsen und der angrenzenden Länderteile von 1835—1873 systematisch zusammengestellt. pp. 150. Leipzig 1874.
506. J e n t z s c h A. — Auffindung der Ledathone in der Provinz Preussen. *N. Jb. Miner. Geol. Paläont.* pp. 738—739. Stuttgart 1876.
507. J e n t z s c h A. — Das Relief der Provinz Westpreussen. Begleitworte zur Höhengichtenkarte. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 17, pp. 176—181. Königsberg 1877.
508. J e n t z s c h A. — Die geognostische Durchforschung der Provinz Preussen im Jahre 1876. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 17, pp. 109—170. 1 tabl. Königsberg 1877.
509. J e n t z s c h A. — Die geognostische Durchforschung der Provinz Posen, im Jahre 1877. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 18, pp. 185—157. 1 tabl. Königsberg 1878.
510. J e n t z s c h A. — Über die Moore der Provinz Westpreussen. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 18, pp. 91—131. Königsberg 1878.
511. J e n t z s c h A. — Die Zusammensetzung des altpreussischen Bodens. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 20, pp. 43—102. Königsberg 1880.
512. J e n t z s c h A. — Geologische Skizze der Weichseldelta. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 21, Königsberg 1880.
513. J e n t z s c h A. — Übersicht der silurischen Geschiebe Ost- und Westpreussens. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 40. Berlin 1880.
514. J e n t z s c h A. — Bericht über die geologische Durchforschung des norddeutschen Flachlandes insbesondere Ost- und Westpreussen. Königsberg 1881.
515. J e n t z s c h A. — Die Lagerung der diluvialen Nordseefauna bei Marienwerder. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* pp. 546—570. Berlin 1881,

516. Jentzsch A. — Über die Kugelsandsteine als charakteristische Diluvialgeschiebe. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* Berlin 1881.
517. Jentzsch A. — Der Untergrund des norddeutschen Flachlandes. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 22, pp. 46—53. 1 tabl. Königsberg 1882.
518. Jentzsch A. — Das Profil der Eisenbahn Konitz-Laskowitz. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 4. Berlin 1883.
519. Jentzsch A. — Über die Aufnahmen im Weichseltale bei Möve und Rehof in Westpreussen. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 4. Berlin 1883.
520. Jentzsch A. — Beitrag zum Ausbau der Glazialhypothese in ihrer Anwendung auf Norddeutschland. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 5. pp. 505—506. Berlin 1884.
521. Jentzsch A. — Über die Bildung der preussischen Seen. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 36. Berlin 1884.
522. Jentzsch A. — Über diatomeenführende Schichten westpreussischen Diluviums. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 36. Berlin 1884.
523. Jentzsch A. — Das Profil der Eisenbahn Berendt-Schöneck-Hohenstein. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 6. Berlin 1885.
524. Jentzsch A. — Das Profil der Eisenbahn Zajączkowo-Löbau. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 6. Berlin 1885.
525. Jentzsch A. — Über die Aufnahmen in Westpreussen. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 7. Berlin 1886.
526. Jentzsch A. — Über die diluviale Cardium-Bank zu Succase bei Elbing. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 39. Berlin 1887.
527. Jentzsch A. — Über den Seehund des Elbinger Yoldiatones. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 39, p. 496. Berlin 1887.
528. Jentzsch A. — Über Aufnahmen auf Gross Krebs und Riesenburg in Westpreussen. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 9. Berlin 1888.
529. Jentzsch A. — Über die neuen Fortschritte der Geologie Westpreussens. *Naturf. Gesell. Danzig Schr. N. F. Bd. 7. I. H. 1* pp. 157—179. Danzig 1888.
530. Jentzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Rehhof. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1889.
531. Jentzsch A. — Ein neues Vorkommen von Interglazial zu Neudeck bei Freystadt. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 42. Berlin 1890.
532. Jentzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Marienwerder. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1890.
533. Jentzsch A. — Über einige Züge in der Oberflächengestaltung Westpreussens. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 42. Berlin 1890.
534. Jentzsch A. Kurze Begleitworte zur Höheschichtenkarte. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* Königsberg 1891.
535. Jentzsch A. — Über die angeblichen Yoldia Tonkerne des Schlesischen Diluviums. *N. Jb. Miner. Geol. Paläont.* Stuttgart 1891.
536. Jentzsch A. — Mitteilung über die Aufnahmen des Jahres 1894. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 1894.
537. Jentzsch A. — Das Interglazial bei Marienburg. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* pp. 165—208. Berlin 1895.
538. Jentzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gross Krebs. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1895.
539. Jentzsch A. — Erläuterungen zur geologische Karte von Preussen. Bl. Riesenburg. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1895.

540. Jentzsch A. — Bericht über die Aufnahmen in Westpreussen während des Jahres 1895—96. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* Berlin 1896.
541. Jentzsch A. — Eine Tiefbohrung in Graudenz. *Naturf. Gesell. Danzig Schr. N. F.* 9 H. 3/4 pp. 178—184. Danzig 1896.
542. Jentzsch A. — Neue Gestein-Aufschlüsse in Ost- und Westpreussen. 1893—1895. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 17. pp. 1—126. Berlin 1896.
543. Jentzsch A. — Zur Fabrikation von Glas und Porzellan geeignete Materialien in der Provinz Westpreussen. *Ztschr. Prakt. Geologie* 1897.
544. Jentzsch A. — Zur Kritik Westpreussens Interglazial-Vorkommen. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 57, pp. 483—485. Berlin 1897.
545. Jentzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Freystadt. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1898.
546. Jentzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Nieder-Zehren. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1898.
547. Jentzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Schwenten. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1898.
548. Jentzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gross Rohdau. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1895.
549. Jentzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Pestlin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin.
550. Jentzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Lessen. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1898.
551. Jentzsch A. — Der vordiluviale Untergrund des nordostdeutschen Flachlandes. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* pp. 266—285. 1 m. Berlin 1899.
552. Jentzsch A. — Spuren der interglazialen Menschen in Norddeutschland. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* pp. (16)—(18). Königsberg 1899.
553. Jentzsch A. — Über den Grundwasserstrom der Stadt Danzig. *Naturf. Gesell. Danzig Schr. N. F. H.* 1, pp. 16—19. Danzig 1899.
554. Jentzsch A. — Bericht über Aufnahmen in Westpreussen. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* Berlin 1900.
555. Jentzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Roggenhausen. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1900.
556. Jentzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Feste Courbière. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1900.
557. Jentzsch A. — Geologie der Dünen. *Handb. deutsch. Dünenbaues.* pp. 124. il. Berlin 1900.
558. Jentzsch A. — Nachweis der beachtenswerten und schützenden Bäume, Sträucher und erratischen Blöcke in der Provinz Ostpreussen. *Beitr. Naturkund. Preussens.* H. 8. Königsberg 1900.
559. Jentzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Linowo. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1901.
560. Jentzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Okonin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1901.
561. Jentzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Graudenz. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1901.
562. Jentzsch A. — Über einen neuen Aufschluss von Interglazial in Westpreussen. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr. Verh.* pp. 97—99. Berlin 1901.
563. Jentzsch A. — Über grosse Schollen im Diluvium. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Berlin 1901.

564. Jentzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Nickelswalde. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1903.
565. Jentzsch A. — Über die Verbreitung der Bernsteinführenden „Blauen Erde“. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Berlin 1903.
566. Jentzsch A. — Aufnahmebericht in den Bl. Briesen, Gosslershausen und Bahrendorf. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 25. Berlin 1904.
567. Jentzsch A. — Der jüngere baltische Eisstrom in Posen, West- und Ostpreussen. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 57, pp. 155—158, Berlin 1904.
568. Jentzsch A. — Ergebnisse der westpreussischen Aufnahmen in den Jahren 1903 und 1904. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 25. p. 791. Berlin 1904.
569. Jentzsch A. — Die erste Yoldia aus Posen. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 26, pp. 173—178. Berlin 1905.
570. Jentzsch A. — Ein Os bei Borowke in Westpreussen. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. Berlin 1906.
571. Jentzsch A. — Die Ergebnisse der Aufnahmen in Westpreussen. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 28, pp. 1066—1069. Berlin 1907.
572. Jentzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gross Plowenz. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1907.
573. Jentzsch A. — Geologische Beobachtungen in den Provinzen Brandenburg, Posen und Westpreussen. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. Berlin 1907.
574. Jentzsch A. — Über einige Ergebnisse meiner Aufnahmen in der Provinz Posen. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 28, pp. 1054—1065. Berlin 1910.
575. Jentzsch A. — Über den Eiswind und das Dünengebiet zwischen Warthe und Netze. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Mber. 5. Berlin 1908.
576. Jentzsch A. — Aufnahmebericht zum Blatt Schwersenz. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 31, II. Berlin 1910.
577. Jentzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gollub. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1910.
578. Jentzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Warlubien. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1911.
579. Jentzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Schwetz. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1911.
580. Jentzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Sartowitz. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1911.
581. Jentzsch A. — Erläuterungen zur geologisch-agronomischer Karte der Gegend südlich Bromberg. Berlin 1912.
582. Jentzsch A. — Das Tertiär des nordöstlichen Deutschland. *Preuss. Geol. L.-A. Abh.* N. F. H. 72. Berlin 1913.
583. Jentzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Obersitzko. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1914.
584. Jentzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Schrotthaus. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1914.
585. Jentzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Połajewo. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1914.
586. Jentzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Wronke. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1914.
587. Jentzsch A. — Beobachtungen am Ostseestrand in Hinterpommern und Westpreussen. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. (II), pp. 131—145. Berlin 1914.
588. Jentzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Lubasch. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1914.

589. Jentzsch A. — Die Aufschlüsse der Eisenbahn Czersk-Marienwerder-Riesenburg. Ein Querschnitt d. Preuss. Weichseltales. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 38, pp. 513—538. Berlin 1917.
590. Jentzsch A. — Über Phosphatvorkommen in Westpreussen. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 1, pp. 96—137. Berlin 1918.
591. Jentzsch A. — Geologischer Führer durch die Umgegend Thorns. *Städtisches Museum.* pp. 56. 1919.
592. Jentzsch A. — Über den Kern der Kernsdorfer Höhe. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 71, pp. 19—21. Berlin 1919.
593. Jentzsch A. — Über hochlagernde Blöcke Schlesiens. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 74. Berlin 1922.
594. Jentzsch A. — Über einige Seen Westpreussens. Beiträge zur Seenkunde. T. III. *Preuss. Geol. L.-A. Abh.* N. F. 57. Berlin 1922.
595. Jentzsch A., Behr J. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gosslershausen. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1910.
596. Jentzsch A., i Berendt G. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Mewe. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1899.
597. Jentzsch A., Conwentz — Wissenschaftlicher Ausflug nach Ost- und Westpreussen. *Verh. VII. Intern. Geographenkongress.* Berlin 1899.
598. Jentzsch A., Michael R. — Über die Kalklager im Diluvium bei Zlotowo in Westpreussen. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 23, f. 1902, pp. 78—92. Berlin 1905.
599. Jentzsch A., Schild F. — Über einige Seen im nordwestlichen Posen. *Preuss. Geol. L.-A. Abh.* 64, Berlin 1915.
600. Jentzsch A., Schlunck J. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Bahrendorf. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1910.
601. Jentzsch A., Schlunck J. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Briesen. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1910.
602. Jünke — Die Dünen im Talgrund bei Wohlau. *Heimatbl. Kreis Wohlau.* 1922.
603. Jüttner — Das nordische Diluvium im westlichen Teile von Österreich. *Schles.-Mährisch Landesmuseum. Ztschr.* Brünn 1912.
604. Karpiński P. — Die Tiefenverhältnisse des Loventinsees. *Phys.-Ökon. Gesell. Schrift.* 76, H. 3/4, pp. 52—62. 2 tabl. Königsberg 1932.
605. Kaunhoven F. — Aufnahmebericht zum Blatt Rosengarten. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 19, pp. CCLXXXV—CCXCII. Berlin 1898.
606. Kaunhoven F. — Aufnahmebericht zum Blatt Gross Stürlack. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 19, pp. CCLXXXI—CCLXXXIII. Berlin 1898.
607. Kaunhoven F. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Willenberg. Opaleniec. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1903.
608. Kaunhoven F. — Aufnahmebericht zum Blatt Orlowen. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 25, pp. 806—815. Berlin 1904.
609. Kaunhoven F. — Aufnahmebericht zum Blatt Theerwisch. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 25, pp. 829—842. Berlin.
610. Kaunhoven F. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Babienten. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1904.
611. Kaunhoven F. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Drengfurth. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1905.
612. Kaunhoven F. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gross Stürlack. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1905.



613. Kaunhoven F. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Rosengarten. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1905.
614. Kaunhoven F. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Barten. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1905.
615. Kaunhoven F. — Geologische Untersuchungen in dem Gebiete längs der Bahn Lötzen-Arys-Johannisburg. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* pp. 418—446. Berlin 1906.
616. Kaunhoven F. — Beobachtungen über Diluvium, Tertiär und Kreide in Ostpreussen. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 28, pp. 224—237. Berlin 1907.
617. Kaunhoven F. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Theerwisch. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1910.
618. Kaunhoven F. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Benkheim. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1910.
619. Kaunhoven F. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Orlowen. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin.
620. Kaunhoven F. — Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Nemonien (Ostpreussen). *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 32. II. Berlin 1911.
621. Kaunhoven F. — Der Bernstein in Ostpreussen. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 34, II, pp. 1—80. Berlin 1915.
622. Kaunhoven F. — Diluvium und Tertiär bei Neidenburg in Ostpreussen. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 42, pp. 433—439. Berlin 1921.
623. Kaunhoven F. — Die geologischen Verhältnisse des Hochmoores mit *Betula nana* bei Neulinum im Kreise Kulm des ehemaligen Westpreussen. *Beitr. Naturdenkmalpf.* 14, H. 6, pp. 10. Neudamm 1931.
624. Kaunhoven F., Fliegel G., Behr J. — Aufnahmebericht zu den Bl. Benkheim und Kerschken. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 23, pp. 716—718. Berlin 1902.
625. Kaunhoven F., Krause P. G. — Beobachtungen an diluvialen Terrassen und Seebecken im östlichen Norddeutschland und ihre Beziehung zur glazialen Hydrographie. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 24, pp. 440—454. Berlin 1903.
626. Kaunhoven F., Schulte L. — Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen der Blätter Babienten, Schwentainen und Liebenberg. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* pp. XCVI—CII. Berlin 1896.
627. Keferstein Chr. — Deutschland geognostisch geologisch dargestellt und mit Karten und Durchschnittzeichnungen erläutert. H. 2, pp. 353—390. Weimar 1828.
628. Keilhack K. — Die Stillstandlagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung der pommerschen Küstengebiete. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 19, pp. 90—152. Berlin 1898.
629. Keilhack K. — Der baltische Höhenrücken in Hinterpommern und Westpreussen. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 10, pp. 149—214. Berlin 1889.
630. Keilhack K. — Über die neuen Aufnahmen zwischen Oder und Weichsel. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 39, pp. 156—162. Berlin 1889.
631. Keilhack K. — Über den baltischen Höhenrücken in Hinterpommern. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 41, Berlin.
632. Keilhack K. — Über die Lage der Wasserscheide auf der baltischen Seenplatte. *Peterm. Mitt.* 37, pp. 37—41. Gotha 1891.
633. Keilhack K. — Das Profil der Eisenbahn Arnswalde-Callies und Callies Stargard. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 14, pp. 190—191. Berlin 1893.
634. Keilhack K. — Die baltische Endmoräne in der Neumark und im südlichen Hinterpommern. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 14, pp. 180—186. Berlin 1893.

635. Keilhack K. — Die Wanderdünen Hinterpommerns. *Prometheus*, V. 215. pp. 102—108. 1893.
636. Keilhack K. — Über die Aufnahmen in Hinterpommern. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 14, pp. L—LVI. Berlin 1893.
637. Keilhack K. — Zusammenstellung der geologischen Schriften und Karten über den östlichen Teil des Königreiches Preussen mit Ausnahme der Provinzen Schlesien und Schleswig-Hollstein. *Preuss. Geol. L.-A. Abh.* N. F. 14. Berlin 1893.
638. Keilhack K. — Mitteilung über die Ergebnisse seiner Aufnahmen in der Kolberger Gegend. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 15. Berlin 1894.
639. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Bublitz. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1895.
640. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gross Voldekow. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1895.
641. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gramenz. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1895.
642. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Kasimirshof. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1895.
643. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Persanzig. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1895.
644. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gross Carzenburg. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1895.
645. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Wurchow. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1895.
646. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Bärwalde. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1895.
647. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Neustettin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1895.
648. Keilhack K. — Die Drumlinlandschaft in Norddeutschland. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* pp. 163—189. Berlin 1896.
649. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Kosternitz. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1896.
650. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Pollnow. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1896.
651. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Kurow. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1896.
652. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Alt Zowen. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1896.
653. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Klannin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1896.
654. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Sydow. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1896.
655. Keilhack K. — Die Drumlinlandschaft in Norddeutschland. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr. Verh.* pp. 2. Berlin 1897.
656. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Schlawa. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1897.
657. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Zirchow. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1897.
658. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Damerow. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1897.

659. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Wussow. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1897.
660. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Lanzig und Vitte. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1897.
661. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Rügenwalde. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1897.
662. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Peest. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1897.
663. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Saleske. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1897.
664. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gruppnhagen. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1897.
665. Keilhack K. — Die Oberflächenformen des norddeutschen Flachlandes und ihre Entstehung. *Geogr. Ztschr.* 4, pp. 487—488. Berlin 1898.
666. Keilhack K. — Die Stillstandlagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung der pommerschen Küstengebiete. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 19, pp. 90—152. Berlin 1898.
667. Keilhack K. — Tal- und Seebildung im Gebiet des baltischen Höhenrückens. *Gesell. Erdkunde Ztschr.* pp. 129—140. Berlin 1899 oraz *Gesell. Erdkunde Verh.* pp. 129—138. Berlin 1899.
668. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gross Stepenitz. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1900.
669. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Münchendorf. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1900.
670. Keilhack K. — Exkursion nach Frankfurt an der Oder (Bischofser Os). *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 52, pp. 103. Berlin 1900.
671. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gollnow. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1900.
672. Keilhack K. — Geologisch-morphologische Übersichtskarte 1 : 500 000. Berlin 1901.
673. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Langenhagen. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1901.
674. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gross Jestin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1901.
675. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Moratz. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1902.
676. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gross Sabow. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1902.
677. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Frankfurt an der Oder. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1903.
678. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Lebus. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1903.
679. Keilhack K. — Die grosse baltische Endmoräne und das Thorn-Eberswalder Haupttal. Eine Antwort an Herrn Maas. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 56. Berlin 1904.
680. Keilhack K. — Ergebnisse von Bohrungen. Bd. Bd. 24—28. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1903—1907.
681. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Drenzig. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1905.

682. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gross Rade. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1905.
683. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Reppen. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1905.
684. Keilhack K. — Begleitworte zur Karte der Endmoränen und Urstromtäler Norddeutschlands. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 30, I. pp. 507—510. Berlin 1911.
685. Keilhack K. — Aufnahmebericht zu den Bl. Misdroy, Lebbin, Käseburg und Swinemünde. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 33, II. pp. 522—523. Berlin 1912.
686. Keilhack K. — Geologische Geschichte der Niederlausitz. 2 wyd. Kottbus 1913
687. Keilhack K. — Die Verlandung der Swinepforte. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 32, II. f. 1911. pp. 209—244. 3 m. il. Berlin 1914.
688. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Misdroy. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1914.
689. Keilhack K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Lebbin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin.
690. Keilhack K. — Die äusserste Endmoräne der jüngsten Vereisung Norddeutschlands. *Geol. Rundschau.* 7, pp. 110—122. Leipzig 1917.
691. Keilhack K. — Die grossen Dünengebiete Norddeutschlands. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 69. Berlin 1917.
692. Keilhack K. — Die Staumoräne bei Gubin. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 41, I, pp. 88—120. Berlin 1920.
693. Keilhack K. — Die Endmoränen in Niederschlesien. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 39, pp. 41—57. 1 m. Berlin 1919.
694. Keilhack K. — Die Nordgrenze des Loess in ihrer Beziehung zum nordischen Diluvium. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 70. Berlin 1918.
695. Keilhack K., Korn J. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Kolberg. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin.
696. Keilhack K., Linstow — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Drossen. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1902.
697. Keilhack K., Linstow, Tietze O, Wolfer — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Küstrin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1903.
698. Keilhack K., Schmidt — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Plathe. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1902.
699. Keilhack K., Schmidt — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Schwessow. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1902.
700. Keilhack K., Schneider — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gutzloffshagen. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1901.
701. Keilhack K., Schröder H., Wahnschaffe F. — Führer für Exkursionen der Deutschen Geologischen Gesellschaft in das norddeutsche Flachland vom 28. IX. bis 5. X. 1898. 4 m. *Deutsche Geol. Gesell.* Berlin.
702. Keilhack K., Schulte L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Stuchow. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1915.
703. Keilhack K., Schulte L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Kirchhagener Fichten u. Karnitz. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1915.

704. Keilhack K., Schulte L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Robe. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1915.
705. Keilhack K., Schulte L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Treptow-Rega. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1915.
706. Keilhack K., Tietze O. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Sonnenburg. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1905.
707. Kiesow J. — Die Coclospheeridiegesteine und Backsteinkalke des westpreussischen Diluvium, ihre Versteinerungen und ihr geologisches Alter. *Naturf. Gesell. Danzig. Schr. N. F. 8. H. 3/4*, pp. 67—96. 2 tabl. Danzig 1894.
708. Kiesow J. — Über Cenomanversteinerungen aus dem Diluvium der Umgegend Danzig. *Naturf. Gesell. Danzig. Schr. N. F. 5. H. 1/2*. pp. 404—407. 1 tabl. Danzig 1881, oraz H. 2/3. pp. 236—241. Danzig 1882.
709. Kiesow J. — Beitrag zur Kenntnis der in westpreussischen Silurgeschieben gefundenen Ostrakoden. *Preuss. Geol. L.-A. Jb. 10.* Berlin 1889.
710. Klähn H. — Zur diluvialen Tektonik Norddeutschlands. *Zbl. Miner. Geol. Paläont.* pp. 71—82. Stuttgart 1925.
711. Klautzsch A. — Bericht über die Aufnahmen des Blattes Rastenburg im Sommer 1900. *Preuss. Geol. L.-A. Jb. 21*, pp. XXII—XXXIX. Berlin 1900.
712. Klautzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Wenden. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1905.
713. Klautzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Rastenburg. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1905.
714. Klautzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Aweyden. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1910.
715. Klautzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Bischofsburg. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin.
716. Klautzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Sensburg. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1901.
717. Klautzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Sorquitten. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1910.
718. Klautzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Ribben. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1910.
719. Klautzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Seehesten. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1911.
720. Klautzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Wartenburg. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1911.
721. Klautzsch A. — Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Probernew, Neukrug und Alt-Passarge, Gross-Bruch. *Preuss. Geol. L.-A. Jb. 34. II*, Berlin 1913.
722. Klautzsch A. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Alt-Passarge u. Gross-Bruch. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1917.
723. Klautzsch A. — Zur Entstehungsgeschichte der Frischen Nehrung. *Preuss. Geol. L.-A. Jb. 38, I*, pp. 177—182. Berlin 1917.
724. Klautzsch A. — Schriften und Karten über Oser und Endmoränen im Norddeutschen Flachland bis 1920. *Preuss. Geol. L.-A. Jb. 42*, pp. 365—380. Berlin 1921.
725. Klautzsch A., Soenderop F. — Geologische Mitteilungen aus dem Grenzgebiet zwischen Ermeland und Masuren. *Preuss. Geol. L.-A. Jb. 25*, pp. 794—806. Berlin 1904.

726. Klebs R. — Der Deckton und die tonigen Bildungen des unteren Diluvium in Heilsberg. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 4, pp. 598—619. Berlin 1883.
727. Klebs R. — Über die Aufnahmen des Blattes Schippenbeil und Untersuchung des ost- und westpreussischen Terliär. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 8, pp. CI—CVII. Berlin 1887.
728. Klebs R. — Aufnahmenbericht zu dem Blatt Prenzlau und Nechlin. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 9, pp. CXXVII—CXXVIII. Berlin 1888.
729. Klebs R. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Heilsberg. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1891.
730. Klebs R. — Die diluvialen Wälle in der Umgebung von Nechlin. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 17, pp. 231—249. Berlin 1896.
731. Klebs R. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen Bl. Schwansfeld. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1896.
732. Klebs R. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Landeskron. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1896.
733. Klebs R. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Bartenstein. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1896.
734. Klebs R. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gross Peisten. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1896.
735. Klebs R. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Schippenbeil. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1897.
736. Klebs R. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Donhoffstadt. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1897.
737. Klebs R. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Langarben. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1897.
738. Klebs R. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Langheim. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1897.
739. Klebs R. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Lipowietz. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1903.
740. Klebs R. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gross Schiemanen. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1903.
741. Klebs R. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gross Leschienen. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1903.
742. Klebs R. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Ortelsburg. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1904.
743. Klebs R. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Olschienen. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1904.
744. Klebs R. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gross Schöndamerau. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1904.
745. Klien — Das Mammut in Ostpreussen. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 51, pp. 47—55. Königsberg 1910.
746. Klinghardt Fr. — Versuchs-Geologie, Paläontologie, Zoologie, Biologie und Vorgeschichte auf die Frage der Senkung in der westlichen Ostsee zu vereinigen. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Berlin 1932.
747. Klose H. — Die alten Stromtäler Vorpommerns, ihre Entstehung, ursprüngliche Gestalt und hydrographische Entwicklung im Zusammenhange mit der Litorinasenkung. *Dissert. Univ. Greifswald.* pp. 88, 3 tabl. 1 m. 1904, oraz *Geogr. Gesell. Greifswald* 9, pp. 27—109. Greifswald 1905.
748. Klose H. — Die Tiefbohrung von Ziganenberg bei Danzig. *Naturf. Gesell. Danzig, Schr. N. F.* 19, H. 3, pp. 1—9. Danzig 1930—1931.

749. Knauer J. — Die Ablagerungen der älteren Würm-Eiszeit (Vorrückungsphasen) im süddeutschen und norddeutschen Vereisungsgebiet. *Geol. Landesuntersuch. am Bayer. Oberbergamt* 21, pp. 65, 1 m. 1 tabl. 1935.
750. Knauer J. — Sind die pommerschen Moränen Vorrückungs- oder Rückzugsphasen der Würm-Eiszeit? *Ztschr. Gletscherkunde*, 25. pp. 227—232. 1937.
751. Knoblauch G. — Pollenanalytische Untersuchungen der meeresnahen Moore in Ostpreussen. *Unser Ostland*. 1. pp. 219—264. il. 6 tabl. Königsberg 1931.
752. Knothe H. — Die Niederschlesisch-Lausitzer Heide. Beitrag zu schlesischer Landeskunde. pp. 115—160, 1925.
753. Knothe H. — Der schlesische Raum und seine Gliederung. *Raumforschung und Raumordnung*. Bd. 3. 1939.
754. Knothe H., Zeuner F. — Zur Glazialmorphologie der Löwenberger Kreidemulde. Sudetenrandzone. *Naturf. Gesell. Görlitz, Abh.* 30, I. pp. 59—69, Görlitz 1927.
755. Koehne W. — Aufnahmebericht zu Blatt Duschnik. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 29, pp. 528—532. Berlin 1908.
756. Koenen A. — Über einige Aufschlüsse im Diluvium südlich und östlich von Berlin. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 18, pp. 25—32, Berlin 1866.
757. Koert W. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Lassehne. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1922.
758. Kohlhoff — Neue Heimatkunde von Pommern auf geologischer Grundlage. Köslin 1918.
759. Koristko K. — Das Iser- und Riesengebirge mit ihren südlichen und östlichen Vorlagen. *Arch. Landesdurchforschung von Böhmen*. H. 1, pp. IX—212. il. 3 tabl. Prag 1877.
760. Korn J. — Aufnahmebericht zu Eichenwalde. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 23, pp. 682. — Berlin 1902.
761. Korn J. — Aufnahmebericht zur Blatt Eichenwalde, Massow und Stargard. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 25 pp. 754—758. Berlin 1904.
762. Korn J. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Vietz. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1906.
763. Korn J. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Koltschen. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1906.
764. Korn J. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Hohenwalde. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1906.
765. Korn J. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Massin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1906.
766. Korn J. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Daber. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1907.
767. Korn J. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Eichenwalde. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1907.
768. Korn J. — Über Öser bei Schönlanke. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 60. I, pp. 532—537. Berlin 1908.
769. Korn J. — Aufnahmebericht zu Blatt Mietschisko. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 31. pp. 611—612. Berlin 1910.
770. Korn J. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Marienfliess. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1910.
771. Korn J. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Massow. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1910.

772. Korn J. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Stargard. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1910.
773. Korn J. — Über den Wongrowitzer-Schokener Os. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 31. pp. 534—538. Berlin 1910.
774. Korn J. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Scharnikau. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1911.
775. Korn J. — Die mittelposenische Endmoräne und die damit verbundenen Oser. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 33, I, pp. 478—518. Berlin 1912.
776. Korn J. — Der Buk-Moschiner Os und die Landschaftsformen der westposener Hochfläche nebst Bemerkungen über die Bildungsweise der Schildrücken. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 34, pp. 181—206. Berlin 1913.
777. Korn J. — Neue Endmoränen und Oser zwischen Schneidemühl und Arnsvalde. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 66. Berlin 1914.
778. Korn J. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Markstadt. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1915.
779. Korn J. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Rogasen. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1915.
780. Korn J. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Bülowstal. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1915.
781. Korn J. — Untersuchungen in der Glaziallandschaft östlich von Odergletscher. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 36, pp. 396—420. Berlin 1916.
782. Korn J. — Über die Dünenzüge im Torfe des Netze-Tales bei Czarnikau, ihr Alter und ihre Entstehung durch westliche Winde. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 37. pp. 147—156. Berlin 1917.
783. Korn J. — Die Ostgrenze der norwegischen Diluvialgeschiebe in Norddeutschland. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 39, pp. 25—31, Berlin 1918.
784. Korn J. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gross Drensen. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1920.
785. Korn J. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Kreuz. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1920.
786. Korn J. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Eichberg. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1921.
787. Korn J. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Filehne. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1921.
788. Korn J. — Die wichtigsten Leitgeschiebe der nordischen Kristallinen Gesteine im norddeutschen Flachlande. pp. 64. 6 tabl. 8 m. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1927.
789. Körnke B. — Letztglaziale Eisabbau- und Flussgeschichte im nördlichen Ostpreussen und Nachbargebieten. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 82, pp. 14—33. 2 mapy. Berlin 1930.
790. Körnke B. — Die Kerbwirkung des Stablack und der Elbinger Höhe beim Abbau des jungglazialen Eises in Ostpreussen und ihre morphologische Abbildung. *Geol. Rundschau*, 22 pp. 139—144. 1931.
791. Körnke B. — Ältere Oberflächenformen und letzter Eisabbau in Ostpreussen. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 58, pp. 875—876. Berlin 1937.
792. Körnke B. — Geologische Untersuchungen über die hydrographische Entwicklung im nördlichen Ostpreussen. *Preuss. Geol. L.-A. Abh. N. F.* 127. 1930.



793. Koroniewicz, Sobolew D. — O lednikowych otłóženijach okrestnostiej Warszawy. *Naucznyje Zapiski Jekaterynostawskoj Katedry Gieologii 1926* oraz *Trudy Charkowsk. Obszcz. Ispitat. Prirody* 1928.
794. Kosmann B. — Gletschereinwirkungen im Riesengebirge und in den Sudeten resp. ihrem Vorlegern. *Schles. Gesell. Jber.* 64, pp. 134—135. Breslau 1886.
795. Kosmann B. — Über die Ausbildung und Zusammensetzung von Tonlagern in alluvialen Torfmooren. *Schles. Gesell. Jber.* 64, pp. 124—129. Breslau 1886.
796. Kosmann B. — Über Tone in Torfmooren. *Thonindustrie Ztschr.* 10. pp. 198—208. Berlin 1886.
797. Kosmann B. — Über die geognostischen Verhältnisse der arsenhaltigen Julianaquelle bei Kupferberg. *Wanderer im Riesengebirge.* pp. 144. 1902.
798. Kossack H. P. — Das Diluvium im Hirschberger Kessel. *Wanderer im Riesengebirge.* 58. pp. 108—110. 1938.
799. Kowalewski G. — Materialien zur Geologie Pommerns. *Ver. Erdkunde, Jber.* pp. 1—105. Stettin 1888.
800. Kranz W. — Bohrungen in der Swinepforte. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 33, I, pp. 468—473. Berlin 1914.
801. Kranz W. — Die Umgegend von Swinemünde, Ahlbeck, Heringsdorf, Bansin und Misdroy. pp. 87. il. 1 m. Swinemünde 1912.
802. Kraus E. — Abschmelzungmechanismus des Jungdiluvialeises im Gebiete des ostpreussischen Mauersees. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 44, pp. 221—242. Berlin 1923.
803. Kraus E. — Geologischer Führer durch Ostpreussen. Bd. I. *Sammlung geol. Führer.* 25 pp. 107. Berlin 1924.
804. Kraus E. — Geologischer Führer durch Ostpreussen, Bd. II. Spezieller Teil. *Sammlung geol. Führer.* 27, pp. 226. il. Berlin 1925.
805. Kraus E. — Die Tektonik des ostpreussischen Quartärs. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr. Mber.* 76, pp. 165—170. Berlin 1924.
806. Kraus E. — Quartärtektonik von Ostpreussen. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 45, pp. 633—723. Berlin 1924.
807. Kraus E. — Grundlinien des baltischen Jungquartärs. *Geol. Rundschau.* 22, pp. 54—56. 1931.
808. Kraus E. — Tertiär und Quartär des Ostbaltikums. *Ostbaltikum II Kriegsschauplatz.* H. 10. Teil 1, pp. VI, 142. 20 tabl. *Gebr. Bornträger.* Berlin 1928.
809. Krause A. — Die Fauna der sogenannten Bayerischen oder Chonetenkalken des norddeutschen Diluviums. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 29. pp. 1—50. Berlin.
810. Krause G. Das Schlesische Meer (Schlawasee). *Schlesien*, 4 pp. 275—278. 1911.
811. Krause H. L. — Die ehemalige Thornsee. *Globus*, 74. 1898.
812. Krause H. L. — Der Dünenbau auf den Ostseeküsten Westpreussens, *Handbuch d. Deutschen Dünenbaues.* Berlin 1900.
813. Krause P. G. — Bericht über die Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Aweyden. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 19. pp. CCLXXV—CCLXXVIII. Berlin 1899.
814. Krause P. G. — Bericht über die Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Sensburg und Cabienien. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* pp. LXXXIV—LXXXIX. Berlin 1900.

815. Krause P. G. — Bericht über die Ergebnisse auf Bl. Kuttен. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 21. Berlin 1900.
816. Krause P. G. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Kuttен. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1903.
817. Krause P. G. — Über Endmoränen im westlichen Samland. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 25, pp. 369—383. Berlin 1904.
818. Krause P. G. — Die fiskalische Bohrung Heilsberg in Ostpreussen. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 29. Berlin 1908.
819. Krause P. G. — Über Diluvium-Tertiär, Kreide und Jura in der Heilsberger Tiefbohrung. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 29, pp. 185—327. Berlin 1908.
820. Krause P. G. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bi Buddern. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1910.
821. Krause P. G. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Cabienien. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1911.
822. Krause P. G. — Über Oser in Ostpommern. *Refer. Fortschritte Phys.* 67, 1912, oraz *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 32, I, pp. 76—91. 1 m. Berlin 1913.
823. Krause P. G. — Über drei ostpreussische Kalkablagerungen. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 35, pp. 429—444. Berlin 1914.
824. Krause P. G. — Über einen Fundpunkt jungdiluvialer Conchylien aus Ostpreussen. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 69, pp. 90—93. Berlin 1917.
825. Krause P. G. — Zur Geologie des Kreises Sensburg in „Unsere Masurische Heimat“ von Templin, pp. 13—38. Meiningen 1918.
826. Krause P. G. — Der schwedische gerölleführende Diabaz — ein neues Leitgeschiebe für das norddeutsche Diluvium. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 41, pp. 217—225. Berlin 1920.
827. Krause P. G. — Beiträge zur Tektonik Ostpreussens. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 78, pp. 3—4, Berlin 1926, oraz *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 46, pp. 342—359. Berlin 1925.
828. Krause P. G. — Über Pseudoterassen und Geländestufen im Norddeutschen Glazialdiluvium. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 50, pp. 135—147. Berlin 1929.
829. Krause P. G. — Die Tone in Ostpreussen und ihre Beschaffenheit. *Keramische Rundschau*, 37, pp. 305—330. Berlin 1929.
830. Krause P. G. — Das Interglazial von Angersburg nebst Bemerkungen über einige andere ostpreussische Interglaziale. *R.-A. Bodenforsch. Jb.* 60, pp. 311—340. 1941.
831. Krausel R. — Ein Beitrag zur Kenntnis der Diluvialflora in Ingramsdorf. *N. Jb. Miner. Geol. Paläont.* Stuttgart 1920.
832. Kremmer M. — Die geologische Literatur über Posen. *Historische Mber. Prov. Posen*, Bd. 3, pp. 108—111. 1902.
833. Kres — Deutsche Küstenflüsse. Berlin 1911.
834. Krisztafowicz N. — Poslietreticznije obrazowanija w okrestnostiach Nowo-Aleksandrji. *Zapiski Nowo-Aleks. Inst.* pp. 149—216, 1 m. Warszawa 1895.
835. Krisztafowicz N. — Uspiechy izuczenija poslietreticznich obrazowanij Rossii (1896). Literaturnyj obzor. *Jeżeg. Geol. Miner. Rossii*, pp. 45, 1 tabl. Warszawa 1897.
836. Krisztafowicz N. — Niekotoryje gidro-geologiczeskije osobienności minuwszago lieta 1897. *Jeżeg. Geol. Miner. Rossii*, t. 2, vol. 6, pp. 4. Warszawa 1897.

837. Krisztafowicz N. — Kollekcja drewniejszych paleoliticznych nachodok sobrannaja pri dietalnom izuczenju strojenja drewniej terasy doliny rieki Wisly bliz goroda Nowo-Aleksandrji. *Dniewn. X sjesd. Russ. Jestiestw. i Wracz.* pp. 88—89. Kijew 1898.
838. Krisztafowicz N. — Hidrogeologija i topografija Ljublinskago Wodoprowoda. *Warsz. Dniewn.* nr 193, pp. 1—13. Warszawa 1899.
839. Krisztafowicz N. — Classificationszeichen-Scala zur Bezeichnung post-tertiärer Ablagerungen. *Zbl. Miner. Geol. Paläont.*, p. 5. Stuttgart 1900.
840. Krisztafowicz N. — Szkała klasyfikacyjnych znakow dlia oboznaczenia poslietreticznich obrazowanij. *Jeżeg. Geol. Miner. Rossii*, t. 4, pp. 140—142. Puławy 1900—1901.
841. Krisztafowicz N. — Hidro-geologiczeskoje opisanje goroda Ljublina i jego okrestnostiej. *Zapiski Nowo-Aleks. Inst.*, t. 15, wyp. 3, pp. 293, il. 3 m., 1 tabl. Warszawa 1902.
842. Krisztafowicz N. — Geologiczeskoje strojenje i wozrast niekatorych drewniejszych poslietreticznich torfianikow Ljublinskoj gubernji. *Jeżeg. Geol. Miner. Rossii*, t. 7, wyp. 4, pp. 95—103, 3 il. Puławy 1904.
843. Krisztafowicz N. — Pribrieżnyje glinianyje katuny rieki Wisły a także woobszcze o pribrieżnych glinianych katunach sowremiennych i iskopajemych. *Jeżeg. Geol. Miner. Rossii*, t. 11. Puławy 1909.
844. Krisztafowicz N. — Sur la dernière periode glaciaire en Europe et dans l'Amérique du nord en rapport avec la question de la cause des periodes glaciaires en général. *Soc. Belge Geol. Bull.* 24, pp. 1—14, 1 tabl. Bruxelles 1910.
845. Krisztafowicz N. — O posliednim lednikowym pieriodie w Jewropie i Siewiernoj Amerikie. *Obszcz. Ispytat. Prirody.*, pp. 1—11, 1 tabl. Moskwa 1910.
846. Krisztafowicz N. — Sibirskaja listwiennica (*larix sibirica*) w poslietreticznich otłożenijach Polszy. *Jeżeg. Geol. Miner. Rossii*, t. 12, p. 1, 1 tabl. Puławy 1910.
847. Krisztafowicz N. — Pribrieżnyje glinianyje katuny iz Wisły. *Jeżeg. Geol. Miner. Rossi*, t. 13, pp. 21, 2 tabl. il. Puławy 1911.
848. Krocker, Kirchner O. — Ein neu aufgefundenes, an Diatomeen reiches Schlammlager zu Pallowitz. Kreis Rybnik. *Schles. Gesell. Jber.* 52. 105—103. Breslau 1875.
849. Krümmel O. — Die deutschen Meere im Rahmen der internationalen Meeresforschung. *Inst. Meereskunde. Veröff. oraz Geogr. Inst.*, H. 6, Berlin 1904.
850. Krüger L. — Vorgeschichte der Säugetierfauna Pommerns. *Pomm. Naturw. Gesell. Abh. u. Berichte* 1, pp. 17—42. Stettin 1920.
851. Krusch P. — Bericht über seine Aufnahmen im Gebiet des Bl. Königsberg in Neumark. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 17, pp. LXVI—LXVIII. Berlin 1896.
852. Krusch P. — Aufnahmebericht zu den Bl. Wartenburg, Rosental. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 19, p. CLXXIX. Berlin 1898.
853. Krusch P. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Zachow. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1900.
854. Krusch P. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Wartenberg. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1902.

855. Krusch P. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Schönfliess. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1902.
856. Krusch P. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Rosental. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1902.
857. Krusch P. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Schildberg. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1902.
858. Kühn B. — Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Posen und Owinska. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 16, Berlin 1895.
859. Kühn B. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Posen. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1898.
860. Kühn B. — Bericht über die Aufnahmen vom Blatt Käsemark. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 19, pp. CCLII—CCLVII. Berlin 1899.
861. Kühn B. — Bericht über die bisherigen Ergebnisse der Aufnahmen auf Blätter Zuckau und Karthaus. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 20, pp. LXXIV—LXXVI. Berlin 1900.
862. Kühn B. Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Schoken. *Preuss. Geol. L.-A.* 1900.
863. Kühn B. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Murowana Goślina. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1900.
864. Kühn B. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Käsemark. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1903.
865. Kühn B. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Quaschin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin.
866. Kuhse F. — Die Geologie in der Naturforschenden Gesellschaft zu Danzig. *Naturf. Gesell. Danzig, Schr. N. F.* 16, H. 2, pp. 62—80. Danzig 1924.
867. Kumm — Neuere Untersuchungen fossiler Schwämme vornehmlich aus Westpreussen. *Naturf. Gesell. Danzig, Schr. N. F.* 9 H. 3/4. Danzig 1898.
868. Kummerer E. — Die Hauptbewegungen des diluvialen Inlandeises in Nord-Europa. *N. Jb. Miner. Geol. Paläont.* 52, B. pp. 284—308. 1 il. Stuttgart 1925.
869. Kunisch E. — Der Gardesee und Gross Dolgensee. *Geogr. Gesell. Greifswald Jber.* 13, Greifswald 1913.
870. Kunisch H. — Eine Tiefbohrung im Weichbilde von Breslau. *Schles. Gesell. Jber.* 62. Breslau 1884.
871. La Baume W. — Beitrag zur Kenntnis der fossilen und subfossilen Boviden. *Naturf. Gesell. Danzig, Schr.* 12, H. 3, pp. 45—80, 7 tabl. 54 pozycji bibl. Danzig 1909.
872. La Baume W. — Über zwei westpreussische Schädel von jungen Uren (Bos Primigenius Bojan). *Naturf. Gesell. Danzig, Schr. N. F.* 15, H. 3/4, pp. 101—112. Danzig 1922.
873. La Baume W. — Die/ Frische Nehrung in der Steinzeit Westpreussens. *Geschichtenver. Mitt.* 1935.
874. Lakowitz C. — Die Danziger Bucht — Beiträge zur Landeskunde Westpreussens, pp. 42—66. 1 m. Danzig 1905
875. Lakowitz C. — Das Studium der westpreussischen Seen. *Naturf. Gesell. Danzig, Schr. N. F.* 15, H. 1—2, pp. 86—92. Danzig 1920.
876. Langenhan A. — Das Tier- und Pflanzenleben der Moränen-Höhenzüge Schlesiens und ihr geologisches Gepräge, dargestellt in 7 Bildern. pp. 49, Schweidnitz 1896.
877. Langenhan A. — Eiszeitliche Beobachtungen in Schlesien. *Die Natur,* 47, pp. 401—402. 1898.

878. Langenhan A. — Südliches Vorkommen von diluvialem (glazialem) Bernstein am Nordfusse des Riesengebirges. 1899.
879. Langer E. — Diluvialterassen im eisfreien Zwischenraum. II. Die jungdiluvialen Terrassen der Ostrawitz. *Firgenwald*, 10, pp. 147—152. Reichenberg 1937.
880. Laus H. — Die mineralogisch-geologische und prähistorische Literatur Mährens und Österreich-Schlesiens von 1897—1904. *Mährisches Landesmus. Ztschr.* 5. Brünn 1905.
881. Laus H. — Geologische Übersichtskarte der Sudetenländer. 1 : 1 250 000. Mit Begleitwort. Prag 1912.
882. Lehmann P. — Pommerns Küste von der Dievenow bis zum Darss. *Phys. geogr. Studie*, pp. 38, 1 m. Breslau 1878.
883. Lehmann P. — Das Küstengebiet Hinterpommerns. *Gesell. Erdkunde, Ztschr.* 19, pp. 332—404. Berlin 1884.
884. Lehmann P. — Die Gesetzmässigkeit der Alluvialbildungen an der deutschen Ostsee. XV. *Deutscher Geographentag zu Danzig, Verh.* pp. 151—158. 1905.
885. Lehmann P. — Zur Morphologie norddeutscher Binnendünen. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 57, Mber. Berlin 1905.
886. Lehmann P. — Die grossen Dünengebiete Norddeutschlands. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 69, Mber. Berlin 1917.
887. Lehmann F. W. P. — Das Alter der Mada Terassen. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 63, Teil. 2, pp. 79—80. Berlin 1911.
888. Lemcke A. — Die Untersuchung einiger ost- und westpreussischer Torfe und Torfmoore. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* pp. [29], [35]. Königsberg 1895.
889. Leppla A. — Zur Frage des Glazialen Stausees im Neissetal. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 58, Mber. Briefl. Mitt. pp. 111—114. Berlin 1906.
890. Leppla E. — Geologisch-hydrographische Beschreibung des Niederschlagsgebietes der Glatzer Neisse (Oberhalb der Steinemündung). *Preuss. Geol. L.-A. N. F.* 32, pp. X, 368, 7 tabl. 1 m. 1 : 50000, 3 il. Berlin 1900.
891. Lepsius R. — Geologie von Deutschland. III, 1. Schlesien und die Sudeten, pp. 194. Leipzig und Berlin 1913.
892. Lieber — Elbings nächste Umgebung in geognostischer Hinsicht. 1846.
893. Liebisch T. — Über die in Form von Diluvialgeschieben in Schlesien vorkommenden massigen nordischen Gesteine, pp. 39. *Univ. Breslau. Dissert.* Breslau 1874.
894. Liebsch U. — Der Bau des Staubeckens Stauwerder bei Gleiwitz. *Bautechn.* 17, H. 40—41, pp. 541—553, 30 il. 1939.
895. Liebscher B. — Das Oberlausitzer Tiefland. *Naturf. Gesell. Görlitz, Abh.* 24, pp. 1—106, 1 m. Görlitz 1904.
896. Limpricht G. — Auf der Wasserscheide zwischen Weide und Bartsch. *Schles. Gesell. Abh. Abt. f. Naturw.* pp. 47—61. Breslau 1872/73.
897. Lindner H. — Über den Löss in Oberschlesien. *Geol. Ver. Oberschl. Jber.* 1930, pp. 28—38, 3 il. Gleiwitz.
898. Lindner H. — Zur Diluvialgeologie des Ratiborer Landes. *Geol. Ver. Oberschl. Jb.* 2, pp. 49—52. Gleiwitz 1932.
899. Lindner H. — Irrblock von Bojanow (Kreis Ratibor). *Geol. Ver. Oberschl. Jb.* 2, pp. 55—56. Gleiwitz 1932.
900. Lindner H. — Neues aus Südober Schlesien. *Geol. Ver. Oberschl. Jb.* 1933, 2, pp. 43—49. Gleiwitz 1933.

901. Lindner H. — Das Taldiluvium der Oder bei Ratibor. *Geol. Ver. Oberschl. Jb.* 1934, pp. 41—46, 1 m. Gleiwitz.
902. Lindner H. — Die Eiszeiten und der eiszeitliche Mensch im südlichen Oberschlesien. *Geol. Ver. Oberschl. Jb.* Gleiwitz 1937.
903. Lindner H. — Verteilung und Zusammensetzung der Schotter im südlichen Oberschlesien. *Geol. Ver. Oberschl.* 1938, 1. pp. 32—45. Gleiwitz 1938.
904. Lindner H. — Die Gnadefelder saaleiszeitlicher Endstafeln und die Bewegungen des Saaleises in Oberschlesien. *Geol. Ver. Oberschl. Jb.* 1939, II. pp. 1—19. Gleiwitz 1939.
905. Lindner H. — Über den Löss in Oberschlesien. *Geol. Ver. Oberschl., Jb.* 1940. pp. 26—36. Gleiwitz.
906. Lindner H. — Neue Ergebnisse der Altsteinzeitforschung im südlichen Oberschlesien. *Nachrichtenbl. Deutsche Vorzeit.* 17, pp. 29—36. 1941.
907. Linstow v. O. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Alt Limnowitz. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1905.
908. Linstow v. O. — Studien über verschiedenartige Tone des Diluviums. *Preuss. Geol. L.-A., Jb.* 29. pp. 384—397. Berlin 1908.
909. Linstow v. O. — Das Alter der Knollensteine von Finkenwalde bei Stettin sowie die Verbreitung dieser Bildungen in Nord- und Ostdeutschland. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 32, p. 245. Berlin 1911.
910. Linstow v. O. — Aufnahmebericht zu den Bl. Pretsch und Schmiedeberg. *Preuss. Geol. L.-A., Jb.* 34 f. 1913, p. 628. Berlin 1915.
911. Linstow v. O. — Aufnahmebericht zu Bl. Podejuch. *Preuss. Geol. L.-A., Jb.* 34 f. 1913, p. 637. Berlin 1915.
912. Linstow v. O. — Die Entstehung der Buchheide bei Stettin. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 35 f. 1914, pp. 256—268, Berlin 1915.
913. Linstow v. O. — Die diluviale Depression im norddeutschen Tiefland. *Ztschr. f. Gletscherkunde* 10. 1916/17.
914. Linstow v. O. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Podejuch. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1921.
915. Linstow v. O. — Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland. *Preuss. Geol. L.-A. Abh.* N. F. H. 87. Berlin 1922.
916. Linstow v. O. — Über ostpreussische Solquellen. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 64, H. 2, pp. 1—16. Königsberg 1925.
917. Linstow v. O. — Die prähistorischen Denkmäler der Provinz Westpreussen und des angrenzenden Gebietes, pp. 150. Leipzig 1887.
918. Lucerna R. — Gletscherspuren aus dem Altvatergebirge. *Peterm. Mitt.* 70, p. 127. Gotha 1924.
919. Luedecke — Über den Einfluss des Bodens auf die im Grundwasser gelösten Salze unter besonderer Berücksichtigung der besonderen Verhältnisse der Oderniederung. pp. 7, 1 tabl. Breslau 1907.
920. Ludwig H. — Geschiebezahlungen als Forschungsmittel zur Diluvialstratigraphie und Tektonik Osipommerns. *Geol. Inst. Univ. Abh.* 19, pp. 1—45, Greifswald 1939.
921. Lüche M. — Säugetierhaare im Bernstein. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 45, Generalversamm. pp. 62—63. Königsberg 1904.
922. Lundbeck J. — Die „Schalenzone“ der norddeutschen Seen. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 49. Berlin 1928.
923. Maas Günther — Über einige Ergebnisse der Aufnahmen in der Gegend von Tuchel. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 1898. p. CII. Berlin.

924. Maas Günther — Bericht über die Aufnahme des Blattes Lindenbusch. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 19. p. CCXLV. Berlin 1898.
925. Maas Günther — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Sady. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1898.
926. Maas Gustav — Über Thalbildungen in der Gegend von Posen. *Preuss. Geol. L.-A.*, Jb. 19, pp. 66—89. Berlin 1898.
927. Maas Gustav — Geologische Skizzen aus der Tucheler Heide. *Naturf. Gesell. Danzig, Schr. N. F.* 10. H. 1. pp. 1—15. Danzig 1899.
928. Maas Gustav — Über Endmoränen in Westpreussen und angrenzendem Gebiet. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 52, pp. 93—147. Berlin 1900.
929. Maas Gustav — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Dombrowka. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1900.
930. Maas Gustav — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gurtshin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1900.
931. Maas Gustav — Aufnahmebericht zu den Bl. Schirotzken und Bagniewo. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 23 f. 1902, pp. 710—711. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin.
932. Maas Gustav — Über das Auftreten der *Paludina diluviana* in Westpreussen. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 54, pp. 4—5 oraz *Preuss. Geol. Gesell. L.-A.* Berlin 1902.
933. Maas Gustav — Aufnahmebericht zu den Bl. Schirotzken und Bagniewo. (II) *Preuss. Geol. L.-A.*, Jb. 25 f. 1904, pp. 787—790. Berlin 1907.
934. Maas Gustav — Das Thorn-Eberswalder Tal und seine Endmoränen. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 56, Berlin 1904.
935. Maas Gustav — Über präglaziale marine Ablagerungen im östlichen Norddeutschland. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 65. pp. 21—24. Berlin 1904.
936. Maas Gustav — Zur Entwicklungsgeschichte des sog. Thorn-Eberswalder Haupttales. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 56. Mber. Nr 3, Berlin 1904.
937. Maas Gustav — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Klonowo. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1905.
938. Maas Gustav — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Lindenbusch. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1905.
939. Maas Gustav — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Lubiewo. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1905.
940. Maas Gustav — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Zalesie. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1905.
941. Maas Gustav — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Schüttenwalde. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1905.
942. Maas Gustav — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Tuchel. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1905.
943. Maas Gustav — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Bagniewo. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1909.
944. Maas Gustav — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Dritschmin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1909.
945. Maas Gustav — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Schirotzken. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1909.
946. Maas Gustav, Menzel — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Heinrichsdorf. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1909.
947. Maas Gustav, Soenderop F. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Schönsee mit Schewen. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1910.

948. Mager F. — Ostpreussen. Die natürlichen Grundlagen seiner Wirtschaft-eine Quelle deutscher Kraft. *Geogr. Inst., Veröff. Königsberg* 1922.
949. Mager F. — Aus der Geschichte der Frischen Nehrung. *Wochenbl. Landesbauernschaft, Ostpreussen*, pp. 31. 1936.
950. Makowski H. — Die Halbinsel Hela. *Norddeutsche Städte und Landschaften*. Nr. 9. pp. 1—69, il. 2 m. Danzig 1906.
951. Martell P. — Der Bernstein an der Küste Ostpreussens. *Zool. Sect. Meereskunde, Schr. Nr. 4*, pp. 118—123. 1920.
952. Musuhr E. — Glazialgeologie und Oberflächengestaltung der Landschaft des Stablack in Ostpreussen. *Geol. Arch.* I., 6. pp. 271—304, 1 m., 3 t. 1923.
953. Medon G. H. — Erdgeschichte des Reichsgaues im Zusammenhang mit den Bohrungen. Landeskundliche Forschungsstelle des Reichsgaues Danzig-Westpr. R. III. *Forschungsstelle f. Bodenkunde Danzig*. III, 1. pp. 1—14, 1 tabl. Danzig 1944.
954. Meister E. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Wiese. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1935.
955. Menzel H. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Bulgrin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1905.
956. Menzel H. — Über die Entwicklungsgeschichte der Postglazialzeit in Hinterpommern auf Grund der Binnenmolluskenfauna nebst Bemerkungen von A. Tornquist und C. Gagel. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 64 Mber. Nr 8—10, pp. 419—425. Berlin 1912.
957. Menzel H. — Paläontologische Betrachtungen über die Litorinafauna von Ostpreussen. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 64, Mber. Nr 1, pp. 8—16. Berlin 1912.
958. Menzel H. — Pommerns geologische Formationen. pp. 24, Köslin 1912.
959. Menzel H. — Über die spätglaziale Conchylienfauna Ostpreussens. *Preuss. Geol. L.-A.*, Jb. 35, pp. 354—366. Berlin 1914.
960. Merle — Tertiär und Quartär bei Liegnitz. *Festschrift 600. Jg. Jubil. Gymnasium Liegnitz*. pp. 42—58. 1909.
961. Meyer E. — Über die Staubecken und Decktonbildung in weiterer Umgebung von Königsberg. *Preuss. Geol. L.-A.*, Jb. 37. Berlin 1916.
962. Meyer E. — Neue Moränenfunde im Riesengebirge. *Ztschr. Gletscherkunde* 18, pp. 52—56. 1930.
963. Meyer G. — Geodynamische Naturdenkmäler in und um Görlitz. *Naturf. Gesell. Görlitz, Abh.* 26, pp. 129—138, 5 tabl. Görlitz 1909.
964. Meyer-Wustandt G. — Die geologischen Verhältnisse von Görlitz und Umgebung. *Naturf. Gesell. Görlitz, Abh.* 29. H. 1. pp. 74—80. 1924.
965. Meyer O. E. — Neue Moränenfunde im Riesengebirge. *Ztschr. Gletscherkunde* 18, pp. 52—56. 1930.
966. Meyer O. E. — Das Riesengebirge zur Eiszeit. *Bergsteiger* Nr 1. pp. 85—89. 1931. O
967. Michael R. — Verzeichnis von auf Deutschland bezüglichen Schriften und Kartenverzeichnissen. *Preuss. Geol. L.-A. Abh.* N. F. 26, pp. 108. Berlin 1897.
968. Michael R. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Wildenbruch. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1900.
969. Michael R. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Schwochow. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1900.



970. Michael R. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Lippehne. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1902.
971. Michael R. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Bernstein. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1902.
972. Michael R. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Schönow. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1902.
973. Michael R. — Geologische Mitteilungen über die Gegend von Gilgenburg und Geierswalde in Ostpreussen. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 23 f. 1902 pp. 70—77. Berlin.
974. Michael R. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Beyersdorf. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin.
975. Michael R. — Über das Alter der schlesischen Diluvialablagerungen. *Deutsche Geol. Gesell., Ztschr.* 54. Protokolle 13. Berlin 1902.
976. Michael R. — Zur Kenntnis des oberschlesischen Diluviums. *Preuss. Geol. L.-A.* 34 f. 1913. pp. 383—407. Berlin.
977. Michael R. — Der geologische Aufbau Polens. *Handbuch von Polen.* pp. 29. 1917
978. Michael R., Quitzow W. — Geologie von Proskau. Geologisch-agronomische Darstellung der Umgebung der Kgl. Lehranstalt für Obst- und Gartenbau Proskau bei Oppeln in Oberschlesien. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1912.
979. Michael R., Quitzow W. — Die geologische Literatur der Prov. Schlesien und der Nachbargebiete. Berlin 1914.
980. Michalskij A. Gieologiczeskij oczerk jugozapadnoj czasti Pietrokowskoj gubernii. *Izw. Geol. Kom.* 5, pp. 5. 1886.  
To samo odbitka.
981. Michalskij A. — Priedwaritelnyj otczet po izsledowaniju 1888 g. proizwiedionnym w priedielach Radomskoj gubernii. *Izw. Geol. Kom.* 8, pp. 148—1889.
982. Milthers V. — Über eine Geschiebegrenze in Ostdeutschland und Polen und ihre Beziehung zu den Vereisungen. *Preuss. Geol. L.-A.*, Jb. 56. Berlin 1935.
983. Milthers V. — Beiträge skandinavischer Leitgeschiebe für die Bestimmung der Vereisungsgrenzen. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 91. Berlin 1939.
984. Milthers V., Nordmann V. — Über einige interglaziale Süßwassermollusken der Umgegend von Posen. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 54. Berlin 1902.
985. Moldenhauer E. — Die Baugrundkarte des Danziger Stadtgebietes. *Naturf. Gesell. Danzig, Schr. N. F.* 17, H. 3. pp. 1—95, 2 t. Danzig 1926.
986. Mühlen v. L. — Über den Zusammenhang von Talerweiterungen und Endmoränen im Gebiet von Zobten, Schweidnitz und Strigau. *Preuss. Geol. L.-A.*, Jb. 42, pp. 694—696. Berlin 1923.
987. Mühlen v. L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Striegau. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1925.
988. Mühlen v. L. — Über diluviale Täler und sich kreuzende Oser zwischen Labes und Wangerin in Pommern. *Preuss. Geol. L.-A.*, Jb. 49, pp. 587—591, 1 m. Berlin 1928.
989. Mühlen v. L. — Diluvialstudien am mittelschlesischen Gebirgsrand. *Preuss. Geol. L.-A.* 49, pp. 580—586, 1 m. Berlin 1928.
990. Mühlen L., Koert W. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Degow. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1922.

991. Müldner A. — Neues von den Sadewitzer Geschieben. *Ztschr. Geschieforsch.* 17, pp. 110—120. 1941.
992. Müller A. — Über drei in der Provinz Preussen ausgegrabene Bärenschädel. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 12, pp. 1—22. Königsberg 1871.
993. Müller B. — Die Heilquellen des Sudetenlandes. *Aus dem Sudetengau* 2. Reichenberg 1940.
994. Müller B. — Erscheinungen der nordischen Vereisung am Südrande des Isergebirges. *Firgenwald* 2, pp. 163—169. Reichenberg 1929.
995. Müller Ch. H. — Über ein Conglomerat von mehreren Geschieben aus einem Hügel bei Nimkau. *Schles. Gesell. Bull. Naturf. Sect.* 5—6, pp. 4. Breslau 1930.
996. Müller G. — Mitteilungen über seine Aufnahmen im Sommer 1897 auf den Blättern Wartenburg und Mensguth. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 18, pp. LXII. Berlin 1897.
997. Müller G. — Bericht über seine Aufnahmen auf Blatt Gross Bertelsdorf. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 16 p. CXIII. Berlin 1895.
998. Müller G. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Woltin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1898.
999. Müller G. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Bahn. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1898.
1000. Müller G. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Greifenhagen. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 19.
1001. Müller G. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Fiddichow. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1898.
1002. Müller G. — Die Verbreitung der deutschen Torfmoore nach statistischen Gesichtspunkten dargestellt. *Ztschr. Prakt. Geol.* 7, pp. 199—204. Halle/S 1899.
1003. Müller G. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Neumark. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin.
1004. Müller G. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gross Bartelsdorf. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1903.
1005. Müller G. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Mensguth. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1903.
1006. Müller G. — Bericht über die Tiefbohrungen im westlichen Teil des Frischen Haffes. 1938.
1007. Müller, Klaus — Die Böden der durch Schlickaufspülung neugewonnenen Ländereien am westlichen Frischen Haff. *Landeskundliche Forschungsstelle. Danzig Westpreussen. Schr. Reihe III, Bd. 1*, pp. 65—120, 5 map, 4 profile. Danzig 1942.
1008. Müller T. — Die geologischen Verhältnisse der Frischen Nehrung mit besonderer Berücksichtigung des Elbinger Anteils. *Elbinger Jb.* Elbing 1923.
1009. Müller T. — Die Pflanzen- und Tierwelt der Frischen Nehrung. *Ostdeutsche Monatsh.* 1931.
1010. Müller T. — Zwischeneiszeitliche Erdgeschichte in der Umgebung von Elbing und ihre Pflanzen- und Tierwelt. *Elbinger Jb.* Elbing 1932.
1011. Müller T. — Beobachtungen über die geologischen Verhältnisse des Südwestrandes der Elbinger Höhe. *Elbinger Jb.* Elbing 1936.
1012. Müller T. — Beiträge zur Kenntnis der geologischen Verhältnisse des Stadtkreises Elbing. *Elbinger Jb.* Elbing 1937.

1013. Müller T. — Die jüngsten natürlichen Anlandungen im Mündungsgebiet des Elbingflusses. *Festschrift. Elbing. Altertumsgesell.* Elbing 1938.
1014. Münnich G. — Quantitative Geschiebepprofile aus Dänemark und Nordostdeutschland mit besonderer Berücksichtigung Vorpommerns. *Geol. Paläont. Inst. Univ. Greifswald. Abh.* 15, Beiheft. Zts. Geschiebeforschung, pp. 52, 8 il. Greifswald 1936.
1015. Munther J. — Über subfossile Wirbeltierfragmente von teils ausgestorbenen und teils ausgerotteten Tieren Pommerns. *Natur. Ver. Neupommern und Rügen. Mitt.* IV. Berlin 1872.
1016. Munthe H. — Studier ifver Baltiska Havfets quartare historia. *Bih. till. Sved Vet. Akadem. Händ.* 18, Afd. II, Nr 1. Stockholm 1892.
1017. Munthe H. — Studien über ältere Quartärablagerungen im Südbaltischen Gebiete. *Geol. Inst. Bull.* III. Upsala 1897.
1018. Nehring A. — Über vereinzelt im Torfmoor bei Barnow (Pommern) gefundene Hornkerne des *Bos primigenius*. *Ztschr. Ethnologie* 20. 1888.
1019. Nehring A. — Ehemaliges Vorkommen der Saiga Antilope in Westpreussen. *Das Weidwerk.* 1899.
1020. Nehring A. — Über das Horn eines *Bos primigenius* aus einem Torfmoore Hinterpommerns. *Gesell. Naturf.* Berlin 1900.
1021. Neuhoff W. — Das Miellabruch bei Espenhöhe. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* pp. 172—179. Königsberg 1928.
1022. Nietsch H. — Zwei Pollendiagramme aus dem grossen Gelüch. *Pommer, Naturf. Gesell. Abh. Ber.* 9, pp. 173—182. Stettin 1928.
1023. Nikitin S. — Zamietka ob upotreblenji terminow diluwji, aluwji i eluwji. *Geol. Komit. Izw.*, t. 12, pp. 1—4. Petersburg 1882—1833.
1024. Nikitin S. — Poslietreticznije otlozenija Germanji w ich odnoszenji k sootwiestwujuszczim obrazowanijam Rossii. *Geol. Komit. Izw.*, t. 5, pp. 53 i résumé franç. Petersburg 1886.
1025. Nikitin S. — Iz pojezdok po zapadnoj Jewropie. *Geol. Komit. Izw.* t. 7, pp. 1—49. Petersburg 1839.
1026. Noetling F. — Die cambrischen und silurischen Geschiebe der Provinz Ost- und Westpreussen. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* Berlin 1882.
1027. Noetling F. — Über diatomeenführende Schichten des westpreussischen Diluvium. *Deutsche Geol. Gesell. Ztsch.* 35. Berlin 1883.
1028. Noetling F. — Die Fauna der baltischen Cenomangeschiebe. *Paläont. Abh.* Bd. II, H. 4, 1885.
1029. Obst E. — Die Oberflächengestaltung der schlesisch-böhmischen Kreideablagerungen (Ein Beispiel für die Einwirkung der Diluvialperiode auf das Relief des deutschen Mittelgebirges). *Deutsche Geogr. Gesell. Mitt.* 24, pp. 120, 1 mapa, 6 il. Hamburg.
1030. Olbricht K. — Die Einteilung und Verbreitung der glazialen Ablagerungen in Norddeutschland. *Zbl. Miner. Geol. Paläont.* Stuttgart 1911.
1031. Olbricht K. — Die Gliederung des Schlesischen Diluvium. *Schl. Gesell. Jber.*, pp. 90—96. Breslau 1913.
1032. Olbricht K. — Neue Forschungen im Schlesischen Diluvium. *Schl. Gesell. Jber.* Breslau 1913.
1033. Olbricht K. — Einige Beobachtungen im Diluvium bei Görlitz. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 1919. Bd. 40, pp. 509—512. Berlin 1921, 22.
1034. Olbricht K. — Der Verlauf des Eiszeitalters in Norddeuropa. *Naturw. Wochenschr.* 1920, pp. 310—316.

1035. Olbricht K. — Neue Beobachtungen im Diluvium Schlesiens. *Preuss. Geol. L.-A.* Bd. 42, 1921, pp. 341—351. Berlin 1922.
1036. Olbricht K. — Die Eiszeit in der Oberlausitz. *Naturf. Gesell. Görlitz. Abh.* 1924, pp. 81—91, 1 m. Görlitz.
1037. Olbricht K. — Die Eiszeit und die Landschaftsformen des Schlesischen Flachlandes. *Schles. Monatsber.* 1924.
1038. Olbricht K. — Die Entstehung der Heimatlandschaft, Heimatkatalog für die östlichen Grenzkreise Namslau, Grosswartenburg, Militsch und für die Kreise Öls und Trebnitz. Öls 1927.
1039. Olbricht K. — Die Eiszeit in Schlesien mit besonderer Berücksichtigung vorgeschichtlicher Fragen. *Altschlesien* 1927. Bd. 2. H. 1. Breslau 1927.
1040. Olbricht K. — Schlesien — Grundriss der Landeskunde. Breslau 1933.
1041. Orth A. — Geognostische Durchforschung des schlesischen Schwemmlandes zwischen dem Zobtener und Trebnitzer Gebirge. *Preisschrift.* Berlin 1872. pp. 361 (wyjątki z *Ausland* 46, pp. 348—350). 1873.
1042. Ost H. G. — Neuere Anschauungen zur Entstehungsgeschichte eines nord-deutschen Urstromtales. *Ztschr. Gletscherkunde* 22, pp. 96—108. 4 il. 1935.
1043. Ostendorf E. — Die Grundwasserböden der Weichseldelta. *Stat. L.-A. Bilder aus Danz. Landwirtschaft.* 4. Danzig 1930.
1044. Ostendorf E. — Beiträge zur Geschichte des Westrandes des Danziger Urhaffes auf Grund genauer Aufnahmen von Bodenarten. *Landeskundl. Forschungsstelle. Danzig-Westpreussen Schr. Reihe 3. Bd. 1*, pp. 47—59. Danzig 1942.
1045. Ostendorf E. — Sammlung von 24 Bodenbildern aus verschiedenen deutschen Gauen. *Landeskundliche Forschungsstelle. Danzig-Westpreussen Schr. III, 2*, pp. 24 tabl. Danzig 1944.
1046. Otto A. — Studien zur Morphologie des Neissetales zwischen Zittau und Görlitz. *Naturf. Gesell. Görlitz. Abh.* 29, H. 1, pp. 17—73. Görlitz 1924.
1047. Ouvrier H. — Blockmeere und Strukturböden im Riesengebirge. *Wanderer im Riesengeb.*, p. 120. 1932.
1048. Ouvrier H. — Beiträge zur Morphologie des Hohen Riesengebirge. *Schles. Gesell. Erdk. Veröff.* 17, pp. 88. Breslau 1933.
1049. Ouvrier H. — Die Talanfänge des Hohen Riesengebirges und ihre Beziehung zur eiszeitlichen Vergletscherung. *Geogr. Anz.* 42, pp. 29—30. 1941.
1050. Partsch J. — Gletscherspuren im Riesengebirge. *Schles. Gesell. Jber.* 57, pp. 327—328. 1878.
1051. Partsch J. — Die Gletscher der Vorzeit in den Karpaten und im Mittelgebirge Deutschlands, pp. IX, 198. Breslau 1882.
1052. Partsch J. — Literatur der Landes- und Volkskunde der Provinz Schlesien. *Schles. Gesell. Jber.* 72, 75, 77, pp. 530. Breslau, 1892—1900.
1053. Partsch J. — Die Vergletscherung des Riesengebirges zur Eiszeit nach eigenen Untersuchungen dargestellt. *Forsch. Deutsche Landes-Volkskunde.* 8, pp. 97, 2 m. 4 tabl., 11 prof. Stuttgart 1894.
1054. Partsch J. — Der Ausflug des XIII. Deutschen Geographen-Tages zu den Glazialablagerungen des Riesengebirges. *Odb. Schles. Zt.* nr 412. 1901 oraz *Wanderer im Riesengeb.*, pp. 126—127. 1901.
1055. Partsch J. — Die Hohe Tatra zur Eiszeit. Leipzig 1923.
1056. Penck A. — Die Geschiebformation Norddeutschlands. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Bd. 31. Berlin 1879.
1057. Penck A. — Europa im Eiszeitalter. *Geogr. Ztschr.* 43, pp. 1—10. 1937.

1058. Perfiliew B. W. — Über die nächsten Probleme der Erforschung der Schwemmanlagerungen im Ostseegebiete. V. *Konfer. Hydr. Balt. Stat. Sect. d. Seen.* 44. Leningrad 1933.
1059. Petersen G. — Die Schollen der norddeutschen Moränen in ihrer Bedeutung für die diluvialen Krustenbewegungen. *Fortschr. Geol. Paläont.* H. 9, pp. 96. Berlin 1924.
1060. Petraschek W. — Die Mineralquellen der Gegend von Nachod und Kudowa. *R.-A. Jb.* 53 H. 3, Wien 1904.
1061. Petrenz H. — Pollenanalytische Untersuchungen im Westpreussischen Landrücken. *Unser Ostland*, 2, pp. 161—192, 1 m. 3 il. Königsberg 1932.
1062. Pfalz R. — Hydrologische Untersuchungen im oberen Warthegebiet (Dilltal Kamion), *N. J. Miner. Geol. Paläont.* Bd. 89, N. 1—2, pp. 195—237. 1 m. 5 il. Stuttgart 1945.
1063. Pflug K. — Das Waldenburger Bergland. *Wanderer im Riesengeb.* pp. 82—84. 1899.
1064. P f u h l — Der interglaziale Torf bei Schilling. *Deutsche Gesell. Kunst. Wissen. Posen. Ztschr. Naturw.* Abt. 18, III Jg. 1911.
1065. Picard E. — Aufnahmebericht zu Blatt Schönebeck in Pommern. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 25, pp. 758—766. Berlin 1904.
1066. Picard E. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Schönebeck. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1910.
1067. Pietsch K. — Die geologischen Verhältnisse der Oberlausitz zwischen Görnitz, Weissenburg und Niesky. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 61, pp. 35—133. Berlin 1909.
1068. Platzer S. — Das Lebamoor als Meliorationsgebiet. pp. 102, 1 m. *Dissert. Landwirtschaftl. Hochschule.* Berlin 1930.
1069. Pohle — Über einen Ovibos-Fund. aus Schlesien. *Zbl. Miner. Geol. Paläont.* Abt. B, pp. 122—125, Stuttgart 1925.
1070. Poser H. — Dauerfrostböden und Temperaturverhältnisse während der Wurm-Eiszeit im nichtvereisten Mittel- und Westeuropa. *Die Naturwissenschaften* 34. 1947.
1071. Postelmann A. — Über die interessante Arbeit aus der Frühzeit der ostpreussischen Geschiebeforschung. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 67, H. 3—4, pp. 99—100. Königsberg 1932.
1072. Postelmann A. — Geologisch bemerkenswerte Funde aus Ostpreussen. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 68, pp. 277—280. Königsberg.
1073. Postelmann A. — Der „Hindenburgstein“ für das Reichshrendenkmal Tannenberg. *Ztschr. Geschiebeforschung und Flachlandgeol.* 12, pp. 1—32, 27 il. 1936.
1074. Potonié H. — Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten. Bd. 1. Die Sapropelite, pp. 204. *Preuss. Geol. L.-A. Abh. N. F. H.* 55. Berlin, 1908.
1075. Potonié R. — Die Moorgelände Ostpreussens. *Bayer. Forst- und Jagdztg.* 22. Jg. 5, pp. 2. 1915.
1076. Potraz K. — Pollenanalytische Untersuchungen einiger Moore in Ostdeutschland. *Unser Ostland*, 2, pp. 193—250. 1 m. 7 diagr. *Albertus Univ. Dissert.* Königsberg, 1931.
1077. Pratje O. — Einführung in die Geologie der Nord- und Ostsee (Tierwelt der Nord- und Ostsee). Leipzig.

1078. Pr atje O. — Bau und Entstehung der ostpreussischen Hafte und Nehrungen. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* (Sitzungsber.) 68, H. 3—4, pp. 277. Königsberg 1933.
1079. Pr atje O. — Bohrungen auf den ostpreussischen Häfen. *Natur. und Volk.* Frankfurt a. M. 1936.
1080. Prawosławlew P. — K izuczeniu lednikowych obrazowanij siewiernoj czasti Carstwa Polskawo. *Warsz. Uniw. Izw.* 1905, pp. 95, 1 m.
1081. Prei hauser G. — Ablagerungen unser Gletscher und Firneis und Fliesserdeböden im Bayerischen Wald. *Firgenwald* 10. Reichenberg 1932—35.
1082. Preuss H. — Zur Kenntnis der ost- und westpreussischen Diluvialflora. *Mitt. aus dem Geol. Inst. Bernsteinsammlung. Univ. Königsberg.* Nr 7, Königsberg 1910.
1083. Prochaska J. v. — Prehled literatury mineralogicko- geologicko- paleontologicke Cech., Moravy a Slezska. do r. 1897. *Česka Akad. Ved. a Um.* Praha 1899.
1084. Quade W. — Die Landschaft des Weichsel-Nogat Delta. *Nordosten.* I, pp. 77—99. 7 il. Danzig 1931.
1085. Quandt L. — Über die Landverluste der Pommerschen Küste an der Ostsee. *Balt. Stud.* 4. H. 2, pp. 1—7, 1937.
1086. Quednau A. — Das eiszeitliche und das heutige Mauerseebecken. *Heimatsforsch. Ostpreussen. Mauerseegeb.* 2. Langensalza 1927.
1087. Quitzow — Der geologische Bau der nordöstlichen Bober-Katzbach Gebirge und der anschliessenden Teile des Sudeten-Vorlandes. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* pp. 559—586. Berlin 1938.
1088. R. Kr. — Die Hochmoore des Isergebirges. *Gebirgsfreund.* 14, 3, pp. pp. 42—43. 1902.
1089. Rakete R. — Die Diluvialböden des Südens der Görlitzer Heide una aer anstossenden Dorffluren. *Naturf. Gesell. Görlitz. Abh.* 25. pp. 223—235. Görlitz 1907.
1090. Ramman E. — Organogene Ablagerungen der Jetztzeit. *N. Jb. Miner Geol. Paläont.* Bd. 10. pp. 146. Stuttgart 1895.
1091. Range P. — Aufnahmebericht zu den Bl. Gross Duneyken und Schareyken. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 26 f. 1905, pp. 741—743. Berlin.
1092. Range P. — War Deutschland drei oder viermal vom Inlandeis bedeckt? *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 78. pp. 151—156. Berlin 1926.
1093. Rathsburg A. — Die angebliche Vergletscherung des Erzgebirges zur Eiszeit. *Naturwiss. Gesell. Chemnitz.* 22 Ber. pp. 45—64. Chemnitz 1928.
1094. Rathsburg A. — Die Gletscher der Eiszeit in den höheren deutschen Mittelgebirgen. *Firgenwald*, 5—8. 1932—1935.  
z. 5. pp. 5—29, 65—77, 103—113  
z. 6. pp. 96—112, 126—127  
z. 7. pp. 39—42, 77—107, 148—158.  
z. 8. pp. 67—84.
1095. Rathsburg A. — Ortsfremder fossiler Schutt auf dem Riesengebirgskamm. *Firgenwald*, 8, pp. 110—116. 1935.
1096. Rathsburg A. — Stand und Aufgaben der Eiszeitforschung in den deutschen Mittelgebirgen. *Ztschr. Erdkunde* 5, pp. 721—734. 1937.

1097. Reinke J. — Studien über die Dünen unserer Ostseeküste. *Wissensch. Meeresunters. Abt. Kiel. N. F. XIV.* 1912.
1098. Reissner H. — Die Wölfel, eine gewässerkundliche Studie. *Ztschr. Gewässerkunde.* pp. 159—181. 1909.
1099. Richter K. — Die Struktur des Warsower Plateaus ein Beitrag zur Kenntnis der Staumoränen. *Pommern. Naturf. Gesell. Abh. Ber.* 10, pp. 6—12. 2 tabl. Stettin 1929.
1100. Richter K. — Gefüge und Zusammensetzung des norddeutschen Jungmoränengebietes. *Geol. Paläont. Inst. Univ. Greifswald. Abh.* 11, Greifswald 1933.
1101. Richter K. — Zur Frage einer pliocänen Vereisung Norddeutschlands auf Grund neuer Funde bei Stettin. *Ztschr. Geschiebeforschung.* 11, H. 4. pp. 135—141. 1935.
1102. Richter K. — Pommersche Erdgeschichte aus neuen Blickwinkeln. Unseres Pommerland. 21. H. 2, pp. 7 — 1936.
1103. Richter K. — Ergebnisse und Aussichten der Gefügeforschung im Pommerschen Diluvium. *Geol. Rundschau* 27, pp. 196—206. 3 il. Stuttgart 1936.
1104. Richter K. — Die Einordnung des Weichselgebietes in die Strahlungskurven von Milankowitsch. *Geol. Rundschau* 28, pp. 69—77. Stuttgart 1937.
1105. Richter K. — Die Eiszeit in Norddeutschland. *Deutscher Boden* 4, pp. 179—63, il. Berlin 1937.
1106. Richthofen B. — Altsteinzeitliche Funde aus der Provinz Oberschlesien. *Eiszeit und Vorgeschichte*, 7. pp. 9—47. 1930.
1107. Riemann C. — Die Provinz Posen in naturwissenschaftlicher Beziehung, pp. 93—146. Stassfurth 1907.
1108. Roemer F. — Die fossile Fauna der silurischen Diluvialgeschiebe v. Sadewitz bei Oels. *Gratulationsschrift zum 50-jährig. Bestehen der Univ. Breslau*, pp. XVI, 82, 8 tabl. Breslau 1861.
1109. Roemer F. — Über die Ergebnisse von ihm ausgeführter geologischer Untersuchungen in Oberschlesien. *Schles. Gesell. Jber.* 40, pp. 25—28. Breslau 1862.
1110. Roemer F. — Darstellung der geognostischen Zusammensetzung des Bodens von Breslau. *Schl. Gesell. Jber.* 41, pp. 43—45, 1863.
1111. Roemer F. — Eine Sammlung von Versteinerungen aus Diluvial-Geschieben gesammelt in Kiesgruben bei Glogau. *Schles. Gesell. Jber.* 43. Breslau 1865.
1112. Roemer F. — Knochen von diluvialen Säugetieren gefunden bei Prochovitz unterhalb Ratibor. *Schles. Gesell. Jber.* 45. 1867.
1113. Roemer F. Erläuterungen zu den Sektionen: Gleiwitz, Königshütte, Löslau, Pless der geognostischen Karte von Oberschlesien. pp. 46. Berlin 1867.
1114. Roemer F. — Geologie von Oberschlesien. pp. XXIV, 387, XXII, atlas i 50 tabl. Breslau 1870.
1115. Roemer F. — Auffindung eines jurassischen Diluvialgeschiebes bei Strehlen. *Schles. Gesell. Jber.* 49. pp. 41—42. Breslau 1841.
1116. Roemer F. — Ein faustgrosses jurassisches Diluvialgeschiebe mit Ammonites ornatus var. von Nieder Kunzendorf (Freiburg). *Schls. Gesell. Jber.* 49. pp. 44. Breslau 1871.
1117. Roemer F. — Vorlegung bei Trachenberg gefundener Knochenreste von Rhinoceros tichorhinus. *Schles. Gesell. Jber.* 50. pp. 39—41. Breslau 1872.

1118. Roemer F. — Ein Fund von fossilen Wirbeltier-Knochen im Diluvium bei Münsterberg. *Schles. Gesell. Jber.* 51. pp. 37—38. Breslau 1873.
1119. Roemer F. — Oribos moschatus im Diluvium Schlesiens. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 26, pp. 600—604. 1 tabl. Berlin 1874.
1120. Roemer F. — Über C. E. v. Baers Pallasi aus Diluvium von Danzig. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 27, Berlin 1875.
1121. Roemer F. — Versteinerungsführende Diluvialgeschebe von Gnadenfeld bei Cosel. *Schles. Gesell. Jber.* 56. p. 51. Breslau 1878.
1122. Roemer F. — Rhinoceros tichorhinus bei Skarsine und Trebnitz. *Schles. Gesell. Jber.* 58. pp. 133, 65, 194. Breslau 1880, oraz 1887.
1123. Roemer F. — Ein Mamuthknochen bei Steinau. *Schles. Gesell. Jber.* 62. pp. 249. Breslau 1884.
1124. Roemer F. — Hindia fibrosa in Diluvialgeschieben von Sadowitz. *Schles. Gesell. Jber.* 62. p. 248. Breslau 1884.
1125. Roemer F. — Rhinoceros tichorhinus bei Perschau (Polnisch, Wartenberg. *Schles. Gesell. Jber.* 63, p. 120. Breslau 1885.
1126. Roemer F. — Eine neue aufgefundene Ablagerung diluvialer Säugetiere bei Hirschberg. *Schles. Gesell. Jber.* 58. p. 129. Breslau 1886.
1127. Roemer F. — Die Knochenhöhlen von Ojców in Polen. pp. 4, 12 tabl. 1 m. Cassel 1888.
1128. Roemer F. — Dreikanter aus Schlesien (Primkenau). *Schles. Gesell. Jber.* 67. pp. 82—83. Breslau 1889.
1129. Roepke W. — Der geologische und morphologische Bau der baltischen Endmoränenzüge in Ostpommern. *Acta Leopoldina*, Bd. 6 p. 253. Hale 1930.
1130. Roesler H. — Beiträge zur Kenntniss einiger Kaolinlagerstätten. *N. Jb. Miner. Geol. Paläont.* Beil. Bd. 15, pp. 231—393. Stuttgart 1902.
1131. Rose H. — Elephas primigenius in Schlesien. *Festschrift. d. Realgymnasium zu Neisse.* 1882.
1132. Rosner M. — Glazialmorphologie des oberen Katzbachtales. *Dissert. Univ.* Breslau 1932.
1133. Rudolph K., Firbas Fr. — Die Moorre des Riesengebirges. *Beih. Bot. Zbl.* 43, pp. 69—144. Dresden 1927.
1134. Rühl A. — Das Periglazial und die Vereisung der böhmischen Randgebirge. *Firgenwald* 10. pp. 137—147. Reichenberg 1837.
1135. Salisbury R. D. — On terminal moraines in North Germany. *Am. Journ. Sci.* 35, pp. 401—407. New Haven 1888.
1136. Sandegreen R. — Über das geologische Alter der polnischen Bändertone. *Geol. Fören. Förhand.* 56, pp. 624—628. Stockholm 1934.
1137. Sauramo M. — Zur spätquartären Geschechte der Ostsee. *Soc. Geol. Finl. C.-R.* 8. Helsinki 1934.
1138. Scharenberg W. — Über die allgemeinen geognostischen Verhältnisse des Trebnitzer Gebirges. *Schles. Gesell. Jber.* Breslau 1852.
1139. Scharff W. — Das norddeutsche Diluvium in eistektonischer Betrachtung vom Standpunkte der Gefügekunde. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 53 pp 828—850. Berlin.
1140. Schellwien E. — Geologische Bilder von der samlandischen Küste. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 46. pp. 1—43, 11 tabl. il. Königsberg 1906.
1141. Schild F. Zwischen Warthe und Obra. *Gymn. Program.* Meseritz 1906.
1142. Schindler A. — Schnitt durch das Diluvium des Huttschiner Landes zwischen Oder und Oppa. *Firgenwald*, 12, pp. 90—101. Reichenberg 1940.



1143. Schirmacher — Die diluvialen Wierbelreste in Ost- und Westpreussen. *Albertus Univ. Dissert.* Königsberg 1883.
1144. Schlunck J. — Aufnahmebericht zu Blatt Jabkowo. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 34, pp. 667—671. Berlin 1913.
1145. Schmidt A. — Zur Geologie des Kreizes Lauenburg in Pommern. *Lauenb Ill. Kreis-Kalender* 1906.
1146. Schmidt A. — Glazial in den Sudeten. *Eine Zusammenfassung. Geol. Anz* 7. pp. 169—172. 1906.
1147. Schmidt A. — Die Leba und ihr West-Ost Tal. *Naturf. Gesell. Danzig, Schr. N. F.* XII pp. 1—32, 11 il. Danzig 1907.
1148. Schmidt M. — Über Wallberge auf Blatt Naugard. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 21. pp. 81—92. Berlin 1900.
1149. Schmidt M. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Pribbernow. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1900.
1150. Schmidt M. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Pribbernow. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1900.
1151. Schmidt M. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Zickerke. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1902.
1152. Schmidt M. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gülzow. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1902.
1153. Schmidt M. — Der Schlesische Bädertag 1872—1809. *Schlesien* 1. pp. 317—318. 1908.
1154. Schmierer T. — Aufnahmebericht zu den Bl. Gorike, Altengrabow und Nedlitz. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 25, pp. 634. Berlin 1904.
1155. Schneider O. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Wusterbarth. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1904.
1156. Schneider O. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Polzin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1904.
1157. Schneider O. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Boissin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1905.
1158. Schneider O. — Überblick über den geologischen Bau Pommerns. *Pommer. Heimatbuch.* Berlin 1926.
1159. Schneider O. — Über den inneren Bau des Gollenberges bei Köslin. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 24. Berlin 1903.
1160. Schneider O. — Ergebnisse von Bohrungen. Bd. 6, 1914, Bd. 1915.
1161. Schober K. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Arnswalde, Dölitz, Zachan u. Ravenstein. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1923
1162. Schoen A. — Über den Frischen Haff und seine Fischerie. *Ostdeutsch, Monatshefte.* 12. 1931.
1163. Schoenichen W. — Geologische Naturschutzgebiete an der deutschen Ostseeküste. *Geol. Meere, Binnengewässer.* 4. pp. 55—76. 14 il. Berlin 1940.
1164. Scholz M. — Beiträge zur Geologie von Pommern. *Naturw. Ver. Greifswald. Mitt.* 1—1869, pp. 75—99, 2—1871, pp. 52—76. Greifswald 1871.
1165. Scholz M. — Geologische Beobachtungen an der Küste von Neuvorpommern. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 1882. pp. 95—114. Berlin 1883.
1166. Scholz P. — Gletscherstudien im Riesengebirge. 1. Kargletscher. 2. Der Gletscher der Agnetendorfer Grube. *Wanderer im Riesengeb.* III, pp. 10—14. 1887.
1167. Scholz P. — Gletscherstudien im Riesengebirge. 1. Kargletscher. 2. Der *Wanderer im Riesengeb.* II 1885.

1168. Schopf H. — Die derzeitigen Schutzmaassnahmen zur Sicherung der Franzensbader Heilquellen. *Firgenwald*, 12, pp. 226—229. Reichenberg 1941.
1169. Schott K. — Die Blockmeere in den deutschen Mittelgebirgen. *Forsch. deutsch. Landes- u. Volkskunde*, 1, pp. 78. Stuttgart 1931.
1170. Schott K. — Zur Formgestaltung der Eisrandlagen Norddeutschlands *Ztschr. Gletscherkd.* 21, pp. 54—98. 1933.
1171. Schottky R. — Beiträge zur Kenntnis der Diluvialablagerungen des Hirschberger Thales. pp. 70, 1 m. Breslau 1885.
1172. Schroeder H. — Die Senondiluvial-Geschiebe Ost- und Westpreussens. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 34, pp. 243—287. Berlin 1882.
1173. Schroeder H. — Beiträge zur Kenntnis der in Oes- und Westpreussischen Diluvialgeschieben gefundenen Silurcephalopoden. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 23, pp. 87—106. Königsberg 1882.
1174. Schroeder H. — Über die Aufnahmen der Section Roessel und des östlichen Theiles der Sect. Heiligen Linde. *Preuss. Geol. L.-A.* 6, pp. LXXXVIII. Berlin 1886.
1175. Schroeder H. — Über die Aufnahme des Blattes Heiligen Linde. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 7. pp. CVI—CVIII. Berlin 1887.
1176. Schroeder H. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Siegfriedswalde. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1891.
1177. Schroeder H. — Wissenschaftliches Bild zu Bl. Geiffenberg, Schwedt, Mohrin. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 17, pp. LX—LXVI. Berlin 1896.
1178. Schroeder H. — Erläuterungen zur geologische Karte von Preussen. Bl. Bischofstein. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1896.
1179. Schroeder H. — Bericht über die Aufnahmen der Blätter Mohrin, Soldin, und über Bereisung des diluvialen Mietzel-Tales. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 18, pp. XLV Berlin 1897.
1180. Schröder H. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Heiligenlinde. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1897.
1181. Schröder H. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Rössel. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1897.
1182. Schröder H. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Schwedt. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin.
1183. Schröder H. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Soldin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1902.
1184. Schröder H. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Mohrin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1902.
1185. Schröder H. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Fürstenwalde. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1908.
1186. Schröder H. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Tamsel. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1908.
1187. Schröder H. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Bärwalde. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1908.
1188. Schröder H. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Neudamm. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1908.
1189. Schröder H. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Quartschen. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1908.
1190. Schröder H. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Zehden. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1908. .

1191. Schrödter E. — Die salzhaltigen Grundwässer an der Weichselmündung. *Dissert. Danzig* 1931 oraz *Danz. Statist. Mitteil.* 1932. Danzig 1933.
1192. Schubert K. — Das Wiegschützer Moorgebiet. *Der Oberschlesier*, 9 Jg. pp. 344—351. Gleiwitz 1927.
1193. Schubert K. — Das Interglazial von Kostenthal im Kreise Cosel O/S im Lichte der Eiszeitprobleme. *Geol. Ver. Oberschles. Jb.* 1934. pp. 22—28.
1194. Schucht F. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Wellmitz. *Preuss. Geol. L.-A.* 1931.
1195. Schucht F. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Diluvium. *Forstarchiv.* pp. 133—139. Hannover 1939.
1196. Schulte L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Staffelde. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1902.
1197. Schulte L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Liebenberg. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1903.
1198. Schulte L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Schwentainen. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1904.
1199. Schulte L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Robe. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 31. pp. 567—572. Berlin 1910.
1200. Schulte L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Berlin 1912.
1201. Schulte L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Kolpin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1912.
1202. Schulte L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Witzmitz. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1912.
1203. Schulte L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Regenwalde. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1912.
1204. Schulte L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Greiffenberg. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1912.
1205. Schulte L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Schwirsen. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1923.
1206. Schulte L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Cammin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1923.
1207. Schulte L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Gross Justin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1923.
1208. Schulte L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Wollin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1924.
1209. Schulte L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Dobberphul. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1924.
1210. Schulte L. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Kozlow. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1924.
1211. Schulz Br. — Einführung in die Hydrographie der Nord- und Ostsee. *Tierwelt d. Nord- und Ostsee.* Leipzig 1932.
1212. Schulz G. — Die Lagerungsverhältnisse der braunkohlenführenden Schichten des Tertiärs und Diluvium in der östlichen Mark. *Braunkohle.* 1929. Bd. 28.
1213. Schumann J. — Geologische Wanderungen durch Altpreussen. Königsberg 1859.
1214. Schumann J. — Die Halbinsel Hela. *Preuss. Provinzbl.* 1861.

1215. Schumann J. — Über Hebung und Senkung der südlichen Küste des baltischen Meeres. *Neue Preuss. Prov. Bl.* 1864. IX. pp. 311—321.
1216. Schütze H. — Landeskunde der Provinz Posen.
1217. Schütze H. — Der Goplosee. *Peterm. Mitt.* II, pp. 11. Gotha 1912.
1218. Schütze H. — Talzüge, Seen und Osar zwischen Buk und Stenschewo. *Aus dem Posener Lande.* 1912.
1219. Schütze H. — Zur Vertreibung und Entstehung der posener Seen. *Geogr. Ztschr.* 17, 1911. i *Ref. Fortschr. Phys.* 67, p. 573. 1912.
1220. Schütze H. — Drei Ostposener Seengruppen. Beitr. Seenkunde. *Preuss. Geol. L.-A. Abh.* N. F. 78. 1918.
1221. Schütze H. — Die Entstehungsgeschichte zweier ostpommerschen Nehrungen. *Pommersch. Geogr. Gesell. Jb.* 53/54. Greifswald 1937.
1222. Schwarz A. — Die Seen der Grenzmark. *Grenzmark Hefte* 4, pp. 31. il. Langensalza 1925.
1223. Schwarzbach M. — Karpatische Kreidekorallen als Geschiebe in Schlesien. *Geol. Ver. Oberschles. Jb.* 1938, I. pp. 25—31. 1938.
1224. Schwarzbach M. — Tierfährten aus eiszeitlichen Bändertonen. *Ztschr. Geschiebeforschung.* Bd. 14. Leipzig 1938.
1225. Schwarzbach M. — Das diluviale Klima während des Hochstandes einer Vereisung, ermittelt aus den Tageswarven der Bändertone. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Essen 1940.
1226. Schwarzbach M. — Das Problem der Eiszeit vom geologischen Standpunkt. *Sammelheft zum Jahresber. Schles. Gesell.* 113. Breslau 1941.
1227. Schwarzbach M. — Das Diluvium Schlesiens. *Jb. Miner. Geol. Paläont.* 86, H. 2, pp. 189—246. 10 il. (156 pozycji bibl.). Stuttgart 1942.
1228. Schwarzbach M. — Ein Interglazial aus Nordschlesien. *Zbl. Miner. Geol. Paläont.* 1942. pp. 215. Stuttgart.
1229. Schwenker — Der Saborer See. *Schlesien*, 2, pp. 171—173. 1908.
1230. Schwiellung E. — Die Trinkwasserverhältnisse in Schlesien. *Schlesien*, 2, pp. 323—326. 1909.
1231. See K. v. — Einige neuere Tiefbohrungen bei Danzig. *Landeskundliche Westpreussen. Landeskundl. Forschungsstelle. Danzig-Westpreuss. Schr.* Reihe III. Bd. I pp. 19—28. Danzig 1942.
1232. See K. v. — Frage der Nutzbarmachung westpreussischer Moore für Zwecke der Torfindustrie. *Schr. Landeskunde.* Bd. III. 4. 1944.
1233. See K. v. — Einige neuere Tiefbohrungen bei Danzig. *Landeskundliche Forschungsstelle Reichsgau Danzig Westpreussen. Schr.* III, 1 pp. 26—96. 1944.
1234. Setzen — Beiträge zur Mineralogie von Pommern und Westpreussen. *Geogr. Gesell. Hannover. Jber.* 2. 1880. pp. 1—23. 3. 1881 pp. 89—95.
1235. Sibirciew K. — O poczwach Priwislinskago Kraja. *Trudy Imp. Ekonom. Obszcz.* 1896. pp. 54—63. 1 il.
1236. Siebelt J. — Die natürlichen Heilschätze Schlesiens. *Schlesien* 1, pp. 318—321. 1908.
1237. Siebelt J. — Schlesische Bade- und Kurorte. *Intern. Mineralquell. Ztg.* 12, nr. 267 i 270. 1911.
1238. Sieberer K. — Verteilung von Wasser und Land in Pommerns vorgeschichtlicher Zeit. *Anh. Geol. Literatur. Pommern. Naturf. Gesell. Abh. Ber.* 1, pp. 2—9. Stettin 1920.

1239. Silbersdorf W. — Pollenanalytische und successionsbiologische Untersuchungen über das Wierschutziner Moor. *Unser Ostland* 1, pp. 395—445. 3 diagramy. il. Königsberg 1931 oraz *Albertus Univ. Dissert.* Königsberg 1932.
1240. Sincow A. — O burowych i kopalnych kołodcach. *Zap. Miner. Obszcz.* cz. 43, wyp. I. 1905.
1241. Skrinnikow A. — Burowaja skważina na Pragic. *Warsz. Univ. Izw.*
1242. Skrinnikow A. — Sledy pustynnago wywietriwanija w okrestnosciah goroda Olkusza. *Trudy Warsz. Obszcz. Jestest.* za 1913, pp. 15. Warszawa 1914.
1243. Sobolew D. — Zamietki o diluwji kielecko sandomirskawo kriaża. *Warsz. Polit. Inst. Izw.* za 1910 wyp. 1, pp. 18, 2 tabl. Warszawa, 1911.
1244. Sobolew D. — Putiewoditiel dlja geologiczeskoj ekskursji w kielecko sandomirskij kriaż. *Warsz. Polit. Inst. Izw.* wyp. 1, pp. 55, 1 m. il. Warszawa 1911.
1245. Sobolew D. — Ob osobiennostiach geologiczeskogo strojenia siewiernoj i jużnoj czasti Carstwa Polskowo. *Warsz. Polit. Inst. Izw.* za 1913 wyp. II, pp. 36. Warszawa 1914.
1246. Soelger F. — Über fossile Dünen im norddeutschen Flachlande. *Verh. d. V deutsch. Geograph.-Tages in Danzig.* 1905.
1247. Soelger F. — Über die Entstehung des brandenburgischen Odertales. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr. Mber.* nr 10/11, pp. 230—245. Berlin 1907.
1248. Soelger F. — Die deutschen Seeküsten in ihrem Werden u. Vergehen. *Meereskunde* I. H. 8, pp. 1—38. il. 1907.
1249. Soelger F. — Rückzug des diluvialen Inlandeises aus mittlerem Norddeutschland. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 1908, pp. 215—228.
1250. Soelger F. i in. — Dünenbuch. Stuttgart 1910.
1251. Soelger F. — Studien über norddeutsche Inlanddünen. *Forschg. deutscher Landes. u. Volkskunde* 19, H. 1. Stuttgart 1910.
1252. Soelger F. — Die Dünen des Danziger Küstengebietes. *Naturf. Gesell. Danzig Schr. N. F.* 16. H. 1, pp. 42—53, 1922.
1253. Soelger F. — Der Boden Niederdeutschlands nach seiner letzten Vereisung. Berlin 1931.
1254. Soenderop F. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Pyritz. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1910.
1255. Soenderop F. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Werben. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1910.
1256. Soenderop F. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Kollin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1910.
1257. Soenderop F. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Prillwitz. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1910.
1258. Soenderop F. — Der Oberflächenbau des Kreises Pyritz in Pommern. *Anh. z. Invent. d. Bau- und Kunstdenkmäler des Kr. Pyritz.* Stettin 1911.
1259. Sonntag P. — Die Diatomeen der Umgegend von Wüstewaltersdorf. *Schles. Gesell. Jber.* 65, pp. 258—260. Breslau 1887.
1260. Sonntag P. — Strandverschiebungen und alte Küstenlinien an der Weichselmündung bei Danzig. *Ztschr. Westpreuss. Geschichtever.* H. 50, pp. 1—48. 1908.
1261. Sonntag P. — Geologischer Führer durch die Danziger Gegend. *Kaufmann.* Danzig 1910.

1262. Sonntag P. — Glaziale Stauchungen und Schichtenstörungen im Diluvium und Tertiär der Danziger Gegend. *Naturf. Gesell. Danzig. Schr. N. F. XII, 4*. Danzig 1910.
1263. Sonntag P. — Der Zarnowitzer See und sein Moränenkranz. *Naturf. Gesell. Danzig, Schr. N. F. XIII, 2*. Danzig 1912.
1264. Sonntag P. — Die Urstromtäler des unteren Weichselgebietes. *Naturf. Gesell. Danzig, Schr. N. F. XIII, H. 3—4*, pp. 25—58. 1 m. Danzig 1912.
1265. Sonntag P. — Der Boden Westpreussens in dem Werke *Die Deutsche Ostmark*. pp. 112. 1913.
1266. Sonntag P. — Die Frage der Verbiegung des Leba-Reda Urstromtales. *Ztschr. Miner.* 1915.
1267. Sonntag P. — Hela, die Frische Nehrung und das Frische Haff. *Naturf. Gesell. Danzig, Schr. N. F. XIV, H. 2*, pp. 66—86, 1 m. 5 il. Danzig 1916.
1268. Sonntag P. — Altes und Neues vom Diluvialen Thornen Stausee. *Naturf. Gesell. Danzig. Schr. N. F. XIV, H. 2*, pp. 66—86, 1 m. 5 il. Danzig 1916.
1269. Sonntag P. — Die diluvialen Landschaftsformen Westpreussens und ihre Verbreitung. *Naturf. Gesell. Danzig. Schr. N. F. XIV, H. 3*, pp. 1—18. 3 tabl. 1 m, 16 il. Danzig 1916.
1270. Sonntag P. — Neue geologische Bilder und Skizzen aus Westpreussen. *Naturf. Gesell. Danzig, Schr. N. F. XIV, H. 4*, pp. 79—86. 12 il. Danzig 1918.
1271. Sonntag P. — Geologie von Westpreussen. Danzig 1919.
1272. Sonntag P. — Über die bemerkenswerten erratischen Blöcke der Kreise Berent, Karthaus und Flatow. *Mitt. Westpreuss. Provinzialkomitée für Naturdenkmalpflege*. nr. 4, pp. 32—36. 1921.
1273. Sonntag P. — Über Interglazial bei Neuenburg an der Weichsel. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 74 Mber. pp. 117—121. Berlin 1922.
1274. Sonntag P. — Die grossen baltischen Endmoränen von Turmberg bis Neuenburg an der Weichsel. *Naturf. Gesell. Danzig. Schr. N. F. H. 4*, pp. 1—14. 1926.
1275. Soergel W. — Das diluviale System I. *Fortschr. Geol. und Paläont.* 12, 1939.
1276. Stapff H. — Zur Entwicklung des Flusssystemes des Zackens bei Schreiberhau im Riesengebirge. Eine geomorphol. Studie. *N. Jb. Miner. Geol. Paläont. Beil. Bd. 31*, pp. 158—183 8 il. Stuttgart 1911.
1277. Stapff F. — Alluvial- und Diluvialbildungen im schlesischen Eulengebirge. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 10, pp. 535—549. Berlin 1889.
1278. Stapff F. M. — Über Niveauschwankungen der Eiszeit nebst Versuch einer Gliederung des Eulengebirgischen Gebirgsdiluvium. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 9, pp. 1—109. Berlin 1888.
1279. Stark L. — Zur Geschichte der Moore und Wälder Schlesiens in postglazialer Zeit. *Bot. Jb.* 67, pp. 493—640. 22 il. Leipzig 1936 oraz *Dissert. Univ. Göttingen* 1936.
1280. Stark P., Overbeck F. — Eine diluviale Flora von Johnsbach bei Wartha (Schlesien). *Planta, Arch. Wiss. Bot.* 17, pp. 437—452. 1932.
1281. Steger V. — Die Diluvialgebilde von Kattowitz bis Schoppinitz. *Naturf. Gesell. Abh.* 19, pp. 1—25. Görlitz 1887.
1282. Steger V. — Über ein interessantes Glazialphaenomen im Felde der Georg-Grube. *Naturf. Gesell. Abh.* 19, pp. 265—270. Görlitz 1887.
1283. Steger V. — Gletschertätigkeiten im Gebiete von Kattowitz bis Schoppinitz. *Die Natur, N. F. XIV.* 193. 1888.

1284. Steger V. — Die Zerstörung von Steinkohlenschichten im Felde der Georg-Grube durch diluviale Gletscher. *Ztschr. Berg. Hütt.-Ver.*, pp. 23—25. 1888.
1285. Steinecke F. — Leitformen und Leitfossilien des Zehlaubruches. Die Bedeutung der fossilen Microorganismen für die Erkenntniss der Nekrozoosen eines Moores. *Bot. Arch.* 1927, pp. 327—344.
1286. Steinecke F. — Die Nekrozoosen des Zehlaubruches. Studie über die Entwicklung des Hochmoores an Hand der fossilen Mikroorganismen. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 66, H. 1, pp. 198—214. Königsberg 1929.
1287. Steinert H. — Schwermineralien im Danziger Geschiebemergel. *Landeskundl. Forschungstelle, Schr.* Reihe III, Bd. 1, pp. 41—48. Danzig 1942.
1288. Stoller J. — Geologie der Moore Deutschlands, eine allgemeine Übersicht nebst einem Anhang. Zur Frage des Grenztorfes. *Niedersachs. Geol. Verein. Jber.* 17, pp. 94—111. Hannover 1924.
1289. Stremme H. — Die Bodenschätze der Freistadt Danzig. *Naturf. Gesell. Danzig* 1936.
1290. Stremme H. — Der mineralogische und geologische Aufbau des Gebietes der Freien Stadt Danzig. *Beitr. Natur-Landeskunde Fr. St. Danzig. Städtliches Landesmuseum.* Danzig 1925.
1291. Stremme H. — Die Böden des Deutschen Reiches und der Freien Stadt Danzig. *Peterm. Mitt. Ergänzungsheft.* 266, pp. 74, 14 tabl. 1 m. Gotha 1936.
1292. Stremme H. — Die Danziger Arbeiten zur Bodenbenennung, Bodeneinteilung und Bodenkartierung. *Erzieher N. S.* 6, pp. 225—228. 1938.
1293. Stremme H. — Der Einfluss des Grundwassers auf die Bodenbildung des Heubuder Dünengebietes. *Landeskundl. Forschungstelle. Danzig-Westpreuss. Schr.* Reihe III, Bd. 1, pp. 29—40. 1 m. Danzig 1942.
1294. Stremme H. — Der gegenwärtige Stand der Bodenforschung des Reichsgaues. *Landeskundl. Forschungstelle Schr.* Reihe 3. Bd. 1, pp. 9—17. 7 m. Danzig 1942.
1295. Stremme und von See — Über die landwirtschaftliche Bodenkarte nebst Bemerkungen über die geologisch-agronomische Flachlandsaufnahme des Gebietes der Freien Stadt Danzig. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 74. Mber., pp. 47—57. Berlin 1922.
1296. Stubenrauch A. — Untersuchungen auf den Inseln Usedom und Wollin im Anschluss an die Vinetafrage mit 2 Anhängen von Haas und Mueller. *Balt. Studien.* N. F. 2, pp. 67—133, 2 tabl. 1898.
1297. Thalwitzer F. — Oberschlesische Bäder und Kuranstalten. *Oberschlesien*, II 7, pp. 445—456. 1903.
1298. Thamm — Geologische Betrachtungen über das Gebiet der topographischen Aufnahmen bei Lötzen. *L.-A. Landesaufnahme.* Jb. Berlin 1923.
1299. Thompson P. W. — Der Einfluss des präquartären Untergrundes auf die Bodenbildungen. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Bd. 94. H. 9—10. Berlin 1942.
1300. Thompson P. W. — Geologische Beobachtungen aus dem Warthegebiet. *Geol. Fören. Förhandl.* 69, H. 2. Stockholm 1947.
1301. Thompson P. W. — Moorbildung und Tektonik im Warthegebiet. *Die Naturwissenschaften* 33, pp. 284—285. 1946.
1302. Thürnagel — Die Arbeiten im schwimmenden Gebirge auf der Friedrichsgrube bei Tarnowitz. *Karstens Arch.* 4, pp. 212. 1821 V, pp. 3. 1822.
1303. Tietze E. — Beiträge zur Geologie von Galizien. A. Das Hügelland und die Ebene von Rzeszów. *K. K. Geol. R.-A. Jb.* Bd. 33. Wien 1883.

1304. Tietze O. — Bericht über die Aufnahmen der Bl. Lebus, Seelow, Küstrin und Sonneberg. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 1900, p. LI. Berlin.
1305. Tietze O. — Über einen Os südlich Breslau. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 30, pp. 134—145. Berlin 1909.
1306. Tietze O. — Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Breslau. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 31. Berlin 1910.
1307. Tietze O. — Über das Alter der diluvialen Vergletscherung in den Provinzen Posen und Schlesien. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 31, pp. 45—50. Berlin 1910.
1308. Tietze O. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Kolerwitz. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1911.
1309. Tietze O. — Die Grundwasserverhältnisse bei Deutsch-Lissa. *Ztschr. Prakt. Geol.* 19, pp. 158—163. 2 il. Essen 1911.
1310. Tietze O. — Die Endmoränen zwischen Oder und Neisse und das Os von Kalke. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 32, Bd. II, pp. 160—181. 1 m. 1911 oraz refer. *Fortschritte Phys.* 67, pp. 587. Berlin 1912.
1311. Tietze O. — Geologisch-agronomische Karte des Lehrfeldes bei Trebnitz. Berlin 1912.
1312. Tietze O. — Neue Beobachtungen an den Lissaer Endmoränen. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 35, pp. 390—408. Berlin 1914.
1313. Tietze O. — Neue geologische Beobachtungen aus der Breslauer Gegend. 1 zur Geologie des Oderstromtales bei Breslau und Militsch. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 35, pp. 311—316. 1914.
1314. Tietze O. — Aufnahmenbericht zu dem Bl. Breslau und Kunitz. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 36, pp. 556—558. 1915.
1315. Tietze O. — Neue Geologische Beobachtungen aus der Breslauer Gegend. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 36, pp. 498—508. Berlin 1916.
1316. Tietze O. — Der Verlauf der Lissaer Endmoränen von der russischen bis zur dänischen Grenze. *Deutsche Gesell. Kunst Wiss.* 23, 1, pp. 18—26. Posen 1916.
1317. Tietze O. — Die äussersten Endmoränen der jüngsten Vereisung Norddeutschlands. *Geol. Rundschau*, 7. pp. 110—122. 1 tabl. il. Stuttgart 1917.
1318. Tischler O. — Beiträge zur Kenntnis der Steinzeit in Ostpreussen und den angrenzenden Gebieten. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 23, pp. 17—40. Königsberg 1882.
1319. Tomuschat E., Ziegenspeck H. — Beiträge zur Kenntnis der ostpreussischen Dünen. *Schr. Königsberger Gelehrten.* 6. Königsberg 1929.
1320. Tornau F. — Über einige Funde von Diluvialfossilien aus Bohrungen in Ostpreussen. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 31 Bd. I pp. 299—313. Berlin 1910.
1321. Tornau F. — Über ein interglazials Torflager bei Neidenburg in Ostpreussen. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 36, Bd. II, pp. 165—174, il. Berlin 1914.
1322. Tornquist A. — Über die Wanderung von Blöcken und Sand am ostpreussischen Ostseestrand. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 50, pp. 79—88. il. Königsberg 1909.
1323. Tornquist A. — Zur Auffassung der östlich der Weichsel gelegenen Glaziallandschaft. *Phys.-Ökon. Schr.* 50. pp. 299. Königsberg 1909.
1324. Tornquist A. — Die Feststellung des südwestlichen Randes des baltisch-russischen Schildes und die tektonische Zugehörigkeit der ostpreussischen Scholle. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 49, pp. 1—12, Königsberg 1909.



1325. Tornquist A. — Am Grunde der Ostsee ausgelöste Geschiebe. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 51, pp. 23—30. il. Königsberg 1910.
1326. Tornquist A. — Die Lagerung des diluvialen Untergrundes im nord-östlichen Ostpreussen. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 51, pp. 207—211. Königsberg 1910.
1327. Tornquist A. — Geologie von Ostpreussen. Berlin 1910.
1328. Tornquist A. — Zur Auffassung der östlich der Weichsel gelegenen Glaziallandschaft. *N. Jb. Miner. Geol. Paläont.* I. pp. 37—48. Stuttgart 1910.
1329. Tornquist A. — Das ostpreussische Samland in seiner Bedeutung für die diluviale Gestaltung von Ost- und Westpreussen. *Gesell. Naturfreunde und Ärzte* 82, Ver. pp. 76—83. Königsberg 1911.
1330. Tornquist A. — Die Tektonik des tieferen Untergrundes Norddeutschlands. *Akad. Wissen. Sber.* Berlin 1911.
1331. Tornquist A. — Anweisung zu wissenschaftlichen (speziell botanischen) Untersuchungen der Moore Ostpreussens. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 54, pp. 16—23. Königsberg 1913.
1332. Tornquist A. Über den fortschreitenden Landgewinn an der Küste von Kranz. *Phys.-Ökon. Gesell. Schr.* 54, pp. 1—5. Königsberg 1913.
1333. Tutkowskij P. A. — O wierceniu w Hrubieszowie. *Zap. po Geol. i Miner. Rossii.*
1334. Uhden R. — Beiträge zur Morphologie des Oderhaffgebietes. *Dissert. Greifswald, oraz Geogr. Gesell.* Greifswald 1916.
1335. Uhl J. — Neue Anschauungen über Entstehung des Frischen Haffs und der Frischen Nehrung. *Geologie der Meere u. Binnengewässer.* Bd. 3, pp. 51—60. 1939.
1336. Uhl J. — Betrachtungen zur Entwicklungsgeschichte der Frischen Nehrung. *Landeskundl. Forschungstell. Danzig-Westpreussen. Schr.* Reihe III. Bd. 1, pp. 121—242, il. 1 m. Danzig 1942.
1337. Vierke M. — Die ostpommerschen Bändertone als Zeitmarken und Klimazeugen. *Abh. Geol. Paläont. Inst. Univ. Greifswald.* Greifswald 1937.
1338. Volz W. — Bericht über den Fund fossiler Pflanzenreste in Petersdorf bei Gleiwitz. *Schles. Gesell. Jber.* 74. *Zool. Botan. Sect.* pp. 8—14. Breslau 1896.
1339. Vorweg O. — Beiträge zur Diluvialforschung im Riesengebirge. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Bd. 49, pp. 829—864. Berlin.
1340. Wachs H. — In den Wanderdünen der Leba-Nehrung. *Dorhniana.* 12, pp. 179—185. Stettin 1933.
1341. Wallrabe D. — Studien über die meeresnahen Moore Schwentlund und Gross Raum. *Unser Ostland,* 2, pp. 102—160. il. Königsberg 1932/33.
1342. Wahnschaffe F. — Über einige glaziale Druckerscheinungen im nord-deutschen Diluvium. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Berlin 1882.
1341. Wahnschaffe F. — Zur Frage der Oberflächengestaltung im Gebiete der baltischen Seenplatte. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 8, pp. 150—164. Berlin 1887.
1343. Wahnschaffe F. — Die Bedeutung der baltischen Höhenrücken für die Eiszeit. *Verh. VII. Deutschen Geographen Tages* pp. 1—14. 1889.
1344. Wahnschaffe F. — Über einen Grandrücken bei Lubasch. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 11, pp. 277—280. 1 m, 2 tabl. Berlin 1890.
1345. Wahnschaffe F. — Zwei neue Fundorte von Gletscherschrammen auf anstehendem Gestein. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 45. Berlin 1893.

1347. Wahnschaffe F. — Mitteilung über Ergebnisse seiner Aufnahmen in der Gegend von Obornik in Posen. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* p. LXXVII. Berlin, 1896.
1348. Wahnschaffe F. — Oberflächengestalt und geologische Verhältnisse des Oderstromgebietes im Flachlande. *Der Oderstrom*, I, pp. 96—103. 1896.
1349. Wahnschaffe F. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Owinska. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1898.
1350. Wahnschaffe F. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Wargowo. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1898.
1351. Wahnschaffe F. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Alt Damm. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1899.
1352. Wahnschaffe F. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Oborniki. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1900.
1353. Wahnschaffe F. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Lukowo. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1900.
1354. Wahnschaffe F. — Bemerkungen zu den von Althans beschriebenen mutmasslichen Endmoränen eines Gletschers vom Rehorn Gebirge und Kollenkamme bei Liebau in Schlesien. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 53. pp. 32—34. Berlin 1901.
1355. Wahnschaffe F. — Die Ursachen der Oberflächengestaltung des Norddeutschen Flachlandes. 2 wyd. Stuttgart 1904.
1356. Wahnschaffe F. — Glaziale Schichtenstörungen im Tertiär und Diluvium bei Freienwalde a/O. und bei Fürstenwalde. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr. Mber.* pp. 242—252. Berlin 1906.
1357. Wahnschaffe F. — Die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 3 wyd. pp. 406, 24 tabl. 39 il. Stuttgart 1909.
1358. Wahnschaffe F. Der geologische Bau der Provinz Schlesien und die Bedeutung der geologischen Kartenaufnahme. *Kulturtechniker*, 13, pp. 68—76. 1910.
1359. Wahnschaffe F. — Über die Gliederung der Glazialbildungen Norddeutschlands und die Stellung des norddeutschen Randgebietes. *Ztschr. Gletscherkunde* 5. H. 5. Berlin 1911.
1360. Wahnschaffe F. — Die Endmoränen im norddeutschen Flachlandes. *Geol. Charakterbilder*, H. 19. 1913.
1361. Wahnschaffe F., Schucht Fr. — Geologie und Oberflächengestaltung des Norddeutschen Flachlandes. pp. 453. 29 tabl. 82 il. Stuttgart 1923.
1362. Wasmund E. — Die Schwermineralienlagerstätten der deutschen Küste. *Geol. Rundschau* 28. Stuttgart 1938.
1363. Watznauer A. — Zwanzig Jahre Sudetendeutsche Geologie. *Firgenwald* 11, pp. 131—133. Reichenberg 1939.
1364. Weber C. A. — Über die Vegetation und Entstehung des Hochmoores von Augstmal im Memeldelta. Berlin 1902.
1365. Weber C. A. — Die Moortorfschichten im Steillufer der Kurischen Nehrung zwischen Sarkau und Kranz. *Englers Bot. Jb.* 42. 1909.
1366. Wegner Th. — Über die geschichteten Bildungen in den norddeutschen Endmoränen. *Naturf. Ver. Rheinland Verh.* 66. pp. 191—241. 1909.
1367. Wehrmann M. — Landeskunde der Provinz Pommern. *Ztschr. Gesell. Erdkunde Ref.* pp. 184. 1918.
1368. Wenke H. — Die diluvialen Säugetiere von Kitzberg bei Kauffing. *Wanderer im Riesengeb.* pp. 146—147. 1933.

1369. Wenke H. — Über einige in Form von Diluvialgeschieben im Hirschberger Tale gefundenen Versteinerungen. *Wanderer im Riesengeb.* pp. 172. 1899.
1370. Wernicke W. — Die Küste von Usedom und Wollin von Peenemünder Haken bis zum Swinhof. *Pommer. Geogr. Gesell. Beih.* H. 47/48 Jb. 1929/30.
1371. Werth Emil — Studien und Untersuchungen im diluvialen Gletschergebiete des Riesengebirges. *Wanderer im Riesengeb.* pp. 95—98, 110—113, 123—126, 139—142, 157—159. 1900.
1372. Werth E. — Zur Kenntnis des Diluvium im nördlichen Riesengebirge *N. Jb. Miner. Geol. Paläont.* I pp. 89—98. Stuttgart 1901.
1373. Werth E. — Das Diluvium des Hirschberger Kessels. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 59, pp. 71—83. Berlin 1907.
1374. Werth E. — Das Eiszeitalter. *Sammlung Göschen*, populärne. Bd. 431. pp. 167. il. 1 m. Leipzig. 1909.
1375. Werth E. — Eine Drumlinlandschaft und Rinnenseen südöstlich von Posen. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 1909, pp. 300. Berlin.
1376. Werth E. — Über einige Radialmoränen (Oser) südlich von Posen und ihre Beziehungen zu den radialen Binnenseen. *Gesell. Erdkunde Ztschr.* pp. 540—546. Berlin 1909.
1377. Werth E. — Baltische Schwankung und letztes Interglazial. *Ztschr. Gletscherkunde* 7, H. 1. pp. 54—61. Berlin 1909.
1378. Werth E. — Die äussersten Jugendmoränen in Norddeutschland und ihre Beziehungen zur Nordgrenze und zum Alter des Loesses. *Ztschr. Gletscherkunde* 6, pp. 250—277. Berlin 1912.
1379. Werth E. — Die postglaziale Entwicklungsgeschichte der deutschen Küste. Entgegnung an E. Wasmund. *Peterm. Mitt.* 83, pp. 350—351. Gotha 1937.
1380. Werth E. — Zum Alter der norddeutschen Dünenlandschaft und ihre Beziehungen zu den steinzeitlichen Kulturen und den nacheiszeitlichen Niveauveränderungen. *Festschr. zum vollend. 65. Lebensjahr. v. Hermann Stremme. Landeskundl. Forschungsstelle. Schr. R. III, 4.* 1944.
1381. Werth E., Baas J. — Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Kulturgeschichte im deutschen Küstenbereich der Ostsee und Nordsee. *Senckerb. Naturf. Gesell. Abh.* 434, pp. 1—41. Frankfurt a/M. 1936.
1382. Werth E. Klemm M. Pollenanalytische Untersuchungen einiger wichtigen Dünenprofile und submariner Torfe in Norddeutschland. *Beih. Bot. Zbl.* 55 B. 1936.
1383. Wetzel O. — Das Prudniktal, *Schles. Ztschr.* nr. 511. 1903.
1384. Wetzel O. — Mikropaläontologische Untersuchungen an baltischen Feuersteinen. *Quartär* 3, pp. 121—131. 4 tabl. i il. Berlin 1941.
1385. Wetzel O. — Deutungsversuche an ausgewählten Gruppen von Mikrofossilien und Mikrostrukturen in baltischen Geschiebefeuerssteinen und einigen anderen Gesteinen der Kreidezeit. *N. Jb. Miner. Geol. Paläont.* 91, nr. 2. pp. 161—184. 24 il. Stuttgart 1950.
1386. Wiegers F. — Die diluvialen Kulturstaaten Norddeutschlands und ihre Beziehungen zum Alter des Loess. *Prehist. Ztschr.* I, pp. 1—36. 1909.
1387. Willer A. — Über die Trockenlegung des Frischen Haffes. *Deutsche Fischereiwirtschaft* 3,9. 1936.
1388. Wilser J. L. — Gesetzmässigkeiten im spät- und postglacialen Bewegungsbild des nördlichen Europa. *Zbl. Miner. Geol. Paläont.* Bd. 4. Stuttgart 1930.
1389. Winde R. — Die Elbinger Höhe. *Nordosten.* I, pp. 67—76, Danzig 1931.

1390. Winde R. — Stauchmoränen auf der Elbinger Höhe. *Ostdeutsche Naturwart.* 4, pp. 188—192. 1931/32.
1391. Wirtz D. — Die Beziehungen zwischen submariner Abtragung und Sandwanderung an der Küste Pommerns. *Geol. Staatinst. Mitt. Hamburg.* H. 18, pp. 45—72. Hamburg 1949.
1392. Wocke M. F. — Beobachtungen im Glazialdiluvium des Kreises Kreuzburg O/S. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 48, pp. 357—365. Berlin 1927.
1393. Woldstedt P. — Die Durchbrüche von Schtschara und Bug durch den westrussischen Landrücken. *Deutsche Gesell. Erdkunde Ztschr.* pp. 215—225. Berlin 1920.
1394. Woldstedt P. — Studien an Rinnen und Sonderflächen in Norddeutschland. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 74, oraz *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 42, pp. 780—820. Berlin 1923.
1395. Woldstedt P. — Die „Aussere“ und die „Innere“ Baltische Endmoräne in der westlichen Umrandung der Ostsee. *Zbl. Miner. Geol. Paläont.* 1925 B, pp. 34—39. Stuttgart 1925.
1396. Woldstedt P. — Die grossen Endmoränenzüge Norddeutschlands. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* pp. 172—184. Berlin 1925.
1397. Woldstedt P. — Die Querrinnen in den norddeutschen Urstromtälern. *Gesell. Erdkunde Ztschr.* 1925 pp. 139—140.
1398. Woldstedt P. — Probleme der Seenbildung in Norddeutschland. *Gesell. Erdkunde Ztschr.* Berlin 1926.
1399. Woldstedt P. — Die Gliederung des jüngeren Diluvium in Norddeutschland und ihre Parallelisierung mit anderen Gebieten. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 79, pp. 51—52, 1927.
1400. Woldstedt P. — Tektonik und Diluvium in Norddeutschland. *Ztschr. Gletscherkunde.* 16, pp. 114—124. Berlin 1928.
1401. Woldstedt P. — Das Eiszeitalter. pp. 410 il. Stuttgart 1929. wyd. 2. 1950.
1402. Woldstedt P. — Über Randlagen der letzten Vereisung in Ostdeutschland und Polen und über die Herausbildung des Netze-Warthe-Urstromtales. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 52. f. 1931, pp. 59—67. Berlin 1932.
1403. Woldstedt P. — Über die Endmoränen und Oser der Saale (Riess) — Vereisung in Schlesien. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 84, pp. 78—83, Berlin 1932.
1404. Woldstedt P. — Einige Probleme des osteuropäischen Quartärs. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 54, pp. 371—387. Berlin 1933.
1405. Woldstedt P. — Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes 1 : 500 000. *Preuss. Geol. L.-A. Kart. und Schrift.* Berlin 1935.
1406. Woldstedt P. — Bemerkungen zu meiner Geologisch-Morphologischen Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes. *Gesell. Erdkunde Ztschr.* pp. 282—285. il. Berlin 1935.
1407. Woldstedt P. — Über die Geschichte der Küstriner Beckens und die Eberswalder Pforte. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* 56. pp. 274—291. Berlin 1935.
1408. Woldstedt P. — Über den stratigraphischen Wert der Geschiebeuntersuchungen in Norddeutschland. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 87. Berlin 1935.
1409. Woldstedt P. — Die Beziehungen zwischen nordischen Vereisungen und den paläolithischen Stationen von Nord- und Mitteldeutschland. *Mannus*, 27. pp. 275—287. 1 m. Berlin 1935.

1410. Woldstedt P. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Königsberg in Neumark. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1936.
1411. Woldstedt P. — Über Vorstoss- und Rückzugsfronten des Inlandeises in Norddeutschland. *Geol. Rundschau*, 29, H. 6, pp. 481, 490, 2 il. 20 poz. bibl. Stuttgart 1938.
1412. Woldstedt P. — Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland und über die Stellung des Warthe-Stadium in norddeutscher Eiszeitgliederung. *R.-A. Bodenforsch.* Jb. H. 7—8. Wien 1942.
1413. Woldstedt P. — Über die stratigraphische Stellung einiger wichtigen Interglazialbildungen im Randgebiet der nordeuropäischen Vergletscherung. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* 99, pp. Berlin 1947.
1414. Woldstedt P. — Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Stuttgart 1951.
1415. Wölfer T. — Bericht über einen Grandrücken bei dem Dorfe Kryschnagora südlich Wreschen. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 12, pp. 268—271. Berlin 1891.
1416. Wölfer T. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Letschin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1908.
1417. Wolff W. — Charakteristik der Oberflächengestaltung von Hinterpommern vom Gollenberge östlich. *Baltische Studien* 6, pp. 172—182. Stettin 1839.
1418. Wolff W. — Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf Bl. Praust und Trautenau. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 19, pp. CCLVII. Berlin 1898.
1419. Wolff W. — Aufnahmeergebnisse in der nordöstlichen Kassubei. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 21. Berlin 1900.
1420. Wolff W. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Trautenau. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1903.
1421. Wolff W. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Prangenu. *Preussen, Geol. L.-A.* Berlin 1905.
1422. Wolff W. — Das Quartär. *Beiträge zur Landeskunde Westpreussens*, pp. 105—125. Danzig 1905.
1423. Wolff W. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Praust. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1905.
1424. Wolff W. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Paglau. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1905.
1425. Wolff W. — Wie die Kassubei entstand? *Aus der Natur. Ztschr. für alle Naturfreunde*, III, pp. 257—300. Friedenau — Berlin 1907.
1426. Wolff W. — Der Untergrund Danzigs und seiner Umgebung. Danzig und seine Bauten. *Westpreuss. Architekt. Ing. Ver.* Berlin 1908.
1427. Wolff W. — Der Aufbau des norddeutschen Tieflandes unter besonderer Berücksichtigung des Grundwassers. *Lautsch u. Ewerth.* pp. 33. il. Berlin 1912.
1428. Wolff W. — Die geologische Entwicklung Westpreussens. *Naturf. Gesell. Danzig, Schr. N. F.* 13, pp. 59—105, 130 poz. bibl. Danzig 1914.
1429. Wolff W. — Neuere Ergebnisse der Eiszeitforschung in Norddeutschland und ihre Anwendung auf die Danziger Gegend. *Naturf. Gesell. Danzig, Schr. N. F.* 18, H. 3, pp. 105—111. Danzig 1927—1928.

1430. Wolff W. — Einige glazialmorphologische Probleme aus dem norddeutschen Tieflande. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Berlin 1927.
1431. Woltersdorf J. — Bodenaufnahmen des Rittersgutes Senslau auf Danziger Höhe. *Techn. Hochsch. Dissert.* Danzig 1926.
1432. Worm G. — Die Kammplatte des Riesengebirges, eine alte Abtragungsfläche, aber keine glaziale Abrasionsfläche. *Peterm. Mitt.*, pp. 75—77. Gotha 1927.
1433. Wossidlo P. — Das Tarnowitzer Plateau nach seinen geographischen und naturwissenschaftlichen Bezeichnungen. *Progress Realgymn.* I, pp. 32, Tarnowitz 1891.
1434. Wrede E. G. F. — Geologische Resultate aus Beobachtungen über einen Theil der südbaltischen Länder. Halle 1794.
1435. Wrede E. G. F. — Geognostische Untersuchungen über die südbaltischen Länder, besonders über das untere Odergebiete. Berlin 1904.
1436. Wunderlich E. — Postglaziale Hebung in Westpreussen und Hinterpommern. *Zbl. Miner. Geol. Paläont.* pp. 464—468. Stuttgart 1914.
1437. Wunderlich E. — Zur Frage der polnischen und norddeutschen Binnendünen. *Gesell. Erdkunde Ztschr.* 1916.
1438. Wunderlich E. — Handbuch von Polen. Berlin 1917.
1439. Wunderlich E. — Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes I. Das gebiet zwischen Oder und Elbe. *Geogr. Inst. Veröff.* H. 3. Berlin 1917.
1440. Wunderlich E. — Die Bedeutung der diluvialen Ablagerungen für die Entwicklung des polnischen Flachlandes. *Gesell. Erdkunde Ztschr.* pp. 140—153. Berlin 1919.
1441. Wunderlich E. — Zur Diluvialmorphologie der Danziger-Elbinger Niederung. *Zbl. Miner. Geol. Paläont.* Abt. B. 10—11. Stuttgart 1927.
1442. Wünsche H. — Studien aus der Halbinsel Hela. *Techn. Hochsch.*, pp. 1—79. Dresden 1904.
1443. Wunschik A. — Das Randgebiet des Posener Tones in Mittelschlesien. *Steinbr. und Steingrube.* Halle 1925.
1444. Wunstorff W. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Basenthin. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1907.
1445. Wunstorff W. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Naugard. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1907.
1446. Wunstorff W. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Speck. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1907.
1447. Wunstorff W. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Priemhausen. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1910.
1448. Wunstorff W. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Bl. Kublank. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1910.
1449. Wysogórski J. — Über das Alter der Sadowitzer Diluvialgeschiebe. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* pp. 407—413. Berlin 1896.
1450. Wysogórski J. — Über einen neuen Fundpunkt des nordischen Diluvium bei Landeshut in Schlesien. *Zntrbl. Miner. Geol. Paläont.* 11. Stuttgart 1900.
1451. Zacharias O. — Ein Spaziergang nach den Seereidern bei Reinerz. Kurze Beschreibung der Tier und Pflanzenwelt dieses Hochmoores. Leipzig 1886.
1452. Zacharias O. — Spuren der Eiszeit im Riesengebirge. *Monat. Mitt. aus dem Ges. Gebiete der Naturw.* 12. 1887—88.

1453. Zacharias O. — Ältere Beiträge zur Geologie des Riesengebirges. *Wanderer im Riesengeb.* pp. 111—113. 1898.
1454. Zache E. — Die diluviale Eisdecke und die letzte Krustenbewegung in Norddeutschland. *Naturw. Wochenschr.* N. F. 18, pp. 161. 1919.
1455. Zache E. — Wasserwirtschaft an der Oder in Nordhausen. *Unsere märkische Heimat.* Leipzig.
1456. Zans — Das letztinterglaziale Portlandia Meer des Baltikums. *Com. Fin. Bull.* 115, Helsinki 1936.
1457. Zeise O. — Beitrag zur Kenntnis der Ausbreitung sowie besonders der Bewegungsdichtungen des nordeuropäischen Inlandeises in diluvialer Zeit. *Albertus Univ. Dissert.* pp. 32. Königsberg 1889.
1458. Zeise O. — Bericht über die Ergebnisse der Aufnahmen auf Bl. Danzig. Gegend. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* Berlin 1896.
1459. Zeise O. — Bericht über die Ergebnisse der Aufnahmen auf Bl. Danzig. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* pp. CCXLV. Berlin 1898.
1460. Zeise O. — Über einige Aufnahmen und Tiefbohrerergebnisse in der Danziger Gegend. *Preuss. Geol. L.-A. Jb.* pp. 24—51, Berlin 1898.
1461. Zeise O. — Geologie der Danziger Gegend. *Festschr. Intern. Geograph. Tag.* Berlin 1899.
1462. Zeise O. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen, Bl. Weichselmünde. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1903.
1463. Zeise O. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen, Bl. Oliva. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1916.
1464. Zeise O. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen, Bl. Danzig. 2 wyd wraz z Wolffem. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1916.
1465. Zeise O., Wolff W. — Der Boden Westpreussens. *Festschr. XV. Geographen Tag.* Danzig 1905.
1466. Zernecke W. F. — Der Dünendurchbruch bei Neufahr in der Frischen Nehrung am 1. 2. 1840. *Preuss. Prov. Bl.* 23. 1840.
1467. Zeuner F. — Die diluviale Entwicklungsgeschichte der Glatzer Neisse. *Vortragrefer.* 1928. pp. 112—113.
1468. Zeuner F. — Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik im Gebiet der Glatzer Neisse. *Dissert. Univ.* pp. 72. Breslau 1928.
1469. Zeuner F. — Eine altdiluviale Flora von Johnsbach bei Wartha. *Zbl. Miner. Geol. Paläont.* B. pp. 179—181. Stuttgart 1929.
1470. Zeuner F. — Die Entwicklungsgeschichte des Odertales zwischen Grünberg und Frankfurt an der Oder. *Schles. Gesell. Jber.* pp. 85—88. Breslau 1930.
1471. Zeuner F. — Über das Diluvium in Oberschlesien. *Tätigkeit Geol. Ver. O/S.* pp. 27—29. 1930.
1472. Zeuner F. — Erdgeschichtliche Entwicklung Südwestoberschlesiens. *Geol. Ver. Oberschles. Jber.* Gleiwitz 1932.
1473. Zeuner F. — Ein Toteisgebiet der Risseiszeit in Oberschlesien. *Gesell. Erdkunde Veröff.* H. 21, pp. 379—394. 1934.
1474. Zeuner F. — Diluviale Frostspalten in Schlesien. *Geol. Ver. Oberschles. Jber.* pp. 97—105. Glewitz 1935.
1475. Zeuner F. — Die Chronologie des Pleistozän. *Acad. Royale Serbe, Bull.* Bd. 4. Belgrad 1938.
1476. Zeuner F. — *Dating the Past.* London 1947.

1477. Zeuner F., Schutz G. — Die Entwicklung des Entwässerungssystems des Landrückens zwischen Warthe und Oder seit der letzten Eiszeit. *N. Jb. Miner. Geol. Paläont.* 65, Beilage Bd. pp. 197—290. Stuttgart 1931.
1478. Zeiler — Neuland im Frischen Haff. *Deutsche Wasserwirtschaft* 34, 5.
1479. Zimmermann E. — Über eine Tiefbohrung bei Gross Zolnig. *Deutsche Geol. Gesell. Ztschr.* Berlin 1901.
1480. Zimmermann E. — Die glaziale Rundhockerlandschaft in Bolkenhains Umgebung. *Bolkenhain Heimatsbl.* 6, pp. 169—174, 1916.
1481. Zimmermann E. — Grundwasser und Quellen in Schneidemühl und seiner näheren Umgebung. *Abh. Ber. Naturwissensch. Abt. Grenzmark Gesell. Ertorsch. Pflege der Heimat.* pp. 1—14. Schneidemühl 1934.
1482. Zimmermann E. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen Bl. Goldberg und Schonau. *Preuss. Geol. L.-A.* Berlin 1936.
1483. Zimmermann E. — Krustaceenfunde aus dem Samlandischen Tertiär im Diluvium von Pommern und Brandenburg. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb 62. Berlin 1941.
1484. Zimmermann E., Berg G. — Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Friedland bei Waldenburg in Schlesien. *Preuss. Geol. L.-A.* Jb. 25, pp. 769—776. Berlin 1907.
1485. Zöllner A. — Die erratischen Blöcke auf Usedom und Wollin. *Scholle und Strom-Sonderbeilage*, pp. 1—7, 1933.
1486. Zotz L. F. — Die Altsteinzeit in Niederschlesien. Leipzig 1939.
1487. Zotz L. F. — Zur Altsteinzeit in Niederschlesien. *Altschles.* Bd. 14, pp. 94—98. 1939.
1488. Zotz L. — Die schlesischen Höhlen und ihre eiszeitlichen Bewohner. Breslau 1937.
1489. Zwick A. — Die Bildung des Triebandes auf der Kurischen und Frischen Nehrung. *Jber. Königl. Oberrealschule in Königsberg.* Königsberg 1903.



Юльош ГЛОДЕК и Цецылия ВАРДЕНСКАЯ

## БИБЛИОГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЛЬШИ В ИНОСТРАННОЙ ЛИТЕРАТУРЕ

Библиография публикаций иностранных авторов касающаяся исследований четвертичных отложений Польши, составляет вторую часть библиографической сводки обнимающей исследования четвертичных отложений Польши. Первая часть, изданная в Бюллетене Nr 66 Польского Геологического Института, вместе с настоящей сводкой дает довольно полную картину исследований четвертичных отложений за период 1900 — 1950 в работах польских геологов и за период 1850 — 1950 иностранных авторов.

Настоящая сводка обнимает около 1500 библиографических позиций составленных в алфавитном порядке по фамилиям авторов. Работы отдельных авторов поданы хронологически. Коллективные публикации помещены в конце работ каждого автора.

Большинство исследований четвертичных отложений исполнено немецкими геологами; эти работы охватывают районы присоединенные к Польше в 1945 г., а в меньшей степени касаются территории прусского захвата до 1918 г. Заинтересованность четвертичными отложениями центральной и южной Польши у иностранных геологов, как русских так и немецких, была гораздо меньше.

Среди многочисленных публикаций большинство это маленькие статьи, объемом в несколько страниц. Большой процент составляют так. наз. объяснения к отдельным листам геологической карты в масштабе 1:25000 (Erläuterungen zur geologische Karte von Preussen), которых для территории Польши издано более 320. Каждый номер объяснений содержит около 50 печатанных страниц.

Настоящая сводка обнимает работы 443 авторов. Самое большое количество работ — 97 — принадлежит к А. Е н т ш у, причем большинство составляют объяснения к геологической карте в масштабе 1:25000. По очереди идут: К. К е й л ь г а к (80 позиций), К. Б ю л е в (35), Й. К о р н (29),

Г. Маас (25) и П. Вольдштедт (22). Среди русских авторов большинство публикаций принадлежит к Н. Криштафовичу, а затем к Д. Соболеву.

Как видно из библиографической сводки, исследования покрыли отдельные районы очень неравномерно. Большинство работ, связанных преимущественно с систематическими геологическими съемками, касается западных районов Приморского Поозерья, окрестностей Познаня, Гданьска, Грудзёндза и центральной части Мазурского Поозерья. Менее внимания посвящено Варминскому и Кашубскому Поозерьям, юго-восточной части Мазурского Поозерья, Любуской Земле, южной Велькопольше и большинству районов Нижней Силезии.

Самое большое количество исследований четвертичных отложений совпадает с концом прошлого столетия и первым десятилетием настоящего столетия. Оно тесно связано с систематической геологической съемкой веденной с большой энергией в районах Поозерья.

Juliusz GŁODEK i Cecylia WARDESKA .

BIBLIOGRAPHY OF POLAND'S QUATERNARY  
IN THE FOREIGN LITERATURE

Bibliography of publications of foreign authors concerning researches of Quaternary in Poland forms second part of the bibliography comprising studies of Quaternary formations of Poland. The first part published in the Bulletin 66 of the Polish Geological Institute with the present bibliography gives a fairly complete picture of researches of Quaternary formations of Polish territory during 1900—1950 in works of Polish geologists and in period 1850—1950 in publications of foreign geologists.

The present bibliography contents ca. 1500 positions in alphabetical order of authors names. The works of the same author are given chronologically. The collective publications are placed at the end of the list of works of each author.

The majority of the Quaternary researches executed principally by the German authors comprises territories revindicated in 1945, in a less considerable degree it concerns the ancient Prussian annexed sector of Poland up to 1918. The interest in Quaternary formations in central and southern Poland was considerably smaller among the foreign geologists as well Russian as German.

The majority of the publications consists of small contributions containing some pages only. A great per cent of publications comprises the so called explanations of separate sheets of geological map 1 : 25 000 (*Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen*); for the Polish territory there are published more than 320 sheets. Each number of explanations contents ca. 50 pages.

The present bibliographical list contents publications of 443 authors. The most positions as many as 97 we owe to A. Jentzsch, majority of them consists of explanations of the geological map 1 : 25 000. Then we must notice: K. Keilhack (80 positions), K. Bülow (35), J. Körn (29), G. Maas (25) and P. Woldstedt (2). Among the Russian authors the most publications belongs to N. Krischtawitsch and to D. Sobolew.

As we can see from this bibliographical list, the researches covered very unequally the different regions. The greatest number of works — bound principally with systematical geological mapping — concerns the western regions of the Pomeranian Lake-District, the regions of Poznań, Gdańsk, Grudziądz and the central part of the Masurian Lake-District. Relatively less attention was payed to the Warmia and Kaszuby Lake-District, to the southeastern part of the Masurian Lake-District, to the Lubusza region, to the southern Great Poland and to the major party of the Lower Silesia.

The greatest development of Quaternary researches comes to the end of the past century and to the first ten years of the present century. It is strictly connected with the systematical geological mapping executed in this period with great energy especially in the regions of the Lake District.



FOTOGRAFIE

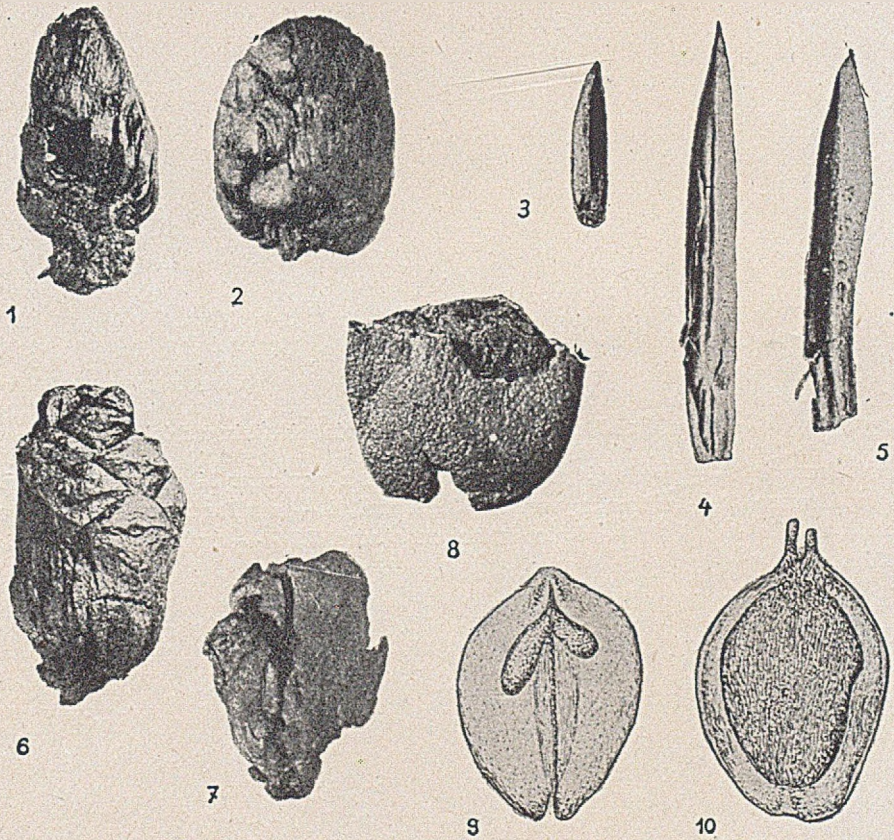
Fot. 1

Szczątki roślinne z profilu w Dziadowych Kątach<sup>1</sup>

- 1 — *Larix* cfr. *polonica*. Uszkodzona szyszka, powiększenie 1,5×
- 2 — *Larix* cfr. *polonica*. Szyszka, powiększenie 1,6×
- 3 — *Juniperus* sp. Szpilka, powiększenie 4×
- 4 — *Juniperus* sp. Szpilka, powiększenie 4,5×
- 5 — *Juniperus* sp. Szpilka, powiększenie 4,4×
- 6 — *Pinus montana*. Uszkodzona szyszka, powiększenie 1,5×
- 7 — *Pinus montana*. Uszkodzona szyszka, powiększenie 1,6×
- 8 — *Pinus cembra*. Uszkodzone nasienie, powiększenie 3,6×
- 9—10 — *Betula* cfr. *humilis*. Niewykształcone orzeszki, powiększenie 20×

---

<sup>1</sup> Fotografie 1—8 wykonał dr T. Bocheński, rysunki zaś 9 i 10 mgr M. Środoniowa. Obu wymienionym osobom dziękuję serdecznie za pomoc.



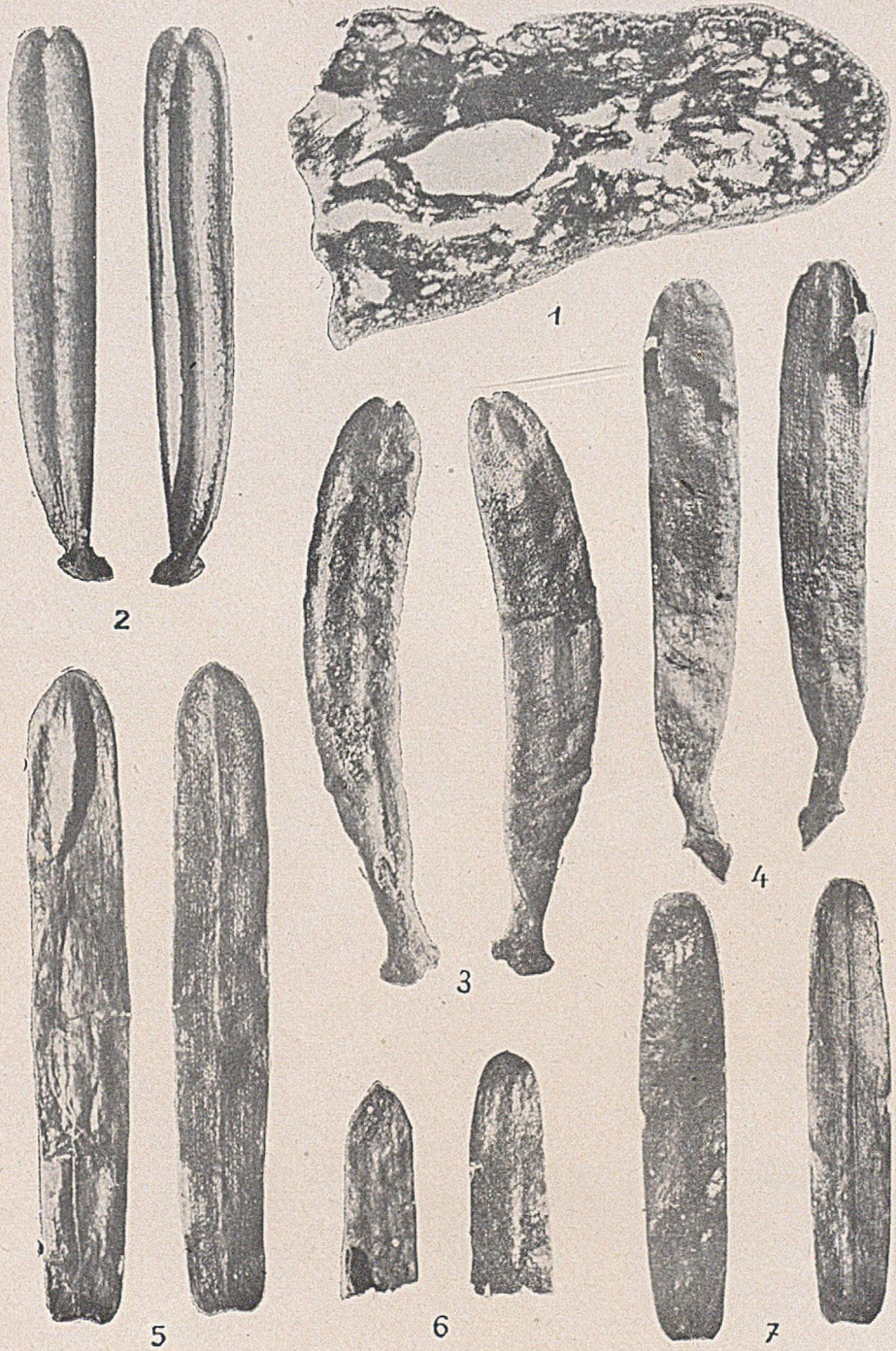
Fot. 1



Fot. 2

Szcątki roślinne z profilu w Nowinach Żukowskich

*Abies Fraseri*: 1 — przekrój poprzeczny szpilki z poziomu 34 studni, 2 — szpilka współczesna, 3 — szpilka z poziomu 35 studni, 4 — szpilka z poziomu 34 studni.  
*Picea omorikoides*: 5 i 7 — dwie szpilki ze studni B, 6 — dwie szpilki z poziomu 34 studni.



Fot. 2

Jadwiga DYAKOWSKA. Roślinność plejstocenska w Nowinach Zukowskich.

Fot. 3

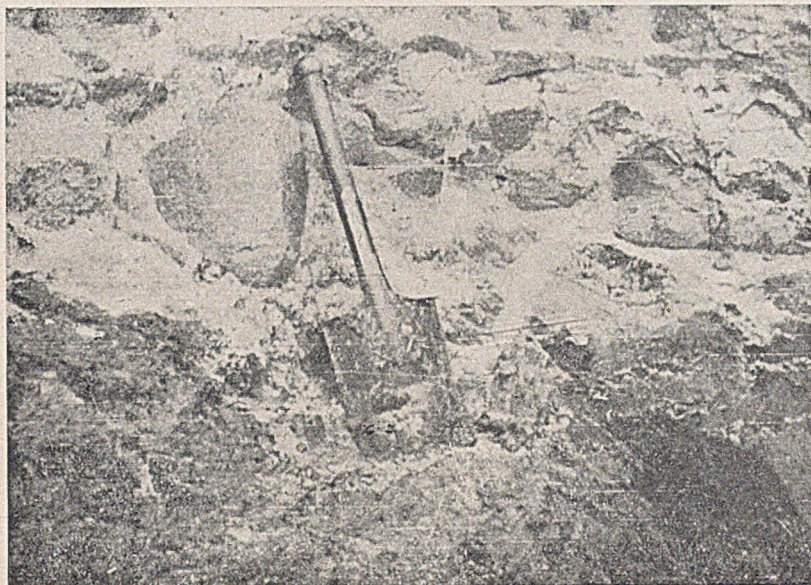
Glinnik, Graniak w materiale kongeliflukcyjnym

*Fot. autor*

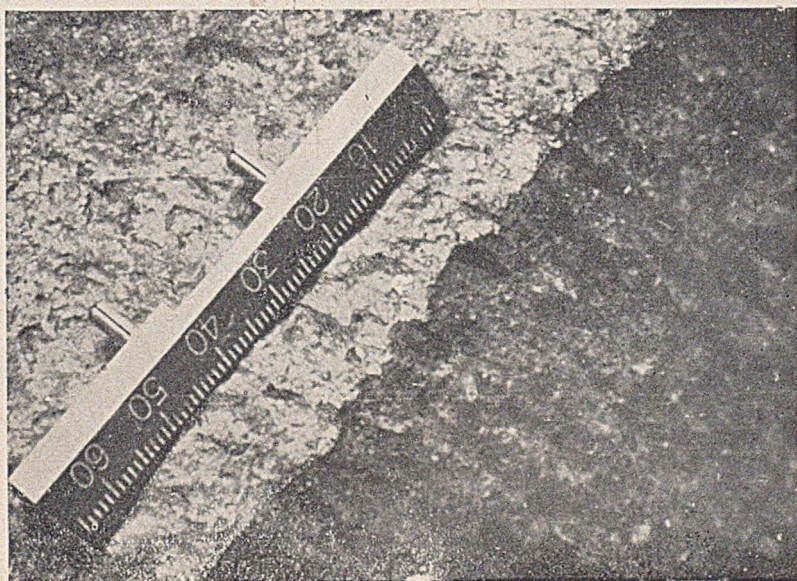
Fot. 4

Przebieg grani (podziałka w mm)

*Fot. Ł. Pierzchałkówna*



Fot. 3



Fot. 4

Jan DYLİK. Głazy rzeźbione przez wiatr.

Fot. 5

Wojcieszów Dolny. Czólenko rzeczne w diabazowym progu koryta Kaczawy

*Fot. Ł. Pierzchalkówna*

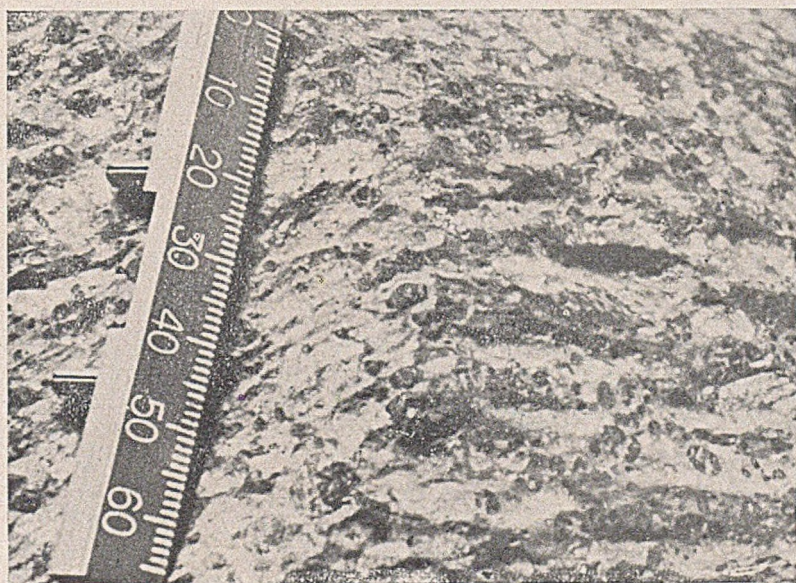
Fot. 6

Czólenka (podziałka w mm)

*Fot. Ł. Pierzchalkówna*



Fot. 5



Fot. 6

Jan DYLIK. Głazy rzeźbione przez wiatr.

Fot. 7

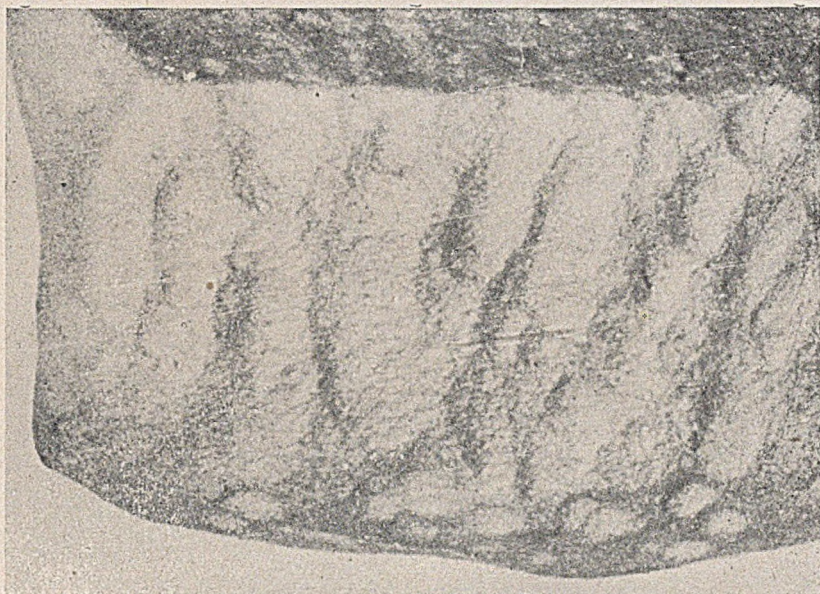
Złobki ze śladami czólenek

*Fot. Ł. Pierzchałkówna*

Fot. 8

Szczawin. Eologliptolit żeberkowy

*Fot. autor*



Fot. 7



Fot. 8

Jan DYLIK. Głazy rzeźbione przez wiatr.



Fot. 9

Moskule. Eogliptolit żeberkowy

*Fot. Ł. Pierzchałkówna*

Fot. 10

Eogliptolit z Siedliska (podziałka w mm)

*Fot. Ł. Pierzchałkówna*



Fot. 9



Fot. 10

Jan DYLIK. Głazy rzeźbione przez wiatr.

Fot. 11

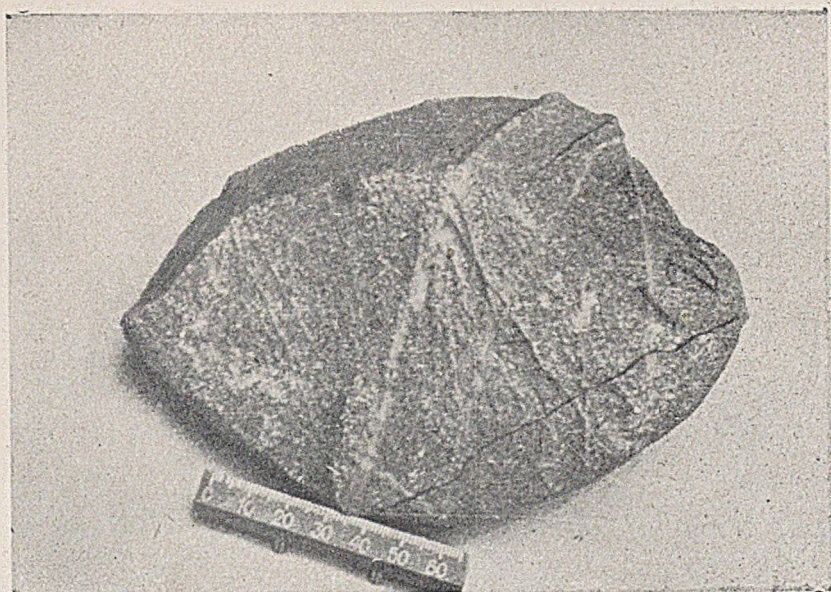
Eogliptolit żeberkowy z późniejszymi graniami (podziałka w mm)

*Fot. Ł. Pierzchałkówna*

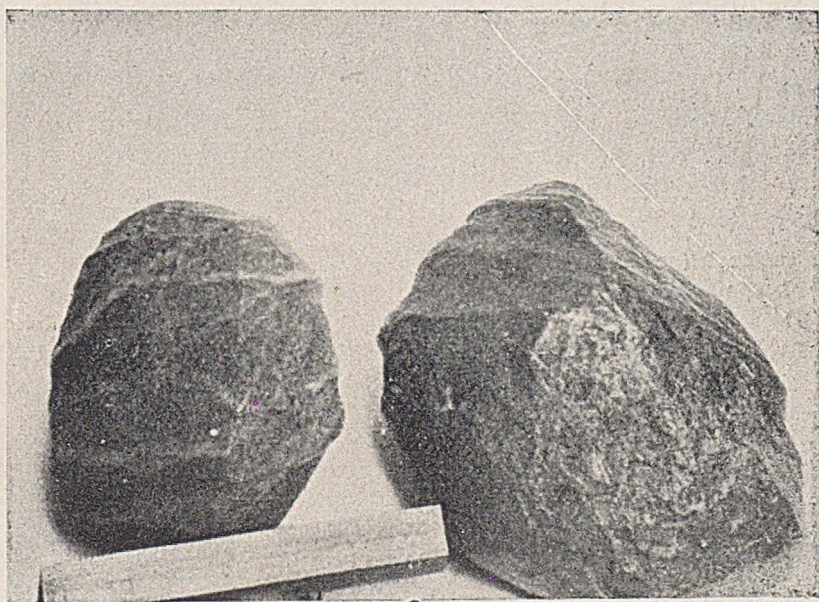
Fot. 12

Eogliptolity żeberkowe z późniejszymi graniami (podziałka w mm)

*Fot. Ł. Pierzchałkówna*



Fot. 11



Fot. 12

Jan DYLIK. Głazy rzeźbione przez wiatr.

Fot. 13

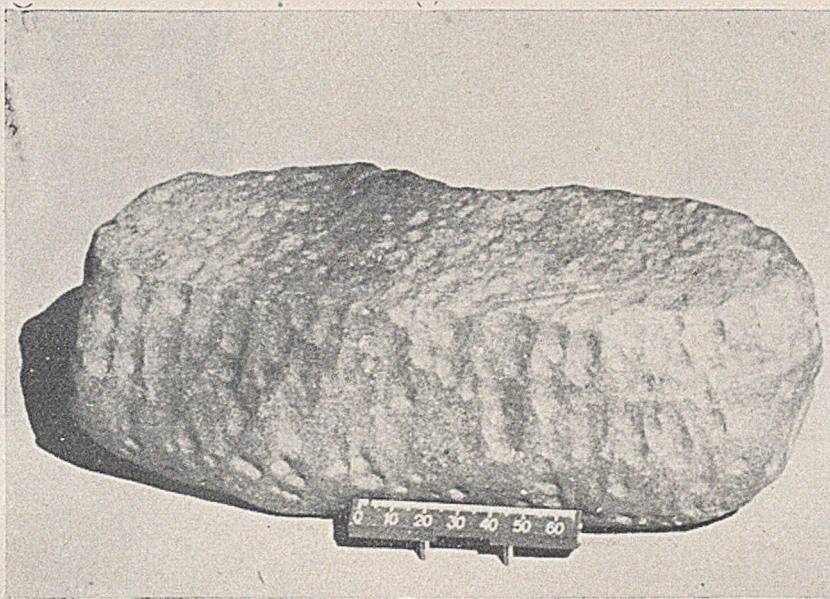
Dziurki na (silnie nachylonym) licu graniaka (podziałka w mm)

*Fot. Ł. Pierzchałkówna*

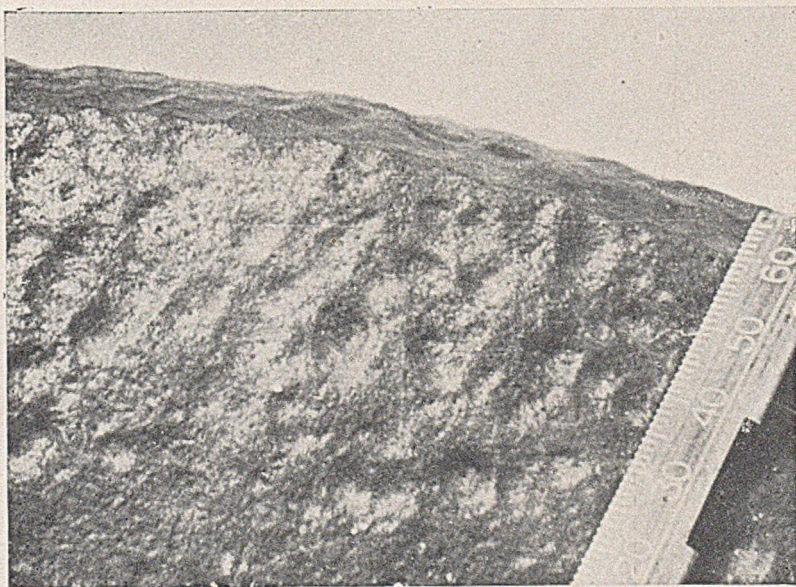
Fot. 14

Żaczątki czólenek (podziałka w mm)

*Fot. Ł. Pierzchałkówna*



Fot. 13



Fot. 14

Jan DYLIK. Głazy rzeźbione przez wiatr.

Fot. 15

Wąwóz drogowy w materiale pylastym

*Fot. autor*

Fot. 16

Mieszki. Inwolucja pylasta

*Fot. autor*



Fot. 15



Fot. 16

Jan DYLIK. Głazy rzeźbione przez wiatr.



Fot. 17

Mieszki. Aureole grubszego materiału dookoła centrów pylastych

*Fot. autor*

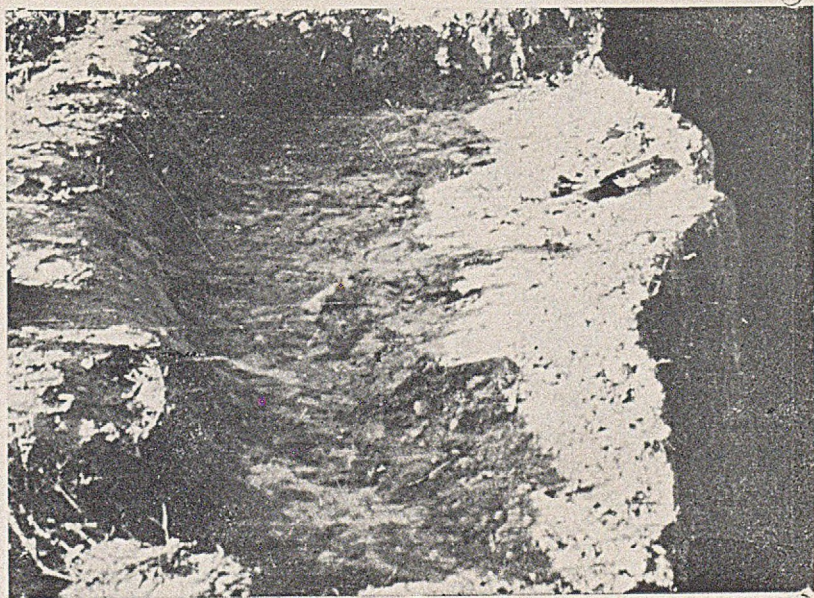
Fot. 18

Mieszki. Inwolucje w planie

*Fot. autor*



Fot. 17



Fot. 18

Jan DYLIK. Głazy rzeźbione przez wiatr.

Fot. 19

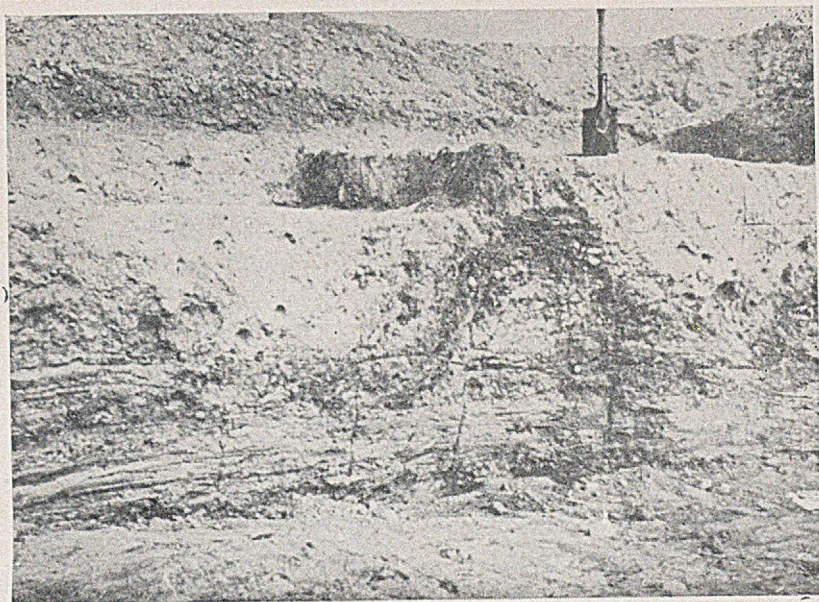
Lipiny. Strefa inwolucyjna

*Fot. autor*

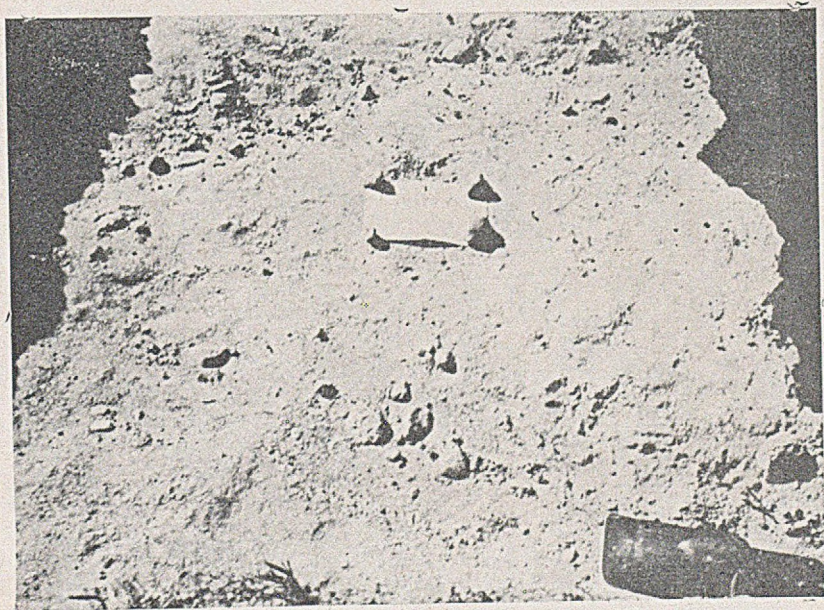
Fot. 20

Lipiny. Pierścień kamienny i aureola dokoła centrum pylastego

*Fot. autor*



Fot. 19



Fot. 20

Jan DYLIK. Głazy rzeźbione przez wiatr.

Fot. 21

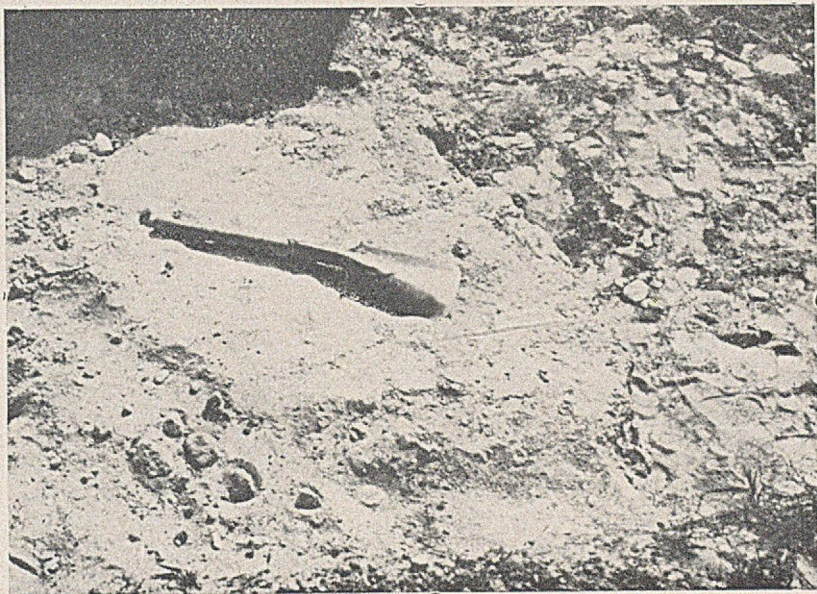
Lipiny. Pierścień kamienny dokoła inwolucji pylastej

*Fot. autor*

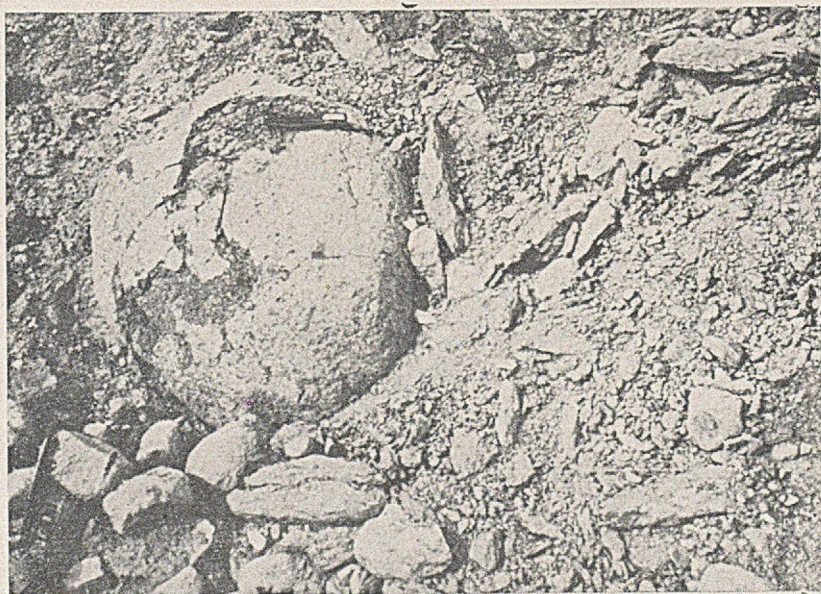
Fot. 22

Justynów. Dezintegracja

*Fot. autor*



Fot. 21



Fot. 22

Jan DYLIK. Głazy rzeźbione przez wiatr.

Fot. 23

Ślady pylastych układów poligonalnych pod Siedliskiem

*Fot. autor*

Fot. 24

Ślady pylastych układów poligonalnych pod Szczawinem

*Fot. autor*



Fot. 23



Fot. 24

Jan DYLIK. Głazy rzeźbione przez wiatr.



Fot. 25

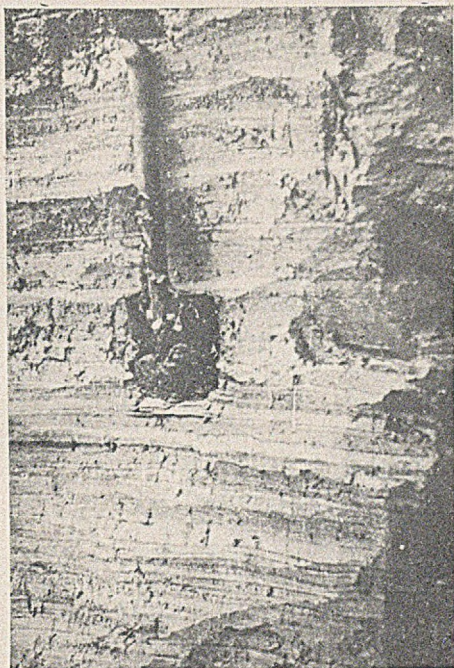
Stanisławów Lipski. Mułki nadwarwowe

*Fot. autor*

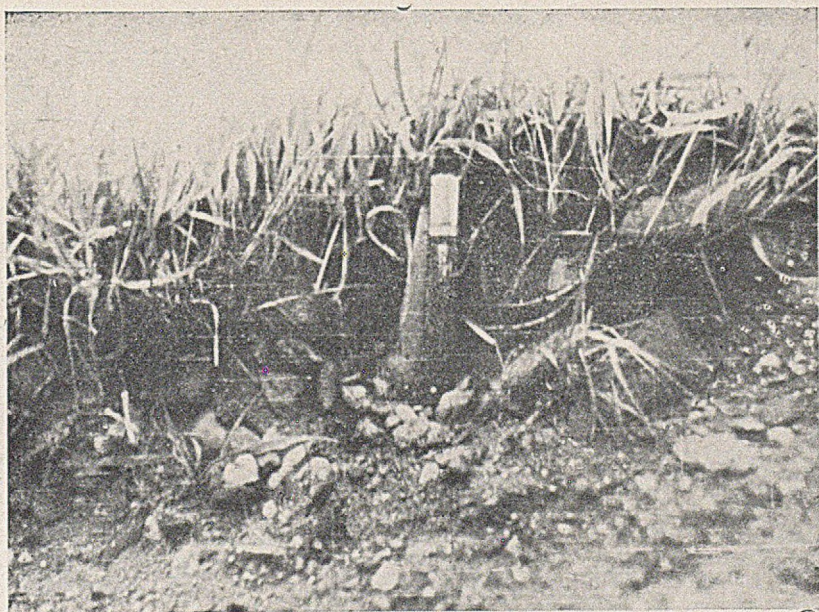
Fot. 26

Kamieniec Ząbkowicki. Współczesne struktury mrozowe (pipkraké)

*Fot. autor*



Fot. 25



Fot. 26

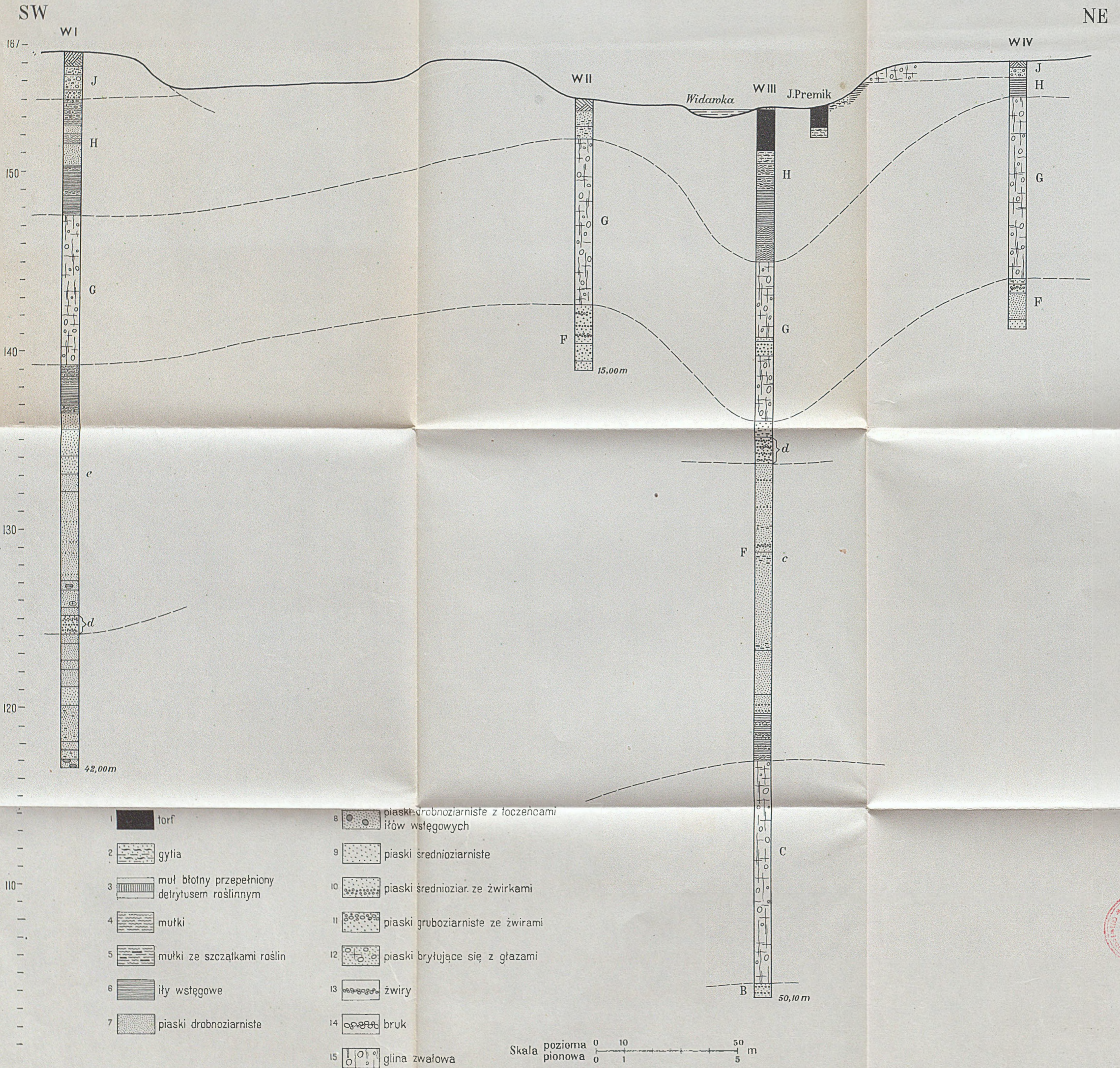
Jan DYLIK. Głazy rzeźbione przez wiatr.

## SCHEMATYCZNA MAPKA ROZMIESZCZENIA SUROWCÓW BUDOWLANYCH, DROGOWYCH I CERAMICZNYCH POCHODZENIA CZWARTORZĘDOWEGO

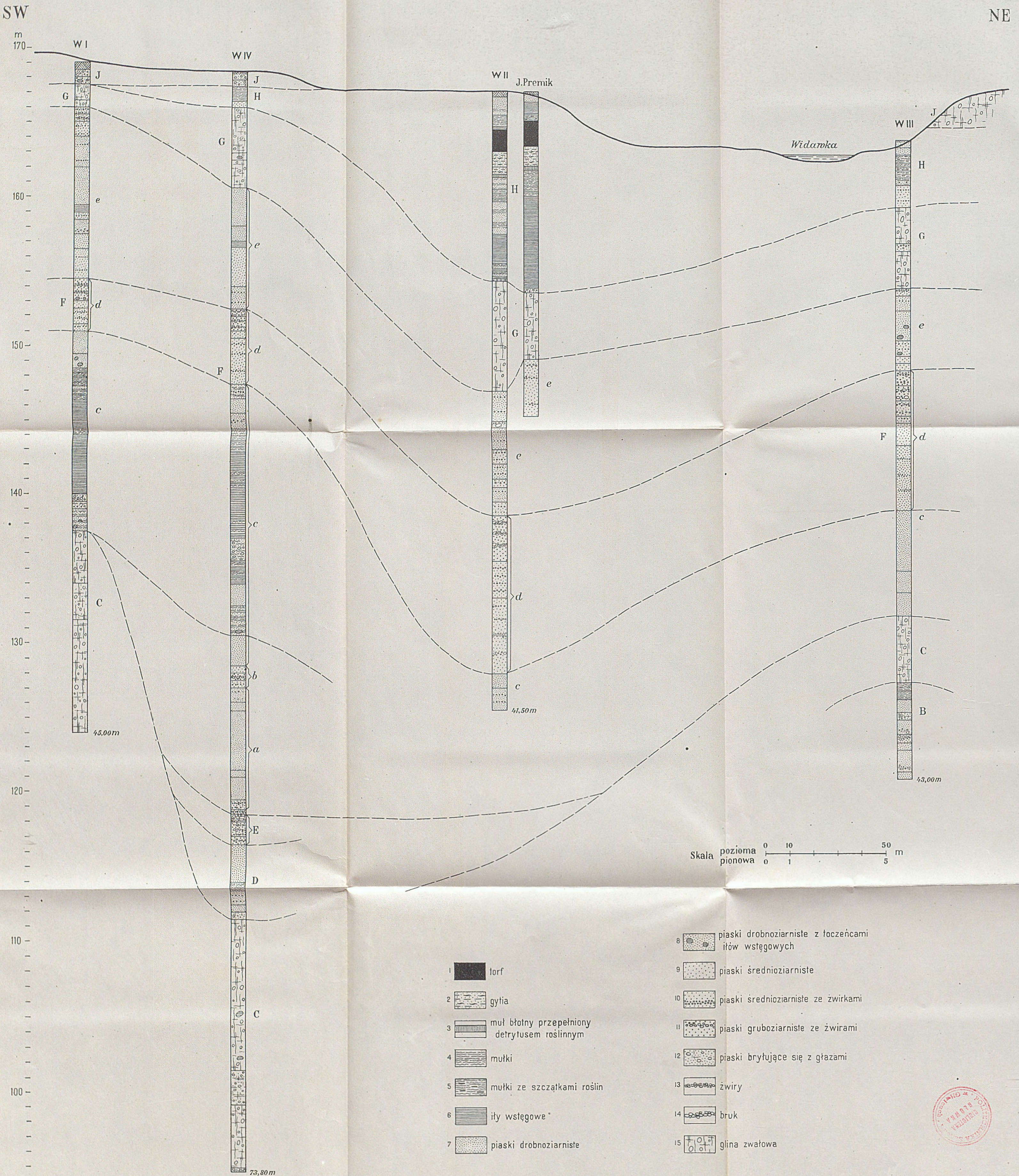


1 - obszary dużego naaromadzenia głazów narzutowych i żwirów; 2 - obszary piaszczysto-żwirowe; 3 - obszary z rozsianymi głazami narzutowymi; 4 - obszary piasków; 5 - iły ceramiczne; 6 - lessy; 7 - skały przedczwartorzędowe

# PROFILE GEOLOGICZNE OKOLIC SZCZERCOWA



PROFILE GEOLOGICZNE OKOLIC DZBANEK KOŚCIUSZKOWSKICH



BIBLIOTEKA GŁÓWNA  
Politechniki Śląskiej

P

1214/52