

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII
Zakład Geografii Rolnictwa
W-wo 64, ul. Krak. Przedmieście 50

INSTYTUT GEOGRAFII
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

PRACE GEOGRAFICZNE NR 85

STEFAN JEWTUCHOWICZ

ROZWÓJ RZEŻBY OKOLIC ŁĘCZYCY
PO ZŁODOWACENIU
ŚRODKOWOPOLSKIM

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE
WARSZAWA 1970

PRACE GEOGRAFICZNE IG PAN*

Nr

2. Walczak W., Pradolina Nysy i plejstocenijskie zmiany hydrograficzne na przedpolu Sudetów Wschodnich. 1954, s. 51, z1 8,—
3. Krzymowska A., Franciszek Szwarzenberg-Czerny profesor geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego (1847—1917). 1954, s. 69, z1 9,50
4. Paszyński J., Opady atmosferyczne dorzecza Odry i ich związek z hipsometrią i zalesieniem. 1955, s. 90 + 7 map, z1 16,50
5. Kiełczewska-Zaleska M., O powstaniu i przeobrażeniu kształtów wsi Pomorza Gdańskiego.
Biskup M., Osady na prawie polskim na Pomorzu Gdańskim w pierwszej połowie XV w. 1956, s. 224 + 3 mapy, z1 31,45
6. Okołowicz W., Geomorfologia okolic środkowej Wilii. 1956, s. 63, z1 10,—
8. Fleszar M., Studia z dziejów geografii ekonomicznej w Polsce od połowy XVIII w. do r. 1848. 1956, s. 105, z1 20,—
9. Praca zbiorowa, Studia geograficzne nad aktywizacją małych miast. 1957, s. 526, z1 58,—
10. Werwicki A., Białostocki okręg przemysłu włókienniczego do 1945 r. 1957, s. 164, z1 32,—
11. Starke L., Rozwój morfologiczny progó Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzcianą. 1957, s. 152 + 7 map + 20 ilustr., z1 36,—
13. Gilewska S., Rozwój morfologiczny wschodniej części Wyżyny Miechowskiej. 1958, s. 70, z1 20,—
15. Łomniewski K., Zalew Wiślany. 1958, s. 106, z1 24,—
17. Uhorzak F., Polska przeglądowa mapa użytkowania ziemi 1:1 000 000. A. Część tekstowa. B. Część kartograficzna. 1969, s. 35 + 9 map, z1 60,—
18. Kukliński A., Struktura przestrzenna przemysłu cegielnianego na Ziemiach Zachodnich w epoce kapitalizmu. 1959, s. 156 + 19 wkładek, z1 49,—
20. Tobjasz J., Wykorzystanie środowiska geograficznego dla hodowli w województwie białostockim. 1959, s. 160 + 2 mapy, z1 33,—
21. Kowalska A., Paleomorfologia powierzchni podplejstocenijskiej niżowej części dorzecza Odry. 1960, s. 75 + 6 map, z1 25,—
22. Wróbel A., Województwo warszawskie. Studium ekonomicznej struktury regionalnej. 1960, s. 140, z1 24,—
28. Staszewski J., Die Verteilung der Bevölkerung nach dem Abstand vom Meer. 1961, s. 79 + 3 tabl., z1 20,—
35. Biegajło W., Sposoby gospodarowania w rolnictwie województwa białostockiego. 1962, s. 187 + mapy, z1 48,—
37. Chilczuk M., Rozwój i rozmieszczenie przemysłu rolno-spożywczego w województwie białostockim. 1962, s. 159, z1 38,—
39. Szupryczyński J., Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu. 1963, s. 162 + 4 mapy, z1 35,—
41. Domański R., Zespoły sieci komunikacyjnych. 1963, s. 110 + 38 ilustr., z1 24,—
45. Chilczuk M., Sieć ośrodków więzi społeczno-gospodarczej wsi w Polsce. 1963, s. 155 + 55 ilustr. i map, z1 65,—
46. Praca zbiorowa, Problems of geomorphological mapping. 1964, s. 140 + anex + 9 ilustr. + 6 map, z1 48,—

* Do nr 50 podano tylko prace, które są jeszcze do nabycia w Ośrodku Rozpowszechniania Wydawnictw Naukowych PAN, Warszawa, Pałac Kultury i Nauki.

INSTYTUT GEOGRAFII
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

*

PRACE GEOGRAFICZNE NR 85

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 85

СТЕФАН ЕВТУХОВИЧ

РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА ОКРЕСТНОСТЕЙ ЛЕНЧИЦЫ
ПОСЛЕ СРЕДНЕПОЛЬСКОГО ЛЕДНИКОВЬЯ

GEOGRAPHICAL STUDIES

No. 85

STEFAN JEWTUCHOWICZ

EVOLUTION OF LAND-FORMS IN THE REGION OF ŁĘCZYCA
SINCE THE MIDDLE-POLISH GLACIATION

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

P R A C E G E O G R A F I C Z N E N R 8 5

S T E F A N J E W T U C H O W I C Z

R O Z W Ó J R Z E Ź B Y O K O L I C Ł Ę C Z Y C Y
P O Z Ł O D O W A C E N I U
Ś R O D K O W O P O L S K I M

P A Ń S T W O W E W Y D A W N I C T W O N A U K O W E
W A R S Z A W A 1 9 7 0

Komitet Redakcyjny

REDAKTOR NACZELNY: M. KIELCZEWSKA-ZALESKA
ZASTĘPCA REDAKTORA NACZELNEGO: K. DZIEWOŃSKI
CZŁONKOWIE: R. GALON, L. STARKEL
SEKRETARZ: I. STAŃCZAK

Państwowe Wydawnictwo Naukowe
Oddział w Łodzi 1970

Wydanie I. Nakład 710+90 egz. Ark. wyd. 6,00. Ark. druk. 5,00.
Papier druk. sat. kl. III, 80 g, 70×100. Oddano do składania w mar-
cu 1970 r. Podpisano do druku 8 XII 1970 r. Druk ukończono w gru-
dniu 1970 r. Zam. nr 391/70. H-9. Cena zł. 18,—

Pabianickie Zakłady Graficzne
Pabianice, ul. P. Skargi 40. Zam. 391/70

SPIS TREŚCI

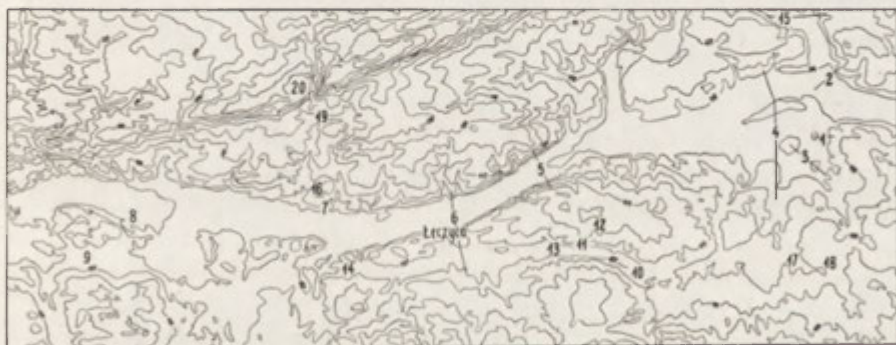
Wprowadzenie	7
Rozwój rzeźby dolin	9
Główne koryto pradoliny warszawsko-berlińskiej	9
Południowe odgałęzienie pradoliny warszawsko-berlińskiej	26
Dolina Ochni	42
Ślady denudacji na równinie morenowej	43
Ślady denudacji na czołowej morenie kutnowskiej	51
Przebieg rozwoju rzeźby okolic Łęczycy	55
Literatura	64
Резюме	65
Summary	71

WPROWADZENIE

Łęczyca i okolice znajdują się w obrębie pradoliny warszawsko-berlińskiej oraz przylegającej do niej równiny morenowej i niewielkiego skrawka czołowej moreny kutnowskiej.

Badania struktury form akumulacji glacialnej, które przeprowadził autor w tych okolicach wymagały odróżnienia osadów bezpośredniej i pośredniej akumulacji lodowca od osadów pochodzenia denudacyjnego. Zebrane obserwacje umożliwiają postawienie pewnych wniosków na temat rozwoju rzeźby okolic Łęczycy po ustąpieniu lodowca z tego terenu.

Omawiany obszar leży w obrębie zlodowacenia środkowopolskiego, stadium Warty. Formy powierzchni utworzone w tym stadiale, szczegól-



Ryc. 1. Rozmieszczenie przekrojów geologicznych, pojedynczych profilów i odkrywek wymienionych w tekście

1 — Janków, 2 — Księżaki, 3 — Orenice, 4 — Piekary-Młogoszyn, 5 — Kuchary, 6 — Łęczyca, 7 — Łęka, 8 — Zbylczyce, 9 — Polusin, 10 — Karsznice, 11 — Góra Sw. Małgorzaty, 12 — Orszewice, 13 — Podgórzyce, 14 — Wąkczew, 15 — Łęki Kościelne, 16 — Gać, 17 — Sułkowice, 18 — Piaski Stare, 19 — Szłapy, 20 — Sławęcín

Distribution of geological cross-profiles, of particular sections, and of excavations mentioned in the text

1 — Janków, 2 — Księżaki, 3 — Orenice, 4 — Piekary-Młogoszyn, 5 — Kuchary, 6 — Łęczyca, 7 — Łęka, 8 — Zbylczyce, 9 — Polusin, 10 — Karsznice, 11 — Góra Sw. Małgorzaty, 12 — Orszewice, 13 — Podgórzyce, 14 — Wąkczew, 15 — Łęki Kościelne, 16 — Gać, 17 — Sułkowice, 18 — Piaski Stare, 19 — Szłapy, 20 — Sławęcín

nie czołowa morena kutnowska i równina morenowa, mają cechy obszarów morfologicznie zniszczonych. Występujące w strukturze osadów okolic Łęczycy ślady procesów mrozowych wykazują, że warunki peryglacjalne, w których zasięgu znajdował się omawiany teren, w ostatnim okresie zimnym wywierały duży wpływ na rzeźbę. Wpływ ten można określić na podstawie badań procesów denudacji, erozji i akumulacji.

Na równinie morenowej działalność czynników niszczących odzwierciedlają powierzchnie denudacyjne i erozyjne. Natomiast obniżenia zamknięte i doliny charakteryzują nagromadzone produkty wietrzenia. Osady tych form pozwalają więc określić skalę procesów niszczących i zależność akumulacji w dolinach od wahań klimatycznych.

Analiza strukturalna i palynologiczna osadów dolinnych umożliwiła rozpoznanie warunków i czasu akumulacji poszczególnych utworów, co ułatwiło również rozpoznanie rozwoju zdarzeń morfologicznych na poszczególnych odcinkach omawianego terenu. Wymienione w tekście przekroje geologiczne, pojedyncze profile i odkrywki zostały przedstawione na ryc. 1.

Analizę palynologiczną osadów w Karsznicach i Orenicach 1 wykonała mgr Z. K o p i k o w a, natomiast wszystkie inne utwory organiczne, występujące na omawianym terenie, pod względem palynologicznym, zostały zbadane przez dr M. S o b o l e w s k ą. Oba autorkom składam podziękowanie za wymienione opracowania, które przyczyniły się do wzbogacenia treści niniejszej pracy.

ROZWÓJ RZEŻBY DOLIN

GLÓWNE KORYTO PRADOLINY WARSZAWSKO-BERLIŃSKIEJ

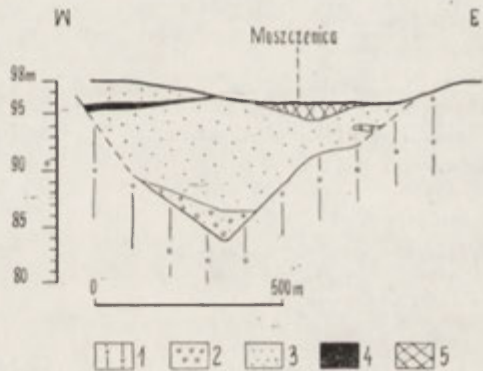
W osadach doliny Moszczenicy przy jej ujściu do pradoliny warszawsko-berlińskiej w Jankowie, na głębokości 2 m, w piasku występuje warstewka torfu, która została poddana analizie palynologicznej (ryc. 2).

Ryc. 2. Przekrój geologiczny w Jankowie

1 — glina morenowa, 2 — żwir, 3 — piasek, 4 — torf, 5 — torf współczesny

Cross-section at Janków

1 — boulder clay, 2 — gravel, 3 — sand, 4 — peat, 5 — very recent peat



Ze względu na występowanie pyłków tylko w jednej próbie trudno jest określić wiek tego torfu. Na podstawie wykrytego zbiorowiska roślinnego autorka profilu M. Sobolewska sądzi, że roślinność ta pochodzi z okresu późnego glacjału (tab. 1).

Pod względem geologicznym przekrój w Jankowie wykazuje dwie fazy zdarzeń: erozyjną i akumulacyjną. Kiedy nastąpiła erozja wyrażająca się głębokim do 13 m wcięciem w glinę morenową trudno jest przypuszczać, lecz o fazie akumulacyjnej, w której nastąpiło zasypanie poprzedniego wcięcia świadczy zbadany pod względem palynologicznym występujący tu torf, którego wiek został oceniony ogólnie biorąc na późny glacjał. (Würm zstępujący wg J. Dylíka). Z tego wynika, że w okresie tym na badanym terenie nastąpiło zasypanie dolin przeważnie materiałem piaszczystym, z którego miejscami powstały formy wydmore.

Tabela 1

Procentowe zestawienie pyłków roślin z okresu późnego glacjału w Jankowie (wg M. Sobolewskiej)

Głębokość w metrach	2,20	2,00
<i>Alnus</i>	0,5	
<i>Betula</i>	17,5	2*
<i>Pinus</i>	8,2	15*
<i>Salix</i>	4,1	
<i>Aconitum</i>	0,5	
<i>Artemisia</i>	24,3	1*
<i>Caryophyllaceae</i>	1,4	
<i>Centaurea</i>		1*
<i>Chenopodiaceae</i>	2,9	
<i>Compositae</i>	1,4	
<i>Cruciferae</i>	2,6	2*
<i>Cyperaceae</i>	13,9	2*
<i>Ericaceae</i>	1,4	
<i>Gramineae</i>	9,1	11*
<i>Helianthemum</i>	0,2	
<i>Plantago media-maior</i>	0,2	
<i>Polygonum bistorta</i>	0,4	
<i>Potentilla</i>	0,2	
<i>Ranunculaceae</i>	0,7	2*
<i>Rosaceae</i>	1,7	
<i>Rubiaceae</i>	0,5	1*
<i>Sanguisorba officinalis</i>	0,2	
<i>Thalictrum</i>	5,0	1*
<i>Equisetum</i>	1,2	
<i>Selaginella</i>	0,5	
<i>Pediastrum</i>	7,7	2*

*) Bezwzględne ilości.

Przekrój geologiczny z miejscowości Księżaki przedstawia osady wypełniające pradolinę warszawsko-berlińską w miejscu, gdzie rzeka Och-
nia łączy się z Bzurą (ryc. 3). Dno pradoliny znajduje się tu na wy-
sokości 94 m n.p.m. Pradolina jest wcięta w glinę morenową zlodowace-
nia środkowopolskiego, stadium Warty.

Miąższość osadów rzecznych w pradolinie na wymienionym odcinku
wynosi 20 m. W ich strukturze występuje w spągu ił, a w środkowej
części przekroju warstwa gytii. Pod gytią i nad nią leżą warstwy piasku
i żwiru.

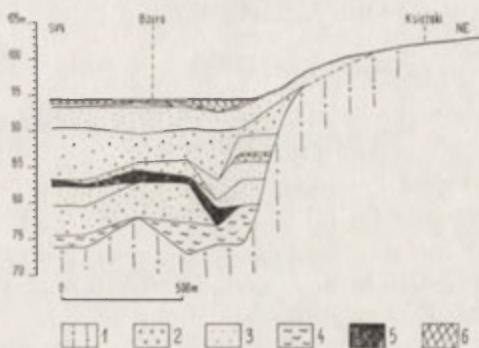
Analiza pyłkowa gytii wykazała, że wśród drzew panuje sosna (*Pi-
nus*). W mniejszej ilości występuje brzoza (*Betula*), świerk (*Picea*), olcha
(*Alnus*), dąb (*Quercus*) i leszczyna (*Corylus*). W stropowej części profilu
pyłkowego wzrastają wartości świerka i olszy. Na tej podstawie autorka
profilu M. Sobolewska, sądzi, że jest to początek interstadiału brörup
(ryc. 4).

Ryc. 3. Przekrój geologiczny
w Książakach

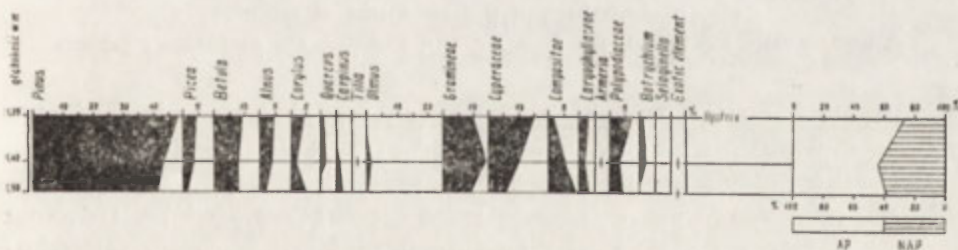
1 — glina morenowa, 2 — żwir, 3 —
piasek, 4 — ił, 5 — gytia, 6 — torf
współczesny

Cross-section at Książaki

1 — boulder clay, 2 — gravel, 3 — sand,
4 — clay, 5 — recent peat, 6 — gyttia



Określenie wieku utworów organicznych ułatwia podział pod względem stratygraficznym innych osadów występujących na omawianym przekroju, a przede wszystkim warstw bezpośrednio kontaktujących z gytią. W związku z tym można przyjąć, że piasek i żwir znajdujący się pod gytią pochodzi z fazy zimnej poprzedzającej brörup. Z kolei ił świadczy o zmianie warunków sedymentacyjnych w pradolinie i reprezentowałaby okres ciepły, być może interstadiał amersfoort. Żwir i piasek pokrywający gytie wskazuje na fazę klimatu zimnego. Brak bliższych danych o tej serii zwirowej nie pozwala na określenie jej wieku szczegółowo, lecz można sądzić, że prawdopodobnie powstała ona w pełni Würmu. Ze względu na to, że okres Würmu zstępującego w pra-



Ryc. 4. Diagram pyłkowy początku okresu brörup z Książaków
(wg M. Sobolewskiej)

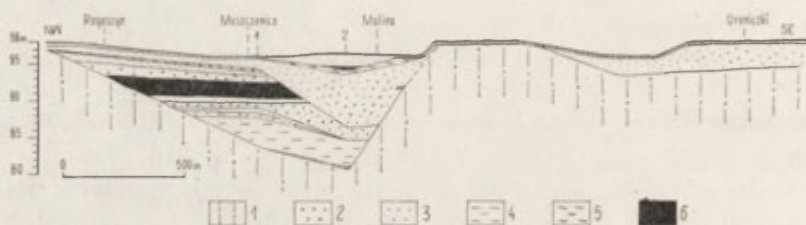
Książaki. Beginning of the Brörup, pollen diagram (after M. Sobolewska)

dolinie w Jankowie zaznaczył się akumulacją piasku, można przyjąć, że stropowa warstwa piasku w Książakach również odpowiada temu okresowi. Występujące w profilu z Książaków sporadyczne pyłki drzew egzotycznych jak *Carya*, *Ilex* i *Nyssa* wskazują na nieznaczny udział w utworach czwartorzędowych materiału pochodzenia trzeciorzędowego oraz świadczą również, że zniszczenie osadów plejstocenijskich aż do podłoża czwartorzędowego przez wody, jak to zaznacza się na niektórych odcin-

kach pradoliny, nastąpiło już przed nadejściem ostatniego okresu zimnego.

Układ warstw na omawianym przekroju wykazuje, że dolna część osadów powstała przy bardzo zróżnicowanej dynamice wód przepływających pradoliną. Powtarzające się tu zapisane w strukturze rozcięcia erozyjne i w dużym stopniu zniszczone warstwy dowodzą zmienności procesów kształtujących dolinę w Würmie wstępującym i jego pełni. Natomiast górna część osadów, których wiek określono na okres Würmu zstępującego, świadczy o mniej zróżnicowanym przebiegu zdarzeń i przewadze akumulacji nad erozją.

Przekrój geologiczny przedstawiony na ryc. 5 obejmuje dolinę rzeki Moszczenicy i jej dopływu Maliny. Wysokość dna dolin wynosi 96 m n.p.m. Osady, które poddano analizie, występują na odcinku między Moszczenicą a Maliną.



Ryc. 5. Przekrój geologiczny pradoliny w Orenicach

1 — glina morenowa, 2 — żwir, 3 — piasek, 4 — muł, 5 — il, 6 — osady organiczne

Cross profile through the pradolina at Orenice

1 — boulder clay, 2 — gravel, 3 — sand, 4 — silt, 5 — clay, 6 — organogenic deposits

Spąg tych osadów tworzy glina morenowa zlodowacenia środkowo polskiego — stadium Warty, w której powstała dolina głęboka do 15 m. W najgłębszym miejscu na omawianym przekroju, bezpośrednio na glinie leży muł, w którym występują gładziki do 1 cm średnicy i drobna brekcja ciemnego iłu. Ze względu na to, że muł jest utworem zastoisowym, obecności w nim gładzików nie można uważać za rezultat transportu rzeczno-ego. Transport wodny zniszczyłby również okruchy iłu, które znajdują się w wymienionej warstwie mułu. Fakty dowodzą, że gładziki i brekcja iłu dostały się do mułu nie drogą transportu rzeczno-ego, lecz na skutek transportu stokowego. Występowanie mułu w osadach dolinnych świadczy o akumulacji w warunkach zanikającego ruchu wody w rzece.

Warstwy żwiru i piasku pokrywające muł otwierają nowy etap sedymentacji w omawianej dolinie. Utwory te wskazują na intensywniejszy ruch wody, która mogła transportować grubsze cząstki.

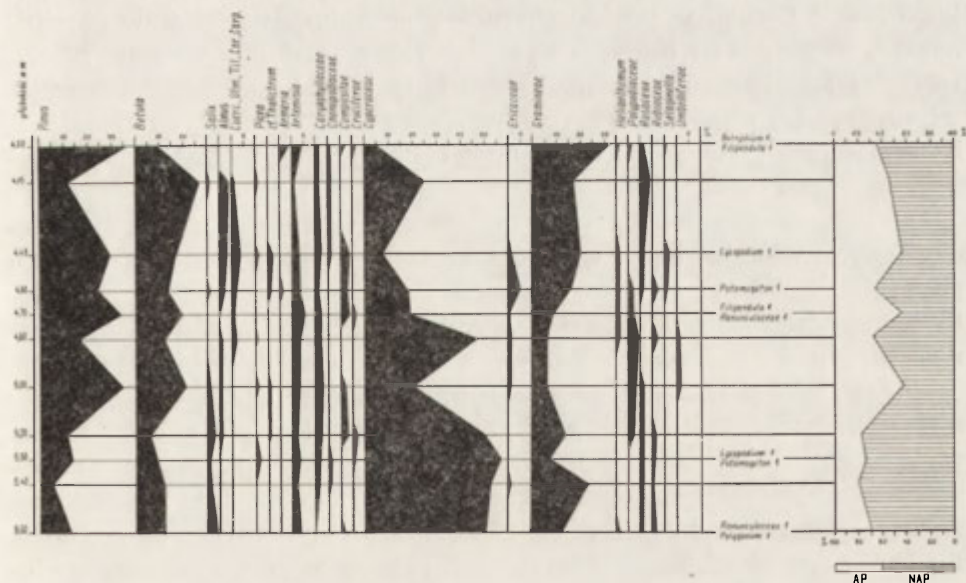
W innych warunkach powstawała warstwa materiału organicznego

przykrywająca piasek i żwir. Wskazuje ona, że nie tylko klimat był sprzyjający dla rozwoju roślin, lecz także warunki hydrograficzne w dolinie były przychylne dla powstania osadów organicznych. Przymuszczenie nastąpiło albo przerwanie ruchu wody, albo siła płynącej wody była mała i nie niszczyła rozwijającej się roślinności.

Występujące nad osadem organicznym warstwy żwiru i piasku wskazują na kolejny okres wznowienia odpływu wody w dolinie oraz akumulację grubszego materiału. Nie jest wiadomo, jakie utwory zamykały ten nowy okres akumulacyjny, gdyż strop tej serii osadów jest zniszczony przez kolejną fazę erozyjną rzeki, która jednocześnie przesuwana się w kierunku SE doliny. Ten okres najpierw zaznaczył się silną erozją, która zniszczyła część utworów osadzonych poprzednio, a następnie akumulacją piasku i łu oraz drugą warstwą materiału organicznego. Najmłodszym osadem na omawianym przekroju jest piasek pokrywający drugą warstwę organiczną. Na przekroju przedstawionym na ryc. 5 występują więc dwie warstwy organicznego pochodzenia. Dla odróżnienia w tekście, dolna warstwa została nazwana Orenice 1, a górna Orenice 2.

Diagram pyłkowy Orenice 1 wykazuje 41—80% udziału roślin zielnych, co pozwala przypuszczać, że na terenie tym panowała roślinność bezleśna, o małym skupieniu drzew głównie *Pinus* i *Betula* (ryc. 6).

W części środkowej diagramu pyłkowego drzewa i krzewy występują w zwiększonej ilości, do 50%, wskazując tym samym na złagodzenie klimatu w stosunku do tego, jaki wykazuje część stropowa i spągowa diagramu.



Ryc. 6. Diagram pyłkowy z okresu poudorf w Orenicach 1 (wg Z. Kopikowej)
Orenice. Pollen diagram of the Paudorf deposits (after Z. Kopikowa)

W Orenicach 1 wśród roślinności zielnej przeważają turzycowate (*Cyperaceae*) i trawy (*Gramineae*), a towarzyszą im *Selaginella selaginoides*, *Helianthemum*, *Armeria*, *Artemisia*, *Caryophyllaceae*, *Chenopodiaceae* i inne. Jest to zespół roślinności charakterystyczny dla obszarów bezleśnych.

Uwagę zwraca liczne i stałe występowanie glonu *Pediastrum*, który wskazuje, że akumulacja osadów odbywała się w płytkiej wodzie stojącej lub o bardzo słabym przepływie. Natomiast zbiorowisko roślinności, jakie występuje w profilu Orenice 1, wskazuje na warunki tundrowe. Autorka profilu, Z. Kopikowa, na podstawie porównania obrazu roślinności uzyskanego drogą analizy pyłkowej w Orenicach 1 z roślinnością stanowiska w Witowie opracowanego przez K. Wasylikową [21] stwierdza, że roślinność w Orenicach 1 jest starsza niż w Witowie. Natomiast widzi pewne podobieństwo diagramu pyłkowego Orenice 1 z diagramem pyłkowym osadów paudorfskich z Białki Tatrzańskiej, opracowanych przez M. Sobolewską i A. Śrondonia [20]. Na tej podstawie Z. Kopikowa jest skłonna uznać osady organiczne Orenice 1 również za osady tworzące się w interfazie paudorf.

W profilu Orenice 2 występuje cienka warstwa utworów organicznych (ryc. 5), dlatego pobrano stąd tylko dwie próby, które można było poddać analizie palynologicznej. Zrozumiałe jest, że na podstawie dwóch prób trudno jest wyciągnąć wniosek co do warunków klimatycznych. M. Sobolewska stwierdza tylko, że spektrum pyłkowe tych prób wskazuje na okres chłodny (tab. 2).

Duży procentowy udział drzew o niskich wymaganiach termicznych jak *Pinus* i *Betula*, w profilu Orenice 2 oraz duży udział traw (*Gramineae*) w stosunku do innych roślin zielnych przypomina warunki klimatyczne, jakie wykazuje profil Orenice 1, tj. klimat sprzyjający rozwojowi tundry. Lecz przeciw włączeniu diagramów pyłkowych Orenice 1 i Orenice 2 do jednego okresu ciepłego przemawiają jednak fakty palynologiczne oraz geologiczne.

W stropowej części diagramu pyłkowego Orenice 1 występuje między innymi wierzba, dąb i wiąz, a także glon *Pediastrum*. W przypadku gdyby Orenice 2 stanowiły dalszą część diagramu Orenice 1, to należałoby się spodziewać występowania wymienionych roślin również w Orenicach 2. Brak ich wskazuje na pewną zmianę warunków klimatycznych.

Po okresie akumulacji serii żwirów przykrywających utwory organiczne Orenice 1 określone jako paudorf nastąpiła erozja, która zniszczyła osady prawie trzech różnych faz klimatycznych. Następnie erozja ustąpiła miejsce akumulacji i w rezultacie tego poprzednie rozcięcie zostało zasypane zupełnie. Ten okres akumulacyjny zamyka się warstwą iłu i utworu organicznego Orenice 2. Z punktu widzenia budowy geologicznej osadów dolinnych przedstawionych na ryc. 5 diagram pyłkowy Orenice 1 i Orenice 2 dzieli przestrzeń czasowa kilku faz zimnych. Dane

Tabela 2

Procentowe zestawienie pyłków roślin w osadach organicznych w Orenicach 2
(wg M. Sobolewskiej)

Głębokość w metrach	2,30	2,00	1,70
<i>Abies</i>		0,5	
<i>Alnus</i>	1,1	13,0	13*
<i>Betula</i>		5,6	7*
<i>Carpinus</i>			1*
<i>Corylus</i>		0,5	1*
<i>Picea</i>	1,1	0,5	1*
<i>Pinus haploxyylon</i>	1,1		
<i>Pinus silvestris</i>	23,4	43,2	10*
<i>Tilia</i>		0,9	
<i>Artemisia</i>	0,5	0,5	4*
<i>Caryophyllaceae</i>		0,9	
<i>Centaurea cyanus</i>		0,5	
<i>Chenopodiaceae</i>		0,5	1*
<i>Compositae liguliflorae</i>	1,1	0,9	
<i>Cruciferae</i>		0,5	
<i>Cyperaceae</i>	4,2	7,5	
<i>Epilobium</i>			1*
<i>Filipendula</i>		0,5	
<i>Gentiana</i>		0,5	
<i>Gramineae</i>	1,1	3,7	8*
<i>Helianthemum</i>			1*
<i>Labiatae</i>		0,5	1*
<i>Plantago media-maior</i>		0,5	
<i>Potentilla</i>		0,5	
<i>Ranunculaceae</i>	2,1	1,9	
<i>Rosaceae</i>		0,9	
<i>Succissa</i>		0,5	1*
<i>Thalictrum</i>		1,4	
<i>Umbelliferae</i>		0,5	1*
<i>Valeriana</i>		0,5	
<i>Botrychium</i>		1,9	1*
<i>Lycopodium clavatum</i>		0,5	
<i>Polypodiaceae</i>		8,0	3*
<i>Selaginella selaginoides</i>	64,9		
<i>Varia</i>		2,3	
<i>Sphagnum</i>	2,1	1,4	

palynologiczne i geologiczne pozwalają więc określić utwór organiczny Orenice 2 jako młodszy od interfazy paudorfskiej.

Profil Orenice 2 pod względem palynologicznym i budowy geologicznej jest podobny do profilu w Jankowie. Oba te profile leżą niedaleko od siebie. Zaznacza się w nich najpierw głęboka erozja, a następnie zasypianie, przy czym faza akumulacyjna kończy się powstaniem utworów organicznych. To podobieństwo zdarzeń w wymienionych miejscowościach sugeruje, że wiek ich osadów organicznych również jest ten sam, tj. okres późnego glacjału.

Najbardziej udokumentowanymi osadami w Orenicach są osady wieku paudorfskiego. W związku z tym warstwy piasku i żwiru oraz muł znajdujący się pod osadami paudorf powinny pochodzić z okresu zimnego, poprzedzającego tę interfazę. Podobnie więc osady mineralne pokrywające warstwy paudorfskie również wskazywałyby na akumulację w warunkach zimnych i odpowiadałyby okresowi nasuwania lądolodu fazy leszczyńskiej. Do następnego kolejnego zdarzenia w dolinie należy głębokie rozcięcie przez rzekę poprzednio osadzonych utworów i z kolei zasypywanie tego rozcięcia. Ten cykl zdarzeń obejmuje okres akumulacji piasku i zamyka się warstwą materiału organicznego Orenice 2.

Górna seria piasku w dolinie Moszczenicy, na opisywanym jej odcinku prawdopodobnie powstała i ulegała zmianom wskutek procesów akumulacji i erozji w późnym glacjaie i holocenie. Obecnie powierzchnia tej serii piasku poddana jest deflacji oraz w okresach powodziowych erozyjnej lub akumulacyjnej działalności wody.

Przekrój geologiczny przez dolinę Moszczenicy i Maliny jest interesujący nie tylko pod względem stratygrafii osadów würmskich, uwagę zwraca tu również dynamika wód rzecznych. Po akumulacji osadów wskazujących na nasunięcie lądolodu fazy leszczyńskiej następuje ożywienie w dolinie erozji wgłębnej. Rzeka wcina się w poprzednio osadzone utwory do głębokości 10 m. To wcinanie trwało bez przerwy prawdopodobnie do późnego glacjału, po czym erozja zanika i następuje nowy okres akumulacji. Brak pełnego profilu późnoglacialnych utworów organicznych dowodzi, że proces erozyjny odnawiał się, lecz już w mniejszej skali niż w fazach poprzednich.

W poszukiwaniu śladów rozwoju pradoliny warszawsko-berlińskiej wykonano przekrój geologiczny między Piekarami a Młogoszynom (ryc. 7). Na tym odcinku pradoliną płynie Bzura, do której uchodzi jej południowy dopływ Struga. Pradolina jest tu szersza niż na innych odcinkach, tj. o ok. 10 km. W środku pradoliny w rejonie miejscowości Pęcławice znajduje się wyspa gliny morenowej.

Przekrój geologiczny tego odcinka wskazuje, że właściwe koryto pradoliny znajduje się między wyspą pęcławicką a północną krawędzią pradoliny. Dno koryta nie jest symetryczne i świadczy, że rzeka przesunęła się ku północy.

Pradolina w tej części jest wcięta aż do kredy. W spągu osadów czwartorzędowych występują otoczaki skał magmowych i wapienia. Wyżej leży warstwa iłu przykryta piaskiem, na którym znajduje się druga warstwa iłu. Strop osadów w tej części pradoliny składa się z warstwy piasku o miąższości ponad 6 m.

W budowie osadów rzecznych części pradoliny zajętej przez Bzurę wyróżnia się dolna seria wskazująca na zmienną dynamikę wód, zapisaną w strukturze następstwem warstw: żwir—ił—piasek—ił oraz strop osadów, który świadczy o jednostajności procesów, głównie akumulacji.



Ryc. 7. Przekrój geologiczny przez pradolinę na odcinku Piekary-Miogoszyn

1 — kreda, 2 — trzeciorzęd, 3 — glina mońenowa, 4 — żwir, 5 — piasek, 6 — il, 7 — torf współczesny

Geological cross-profile through the pradolina, sector Piekary-Miogoszyn

1 — Cretaceous, 2 — Tertiary, 3 — boulder clay, 4 — gravel, 5 — sand, 6 — clay, 7 — recent peat

Pod względem zmienności strukturalnej dolna część osadów przypomina osady występujące w dolinie w Książakach. W związku z tym można przyjąć, że dwie wymienione warstwy ilu w północnej części omawianego przekroju pradoliny reprezentowałyby okres wstępującego Würmu, natomiast strop wskazywałby na okres późnego Würmu.

Część południowa opisywanego odcinka pradoliny, w której obecnie płynie rzeka Struga, analogicznie do części zajętej przez Bzurę odznacza się również wyraźną asymetrią koryta. Podobnie jak i Bzura, również Struga jest obecnie przesunięta poza granice koryta dawnej rzeki pradolinnej.

W południowej części pradoliny osady rzeczne leżą na glinie morenowej stadium Warty. W spągu brakuje tu osadów Würmu wstępującego, które znajdują się w części pradoliny zajętej przez Bzurę. Fakty te dowodzą, że południowa część posiadała inne warunki rozwoju albo (co jest bardziej prawdopodobne) jest młodszą od spągowej części pradoliny zajętej przez Bzurę.

Obecna szerokość omawianego odcinka pradoliny jest rezultatem połączenia się dwóch rzek. Analiza rzeźby w tej części pozwala sądzić, że znajduje się tu dawne ujście rzeki Mrogi. Połączenie wód dwóch rzek spowodowało odcięcie części wysoczyzny i utworzenie wyspy pęćławickiej. Od tego czasu w całej pradolinie rozwój zdarzeń miał przebieg jednakowy, na co wskazują utwory piaszczyste wypełniające wymienione jej obie części. Duża miąższość tego materiału świadczy o jednostajności procesu i przewadze akumulacji nad erozją.

Podobieństwo osadu, jak również przewaga procesu akumulacji nad erozją pozwala łączyć omawiany przekrój z przekrojem w Jankowie, który znajduje się w obrębie tej samej pradoliny, w odległości 3 km.

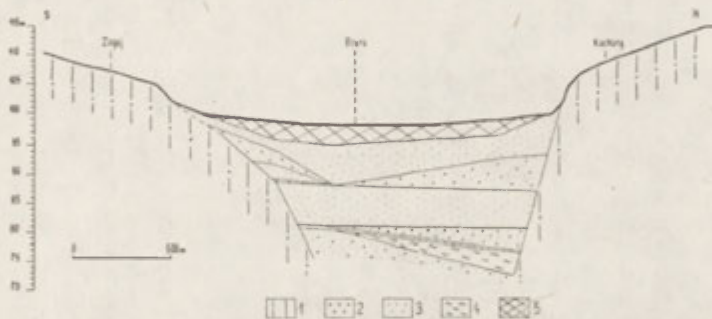
Ponieważ wiek torfu w Jankowie oceniony został na okres późnego glacjału, wolno więc przyjąć, że stropowa warstwa piasku o miąższości 6 m w części pradoliny zajętej przez Bzurę i piasek wypełniający pradolinę w części, w której płynie Struga, również są tego samego wieku. Późny Würm zaznaczył się w morfologicznym rozwoju pradoliny na badanym odcinku głównie akumulacją, która w znacznym stopniu zasyłała poprzednie erozyjne rozcięcia. Warto również zaznaczyć, że w budowie osadów rzecznych pradoliny jest brak danych odnoszących się do okresu pełni Würmu. Być może w pradolinie okres ten zaznaczył się przewagą erozji, która zniszczyła ślady zdarzeń.

Na omawianym odcinku, ukształtowanie powierzchni obecnego dna pradoliny w części południowej, jest inne niż w części północnej. Współczesne koryto Strugi jest formą wklęsłą i wskazuje, że rzeka ta tworzy obecnie własną dolinę niezależnie od poprzedniej. Morfologia powierzchni i budowa geologiczna wskazują na istnienie dwóch dolin: starszej zasypanej zupełnie oraz przesuniętej ku północy doliny Strugi, jako młodego elementu rzeźby.

Tworzenie nowej doliny przez Strugę nawiązuje do zagadnienia zmiany kierunku rzek na omawianym terenie. Jak wykazały poprzednie badania autora [11], proces ten rozpoczął się prawdopodobnie w czasie fazy pomorskiej. Jego bezpośrednią przyczyną było powstanie dolinnego działu wodnego koło Łęczycy.

W morfologii pradoliny z okresu deglacjacji stadium Warty w Młogoszynie przetrwała jedna terasa utworzona w glinie morenowej. Następnie ważnym etapem w morfologicznym rozwoju wymienionego odcinka pradoliny jest opuszczenie przez Mrogę dawnego ujścia i całkowite jego zasypanie. Najmłodszym wydarzeniem, które nastąpiło w późnym glacie i trwa do dziś jest utworzenie nowej doliny przez Strugę w osadach rzecznych akumulowanych poprzednio.

Przekrój geologiczny pradoliny koło Kuchar rozciąga się w miejscu dużego jej zwężenia (ryc. 8). S. L e n c e w i c z [15] nazywa ten odcinek przełomowym. Charakter przełomowy uwydatnia się tu dużą stromością



Ryc. 8. Przekrój geologiczny pradoliny koło Kuchar

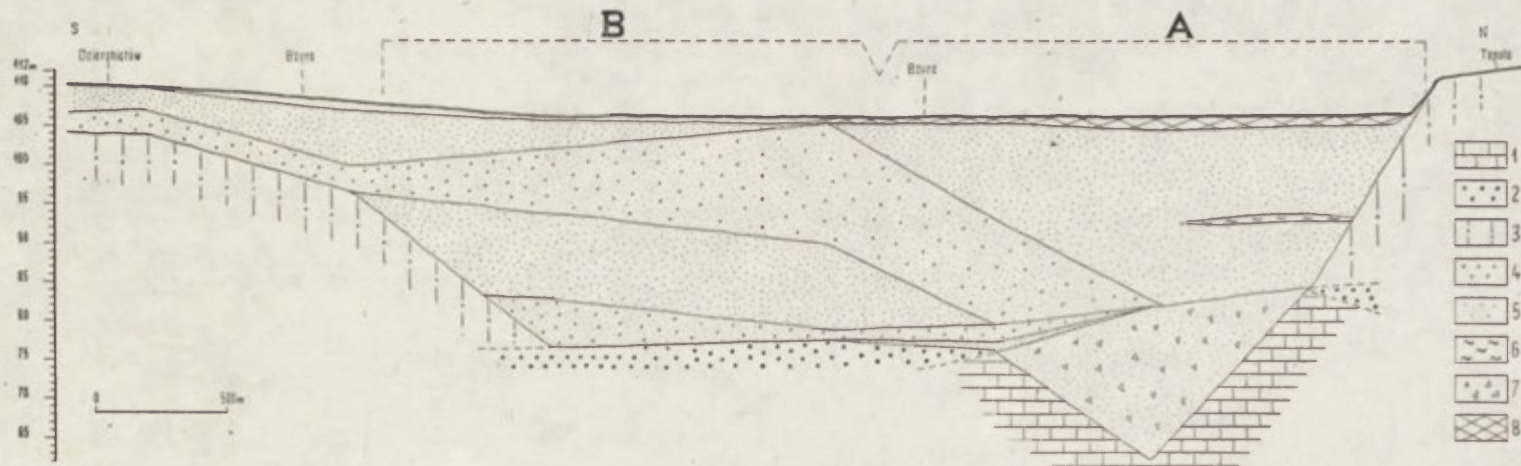
1 — glina morenowa, 2 — żwir, 3 — piasek, 4 — il, 5 — torf współczesny

Geological cross-profile through the pradolina near Kuchary

1 — boulder clay, 2 — gravel, 3 — sand, 4 — clay, 5 — recent peat

stoków i głębokością pradoliny. Wiercenie do 26 m głębokości nie przebiło osadów rzecznych. Uchwycony został tylko prawdopodobnie górny poziom łu, który występuje na innych przekrojach tej formy. Nad łem leży seria piasku o miąższości 21 m, która genetycznie i pod względem wieku odpowiada utworom w stropie na przekroju Piekary—Młogoszyn (ryc. 7). Seria ta reprezentuje osady późnego Würmu.

W miejscu połączenia głównego koryta pradoliny warszawsko-berlińskiej z doliną Bzury koło Łęczycy powstało szerokie obniżenie, które wypełnione zostało osadami rzeczными [16]. Głębokość pradoliny wynosi tu ok. 40 m. Wody rozcięły osady czwartorzędowe i częściowo ich podłoże. To głębokie rozcięcie jest wypełnione głównie żwirem i piaskiem (ryc. 9). Na podstawie struktury osadów rzecznych można sądzić, że w pradolinie istniały fazy bardzo intensywnej erozji, po których nastę-



Ryc. 9. Przekrój geologiczny pradoliny koło Łęczyczy

1 — jura, 2 — trzeciorzęd, 3 — glina morenowa, 4 — żwir, 5 — piasek, 6 — il, 7 — druzgot dolomitowy, 8 — torf współczesny A — główne ko-
ryto pradoliny warszawsko-berlińskiej, B — dawne ujście Bzury do pradoliny

Geological cross-profile through the pradolina near Łęczycza

1 — Jurassic, 2 — Tertiary, 3 — boulder clay, 4 — gravel, 5 — sand, 6 — clay, 7 — dolomite debris, 8 — recent peat A — main channel of the
Warsaw-Berlin pradolina, B — former mouth of the Bzura into the pradolina

powołała równie intensywna akumulacja wyrównująca poprzednio utworzone erozyjne rozcięcia. Występowanie w omawianej części pradoliny tylko osadów mineralnych utrudnia datowanie faz erozyjnych i akumulacyjnych. Ostatnia zaznaczająca się tu duża erozja rozcięła poprzednio akumulowane osady żwirowe do głębokości 23 m, po czym nastąpiła faza nieprzerwanej akumulacji piasku.

Podobieństwo procesu i rodzaju utworu z poprzednio opisanymi odcinkami tej samej pradoliny w Jankowie i Młogoszynie pozwala sądzić, że ta ostatnia faza erozji, a następnie akumulacji, przypada na okres późnego Würmu, z tym, że procesy te najsilniej wystąpiły koło Łęczycy, natomiast dalej od tej miejscowości amplituda wcięć erozyjnych zmniejsza się.

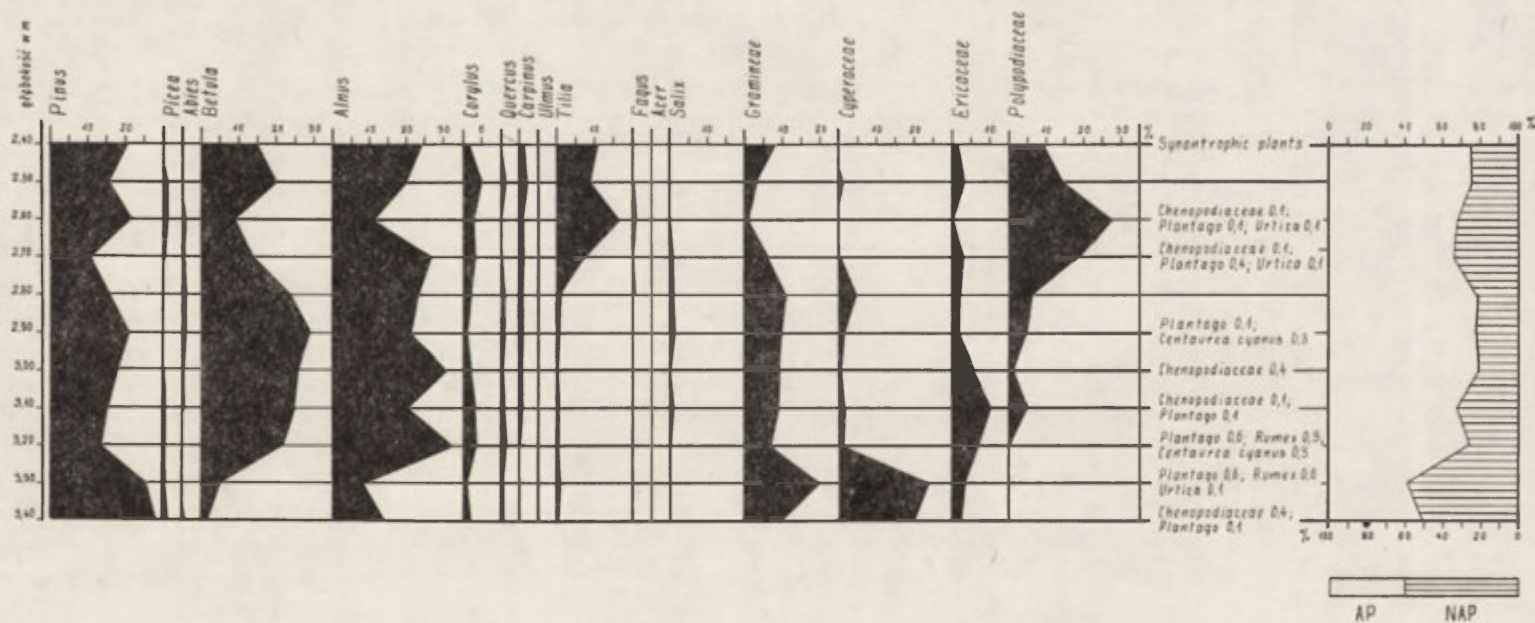
Na zachód od Łęczycy, w miejscowości Łęka, na północnym stoku pradoliny warszawsko-berlińskiej, w morenie dennej występuje płytka lecz szeroka dolina. Obecnie jest ona wypełniona piaskiem. Struktura tego osadu nie jest jasno wyrażona. Miejscami piasek posiada drobne warstewki nachylone przeważnie w kierunku pradoliny, miejscami jest on bez warstwowania. Piasek ten zawiera dużo cząstek pylastych, jest słabo sortowany i mało przepuszczalny. Struktura jego wskazuje na to, że gromadził się on w dolinie nie w wyniku akumulacji rzeki, lecz wskutek działalności procesów stokowych, głównie spłukiwania. Na powierzchni piasek ten częściowo uległ działaniu wiatru i tworzy niewielkie wzniesienia przypominające wydmy.

Na głębokości 1,5 m w piasku występuje gleba kopalna. Analiza palynologiczna wykazuje, że jest to osad utworzony w okresie subborealnym (ryc. 10). Przy tym wysoki udział pyłku brzozy (*Betula*) poprzedzony kulminacją traw (*Gramineae*) i turzycowatych (*Cyperaceae*) wiąże się z zanikaniem lasów na tym terenie.

Określenie wieku gleby pozwala przynajmniej w dużym przybliżeniu określić czas i intensywność akumulacji spowodowanej procesami stokowymi. Trudno dla tego rodzaju zjawisk znaleźć skalę porównawczą, ale warto zaznaczyć, że na powierzchni nachylonej ok. 3° młodoholocenska gleba wieku subborealnego została przykryta warstwą piasku o miąższości 1,5 m.

Następnym stanowiskiem badawczym była miejscowość Zbylczyce. Profile geologiczne zostały wykonane w dnie pradoliny warszawsko-berlińskiej. Pradolina posiada tu 2,5 km szerokości. Jej dno znajduje się na wysokości 10 m n.p.m. Rzeka Ner, która płynie pradoliną, pozostawiła kilka starorzeczy. Obecne koryto Neru jest przesunięte do północnej części pradoliny.

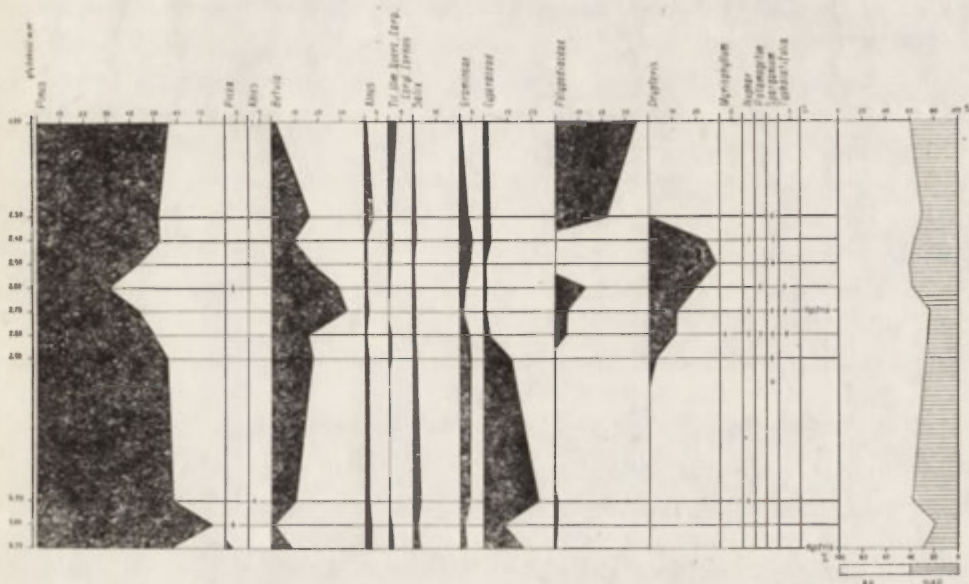
Wiercenie Zbylczyce 1 wykonano nad południowym starorzeczem Neru. Na głębokości 7 m występuje kreda, na której leży piasek i żwir, a następnie seria warstewek torfu z łem i piaskiem o łącznej miąższości 1,80 m, która z kolei jest przykryta również warstwą piasku o miąższości



Ryc. 10. Diagram pyłkowy z okresu subborealnego w Łęce (wg M. Sobolewskiej)
 Łęka. Pollen diagram of sub-Boreal deposits (after M. Sobolewska)

2,5 m. Profil drugi, Zbylczyce 2, znajduje się bliżej północnego brzegu pradoliny. Utworów organicznych tu nie ma, a osady rzeczne leżą na glinie morenowej, która występuje na głębokości 23 m.

Analiza palynologiczna torfu w Zbylczycach 1 wykazuje różnice w składzie roślinności odcinka spągowego i stropowego (ryc. 11). W gór-



Ryc. 11. Diagram pyłkowy osadów z pogranicza późnego Würmu i holocenu w Zbylczycach (wg M. Sobolewskiej)

Zbylczyce. Pollen diagram of the deposits of Late Würm/Holocene transition time (after M. Sobolewska)

nej części tego profilu wzrasta udział roślin o większych wymaganiach termicznych. Wzrasta udział drzew ciepłolubnych i pojawiają się duże ilości paproci. Poza tym stwierdzono tu pałkę szerokolistną (*Thypa-latifolia*), która wymaga korzystniejszych warunków klimatycznych. Panowanie sosny (*Pinus*) i brzozy (*Betula*) skłania do przypuszczenia, że okres reprezentowany przez badany osad odznaczał się klimatem chłodnym, łagodniejszym w stropie aniżeli w spągu profilu. Na tej podstawie autorka profilu pyłkowego, M. Sobolewska, przypuszcza, że w Zbylczycach osad badany palynologicznie tworzył się na pograniczu późnego Würmu i holocenu.

Występowanie późnoglacialnej roślinności w dnie pradoliny blisko powierzchni wskazuje, że ówczesny poziom dna pradoliny był niższy od współczesnego o ok. 2,5 m. Początkowe głębokie wcięcie wód płynących pradoliną zostało zasypane do czasu powstania torfu, więc co najmniej do okresu późnego Würmu. Należy przypuszczać również, że w tym

okresie przepływająca pradoliną koło Zbylczyc rzeka nie posiadała dużo wody, a jej koryto znajdowało się bliżej północnego brzegu pradoliny.

Obecne koryto Neru koło Zbylczyc jest wąskie. Na tym odcinku pradolina jest pokryta łąkami. Jest to rezultat nie tylko pracy melioracyjnej, lecz także stosunków hydrograficznych, jakie obecnie można obserwować prawie na całej długości tej formy od Mrogi do Neru. W związku z tym nasuwa się wniosek, że im bliżej okresu współczesnego, tym pradoliną płynęło mniej wody.

Jak wykazują profile geologiczne, przy południowym brzegu pradoliny, kreda występuje blisko powierzchni, natomiast zapada ona w kierunku brzegu północnego. W tej części podłożem dla osadów rzecznych jest glina morenowa, której nie ma w części południowej pradoliny. Zaznacza się więc pewna zbieżność przesuwania się koryta Neru zgodnie z nachyleniem podłoża czwartorzędu. Być może, że ciągnie się tu w podłożu rynna z okresu mezozoiku, która warunkowała kierunek pradoliny i przepływających nią później rzek.

Określenie wieku torfu w Zbylczycach pozwala stwierdzić również, że w pradolinie w holocenie przybyło 2,5 m materiału w postaci piasku, który prawdopodobnie osadzał się podczas sezonowych powodzi.

W pradolinie warszawsko-berlińskiej, na odcinku zajęтым przez Ner, w miejscowości Polusin utwory czwartorzędowe mają tylko 4 m miąższości. Spąg tych utworów tworzy warstwowy piasek akumulacji rzecznej, na którym rozwinęła się gleba, następnie warstwa piasku o miąższości 1 m, w strukturze której zaznaczają się ślady głównie działalności eolicznej oraz warstwa piasku także o miąższości ok. 1 m, utworzona przez splukiwanie (fot. 1).

Analiza palynologiczna gleby wykazała, że utwór ten pochodzi z holocenu, z czasów intensywnej gospodarki człowieka (ryc. 12). Warstwowany piasek znajdujący się pod glebą prawdopodobnie powstał w starszym holocenie.

W profilu pyłkowym w Polusinie, ku górze następuje zmniejszenie się frekwencji pyłku *Pinus*, przy jednoczesnym zwiększeniu się udziału pyłków *Betuli* i *Gramineae*. Te zmiany w składzie roślinności są odbiciem zimniejszego wahnięcia klimatycznego, którego następstwem była również zwiększona działalność eoliczna zaznaczająca się w strukturze warstwy piasku pokrywającego glebę. Piasek ten kończy więc fazę chłodną i suchą, po której nastąpiła faza klimatu bardziej wilgotnego. Reprezentują ją osady stopowe utworzone przez splukiwanie.

Badania B. Frenzela [10] wykazały, że w holocenie, przy końcu okresu atlantyckiego nastąpiło krótkotrwałe zimne wahnięcie klimatu przypadające na ok. 3000 lat p.n.e. Brak analizy C14 gleby w Polusinie nie pozwala na dokładne określenie jej wieku, lecz nawiązując do wymienionych badań tego autora wolno sądzić, że wyrażone w profilu pył-



Fot. 1. Polusin. Struktura osadów

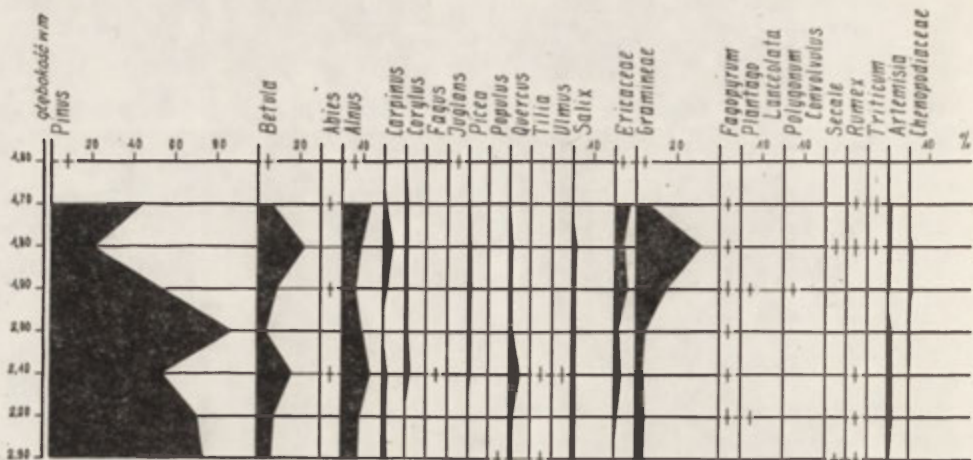
1 — piasek warstwowany rzeczny ze starszego holocenu, 2 — gleba holocenińska, 3 — piasek ze śladami działalności eolicznej z okresu atlantyckiego, 4 — piasek akumulowany przez spłukiwanie w okresie subborealnym

Polusin. Structure of the deposits

1 — Early Holocene stratified fluvial sand, 2 — Holocene soil, 3 — sand showing traces of eolian action from the Atlantic phase, 4 — sand accumulated by slopewash during the sub-Boreal phase

kowym w Polusinie ochłodzenie, które znalazło również odbicie w strukturze osadów mineralnych, nastąpiło w końcu okresu atlantyckiego. Natomiast stropowe osady w Polusinie, wskazujące na klimat wilgotniejszy, tworzyły się już w okresie subborealnym.

Bezpośrednim podłożem osadów holocenińskich w Polusinie są utwory kredowe. Na tym odcinku w rozwoju morfologicznym pradoliny do holocenu dominowała erozja, która zniszczyła utwory trzeciorzędowe i plejstoceni. Akumulacja holocenińska nie była duża. Do okresu atlantyckiego, to jest do wytworzenia gleby, woda osadziła tylko 2 m piasku. Po tym okresie również przybyło ok. 2 m osadów. Wymienione fakty



Ryc. 12. Diagram pyłkowy z młodszego holocenu w Polusinie (wg M. Sobolewskiej)
Polusin. Pollen diagram of the Early Holocene deposits (after M. Sobolewska)

wskazują także, że w okresie atlantyckim okolice Polusina znajdowały się już poza zasięgiem wód pradoliny, które przesunęły się do północnej części.

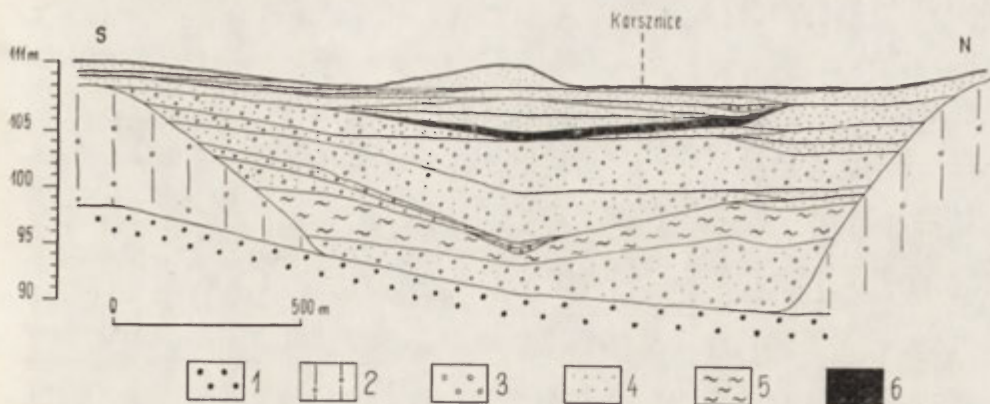
POŁUDNIOWE ODGAŁĘZIENIE PRADOLINY WARSZAWSKO-BERLIŃSKIEJ

Przekrój geologiczny z Karsznic przedstawia osady wypełniające dolinę, która jest południowym odgałęzieniem pradoliny warszawsko-berlińskiej (ryc. 13). Rzeka, która utworzyła tę dolinę, rozcięła osady plejstoceńskie i dotarła do trzeciorzędu. Głębokość wcięcia wynosi ponad 19 m.

W budowie osadów dolinnych w Karsznicach wyróżniają się dwie warstwy: w dolnej części przekroju warstwa iłu oraz w górnej części torf. Obie te warstwy powstały w okresie, kiedy odpływ wody doliną był bardzo mały lub zupełnie zanikał. Warstwy te rozdzielają serie piasku i żwiru, które odzwierciedlają okresy większej aktywności wody płynącej.

Analizę pyłkową torfu z Karsznic wykonała Z. Kopikowa, która stwierdza, że jest on starszy niż opracowane przez K. Wasylikową [21] osady późnego glacjału w Witowie. Duży udział roślin zielnych w Karsznicach dochodzący do 94% oraz występowanie między innymi widliczki (*Selaginella selaginoides*) i światłożadnych jak *Helianthemum*, *Artemisia*, *Armeria*, a także *Chenopodiaceae* i *Caryophyllaceae* świadczy o warunkach bezleśnych — tundrowych (ryc. 14). Przy tym obecność glonu *Pediastrum* pozwala sądzić, że roślinność rozwijała się w warunkach tundry podmokłej, zabagnionej.

W Karsznicach profil pyłkowy nie jest pełny. W stropowej części zaznacza się tendencja do zwiększenia udziału drzew przy jednoczesnym



Ryc. 13. Przekrój geologiczny doliny koło Karsznice

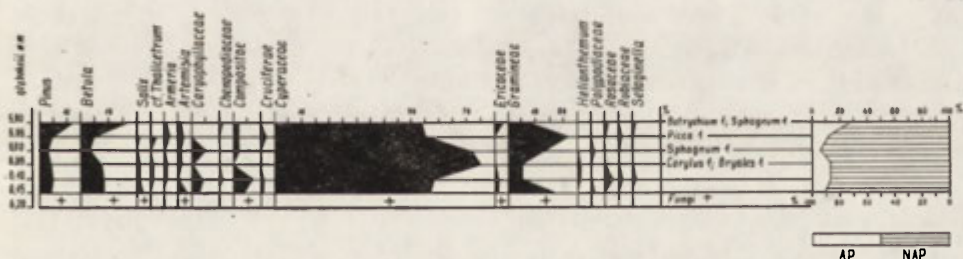
1 — trzeciorzęd, 2 — glina morenowa, 3 — żwir, 4 — piasek, 5 — ił, 6 — torf

Geological cross-section of a valley near Karsznice

1 — Tertiary, 2 — boulder clay, 3 — gravel, 4 — sand, 5 — clay, 6 — peat

zmniejszaniu się udziału roślin zielnych. Na podstawie tego faktu należy przypuszczać, że odnowienie odpływu wód przez Karsznice, po osadzeniu się torfu, spowodowało zniszczenie górnej i środkowej części tego utworu. Wymieniony diagram reprezentuje tylko początek pewnego okresu, w którym roślinność mogła się rozwijać.

Zdaniem Z. Kopikowej diagram pyłkowy z Karsznice wykazuje pewne



Ryc. 14. Diagram pyłkowy torfu z Karsznice (wg Z. Kopikowej)

Karsznice. Pollen diagram of peat (after Z. Kopikowa)

podobieństwo do diagramu pyłkowego z miejscowości Zator [13]. Jak wiadomo, torf z Zatoru jest datowany przy pomocy radiowęglą na starszy niż 40 000 lat. W. Koperowa i A. Srodoń [13] przypisują mu wiek osadów pleniglacjału A.

Przyjęcie wieku pleniglacjału A dla torfu z Karsznice ułatwia określenie czasu akumulacji piasku i żwiru znajdującego się pod tym torfem. Materiał ten posiada wiele wkładek o gorszym sortowaniu cząstek niż pozostałe osady rzeczne. Te liczne wkładki występujące przy stoku świadczą o transporcie poprzecznym do osi doliny. Wykazują one, że

rzeka nie była w stanie odprowadzić napływającego ze stoku doliny materiału skalnego. Z prac wielu autorów jest wiadomo, że najbardziej sprzyjające warunki dla rozwoju procesów stokowych występują na obszarach peryglacialnych [4, 6]. W związku z tym można przyjąć, że piasek i żwir znajdujący się pod torfem w Karsznicach był akumulowany w warunkach zimnych i odzwierciedla etap niższych temperatur niż te, w których powstał torf.

Należałoby więc sądzić, że omawiany piasek i żwir odpowiada zimnemu wahnięciu klimatycznemu przed powstaniem torfu. Ten etap niskich temperatur odznaczał się większymi opadami, które powodowały również większą aktywność rzek i w konsekwencji tego intensywniejszą akumulację w dolinach. Omawiany piasek i żwir jest starszy od torfu, lecz czas jego akumulacji prawdopodobnie przypada jeszcze na pleniglacjał A, bezpośrednio po brörupie.

Ił, znajdujący się pod wymienioną serią piasku i żwiru, wskazuje na zmianę warunków sedymentacyjnych w całej dolinie. Następuje okres przerwy w odpływie wody doliną około Karsznic. Zmiana warunków sedymentacyjnych wiąże się ze zmianą klimatu, można więc przypuszczać, że warstwa łu powinna odpowiadać ciepłemu okresowi, być może okresowi brörup, którego organiczne osady zostały zniszczone w fazie akumulacji piasku i żwiru pokrywającego ten łu. Przykryte łem, słabo sortowane osady żwirowe z kolei odpowiadałyby zimnemu wahnięciu klimatu, które poprzedzało brörup.

Jak wykazuje struktura osadów rzecznych przedstawiona na ryc. 13, po pleniglacjał A odpływ wody doliną odnawia się, wskutek czego część osadów tego okresu zostaje zniszczona. Później następuje akumulacja stropowych utworów piaszczystych, z których powstały wydmy. Ich wiek jest trudny do określenia, gdyż poza tym, że powstały one z osadów rzecznych, innych bezpośrednich danych nie znaleziono.

Badania wydym w Witowie, znajdujących się w niewielkiej odległości od Karsznic, pod względem strukturalnym [8], pylynologicznym [21] oraz datowania C14 [2] wykazały, że początek okresu wydymotwórczego przypada tu na okres starszego dryasu. Badania pradoliny warszawsko-berlińskiej wykazały również, że zmiana kierunku rzek w okolicy Łęczycy nastąpiła w końcu fazy pomorskiej [11]. W tym czasie dolina koło Karsznic została opuszczona przez rzekę Moszczenicę. Piasek nagromadzony w jej dnie był materiałem, z którego powstały wspomniane wydmy karsznicke. Zestawiając wyniki wymienionych prac można przyjąć, że wydmy w Karsznicach są tego samego wieku co wydmy w Witowie, a więc późnoglacialnego.

Określenie wieku wydym pozwala na rozpoznanie przebiegu zdarzeń w omawianej dolinie po okresie pleniglacjału A. Miąższość warstwy piasku, z którego powstały wydmy wynosi 5,80 m. Składa się on prawie z jednolitej frakcji, co dowodzi pewnej stałości i jednostajności procesu

akumulacyjnego, który jak wynika z rozważań nad wiekiem wydm karszniczkich, odbywał się na pograniczu pełni Würmu i jego okresu schyłkowego. Fakty te pozwalają sądzić, że od pleniglacjału A do fazy pomorskiej w budowie osadów istnieje luka erozyjna. Okres pełni Würmu odznaczał się tu przewagą erozji nad akumulacją. Dopiero pod koniec fazy pomorskiej rozpoczęło się zasypywanie doliny osadami piaszczystymi, z których powstały wymienione wydmy.

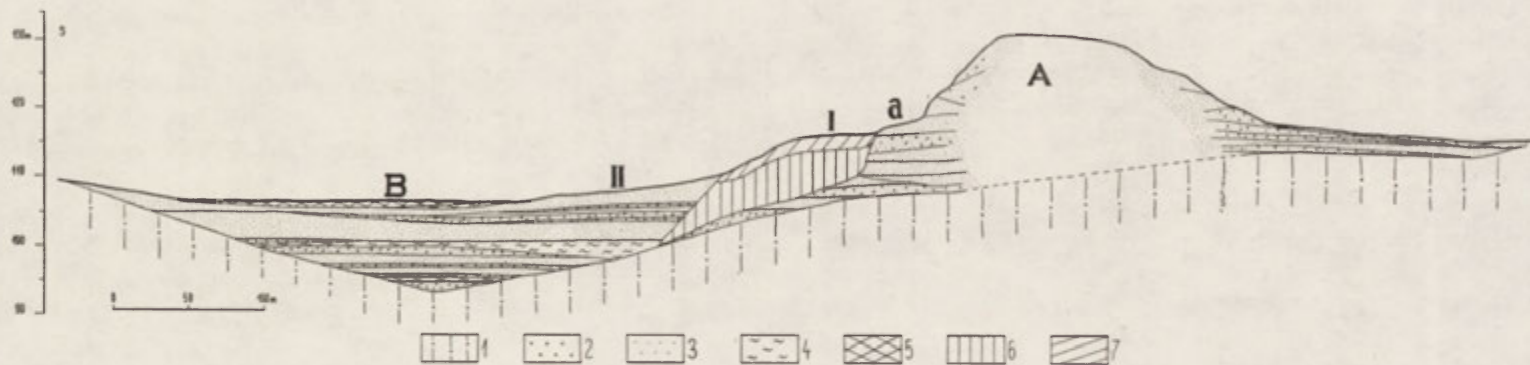
Nad tą samą doliną, w odległości ok. 4 km na zachód od Karsznic znajduje się miejscowość nazwana Górą Św. Małgorzaty, w której występuje wzgórze o tej samej nazwie. Jest ono zbudowane z utworów glacyj-fluwialnych. Wzgórze to posiada ok. 25 m wysokości względnej. Góra Św. Małgorzaty wyraźnie zaznacza się w krajobrazie.

Położenie i budowa spowodowały, że zagadnienie genezy tej formy stało się przedmiotem szczególnego zainteresowania geologów i morfologów [15, 19, 3, 11].

Przygotowania do VI Kongresu INQUA w 1961 r., w których autor niniejszej pracy brał czynny udział, zapoczątkowały nowy kierunek badań w Górze Św. Małgorzaty. Zwrócono uwagę na ślady zmian klimatycznych w strukturze osadów w okresie Würmu. Na ten temat została opublikowana praca J. Dylika [3]. W ramach niniejszej pracy uzyskano kilka obserwacji mogących uzupełnić badania poprzednie.

Góra Św. Małgorzaty tworzy częściowo północną krawędź doliny, która jest południowym odgałęzieniem głównej rynny pradoliny warszawsko-berlińskiej (ryc. 15). Dolina jest wcięta w glinę morenową do głębokości 17 m. Osady rzeczne wypełniające ją wykazują, że nie zawsze posiadała ona dużo wody. Świadectwem tego są warstwy łu rozciągające się na całą szerokość doliny. Liczba warstw łu wskazuje na co najmniej dwukrotne przerwanie odpływu wody, co stwarzało przychylne warunki dla rozwoju roślinności. Pomimo zaniku w dolinie ruchu wody, nie ma tu osadów organicznych. Prawdopodobnie każdorazowe wznowienie przepływu powodowało ich niszczenie pozostawiając tylko łu.

Porównanie profilów geologicznych z Góry Św. Małgorzaty i rejonu Karsznic, dotyczących tej samej doliny, pozwala sądzić, że środkowa warstwa łu rozciągająca się przez całą szerokość doliny w Górze Św. Małgorzaty pod względem wieku jest odpowiednikiem warstwy łu z Karsznic, który prawdopodobnie tworzył się w brörupie. Natomiast dolna warstwa łu w Górze mogła powstać podczas ocieplenia amersfoort. Warstwa łu występująca w górnej części osadów dolinnych w Górze Św. Małgorzaty jest również rezultatem zmniejszania się odpływu wody w rzece, podobnie jak to istnieje obecnie. Piasek i żwir rozdzielony warstwami łu w dolinie analogicznie jak w Karsznicach można interpretować jako wyraz würmskich faz chłodnych. Na podstawie litologii osadów rzecznych w Górze Św. Małgorzaty można mówić o trzech lub nawet o czterech zaznaczających się fazach chłodnych.



Ryc. 15. Przekrój geologiczny z Góry Św. Małgorzaty

1 — glina morenowa, 2 — żwir, 3 — piasek, 4 — il, 5 — torf współczesny, 6 — osady peryglacjalne stokowe wg J. Dylaka 1963, 7 — osady peryglacjalne rzeczne przedstawione na fot. 2. A — Góra Św. Małgorzaty, B — dolina południowego odgażenia pradolina warszawsko-berlińskiej, a — terasa z okresu deglacjacji stadium Warty, I starsza terasa peryglacjalna z okresu pełni Wurm, II — młodsza terasa peryglacjalna z okresu pełni Würmu

Geological cross-section, Góra Św. Małgorzaty

1 — boulder clay, 2 — gravel, 3 — sand, 4 — clay, 5 — recent peat, 6 — periglacial slope deposits, after J. Dylak, 1963, 7 — periglacial fluvial deposits shown on Photo 2. A — the hill, B — valley of southern branch of the Warsaw-Berlin pradolina, a — terrace from deglaciation of the Warta ice-sheet, I — older periglacial terrace from the Würm climax, II — younger periglacial terrace of the Wurm climax



Fot. 2. Góra Św. Małgorzaty. Szczeliny mrozowe w terasie peryglacialnej starszej
1 — szczeliny mrozowe

Góra Św. Małgorzaty. Frost fissures in older periglacial terrace
1 — frost fissures

Dolina w rejonie Góry Św. Małgorzaty w okresie Würmu była zbiornikiem, do którego kierował się transport spowodowany procesami stokowymi, a głównie spłukiwaniem i kongeliflukcją. Dowodem tego jest seria materiału kongeliflukcyjnego pokrywającego osady fluwioglacjalne (ryc. 15). Tę serię opisał J. Dylik [3]. Pod kongeliflukcją leżą osady akumulowane przez wodę. W ich stropie występują smugi przemieszczonej przez wodę gleby kopalnej z węgielkami drzew, które badała M. Reymannová [3]. Autorka ta stwierdza, że pochodzą one z sosny zwyczajnej (*Pinus silvestris*). Śladów innej roślinności w tych warstwach nie znaleziono. Tę wiadomość również zamieszcza w swej pracy J. Dylik [3].

Wymieniona seria kongeliflukcyjna w stropie jest ścięta przez erozję rzeczną. W jej strukturze, obok warstw dobrze sortowanego piasku o przekątnej laminacji, występują warstwy bardzo drobnego piasku z ripple markami fazy falistej lub warstwy piasku bez laminacji. W tych osadach rzecznych znajduje się również materiał słabo sortowany, o prawie nieczytelnej stratyfikacji oraz warstwy kamieni. Obtoczenie kamieni jest różne. Skład petrograficzny warstw kamienistych jest ten sam co materiału glacialnego budującego Górę Św. Małgorzaty. Podobieństwo petrograficzne wskazuje, że materiał omawianych osadów rzecznych w większości pochodzi z tego wzgórza.

Struktura wymienionych osadów odzwierciedla częstą zmienność nateżenia siły rzeki, która osadzała materiał dobrze sortowany i niesortowany. To zróżnicowanie strukturalne wskazuje, że rzeka otrzymywała dużo materiału stokowego z Góry Św. Małgorzaty. Nie było to pojedyncze spadanie okruchów skalnych ani sporadyczne obrywy. Wymieniona struktura wskazuje, że rzeka była często przeładowana materiałem, którego nie mogła posortować. Był więc to transport stokowy w pewnym okresie stały i obfity, powodowany przez splukiwanie i kongeliflukcję. Materiał stokowy z chwilą dostania się w obręb działania rzeki bliżej stoku był słabiej porządkowany, natomiast dalej od stoku był sortowany przez wodę. Struktura warstwowa opisywanych osadów jest więc rezultatem splukiwania i kongeliflukcji oraz wody płynącej w rzece i jest odbiciem akumulacji w warunkach peryglacialnych.

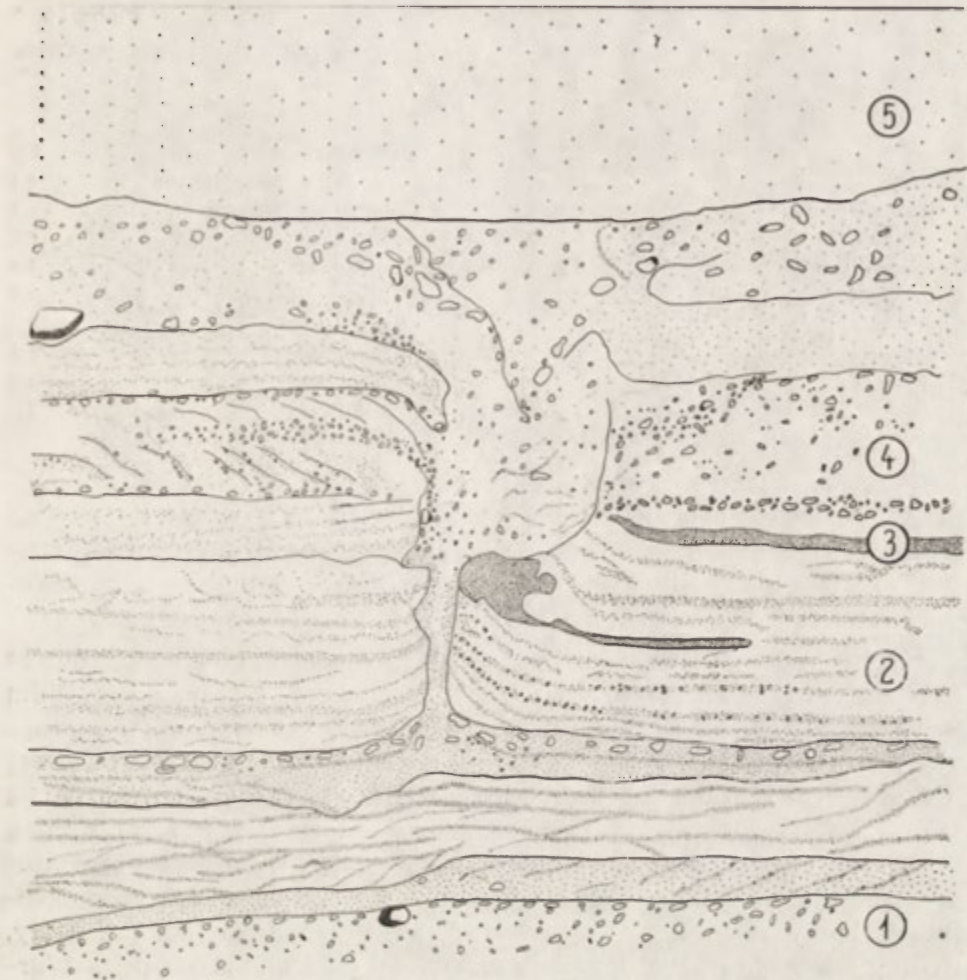
Obecny południowy stok Góry Św. Małgorzaty jest spłaszczony na odcinku występowania wymienionych osadów rzecznych. Jego budowa odróżnia się od struktury wzgórza i świadczy, że opisywane osady rzeczne tworzą terasę akumulacyjną wieku peryglacialnego.

W stropie tej terasy rozciąga się warstwa łu zwapnionego o miąższości od 2 do 3 cm, która często jest przerywana (ryc. 16). Na niektórych odcinkach warstwa ta jest zniszczona. łu zwapniony poddano analizie palynologicznej, którą wykonała M. Sobolewska. Wśród pyłków panuje tu sosna (*Pinus*) i brzoza (*Betula*). Jodła (*Abies*) i dąb (*Quercus*) występują tylko w śladach (tab. 3). Zbiorowisko roślinności zielnej, według oceny tej autorki, wskazuje, że las sosnowo-brzozowy był mało zwarty i miał charakter parkowy. Miąższość warstewki łu zwapnionego, który poddano analizie, nie pozwala na pobranie większej ilości prób. Stąd wynikają trudności w podaniu bliższej charakterystyki okresu, w którym ten osad się tworzył. Na podstawie uzyskanych danych M. Sobolewska stwierdza tylko, że roślinność ta rozwijała się w okresie chłodnym.

łu zwapniony tworzy horyzont palynologiczny okresu, w którym były warunki dla rozwoju drzew i roślin zielnych. Można twierdzić, że w Górze św. Małgorzaty łu zwapniony charakteryzuje tylko dolną część osadów zawierających pyłki, partie stropowe wskutek erozji i denudacji zostały prawie zupełnie zniszczone.

Spektra pyłkowe wykazują, że w Górze Św. Małgorzaty występują osady tego samego okresu, w którym tworzył się torf w Karsznicach, a więc pleniglacja A.

Terasa peryglacialna i warstwa łu zwapnionego w Górze Św. Małgorzaty jest rozcięta przez szczeliny mrozowe (fot. 2, ryc. 16). W materiale wypełniającym szczeliny znajdują się również bryłki tego łu. W wyższej części stoku Góry występuje druga seria osadów kongeliflukcyjnych, w której znajdują się graniaki. Występowanie szczelin mrozowych i graniaków oraz kongeliflukcji wskazuje na zimny i kónty-



Ryc. 16. Góra Św. Małgorzaty. Osady starszej terasy peryglacialnej przerwane przez szczelinę mrozową

1 — dolne osady kongeliflukcyjne, 2 — starsza terasa peryglacialna z pełni Würmu 3 — warstwa iltu zwapnionego, 4 — osady kongeliflukcji górnej, 5 — gleba współczesna

Góra Św. Małgorzaty. Deposits of the older periglacial terrace with frost fissures

1 — lower congelifluction deposits, 2 — older periglacial terrace from the Würm climax 3 — calcified clay, 4 — upper congelifluction deposits, 5 — recent soil

mentalny klimat, który w Górze Św. Małgorzaty mógł charakteryzować fazę leszczyńską. Horyzont szczelin mrozowych w terasie peryglacialnej i osady stokowe z graniakami są przykryte niesortowanym materiałem o dużej zawartości cząstek pylastych, a następnie glebą współczesną, co odzwierciedla ryc. 16, fot. 2. Na podstawie struktury osadów Góry Św. Małgorzaty i osadów dolinnych oraz w tym rejonie analizy palynologicznej można uczynić próbę sporządzenia schematu stratygrafii Würmu w wymienionej miejscowości (tab. 4).

Procentowe zestawienie pyłków roślin wykrytych w ił zwapnionym w Górze Św. Małgorzaty
(wg M. Sobolewskiej)

<i>Pinus</i>	53,2	<i>Helianthemum</i>	0,7
<i>Betula</i>	8,6	<i>Polygonum convolvulus</i>	0,7
<i>Artemisia</i>	3,6	<i>Polygonum persicaria</i>	0,7
<i>Armeria</i>	0,7	<i>Potentilla</i>	5,0
<i>Caryophyllaceae</i>	0,7	<i>Rubiaceae</i>	1,4
<i>Chenopodiaceae</i>	0,7	<i>Urtica</i>	0,7
<i>Compositae</i>	0,7	<i>Batrachium</i>	0,7
<i>Cruciferae</i>	1,4	<i>Polypodiaceae</i>	1,4
<i>Cyperaceae</i>	2,9	<i>Selaginella</i>	1,4
<i>Gramineae</i>	4,3	<i>Sphagnum</i>	1,4

Najbardziej udokumentowaną warstwą osadów w Górze Św. Małgorzaty jest wymieniony ił zwapniony. Jego sytuacja jest jasna. Leży na terasie peryglacialnej, stanowi dowód zmniejszania przepływu wody oraz jest śladem zimnej fazy następującej po brörupie. W dolinie temu okresowi zimnemu odpowiada piasek i żwir pokrywający ił środkowy.

Przyjęcie dla iłu zwapnionego wieku pleniglacjału A wykazuje, że terasa peryglacialna oznaczona na ryc. 15 liczbą I, a przede wszystkim dolna kongeliflukcja znajdująca się pod terasą jest starsza niż zwapniony ił. W świetle tych faktów określenie pozycji stratygraficznej utworów kongeliflukcyjnych jest trudne. Nie ma jednak danych na to, ażeby wymienione utwory umieszczać chronologicznie w fazie zimnej, przed brörupem. Prawdopodobnie powstały one we wczesnym etapie pleniglacjału A, bezpośrednio po brörupie. Wiek osadów dolnej kongeliflukcji byłby również zgodny z wynikami badań J. Dylika [3], który, według własnego podziału, zalicza omawiany osad do okresu pełni Würmu. Na podstawie wymienionych faktów należy przyjąć, że w dolnej kongeliflukcji osady terasy peryglacialnej starszej i ił zwapniony powstały w fazie zimnej następującej po brörupie (pleniglacjał A lub zgodnie z J. Dylikiem — pełnia Würmu). Osady wczesnego Würmu (Würm wstępujący wg J. Dylika) w Górze Św. Małgorzaty nie przechowały się, natomiast w dolinie do tego okresu należą wszystkie utwory znajdujące się pod strefą zaliczoną do pleniglacjału A (tab. 4).

Interglacjał eemski w Górze Św. Małgorzaty nie jest dotychczas rozpoznany, a osady würmskie bezpośrednio leżą na glinie morenowej i glajofluwialnym materiale wieku stadium Warty.

Porównanie części profilów geologicznych znajdujących się powyżej poziomu określonego jako pleniglacjał A w Górze Św. Małgorzaty i w dolinie wykazuje, że w dolinie przechowały się ponadto szczątki osadów paudorfskich w postaci niezupełnie zniszczonej warstwy iłu górnego. Osadów tego odcinka czasu w profilu Góry brakuje.

Schemat stratygrafii Würmu w Górze Św. Małgorzaty

Podokresy	Dolina	Góra Św. Małgorzaty	Wg J. Dylika 1963
Holocen	Torf	Brak śladów	—
Późny Würm	Brak śladów	jw.	Würm zstępujący
Faza pomorska	jw.	jw.	Würm pełnia
Interfaza	jw.	jw.	
Faza poznańska	jw.	jw.	
Interfaza	jw.	jw.	
Faza leszczyńska	Piasek i żwir pokry- wający łą górny	Kongeliflukcja górna, graniaki, szczeliny mrozowe w starszej terapie peryglacialnej	
Paudorf	Łą górny?	Brak śladów	
Faza zimna (pleniglacjał A)	Piasek i żwir pokry- wający łą środkowy	Łą zwapniony, osady starszej terasy pery- glacialnej, dolna kon- geliflukcja	
Brörup	Łą środkowy?	Brak śladów	
Faza zimna	Piasek i żwir znajdu- jący się pod łem środkowym	jw.	Würm wstępujący
Amersfoort	Łą dolny?	jw.	
Faza zimna (stadiał szczeciński)	Piasek i żwir znajdu- jący się pod łem dolnym	jw.	
Interglacjał eemski	Brak śladów	jw.	—
Riss — Stadiał Warty	Gлина morenowa	Osady glaciofluwalne	—

Kolejnym faktem zapisanym w strukturze są szczeliny mrozowe na terasie peryglacialnej z pełni Würmu oraz górne utwory kongeliflukcyjne i graniaki. Powstały one podczas fazy leszczyńskiej. Temu okresowi w dolinie odpowiada osad piaszczysto-żwirowy stropowej części profilu.

Starsze osady ani w Górze Św. Małgorzaty, ani w dolinie nie zachowały się.

Omawiane osady stokowe i starsza terasa z pełni Würmu występują tylko na niewielkim odcinku z południowej strony Góry Św. Małgorzaty. W pozostałej części wzgórza osadów tych nie stwierdzono. Góra Św. Małgorzaty jest obecnie wydłużona w kierunku N-S. Od wschodniej i zachodniej strony przylegają do niej głęboko w wysoczyznę wcięte zatoki. Wymienione obniżenia przylegające do Góry od E i W wykazują, że po zlodowaceniu fazy leszczyńskiej doliną płynęły wysokie wody, które zniszczyły część wcześniej utworzonych osadów stokowych.

Zarysowana w morfologii doliny druga terasa peryglacialna utworzyła się po fazie leszczyńskiej, lecz brak osadów w dolinie utrudnia dokładne rozpoznanie jej wieku. Prawdopodobnie powstała ona również w okresie pełni Würmu.

Przedstawione fakty strukturalne i palynologiczne pozwalają na wyróżnienie pewnych etapów rozwoju morfologii najbliższej okolicy Góry Św. Małgorzaty. Okres deglacjacji stadium Warty zaznacza się akumulacją głównie gliny morenowej, na którą nasadzone zostało wzgórze zbudowane z utworów glaciofluwialnego pochodzenia. W tym okresie również rozpoczyna się działalność erozyjna wód roztopowych. W części wzgórza zbudowanego z utworów fluwioglacjalnych oraz występującej w spągu glinie morenowej zostaje wycięta dolina, którą jak wykazuje przekrój, posiadała prawdopodobnie tylko jedną terasę. Ze względu na brak osadów interglacjalu eemskiego i wynikające stąd trudności w rozpoznaniu morfologii powierzchni w tym okresie należy przypuszczać, że kierunek i zasięg procesów rzeźbotwórczych w ostatnim okresie zimnym był zależny od rzeźby glacialnej utworzonej w stadium Warty.

Dolina rzeki z okresu glacialnego w Górze Św. Małgorzaty była szersza niż dolina współczesna. W interglacjale eemskim dolina ta prawdopodobnie miała jeszcze tę samą szerokość. Występowanie na utworach glacialnych osadów stokowych świadczy o tym, że na początku Würmu znaczna część doliny była wolna od przepływu wody. W dolinie były sprzyjające warunki dla gromadzenia się osadów stokowych. Okres tej akumulacji przypada na pełnię Würmu.

Dalszym zdarzeniem odtworzonym na podstawie analizy struktury osadów w Górze Św. Małgorzaty jest powstanie starszej terasy peryglacialnej reprezentującej okres zimny następujący po brörupie. Obecne jej położenie na wysokości ok. 111 m n.p.m. świadczy, że w czasie tworzenia tej terasy wody pradoliny rozlewały się szeroko. W tym okresie teren wydm karsznickich był również dnem ówczesnej rzeki. W dolinie erozja była duża, co spowodowało prawdopodobnie zniszczenie osadów organicznych z okresu brörupu, które spoczywały na środkowym ile.

Brak utworów poudorfskich pozwala sądzić, że faza leszczyńska zapisała się w strukturze początkowo erozją a później, jak wskazują osady

dolinne oraz górna kongeliflukcja z graniakami, akumulacją, lecz mniej intensywną niż w poprzednich fazach zimnych. Od tego czasu w okolicach Góry Św. Małgorzaty dominowała erozja nad akumulacją.

Pewne podobieństwo zjawisk można obserwować również w okolicy Orszewic. Występująca tu glina morenowa na niektórych odcinkach w stropie jest mocno spiaszczona (ryc. 17). Poza tym występują w niej



Ryc. 17. Orszewice. Struktura osadów

1 — gleba współczesna, 2 — niewarstwowany piasek i żwir, 3 — piasek i żwir pochodzenia kongeliflukcyjnego, 4 — szczeliny mrozowe, 5 — smugi margliste, 6 — osad przemieszczony kongeliflukcyjnie

Orszewice. Structure of the deposits

1 — recent soil, 2 — unstratified sand and gravel, 3 — sand and gravel of congelifluction origin, 4 — frost fissures, 5 — marly streaks, 6 — deposits displaced by congelifluction

rozciągnięte wkładki bardziej przemytego piasku i smugi margliste. Układ oraz kształt smug i wkładek wskazuje, że osad ten nie znajduje się in situ lecz jest przemieszczony. Brak sortowania materiału świadczy, że przemieszczenie jego nastąpiło nie pod wpływem wody, lecz wskutek kongeliflukcji. W tym osadzie od powierzchni ciągną się do 2 m w głąb szczeliny wypełnione drobnym piaskiem. Warto również zaznaczyć, że w okolicy Orszewic, w osadach drobnego piasku występują graniaki oraz kamienie z powierzchnią bardzo dokładnie wypolerowaną przez wiatr. Łącząc wszystkie wymienione fakty jak: obecność utworów kongeliflukcyjnych szczelin oraz graniaków można sądzić, że struktura dolnej części osadów w Orszewicach przedstawionych na ryc. 17 jest rezultatem wpływu klimatu zimnego tej samej fazy, w której tworzyła się

górna kongeliflukcja, szczeliny i graniaki w Górze Św. Małgorzaty, a więc fazy leszczyńskiej.

W Orszewicach osady te są przykryte początkowo piaskiem warstwowanym a następnie żwirem, który tworzy nie tylko horyzontalne, lecz także skośne i pionowe warstewki często wygięte, wskazujące na transport materiału odbywający się w płynącej masie gruntu nasyconej wodą, w której tworzyły się loby, ale bez możliwości sortowania cząstek. W strukturze zaznaczają się te cechy materiału, które J. Dylík [4] określa nazwą kongeliflukcją. Powierzchnia wymienionego utworu została urozmaicona przez zagłębienia, a także przez szeroką szczelinę wypełnioną żwirem. Cechy strukturalne opisywanego osadu pozwalają przypuszczać, że akumulacja jego odbywała się w warunkach zmarzliny, a osad ten jest odbiciem panowania klimatu zimnego. Brak materiału, który pozwoliłby na datowanie tych osadów utrudnia określenie ich wieku, można jednak sądzić, że omawiana seria utworów zaznaczona na ryc. 17 numerem 3 pochodzi z okresu fazy poznańskiej. W budowie osadów w Orszewicach są więc zapisane w postaci struktur peryglacjalnych zdarzenia dwóch faz ostatniego zlodowacenia Polski: fazy leszczyńskiej i fazy poznańskiej. Brakuje tu osadów interfazy cieplej, rozdzielającej wymienione fazy zimne.

Osady plejstocenijskie przykryte są piaskiem słabo sortowanym oznaczonym na ryc. 17 numerem 2, w którym nie wszędzie stratyfikacja jest czytelna. Odzwierciedla ona działalność wód periodycznych powodujących rozmywanie górnej części osadów peryglacjalnych. Na głębokości ok. 1,0 m w warstwie tej miejscami pojawia się pokrywa trawertynu do 4 cm miąższości. W świetle analizy pyłkowej ten trawertyn jest osadem okresu subborealnego (tab. 5). W Orszewicach brakuje więc

Tabela 5

Procentowe zestawienie pyłków roślin w trawertynie z okresu subborealnego w Orszewicach (wg M. Sobolewskiej)

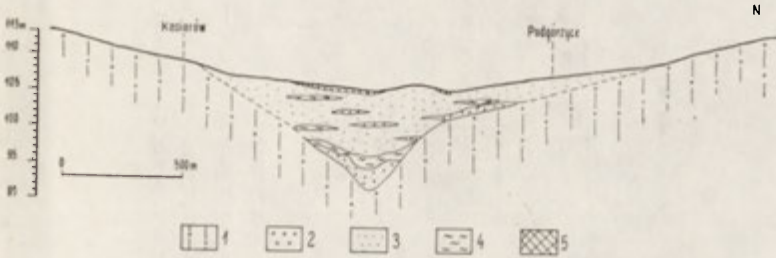
<i>Pinus</i>	8,8	<i>Ulmus</i>	0,2
<i>Betula</i>	0,7	<i>Gramineae</i>	0,2
<i>Abies</i>	1,2	<i>Hedera</i>	0,2
<i>Alnus</i>	28,0	<i>Umbelliferae</i>	1,5
<i>Carpinus</i>	5,8	<i>Potamogeton</i>	0,5
<i>Corylus</i>	33,2	<i>Sparganium</i>	0,2
<i>Picea</i>	0,5	<i>Polypodiaceae</i>	17,8
<i>Quercus</i>	0,2	<i>Sphagnum</i>	0,5
<i>Tilia</i>	1,9		

utworów z okresu wczesnego holocenu. Mała miąższość osadów drugiej połowy holocenu świadczy, że od początku okresu subborealnego, to jest na przestrzeni ok. 5000 lat od dziś, na równinnej powierzchni w okolicy Orszewic powstała warstwa osadów o miąższości ok. 1 m, która została

spłukana z kulminacji znajdującej się w południowej części tej miejscowości.

Na zachód od Góry Św. Małgorzaty, w Podgórzycach, południowe odgałęzienie pradoliny warszawsko-berlińskiej posiada dużą szerokość. W dnie doliny występują niskie i szerokie ławice piaszczyste.

Dolina jest wypełniona łem, piaskiem i żwirem (ryc. 18). W dolnej części osadów, przez całą szerokość doliny, ciągnie się warstwa łu, który



Ryc. 18. Przekrój geologiczny doliny koło Podgórzyc

1 — glina morenowa, 2 — żwir, 3 — piasek, 4 — łu, 5 — torf współczesny

Geological cross-section of the valley near Podgórzyc

1 — boulder clay, 2 — gravel, 3 — sand, 4 — clay, 5 — recent peat

odpowiada środkowemu łowiu w Górze Św. Małgorzaty. Osady znajdujące się ponad warstwą łu w Podgórzycach powstały w tych samych warunkach co podobne osady w Górze, więc w fazie klimatu zimnego, w której dzięki procesom mrozowym istniały sprzyjające warunki dla transportu stokowego. Dostarczał on dużo materiału skalnego do rzeki, co powodowało jej przeciążenie i wskutek tego akumulację bez należytego sortowania osadów przez wodę. Konsekwencją szybkiej akumulacji było podnoszenie się dna rzeki i jej spłykanie oraz podział na ramiona. Przepływ wody koło Podgórzyc odbywał się więc w warunkach błędzenia rzeki [9]. Świadectwem tego jest powstanie w strukturze górnej części osadów dolinnych licznych soczewek łu i żwiru (ryc. 18).

Ślady procesów uwarunkowanych klimatem zimnym można również obserwować na stoku tej samej doliny w Podgórzycach (ryc. 19). Struktura osadów jest zaburzona przez horyzont szczelin mrozowych zaznaczonych na ryc. 19 numerem 3. Szczeliny te zostały wypełnione bardzo drobnym piaskiem nawianym przez wiatr. Powstały one w tym samym okresie co szczeliny w starszej terasie peryglacialnej w Górze Św. Małgorzaty, przypuszczalnie podczas fazy leszczyńskiej. W Podgórzycach rozcinają one osady spłukiwania stokowego i osady warstwowane rzeczne oznaczone na ryc. 19 numerami 4 i 5. Szczeliny są przykryte osadem niesortowanym, w akumulacji którego znaczną rolę spełniała kongeliflukcja. Duża miąższość tego osadu wskazuje również na ilość materiału odprowadzanego po stoku doliny do rzeki.

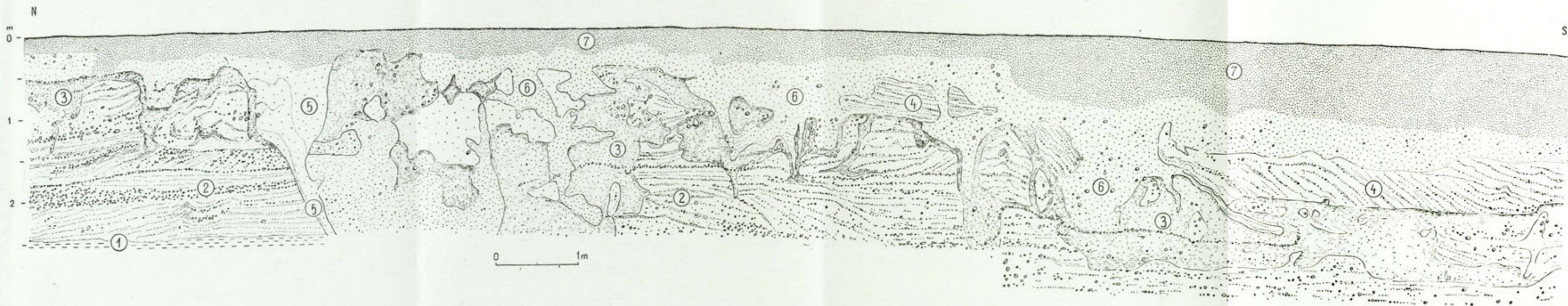


Ryc. 19. Struktura osadów na stoku doliny w Podgórzycach

1 — gleba współczesna, 2 — osady kongeliflukcyjne, 3 — szczeliny mrozowe, 4 — osady splukiwania, 5 — osady rzeczne

Structure of the deposits on valley side at Podgórzycze

1 — recent soil, 2 — conglifluction deposits, 3 — frost fissures, 4 — slopewash deposits, 5 — fluvial sediments



Ryc. 20. Wąkczew. Struktura osadów

1 — muł, 2 — warstwowy piasek i żwir terasy, 3 — niesortowany piasek i żwir brązowy, 4 — warstwowy piasek i żwir, 5 — drobny piasek żółty, 6 — niesortowany piasek i żwir szary, 7 — gleba współczesna

Wąkczew. Structure of the deposits

1 — silt, 2 — stratified terrace sand and gravel, 3 — unsorted brown sand and gravel, 4 — stratified sand and gravel, 5 — yellow fine-grained sand, 6 — unsorted grey sand and gravel, 7 — recent soil

W Podgórzycach występuje wyraźna współzależność rozwoju stoku i doliny. Reżim rzek jest zależny od procesów stokowych. Nasilenie denudacji na stoku odbija się w nasileniu akumulacji w dolinie. Od brö-rupu, który podobnie jak w Karsznicach i w Górze Św. Małgorzaty zaznaczałby się tu warstwą łu, w materiale dolinnym i na stoku występują głównie osady faz zimnych.

Wpływ warunków peryglacialnych na rozwój rzeźby można obserwować przy ujściu Zianu do pradoliny warszawsko-berlińskiej, w Wąkczewie. W ciągu ostatniego okresu zimnego na powierzchni terasy pradoliny, przebiegały liczne procesy rzeźbotwórcze (ryc. 20). Terasa ta zbudowana z warstwowego piasku i żwiru, oznaczonego na ryc. 20 numerem 2, jest przykryta warstwą piasku z dużą domieszką cząstek pylastych i łu. Materiał ten odróżnia się od innych osadów kolorem brązowym. Miąższość jego wynosi ok. 1 m. Ten brązowy materiał jest przykryty piaskiem o bardzo rytmicznej laminacji, który na ryc. 20 oznaczono numerem 4.

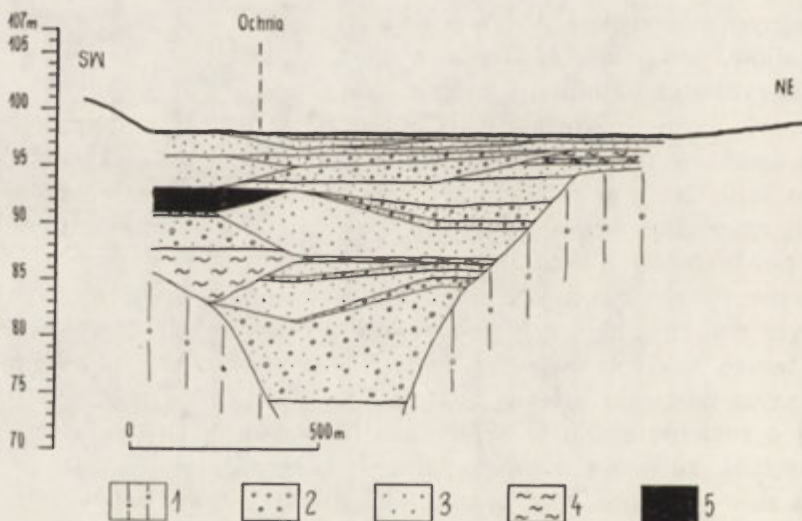
Kolejnym zdarzeniem, które można rozpoznać na podstawie struktury osadów, jest rozcięcie utworów budujących terasę, wskutek czego powstała rynna co najmniej 4 m szeroka i przeszło 3 m głęboka. W pewnym okresie rynna ta została wypełniona jednolitym piaskiem drobnym, o czym świadczy materiał oznaczony numerem 5. Stromość stoku omawianego zagłębienia pozwala przypuszczać, że tworzyło się ono w warunkach zmarzliny, która sprzyjała powstawaniu bardzo dużych nachyleń powodowanych erozją.

Obecnie rynna jest wypełniona niesortowanym piaskiem i żwirem, w którym znajdują się bryły poprzednio wymienionych utworów budujących terasę. Fakty te świadczą, że rzeka odpreparowała opisywaną rynnę, po czym nastąpiła kolejna akumulacja. Nawiązując do pracy J. Dylika [6] o rozwoju stoku w Walewicach w warunkach peryglacialnych można sądzić, że w Wąkczewie zdarzenia odbywały się również podczas klimatu zimnego i obecności zmarzliny. Wskutek erozji bryły zmarzniętego materiału spadały do rzeki i przykryte osadem niesionym przez wodę przechowały się w strukturze do dziś. Na podstawie przedstawionej budowy geologicznej terasy (ryc. 20) trudno jest określić czas poszczególnych zdarzeń rzeźbotwórczych, jednak wolno przypuszczać, że ostatnia faza erozji i później akumulacji brył w omawianej rynnicy odbywała się w okresie maksimum zlodowacenia północnopolskiego. W tym czasie nastąpiło znaczne zaostrenie klimatu, co warunkowało przebieg procesów zapisanych w strukturze osadów Wąkczewa.

Ślady późniejszych zmian morfologicznych na omawianym odcinku pradoliny trudne są do zaobserwowania. Od czasu fazy leszczyńskiej w okolicy Wąkczewa dominowała denudacja, która w wielu miejscach zrównała deniwelacje powierzchni utworzone przed nastąpieniem tej fazy.

DOLINA OCHNI

Przekrój geologiczny osadów wypełniających dolinę rzeki Ochni wykonano w miejscowości Łęki Kościelne. Dolina Ochni jest tu szeroka do ok. 4 km (ryc. 21). Wysokość jej dna na badanym odcinku wynosi 98 m n.p.m. Dolina jest wcięta w glinie morenowej zlodowacenia środkowopolskiego. Asymetria doliny zaznacza się większą stromością SW stoku, a często zmieniająca się struktura osadów wypełniających dolinę świadczy o zmiennej dynamice Ochni w minionych okresach. Rzeka ta wciniała się głęboko. Wiercenie do 27 m głębokości wykonane w jej dawnym korycie nie przebiło osadów rzecznych. Podobnie jak w strukturze innych dolin okolic Łęczycy, tak też i w strukturze osadów doliny Ochni, w Łękach Kościelnych, występuje w spągowej części warstwa iłu i w stropowej — warstwa mułu ze śladami substancji organicznej.



Ryc. 21. Przekrój geologiczny doliny Ochni koło Łęki Kościelnych
 1 — glina morenowa, 2 — żwir, 3 — piasek, 4 — il, 5 — materiał organiczny
 Geological cross-profile through the Ochnia valley near Łęki Kościelne
 1 — boulder clay, 2 — gravel, 3 — sand, 4 — clay, 5 — organic material

Badania palynologiczne tego mułu przeprowadziła M. Sobolewska. Autorka ta stwierdza, że w spągu profilu pyłkowego jest zupełny brak drzew, co wskazuje na okres zdecydowanie bezleśny (ryc. 22). Dominowały wówczas światłozadne rośliny zielne z obfitym udziałem traw (*Gramineae*), bylic (*Artemisia*), goździkowatych (*Caryophyllaceae*) i złożonych (*Compositae*). Roślinność miała charakter tundry bezleśnej.



Ryc. 22. Diagram pyłkowy z Łęk Kościelnych (wg M. Sobolewskiej)
 Łęki Kościelne. Pollen diagram (after M. Sobolewska)

Najbardziej stropowa część profilu zawiera znaczny udział drzew, a jednocześnie nadal utrzymuje się tu duży udział pyłku roślin zielnych. W związku z tym faktem M. Sobolewska skłonna jest przyjąć, że pyłki drzew pochodzą z dalekiego transportu, a zmniejszająca się frekwencja pyłku roślin zielnych, według interpretacji tej autorki, jest rezultatem coraz mniej zwartej pokrywy roślinnej, wskazującej na ochłodzenie się klimatu.

Na podstawie analizy pyłkowej mułu z Łęk Kościelnych trudno jest wyciągać wnioski co do wieku tego utworu. Pewne jest tylko to, że występujące tu pyłki ku górze profilu wskazują na klimat coraz surowszy. Wolno przypuszczać więc, że osady te odzwierciedlają koniec fazy ocieplenia i zbliżanie się lądolodu. Być może, że omawiany profil pyłkowy świadczy o zbliżaniu się nasunięcia lądolodu fazy leszczyńskiej.

W części spągowej przekroju z Łęk Kościelnych występuje warstwa łu, która ciągnie się przez całą dolinę. Analogicznie do przekrojów poprzednio omawianych można sądzić, że jest to ślad okresu ciepłego, być może brörupu, którego osady części środkowej i stropu zostały zniszczone przez erozję rzeki. Te dwa utwory: muł z substancją organiczną i łu rozdzielają osady piaszczysto-żwirowe, reprezentujące akumulację podczas okresów chłodnych. Pod łem występuje piasek i żwir, którego poszczególne ziarna są dobrze zaokrąglone. Powierzchnia ich jest przeważnie półmatowa i gładka. Utwór ten jest dobrze przemyty i nie reaguje z HCl. Jest to osad fluwioglacjalnej rzeki, pochodzący z okresu deglacjacji lodowca środkowopolskiego zlodowacenia, natomiast wszystkie osady występujące nad łem zostały złożone przez rzekę w Wurmie.

ŚLADY DENUDACJI NA RÓWNIENIE MORENOWEJ

Dynamikę procesów peryglacjalnych podczas ostatniego okresu zimnego na równinie zbudowanej z gliny morenowej można obserwować w miejscowości Gać koło Grabowa Łęczyckiego (ryc. 23). Proces niszczenia powierzchni zapoczątkowany jest tu przez powstanie szczelin mroźnych w glinie, które naruszają spójność osadu. Na powierzchni niszczo-



Ryc. 23. Struktura osadów w miejscowości Gać

1 — glina morenowa, 2 — szczeliny mrozowe, 3 — strefa niszczenia powierzchni przez procesy mrozowe, 4 — strefa splukiwania, 5 i 6 — strefa soliflukcji i splukiwania

Structure of the deposits at Gać

1 — boulder clay, 2 — frost fissures, 3 — zone of truncation by periglacial frost processes, 4 — zone of slopewash, 5 and 6 zone solifluction and slopewash

nej przez mróz następuje także rozdzielanie gliny na bryły. W wyniku powtarzania się tego procesu, na glinie tworzy się bardzo luźna warstwa podatna na transport stokowy. W wymienionej miejscowości dużą rolę w odprowadzaniu materiału, który tworzył się wskutek dezintegracji mrozowej, spełniało splukiwanie zaznaczające się w strukturze warstwy spiaszczonej pokrywającej strefę niszczenia mrozowego.

Porównanie struktur peryglacialnych występujących w innych stanowiskach na badanym terenie wykazuje, że w miejscowości Gać szczeliny mrozowe powstawały w okresie maksimum zlodowacenia północnopolskiego, podczas fazy leszczyńskiej. Z tym okresem należy również wiązać rozdrobnienie okruchów gliny i przemywanie osadu. Być może, że warstwa piasku osadzona przez splukiwanie, oznaczona na ryc. 23 numerem 4, powstała później, po ustąpieniu fazy leszczyńskiej. Powyżej tej warstwy leżą osady holocenijskie w postaci niewarstwowanego piasku, którego miąższość wynosi ok. 1 m.

Rozwój rzeźby na równinie morenowej w okolicach Łęczycy w ostatnim okresie zimnym miał różny przebieg, zależnie od topografii lokalnej. W Sułkowicach glina morenowa jest przykryta warstwą piasku o miąższości 3 m. Na głębokości 2,80 m, w spągu piasku leży warstewka materiału organicznego o miąższości 0,1 m. Analiza palynologiczna tego materiału wykazała, że występują tu pyłki drzew i roślin zielnych (tab. 6). Charakterystyczny wzajemny stosunek sosny i brzozy, a także obecność *Helianthemum* i *Selaginella* świadczą, że osad ten, podobnie jak w Zbylczykach, pochodzi z pogranicza późnego glacjału i holocenu.

Tabela 6

Procentowe zestawienie pyłków roślin z pogranicza późnego glacjału i holocenu w Sułkowicach

	(wg M. Sobolewskiej)	
Głębokość w metrach	2,80	2,90
<i>Pinus</i>	26,9	59,9
<i>Betula</i>	56,5	1,8
<i>Alnus</i>	0,7	
<i>Carpinus</i>		0,3
<i>Corylus</i>	0,5	
<i>Quercus</i>		0,3
<i>Salix</i>	0,1	
<i>Artemisia</i>	0,2	0,3
<i>Centaurea</i>		0,1
<i>Chenopodiaceae</i>		0,2
<i>Cruciferae</i>		0,3
<i>Cyperaceae</i>		6,6
<i>Ericaceae</i>		4,7
<i>Gramineae</i>		0,9
<i>Helianthemum</i>		0,1
<i>Hippophae</i>		0,2
<i>Papilionaceae</i>		0,1
<i>Ranunculaceae</i>	0,1	0,3
<i>Varia</i>	0,1	
<i>Sparganium</i>	0,1	
<i>Equisetum</i>	0,1	
<i>Lycopodium</i>		0,3
<i>Polypodiaceae</i>	1,2	
<i>Selaginella</i>		0,3

Rozpoznanie wieku omawianego materiału organicznego wykazuje, że w ciągu ostatniego okresu zimnego, na równinie w Sułkowicach dominowała denudacja. Nie przetrwały tu osady z żadnej z faz okresu Würmu. Akumulacja nastąpiła tu dopiero z końcem późnego glacjału i w holocenie, w którym utworzyła się warstwa piasku o miąższości ok. 3 m. Stratyfikacja tego utworu nie jest wyraźna i wskazuje na przewagę procesu spłukiwania.

We wschodniej części badanego terenu, od miejscowości Piaski Stare do Leżajny, w rzeźbie powierzchni zaznacza się zabagnione obniżenie. W wyniku badań przeprowadzonych przy pomocy wierceń okazało się, że obniżenie to jest śladem dawnego zagłębienia w glinie morenowej, głębokości 20 m, które jest prawdopodobnie misą jeziorną utworzoną podczas deglacjacji. Po ustąpieniu lądolodu powstały tu osady zastoiskowe mineralne i organiczne. Wypełniły one cały zbiornik. Powierzchnia tego dawnego zagłębienia jest pokryta piaskiem, z którego obecnie powstąpiły się wydmy wznoszące się do 2 m wysokości.

Na północy, w sąsiedztwie wymienionego dawnego jeziora, występuje bezimienny strumień, który uchodzi do pradoliny warszawsko-ber-

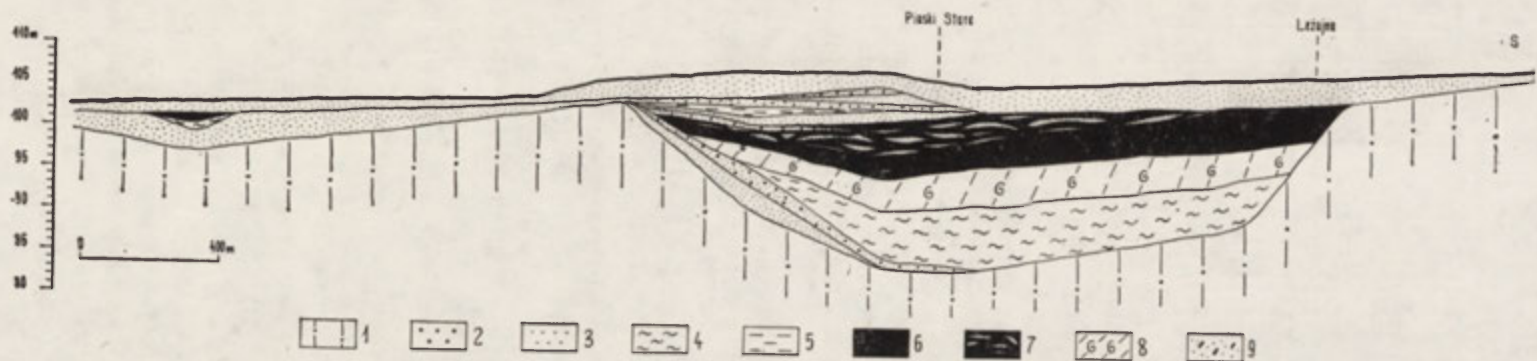
lińskiej. Dolina tego strumienia jest płytka i szeroka, a jej stoki są łagodne. W dnie doliny również natrafiono na osady organiczne. Ze względu na bliskie sąsiedztwo dawnego jeziora w Piaskach Starych oraz występującej obok niego doliny, oba te stanowiska przedstawiono na jednym przekroju geologicznym (rys. 24).

Analizę palynologiczną osadów jeziornych w Piaskach Starych wykonała M. Sobolewska. Autorka stwierdza, że materiał odzwierciedla tu niemal pełny rozwój roślinności interglacjalnej eemskiego. Spąg osadów wskazuje na okres chłodny, w którym dość duże znaczenie posiada brzoza (*Betula*) (ryc. 25). Charakterystyczne jest tu optimum klimatyczne z dużym udziałem dębu (*Quercus*) i leszczyny (*Corylus*), a mniejszym lipy (*Tilia*) i wiązu (*Ulmus*). Po tym wyraźnym optimum następuje faza lasów grabowych (*Carpinus*) i z kolei świerkowych (*Picea*) oraz olszowych (*Alnus*). Oprócz roślinności o większych wymaganiach termicznych, na optimum interglacjalne przypada również rozwój fauny jeziornej. Tej fazie klimatycznej interstadiału eemskiego na przekroju geologicznym z Piasków Starych odpowiadają utwory gytii.

Gytia jest przykryta warstwą torfu z kawałkami drewna, lecz bez domieszki materiału mineralnego. Miąższość tego torfu wynosi 3 m. Reprezentuje on pewną zmianę klimatyczną. Zanikają tu rośliny o większych wymaganiach termicznych, a panującym drzewem staje się sosna (*Pinus*) i brzoza (*Betula*). W tej fazie interglacjalnej pojawiają się również zbiorowiska roślin zielnych z udziałem traw (*Graminae*), turzyc (*Cyperaceae*) i piołunu (*Artemisia*). Pojawia się także udział mchów torfowców (*Sphagnum*). To zbiorowisko roślinności świadczy o pewnym ochłodzeniu i zwilgoceniu klimatu w stosunku do optimum.

Kolejnym utworem pokrywającym torf czysty jest warstwa torfu o miąższości 2,80 m, z drobnymi warstewkami mułu i piasku. Część profilu pyłkowego pochodząca z tego zanieczyszczonego materiałem mineralnym torfu wykazuje, że w dalszym ciągu wśród drzew panuje *Pinus* i *Betula*, lecz przy tym wydatnie zwiększa się udział *Gramineae*, *Artemisia* oraz *Sphagnum*. Jest to wyraz wzrastającego ochłodzenia i zwilgocenia klimatu. Ta zmiana odbiła się również w strukturze omawianej warstwy torfu. Prawdopodobnie zwilgocenie klimatu ożywiło procesy stokowe, a głównie splukiwanie. Jak wykazuje przekrój geologiczny, ówczesne jezioro nie było zupełnie wypełnione osadami i morfologicznie tworzyło zagłębienie, w którym gromadziły się produkty transportu stokowego. Odbiciem tego procesu w strukturze jest przewarstwienie torfu piaskiem i mułem.

Ten zanieczyszczony osadem mineralnym torf jest przykryty drugą warstwą torfu czystego o miąższości 0,60 m. Pod względem palynologicznym przedstawia ona dalsze ochłodzenie, po czym na głębokości 4 m jest zupełna przerwa w występowaniu pyłków drzew i roślin zielnych. Na tej głębokości znajduje się warstwa piasku z humusem. Bezwzględnie

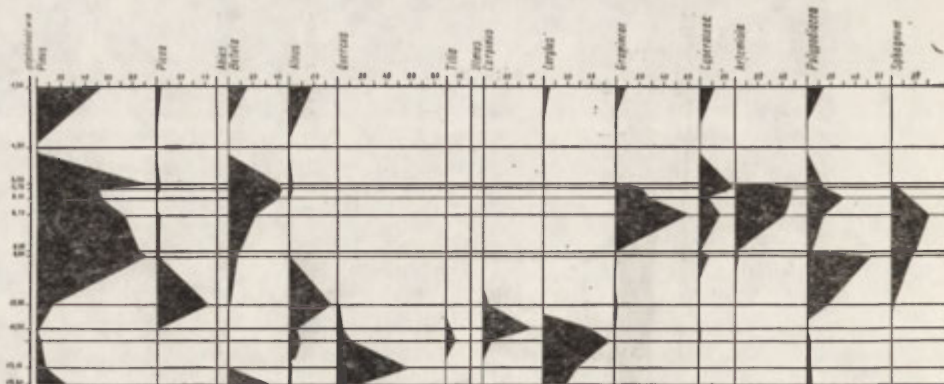


Ryc. 24. Przekrój geologiczny w Piaskach Starych

1 — glina morenowa, 2 — żwir, 3 — piasek, 4 — il, 5 — muł, 6 — torf, 7 — torf z piaskiem, 8 — gytia z muszelnymi ślimaków, 9 — piasek z materiałem organicznym

Geological cross-section at Piaski Stare

1 — boulder clay, 2 — gravel, 3 — sand, 4 — clay, 5 — silt, 6 — peat, 7 — peat with sand, 8 — gyttia with gastropod shells, 9 — sand containing organic material



Ryc. 25. Diagram pyłkowy z Piasków Starych (wg M. Sobolewskiej)
Piaski Stare. Pollen diagram

wartości wykrytych tu pyłków są bardzo małe, co wykazuje, że pochodzą one z dalekiego transportu, a materiał organiczny, w którym one zostały rozpoznane, znajduje się na wtórnym złożu.

Wymieniona warstwa przemieszczonego utworu organicznego jest przykryta mułem, piaskiem i żwirem o ogólnej miąższości 2,5 m, które świadczą, że w Piaskach Starych ciągłość osadów interglacjalnych została przerwana. Nastąpił okres, w którym prawdopodobnie część stropu utworów eemskich została zniszczona. Na podstawie danych strukturalnych i palynologicznych wolno sądzić, że są to zmiany związane z następowaniem ostatniego okresu zimnego.

Wymienione osady wskazujące na ochłodzenie są przykryte warstwą materiału o miąższości 0,30 m, w którym znajdują się cząstki organiczne. Analiza palynologiczna tej warstwy wykazuje, że zawiera ona pyłki roślinności, w składzie której dominują *Pinus* (58,5%) i *Betula* (15,1%). Mniejszy udział przypada drzewom ciepłolubnym: *Alnus* (17,6%), *Carpinus* (0,6%) oraz *Corylus* (5%) (ryc. 25). To zbiorowisko roślinne świadczy o pewnym ochłodzeniu w stosunku do interglacjału eemskiego, lecz jednocześnie świadczy także o klimacie cieplejszym niż ten, który przedstawia stropowa część tego interglacjału, gdzie pyłek drzew ciepłolubnych wcale nie występuje.

Przerwa w ciągłości osadów organicznych zaznaczająca się na przekroju geologicznym (ryc. 24) oraz przerwa w występowaniu pyłków drzew i roślin zielnych w górnej części profilu (ryc. 25), a także pojawienie się po tej przerwie pyłków roślin wskazujących na ocieplenie klimatu w stosunku do końcowej części interglacjału eemskiego pozwala przypuszczać, że strop profilu w Piaskach Starych przedstawia okres ciepły, który jest młodszy niż interglacjał eemski. Jeżeli więc strop tych osadów odzwierciedla interstadiał wieku würmskiego, to wydaje się, że jest to interstadiał najstarszy (amersfoort).

Strop profilu pyłkowego w Piaskach Starych jest zbliżony do odpowiednich odcinków profilu w Józefowie [5] oraz do profilu w Rogoźnie [12]. Podobieństwo to zaznacza się w panowaniu lasów sosnowo-brzozowych. W Józefowie górny odcinek profilu jest interpretowany przez J. Dylika [5] jako amersfoort. W górnej części profilu pyłowego z Rogoźna również występują osady tego samego wieku [12]. Na podstawie pewnego podobieństwa florystycznego można przyjąć, że strop profilu w Piaskach Starych pochodzi z interstadiału amersfoort.

Te przypuszczalne utwory wieku Amersfoort w opisywanej miejscowości obecnie są przykryte osadami piaszczystymi, które składają się z dwóch części. W strukturze górnej części zaznaczają się nieregularne, słabo czytelne warstwy piasku szarego, w którym występują smugi jaśniejszego materiału. Poza tym piasek jasny tworzy wkładki różnych rozmiarów, często półkoliste. Ta struktura świadczy, że wymieniona część górna akumulowana była głównie przy udziale procesu splukiwania. Przesychanie osadów sprzyjało również erozji i akumulacji eolicznej, wskutek czego tworzyły się na powierzchni niewielkie zagłębienia deflacyjne, które z kolei były zasypywane albo przez wiatr, albo przez kolejny proces splukiwania. Rezultatem tej działalności jest nagromadzenie osadu o miąższości 0,80 m.

Stratyfikacja dolnej części omawianych utworów jest trudna do rozpoznania. Materiał jest tu bardzo przemieszany, a miejscami występują w nim szare plamy przypominające glebę zbielicowaną. W tej części, w piasku znajdują się odłamki ceramiki, które wskazują na okres późnolateński-wczesnorzymski [1]. Ślady kultury ludzkiej datują więc pewien horyzont, który świadczy, że w Piaskach Starych w przeciągu ok. 2000 lat, wskutek działalności procesów stokowych utworzyła się warstwa osadów o ok. 0,80 m.

Na północ od Piasków Starych, w dolinie natrafiono na cienką warstwę osadów organicznych (ryc. 24). Analiza pyłkowa wykonana przez M. Sobolewską wykazała w spągu tych osadów 37% form trzeciorzędowych. Na tej podstawie autorka jest skłonna uznać, że warstwy te występują na wtórnym złożu. Natomiast górna część omawianego profilu jest wolna od pyłków roślin trzeciorzędowych i zawiera spektra leśne (tab. 7). Stosunkowo dość duża ilość jodii nie spotykana w holocenie na badanym terenie, a także obecność graba i świerka, zdaniem tej autorki, pozwala przypuszczać, że te osady organiczne pochodzą ze schyłkowego okresu interglacjału eemskiego.

Obecność pyłków roślin trzeciorzędowych w osadach rzecznych wskazuje na dużą działalność erozji wgłębnej rzek, które wcinały się do podłoża czwartorzędu. Przerwanie odpływu wody w niektórych dolinach nastąpiło pod koniec interglacjału eemskiego i wówczas mogła tu rozwijać się roślinność tylko ze schyłkowej części tego interglacjału.

Tabela 7

Procentowe zestawienie pyłków roślin z interglacjału eemskiego z doliny na N od Piasków Starych (wg M. Sobolewskiej)

Głębokość w metrach	2,10	1,90	1,70
<i>Abies</i>	2,8	4,9	0,9
<i>Acer</i>	0,4		
<i>Alnus</i>	14,4	30,5	35,3
<i>Araliaceae</i>	0,4		
<i>Betula</i>	16,8	5,8	5,4
<i>Carpinus</i>	1,1	7,1	3,3
<i>Carya</i>	1,1		
<i>Castanea</i>	3,9		
<i>Celtis</i>	0,6		
<i>Cornus</i>	0,4		
<i>Corylus</i>	7,8	3,0	9,0
<i>Engelhardtia</i>	0,2		
<i>Fagus</i>	1,5		
<i>Fraxinus</i>	0,4		
<i>Ilex</i>	0,6		
<i>Ligustrum</i>	0,4		
<i>Liquidambar</i>	0,4		
<i>Myrica</i>	1,1		
<i>Nyssa</i>	3,9		
<i>Picea</i>	0,9	8,4	6,0
<i>Pinus haploxyylon</i>	1,1		
<i>Pinus silvestris</i>	13,5	31,2	35,6
<i>Platycaria</i>	0,2		
<i>Pterocarya</i>	2,4		
<i>Quercus</i>	2,6	0,6	
<i>Rhus</i>	0,2		
<i>Rutaceae</i>	0,6		
<i>Salix</i>	3,0		0,6
<i>Sciadopitys</i>	1,5		
<i>Symplocos</i>	0,2		
<i>Taxodiaceae-Cupressaceae</i>	17,9		
<i>Tilia</i>	0,6	2,6	3,6
<i>Tsuga</i>	0,2		
<i>Ulmus</i>	0,9	0,3	0,3
<i>Artemisia</i>	2,4	1,3	
<i>Caryophyllaceae</i>		1,0	
<i>Chenopodiaceae</i>	0,9	0,3	
<i>Compositae liguliflorae</i>			0,3
<i>Cruciferae</i>	0,2	0,3	
<i>Cyperaceae</i>	0,2	0,6	0,6
<i>Ericaceae</i>	3,3	0,3	0,9
<i>Gramineae</i>	5,2	5,2	0,9
<i>Hedera</i>		0,3	
<i>Iridaceae</i>	0,2		
<i>Lythrum</i>			0,3

Głębokość w metrach	2,10	1,90	1,70
<i>Polygonum bistorta</i>		0,3	
<i>Polygonum persicaria</i>	0,2		
<i>Ranunculaceae</i>			0,3
<i>Rosaceae</i>	1,5		
<i>Rubiaceae</i>	0,6		
<i>Thalictrum</i>		1,0	
<i>Umbelliferae</i>			0,6
<i>Valeriana</i>			0,3
<i>Viscum</i>		0,3	
<i>Potamogeton</i>		0,3	
<i>Sparganium-Typha</i>	0,6		0,3
<i>Lycopodium</i>	0,2		
<i>Osmunda</i>	0,2		
<i>Polypodiaceae</i>	3,5	19,8	23,6
<i>Varia</i>	2,4	0,6	
<i>Sphagnum</i>	3,3	12,3	5,7

Występowanie na badanym terenie osadów interglacjalnych tylko w zbiornikach akumulacyjnych zamkniętych lub w dolinach świadczy o intensywnej denudacji na wysoczyźnie. Przemieszczone i przemyte utwory organiczne przykrywające materiał interglacjalny w Piaskach Starych pozwalają sądzić, że ożywienie denudacji na wysoczyźnie nastąpiło z nadejściem ostatniego okresu zimnego.

Po okresie amersfoortu w rozwoju morfologicznym wysoczyzny i dolin w Piaskach Starych dominują procesy niszczące.

ŚLADY DENUDACJI NA CZOŁOWEJ MORENIE KUTNOWSKIEJ

Na obszarze moreny kutnowskiej, w stropie pagórków, z reguły występuje warstwa materiału stokowego o miąższości ok. 1 m, która różni się od osadów glacialnego lub fluwioglacjalnego pochodzenia budujących poszczególne pagórki. Materiał ten jest niesortowany, zawiera dużo frakcji pyłowej, jest mało zwięzły i najczęściej posiada kolor szary. Rozmieszczenie kamieni w tej stropowej warstwie jest różne. Czasem tworzą one horyzont pojedynczych, blisko siebie ułożonych głazów wskazujących na ruch w strumieniu błotnym, a miejscami tworzą one nagromadzenia świadczące o spadaniu lub toczeniu się kamieni po stoku. Linia kontaktu osadów stokowych i fluwioglacjalnych nie zawsze jest wyraźna.

W miejscowości Szłapy, na kontakcie utworów stokowych i fluwioglacjalnych zarysowują się szczeliny mrozowe (fot. 3). W materiale stokowym znajdują się graniaki. Szczeliny mrozowe i graniaki świadczą, że podczas ich powstawania w Szłapach panowały warunki klimatu zim-



Fot. 3. Szczeliny mrozowe i osad stokowy w Szłapach
 1 — osady glacialfluwalne, 2 — szczeliny mrozowe, 3 — osad stokowy
 Frost fissures and slope deposits at Szłapy
 1 — glacialfluwal sediments, 2 — frost fissures, 3 — slope deposits

nego i suchego. W tych warunkach odbywała się intensywna denudacja pagórków morenowych.

Podobnie jak w poprzednio opisanych miejscowościach, również w Szłapach szczeliny mrozowe i graniaki tworzyły się podczas fazy leszczyńskiej. Brak osadów innych okresów wümskich świadczy o nieprzerwanym procesie denudacji, który dominował w rozwoju rzeźby moreny kutnowskiej.

Ślady środowiska peryglacialnego można obserwować także w Sławęcinie. Obecnie znajduje się tu najwyższy odcinek moreny kutnowskiej. Pagórek w Sławęcinie jest zbudowany z kilku poziomów gliny i utworów fluwioglacjalnych.

W południowej części pagórka górny poziom gliny o miąższości ok. 2,5 m wychodzi na powierzchnię. Gлина ta w dolnej części jest ciemno-żółta, posiada warstwowaną strukturę, jest mocno zwięzła i twarda. Natomiast górna jej część jest ciemnobrązowa, bez warstwowania i łatwo łuszcząca się. Gлина jest przykryta bardzo drobnym żółtym piaskiem, z dużą domieszką frakcji pyłowej oraz gładzami, wśród których znajdują się również graniaki i gładzy rozsądzone przez mróz (fot. 4).



Fot. 4. Sławęcín. Spękania mrozowe gładzu

1 — drobny żółty piasek nagromadzony przez procesy stokowe, 2 — gładz spękany przez mróz, 3 — gлина morenowa

Sławęcín. Frost-shattered boulder

1 — yellow fine-grained sand accumulated by downwash, 2 — frost-shattered boulder, 3 — boulder clay

Na pewnym odcinku, w spągu warstwy gliny brązowej znajduje się gładz o średnicy ok. 1 m, który jest połączony z osadem stokowym przy pomocy pionowego kanału wypełnionego tym samym żółtym piaskiem jaki zalega w stropie (fot. 5).

Struktury mrozowe występujące w Sławęcínie w postaci klinów zostały opisane przez A. D y l i k o w ą [7]. Nawiązanie do tej pracy ułatwia określenie środowiska, w którym tworzyła się stropowa warstwa piasku z graniakami i gładzami spękanymi przez mróz. Jest to osad tworzący się niewątpliwie w okresie zimnym, a surowy klimat, czego dowodem są wymienione fakty, wskazuje na okres fazy leszczyńskiej. Przedstawiony na fot. 5 gładz zatopiony w glinie i połączony z warstwą



Fot. 5. Sławęcin. Tonicie głazu podczas rozmarzania strefy czynnej zmarzliny w okresie zlodowacenia bałtyckiego

1 — strefa czynna zmarzliny z okresu zlodowacenia bałtyckiego, 2 — drobny piasek żółty, 3 — kanał oznaczający drogę tonięcia głazu

Sławęcin. Boulder sunk due to thawing of active zone of permafrost of the Baltic Glaciation

1 — active zone of permafrost, 2 — yellow fine-grained sand, 3 — track after the sinking boulder

stropową kanałem jest na omawianym terenie zjawiskiem rzadko spotykanym i wymaga dyskusji.

Występowanie wymienionej gliny w Sławęcinie w szczycie pagórka świadczy, że położenie to jest pierwotne. Gлина pochodzi z okresu deglacjacji lodowca środkowopolskiego. Podczas akumulacji glacialnej wymieniony głaz, jak wiele innych kamieni, powinien być przykryty gliną. Połączenie go kanałem z powierzchnią i wypełnienie tego kanału materiałem stokowym wskazuje, że zjawisko to nie mogło tworzyć się równocześnie z akumulacją gliny. Przedstawione na fot. 5 zatonięcie głazu nastąpiło później, w warunkach peryglacialnych. Wyjaśnienie tego faktu procesem wymarzania kamieni jest trudne, gdyż nie ma żadnych śladów dźwigania się wymienionego głazu z dołu do góry. Jest on ze wszystkich stron szczelnie otulony gliną, z wyjątkiem kanału piaszczystego. Zjawisko to można wyjaśnić tylko ruchem głazu z góry w dół. Na to, ażeby głaz tonął glina musiała być plastyczna i ustępująca pod jego ciężarem. Mogło to nastąpić podczas tajania zmarzniętego gruntu. Wymienione fakty pozwalają sądzić, że górna część gliny z zatopionym głazem w ostatnim okresie zimnym była objęta czynną strefą zmarzliny i ule-

gała sezonowemu rozmarzaniu i zamarzaniu. Wskutek tajania następowało niszczenie jej pierwotnej warstwowej struktury, tworzyła się podatność gliny na łuszczenie oraz powstawały warunki dla tonięcia dużych głazów. Droga zapadania omawianego głazu wypełniona została piaskiem.

Przedstawiona budowa osadów pozwala na wyznaczenie granicy plejstocenijskiej strefy czynnej i biernej zmarzliny. Głębokość jej była zmienna od 0,5 m do 1,5 m. Przyczyny tego trudno określić, lecz być może, że na zmienną miąższość strefy czynnej pewien wpływ miały spękania gliny, które ułatwiały głębsze przenikanie wody.

Przedstawione ślady środowiska peryglacialnego świadczą o dużym znaczeniu procesów mrozowych w rozwoju rzeźby badanego terenu. Na powierzchni pagórka w Sławęcynie miąższość osadów pochodzących z denudacji na stoku obecnie wynosi ok. 1 m. W dnie bocznych dolinek odwadniających teren przyległy do tego pagórka został nagromadzony materiał dostarczony ze stoku powyżej 1,5 m miąższości. Ilościowy stosunek materiału luźnego znajdującego się na stoku i w dolinach świadczy o rozwoju denudacji, która w ostatnim okresie zimnym, w okolicach Łęczycy, osiągała duże rozmiary.

PRZEBIEG ROZWOJU RZEŻBY OKOLIC ŁĘCZYCY

Analiza strukturalna i palynologiczna dostarczyła danych, które pozwalają na próbę rozpoznania przebiegu rozwoju rzeźby opisywanego terenu. Należy zaznaczyć również, że przedstawiony materiał dowodowy w pewnych przypadkach może być dyskusyjny. Dotyczy to warstw łu, które w niniejszej pracy są przyjmowane jako osady okresów ocieplenia. Autor zdaje sobie sprawę z tego, że nie można ich bez zastrzeżeń przyjmować za warstwy przewodnie, jednak pewne fakty skłaniają do uznania ich, w dolinach, za świadectwo zmian warunków sedymentacji uzależnionych od zmian klimatycznych. Tam, gdzie osady okresów ciepłych są udokumentowane palynologicznie, zaznacza się zmniejszanie odpływu wody w pradolinie, które umożliwiło rozwój roślinności na dnie dolin. Warstwy łu powstawały również w warunkach zanikającego ruchu wody i w niektórych miejscowościach podścielają osady organiczne jak w Orenicach 2 lub w Piaskach Starych. W przypadku odnowienia erozji płynących wód osady organiczne ulegały łatwo zniszczeniu, a jedynym śladem okresu ciepłego pozostaje łu. Następnie te warstwy łu, które interpretuje się jako ślad zanikania odpływu wody, rozciągają się przez całą szerokość dolin. Fakt ten pozwala sądzić, że nie jest to rezultat błędzenia rzeki, lecz zmniejszania się zasobu wód w pradolinie uwarunkowanego zmianą klimatu. Warto również wspomnieć, że fazy oziębienia, w strukturze osadów dolinnych, charakteryzują się głównie

utworami piasku i żwiru. Zestawiając wszystkie wymienione dane można więc, z pewnym zastrzeżeniem, omawiane warstwy łu przyjąć za osad ocieplenia.

Rzeczony rzeźby, po ustąpieniu lodowca stadium Warty, w okolicach Łęczycy nie był wszędzie jednakowy. Pagórki czołowej moreny kutnowskiej i równina morenowa, podczas ostatniego okresu zimnego, był obszarem denudacji, natomiast w dolinach można obserwować bardziej zróżnicowany przebieg zdarzeń morfogenetycznych (tab. 8).

O zmianach w ukształtowaniu powierzchni podczas interglacjału eemskiego dotychczas nie ma dużo danych. Można powiedzieć tylko, że w tym okresie były przychylne warunki dla powstania osadów organicznych, czego dowodem są utwory gytii i torfu w Piaskach Starych. Jak wiadomo, utwory te znajdują się w obniżeniu zamkniętym. Natomiast na powierzchni otwartej, łatwo dostępnej dla działalności denudacji i erozji, organicznych utworów eemskich obecnie nie ma. Prawdopodobnie uległy one zniszczeniu. Analiza profilów geologicznych wykazuje, że niszczenie osadów interglacjału eemskiego nastąpiło w końcu tego okresu, a szczególnie na początku Würmu. Dowodem na to są bardzo nieliczne stanowiska z interglacjalnym materiałem.

W początkowej fazie zimnej Würmu (stadiał szczeciński), w dolinach przeważa erozja, natomiast w drugiej części tej fazy zaznacza się akumulacja piasku i żwiru. Na równinie morenowej i czołowej morenie kutnowskiej dominuje proces denudacji, który niszczy osady ostatniego interglacjału.

Ocieplenie w okresie amersfoortskim sprzyja tworzeniu się łu w głównym korycie pradoliny warszawsko-berlińskiej w Księżakach i w jej południowym odgałęzieniu, w Górze Św. Małgorzaty. Osady łu świadczą o zmniejszaniu się ilości przepływającej wody dolinami, co z kolei powoduje rozwój roślinności w ich dnie i gromadzenie materiału organicznego. Po okresie amersfoort doliny wypełniają się piaskiem i żwirem. Na równinie morenowej i na pagórkach kutnowskich w tym czasie panuje denudacja.

Okres ciepły, brörup, w strukturze osadów w Księżakach zaznacza się warstwą gytii, a w Karsznicach warstwą łu. Ze względu na to, że osady te występują w dnie dolin, należy sądzić, że w tym okresie nastąpiło zmniejszenie poziomu przepływających dolinami wód, co umożliwiło tworzenie się osadów o charakterze zastoiskowym.

Okres zimny nadchodzący po ociepleniu brörup, w dolinach rozpoczął się erozją, która w dużym stopniu zniszczyła osady organiczne. W warunkach zimnych, na powierzchni, a szczególnie w dolinach pojawiła się później roślinność tundrowa, której ślady przechowały się obecnie w Karsznicach i w Górze Św. Małgorzaty. Jak wykazuje analiza pyłkowa z Orenic 1, w okresie paudorfskim, wskutek złagodzenia warunków klimatycznych, gromadzą się w dolinach osady organiczne.

Przebieg rozwoju rzeźby okolic Łęczycy

Okresy	Podokresy	Doliny	Równina morenowa	Czołowa morena kutnowska
H o l o c e n	Subatlantycki		Akumulacja piasku o miąższości 0,80 m w Piaskach Starych	Denudacja
	Subborealny	Akumulacja trawertynu i piasku o miąższości 1 m w Orszewicach Spłukiwanie i akumulacja piasku o miąższości 1 m w Łęce Akumulacja piasku o miąższości 1 m w Polusinie	Akumulacja piasku w miejscowości Piaski Stare	
	Atlantycki	Powstanie gleby i piasku o miąższości 1 m w Polusinie	Akumulacja piasku o miąższości 1 m w miejscowości Gać	
	Borealny	Akumulacja piasku o miąższości 2 m w Polusinie	Brak śladów	
	Preborealny	Akumulacja piasku o miąższości 2,5 m w Zbylczycach		
		Akumulacja torfu z piaskiem w Zbylczycach		
W ũ r m	Młodszy dryas	Zmiana kierunku rzek	Denudacja	Denudacja
	Allerod	Zmniejszanie się odpływu wody w pradolinie i w dolinach bocznych		
	Starszy dryas	Akumulacja torfu w Jankowie i w Orenicach 2 Akumulacja stropowej serii piasku w Księżakach, Orenicach i Młogoszynie		
	Böling	Tworzenie się wydym		

Okresy	Podokresy	Doliny	Równina morenowa	Czołowa morena kutnowska
W u r m	Faza pomorska	Akumulacja stropowej serii piasku w Karsznicach, Jankowie, Orenicach 2, Młogoszynie, Kucharach, Łęczycy. Błądzenie rzeki w Podgórzycach Erozja w Jankowie, Orenicach, Młogoszynie, Kucharach, Łęczycy	Denudacja	Denudacja
	Interfaza	Brak śladów		
	Faza poznańska	Błądzenie rzeki w Podgórzycach Powstanie kongeliflukcji i szczelin mrozowych w Orszewicach Erozja w Orszewicach		
	Interfaza	Brak śladów	Powstanie szczelin i brył gliny w miejscowości Gać	Powstanie szczelin mrozowych w Szlępach Ślady tonięcia głazów w strefie czynnej zmarzliny w Sławęcynie
	Faza leszczyńska	Akumulacja piasku w dolinach Powstanie kongeliflukcji, szczelin mrozowych i graniaków w Górze Św. Małgorzaty, Orszewicach Akumulacja brył osadów w Wąkczewie Błądzenie rzeki w Podgórzycach Erozja osadów paudorfskich		

Würm	Paudorf	Akumulacja osadów organicznych w Orenicach 1 oraz łu w Górze św. Małgorzaty Zmniejszenie odpływu wody w pradolinie i w dolinach bocznych	Denudacja	Denudacja
	Faza chłodna (pleniglacjał A)	Akumulacja piasku i żwiru w dolinach Akumulacja łu zwapnionego, osadów rzecznych i kongeliflukcyjnych w górze św. Małgorzaty oraz torfu w Karsznicach Erozja osadów organicznych brorupu		
	Brorup	Akumulacja gytii w Księżakach oraz łu w Karsznicach Zmniejszenie odpływu wody w pradolinie i dolinach bocznych		
	Faza zimna	Akumulacja piasku i żwiru w dolinach Erozja organicznych osadów amersfoortu	Akumulacja materiału organicznego w Piaskach Starych	
	Amersfoort	Akumulacja łu w Księżakach dolnego łu w Górze Św. Małgorzaty Akumulacja gliny morenowej i osadów glacyjfluwialnych Zmniejszenie odpływu wody w dolinach i w pradolinie		
	Faza zimna (stadiał szczeciński)	Akumulacja piasku i żwiru w dolinach Erozja osadów interglacjałnych eemskich		
Interglacjał eemski	Erozja osadów plejstoceniških do podłoża czwartorzędu	Akumulacja osadów organicznych w Piaskach Starych	Brak śladów	
R i s	Stadium Warty	Erozja wód fluwioglacjałnych i powstanie dolin rzek glacjałnych Akumulacja gliny morenowej i osadów glacyjfluwialnych	Akumulacja gliny morenowej	Akumulacja utworów glacyjfluwialnych

Analiza strukturalna i palynologiczna wykazuje, że podczas wczesnego Würmu (wg J. Dylika Würm wstępujący) w dolinach odbywała się przeważnie akumulacja. W okresach ciepłych gromadziły się utwory organiczne, natomiast w okresach zimnych odbywała się akumulacja osadów mineralnych, głównie piasku i żwiru. Ten proces w dolinach był przerywany w fazach zimnych wzmoczoną erozją, która niszczyła osady organiczne. W okresie wczesnego Würmu równina morenowa i czołowa morena kutnowska były obszarem denudacji.

Główny Würm (Würm pełnia wg J. Dylika) w świetle struktury osadów charakteryzuje się surowością warunków klimatycznych. Na badanym terenie nie znaleziono utworów organicznych z tego odcinka czasu. Natomiast zjawiska strukturalne uwarunkowane zmarzliną oraz zamarzaniem i odmarzaniem gruntu są tu częste. Szczególnie bogate w zjawiska peryglacjalne są warstwy przypadające na czas fazy leszczyńskiej. Występowanie w dolinach oraz na wysoczyźnie szczelin mrozowych, graniaków, spękań kamieni spowodowanych przez mróz i faktów świadczących o istnieniu strefy czynnej zmarzliny dowodzi, że podczas tej fazy omawiany teren znajdował się pod wpływem zimnego i kontynentalnego klimatu. W dolinach faza ta rozpoczyna się erozją, która w dużym stopniu zniszczyła osady wieku paudorfskiego. Następnym etapem w fazie leszczyńskiej było osadzanie. Obfitość materiału denudacyjnego powodowała znaczne zasypanie dolin i w konsekwencji tego błędzenie rzek, co wyraźnie zaznacza się w strukturze materiału w Podgórzycach.

Peryglacjalne osady fazy leszczyńskiej w Orszewicach są przykryte serią kongeliflukcyjną ze szczelinami mrozowymi, które przypadają na fazę poznańską. Zjawiska te są słabiej wyrażone w strukturze niż podobne zjawiska w fazie leszczyńskiej. Następne zdarzenia, które zapisały się w budowie osadów dolinnych wskazują na fazę pomorską. Rozpoczyna je erozja, a później następuje akumulacja piasku, co można obserwować w Karsznicach, Jankowie, Orenicach 2, Młogoszynie, Kucharach i w Łęczycy.

W okresie Würmu głównego na równinie morenowej dominowała denudacja.

Okres późnego Würmu, na badanym terenie, zaznacza się intensywną działalnością procesów wpływających na ukształtowanie powierzchni. W przeciwieństwie do głównego Würmu pojawiają się teraz osady organiczne. W dolinach można obserwować akumulację dużej ilości piasku. W okresie tym, wskutek procesów tektonicznych następuje zmiana kierunku rzek. W opuszczonych przez rzeki dolinach tworzą się wydmy. Na równinie morenowej i na pagórkach moreny kutnowskiej nadal dominuje proces denudacji.

W holocenie ślady denudacji można obserwować tylko na najwyższej położonej części badanego terenu, to jest w strefie pagórków czołowej moreny kutnowskiej. Na równinie morenowej i w dolinach odbywała się

akumulacja rzędu 1—2,5 m miąższości piasku, głównie wskutek procesu spłukiwania.

Przedstawione dowody wykazują, że rozwój rzeźby omawianego terenu odbywał się pod dużym wpływem zmian klimatycznych. W okolicach Łęczycy, w prawidłowości zjawisk uwarunkowanych klimatem, pewne zaburzenia wprowadzają procesy tektoniczne, a szczególnie procesy związane z tektoniką solną [18].

Morfologicznym wyrazem procesów tektonicznych jest pradolinny dział wodny w Łęczycy [15, 11]. Z kolei następstwem powstania tego działu stała się przebudowa sieci hydrograficznej, zaznaczająca się przez przerwanie odpływu wód pradoliną warszawsko-berlińską na zachód i przez zmianę kierunku rzek płynących tą pradoliną [11]. Dźwiganie się powierzchni w okresie tworzenia działu wodnego mogło uaktywnić czynniki egzogeniczne i nasilić proces niszczenia. Procesy tektoniczne ułatwiały działalność czynnikom zewnętrznym. W starszych, opuszczonych przez rzeki dolinach powstały w późnym glacie wydmy. Przykładem tego są wydmy karsznickie, które pokrywają dawną dolinę Moszczenicy.

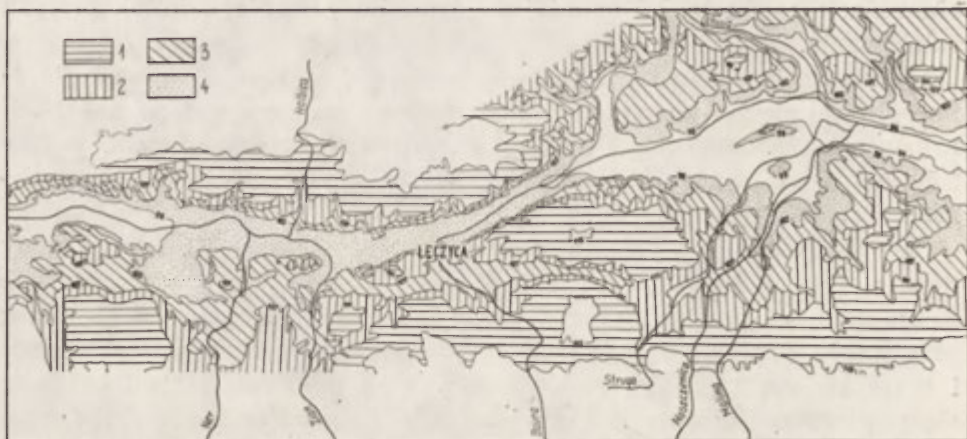
Duże zmiany morfologiczne w obrębie pradoliny spowodowały rzeki płynące z południa. Przy ujściu Moszczenicy i Maliny nastąpiło w Würmie rozmycie dawnej powierzchni. Jeszcze większe rozmycie można obserwować przy ujściu do pradoliny rzek Zianu i Neru. Po północnej stronie pradoliny duży wpływ na jej rozwój wywierała Ochnia. Erozja wsteczna dopływów tej rzeki spowodowała cofnięcie stoku doliny daleko w głąb równiny morenowej. Proces ten spowodował utworzenie się małych basenów w pradolinie, które urozmaicają monotonność rzeźby opisywanego terenu.

Wszystkie wymienione zmiany morfologiczne wywołane przez czynniki zewnętrzne i wewnętrzne utrudniają dokładne odtworzenie pradoliny z okresu deglacjacji lodowca środkowopolskiego zlodowacenia oraz późniejszego jej rozwoju, co zaznacza się w pracach S. Lenczewicza [15], J. Mikołajskiego [17] i B. Krygowskiego [14]. Trudność ta polega przede wszystkim na wiązaniu odpowiednich poziomów terasowych wieku glacialnego i peryglacialnego na badanym odcinku.

W niniejszej pracy celem wyróżnienia teras pradoliny wybrano miejsce reperowe, za które uznano Górę Św. Małgorzaty. Jest to miejsce na badanym odcinku pradoliny warszawsko-berlińskiej, w którym terasy rzeczne, w stosunku do całego badanego terenu, przetrwały najlepiej, zarówno pod względem morfologicznym jak też strukturalnym. Z tego względu przeniesienie poziomów terasowych z rejonu Góry na cały badany teren gwarantuje dokładniejsze ich rozpoznanie (ryc. 26).

W Górze Św. Małgorzaty zaznacza się tylko jedna terasa z okresu deglacjacji, która wznosi się na wysokości 111—119 m n.p.m.

W północnej części pradoliny poziom ten ciągnie się zwartym pasem



Ryc. 26. Terasy pradoliny warszawsko-berlińskiej w okolicy Łęczycy

1 — terasa glacialna, 2 — starsza terasa peryglacialna z pełni Würmu, 3 — młodsza terasa peryglacialna z pełni Würmu, 4 — terasa peryglacialna z późnego Würmu

Terraces in the Warsaw-Berlin pradolina near Łęczyca

1 — glacial terrace, 2 — older periglacial terrace from the climax of the Würm, 3 — younger periglacial terrace from the climax of the Würm, 4 — periglacial terrace from the Late Würm

do doliny Ochni, a dalej na zachód można go śledzić tylko jako resztki rozdzielone młodszymi terasami tej rzeki. W południowej części pradoliny terasa glacialna jest rozcięta systemem młodszych teras Moszczenicy, Maliny, Strugi i Bzury.

W świetle obecnych danych w pradolinie można wyróżnić trzy terasy z okresu Würmu, a mianowicie: starszą terasę peryglacialną z pełni Würmu, która powstała po ociepleniu brörup i znajduje się na wysokości 107—111 m n.p.m., terasę peryglacialną młodszą z okresu pełni Würmu na wysokości 102—107 m n.p.m. oraz terasę późnoglacialną na wysokości 98—102 m n.p.m. (ryc. 26). Ta ostatnia jest datowana przez osady organiczne w Jankowie. Najmniej udokumentowaną jest młodsza terasa z pełni Würmu. Być może, że w tym okresie było ich więcej, lecz zostały one zniszczone podczas erozji w późnym glacie.

Terasa holocenska na badanym odcinku pradoliny występuje poniżej 98 m n.p.m.

Zestawienie analizy struktury osadów i analizy palynologicznej oraz obserwacji morfologicznych umożliwi również postawienie pewnych wniosków ogólnych dotyczących badanego obszaru. Na przykładzie struktury osadów w Podgórzycach i w Górze Św. Małgorzaty można przyjąć, że transport liniowy rzek odgrywał rolę podrzędną. W rozwoju dolin główną rolę spełniał transport stokowy, który dostarczał dużo materiału, co przyspieszało akumulację w rzekach. Występuje więc pewna współzależność rozwoju stoków i dolin.

Jak poprzednio wspomniano, w rozwoju rzeźby omawianego terenu zaznacza się denudacja wysoczyzny i akumulacja zdenudowanego materiału w dolinach. Warto wspomnieć także, że miąższość osadów dolinnych rozpoznanych jako osady würmskie wynosi najczęściej ok. 18 m. Większość tych osadów pochodzi ze stoku. Zniszczenie wysoczyzny podczas ostatniego okresu zimnego ogólnie biorąc było więc znaczne.

Dowody strukturalne i palynologiczne wykazują również, że w rozwoju dolin badanego terenu w każdym würmskim okresie ciepłym odbywała się akumulacja w warunkach albo słabego odpływu wody, albo zupełnego przerwania jej ruchu. Określenie przyczyn tego zjawiska jest trudne. Być może składało się na to zmniejszenie opadów, zwiększenie parowania oraz zużycie wody przez roślinność. Nawiązując do współczesnego niskiego stanu wody rzek płynących na omawianym odcinku pradoliny, można sądzić, że w würmskich okresach ciepłych pradolina odznaczała się również małym zasobem wody.

Inaczej przebiegały zdarzenia w dolinach podczas faz zimnych Würmu. Z reguły każde ochłodzenie posiadało dwa etapy: pierwszy etap — to wybitna erozja, drugi etap — to przewaga akumulacji. Zwiększenie erozji było rezultatem przede wszystkim zwiększenia opadów. Akumulacja, jak wykazały poprzednio przedstawione dowody, była rezultatem zwiększonej denudacji wskutek uaktywnienia procesów stokowych. Czy etapy erozyjne poszczególnych faz zimnych, będące wyrazem zwiększenia opadów, stanowiły zapowiedź wzrostu lodowców i ich nadejścia, a etapy akumulacji były wskaźnikiem zmniejszenia opadów i bardziej kontynentalnego klimatu — trudno przesądzać, lecz struktura osadów dolinnych wykazuje pewną zbieżność z rytmem zmian klimatycznych.

LITERATURA

- [1] Abramowicz A., Madejski S., Poklewski T., 1969, Wiek odłamków ceramiki w Piaskach Starych. Miejskie Muz. Prehist. w Łodzi.
- [2] Chmielewska M., Chmielewski W., 1960, Stratigraphie et chronologie de la dune de Witów, district de Łęczyca. Biul. perygl., 8.
- [3] Dylik J., 1963, Periglacial sediments of the Św. Małgorzata hill in the Warsaw—Berlin pradolina. Bull. Soc. Sci., vol. XIV, 1, Łódź.
- [4] Dylik J., 1967, Solifluxion, congelifluxion and related slope processes. Geographiska Annal., vol. 49, 2—4.
- [5] Dylik J., 1968, The earliest warmer substage of the Würm (Amersfoort) in Poland. Bull. Soc. Sci., vol. XIX, 4, Łódź.
- [6] Dylik J., 1969, Slope development under periglacial conditions in the Łódź Region. Biul. perygl., 18.
- [7] Dylikowa A., 1956, Kliny zmarzlinowe w Sławęcinnie. Biul. perygl., 3.
- [8] Dylikowa A., 1958, Próba wyróżnienia faz rozwoju wydym w okolicach Łodzi. Acta geogr. Univ. Lodz., 8.
- [9] Falkowski E., 1967, Problemy granicy między plejstoceniem a holoceniem w aluwialach rzek nizinnych. Przegl. geol., 4.
- [10] Frenzel B., 1968, Zmiana klimatu na przejściu między okresem atlantyckim a subborealnym na półkuli północnej: dowody botaniczne. (Frenzel B., Climate change in the Atlantic sub-Boreal transition on the Northern Hemisphere: botanical evidence). Przegl. zagran. Liter. geogr. z. 2/3. Studia nad paleogeografią holocenu. IG PAN.
- [11] Jewtuchowicz S., 1967, Geneza pradoliny warszawsko-berlińskiej między Nerem i Moszczenicą. IG PAN. Prace geogr., 62.
- [12] Klajnert Z., Piechocki A., Osady organiczne pod tzw. jeziorem Okręt koło Łowicza (w przygotowaniu do druku).
- [13] Koperowa W., Srodoń A., 1965, Pleniglacial deposits of the last glaciation at Zator (West of Kraków). Acta paleobot., vol. VI, 1.
- [14] Krygowski B., 1961, Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej — geomorfologia. Poznań.
- [15] Lencewicz S., 1927, Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. Prace Państw. Inst. Geol., t. II, z. 2. Warszawa.
- [16] Łęczyckie Zakłady Górnicze. Materiały wiertnicze.
- [17] Mikołajski J., 1927, O powstaniu tzw. pradoliny Warszawsko-Berlińskiej. Bad. geogr. n. Polską półn.-zach., z. 2/3.
- [18] Poborski J., 1957, O wstępnych badaniach struktury solnej pod Łęczycą. Biul. IG, 105.
- [19] Samsonowicz J., 1928, O solankach w Łęczyckim i o ich związku z budową podłoża czwartorzędowego. Post. nauk. PIG, 19/20.
- [20] Sobolewska M., Srodoń A., 1961, Late pleistocene deposits at Białka Tatrzańska (West Carpathians) Folia Quater., 7.
- [21] Wasylikiowa K., 1964, Roślinność i klimat późnego glacjału w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy. Biul. perygl., 13.

РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА ОКРЕСТНОСТЕЙ ЛЕНЧИЦЫ ПОСЛЕ СРЕДНЕПОЛЬСКОГО ЛЕДНИКОВЬЯ

Введение

Ленчица и ее окрестности расположены на территории варшавско-берлинской прадолины и прилегающей к ней сложенной мореной, равнины и частично кутновской морены. Территория эта лежит в границах среднепольского оледенения (Рисс). Следы морозных процессов в отложениях окрестностей Ленчицы свидетельствуют о сильном влиянии перигляциальных условий, господствующих здесь во время последнего холодного периода.

На моренном плато влияние разрушающих факторов отразилось в виде образовавшихся здесь денудационных и эрозионных поверхностей. В бессточных понижениях и в долинах накапливались передвигающиеся по наклоненных поверхностях продукты выветривания. Последние дают возможность определить масштаб разрушающих процессов и зависимость аккумуляции от колебаний климата. Структурный и палинологический анализ долинных отложений позволил определить условия и время аккумуляции отложений. Это дало возможность изучить развитие явлений на отдельных участках исследуемой территории. В работе рассматривается развитие рельефообразующих явлений в долинах, на равнине и на упомянутом участке кутновской морены.

Развитие рельефа долин

Главное ложе варшавско-берлинской прадолины

1. В местности Янкув, в песке залегает слой торфа, пыльцевой спектр которого указывает на его образование в позднем вюрме (рис. 2, табл. 1). Структура отложений указывает на две фазы: эрозии и аккумуляции. Когда развивалась эрозия определить трудно, но о времени аккумуляции, в течение которого произошло заполнение образовавшегося раньше эрозионного вреза, говорит возраст торфа — поздний вюрм. Факт этот указывает на то, что на исследуемой территории в период позднего вюрма произошло заполнение долин преимущественно песком, который в некоторых местах перевеян в дюны.

2. В Ксенжаках в нижней части профиля залегает глина, а в средней — слой гиттии (рис. 3). Палинологический анализ гиттии указывает, что они образовались в начале межстадиала бреруп (рис. 4). Можно предполагать, что песок и гравий, залегающие под гиттией, являются образованием холодной фазы предшествующей брерупу. Глина свидетельствует об изменении условий осадконакопления в прадолине и, возможно, относится к периоду амерсфоорт. Гравий и песок, покрывающие гиттию, являются отложениями холодной климатической фазы.

3. В Ореницах в отложениях залегают два слоя органогенного материала разделенных песком и гравием (рис. 5). В нижнем слое найдена пыльца периода паудорф (рис. 6). Верхний слой органогенного материала относится к позднему вюрму (табл. 2). Слои песка и гравия и суглинок, залегающие под паудорфскими отложениями, образовались в холодной фазе предшествующей потеплению. Минеральные отложения, покрывающие паудорфские слои, тоже образовались во время холодной фазы и вероятно соответствуют периоду надвигания ледника лещинской фазы. Поздне-вюрмский возраст верхнего органогенного слоя свидетельствует о том, что также как в Янкове, этот период ознаменовала эрозия, а позже аккумуляция большого количества песка.

4. Геологический разрез варшавско-берлинской прадолины около Млогоши-на показывает, что настоящее ложе прадолины находится в северной части, по которой протекает река Бзура (рис. 1). Структура нижней части отложений указывает на изменяющуюся динамику вод, структура верхней части — на однообразный процесс главным образом аккумуляции. Структура нижней части отложений северного участка прадолины напоминает структуру осадков в Ксенжаках. Итак можно считать, что отложения нижней части разреза образовались в начале вюрма а отложения верхней части — в познем вюрме.

Южная часть прадолины, по которой протекает река Струга, моложе ее северной части и по возрасту соответствует верхним отложениям части прадолины, по которой протекает Бзура. Струга образует в настоящее время свою собственную долину. Рельеф поверхности и геологическое строение указывает на то, что в южной части существуют две долины — более древняя, погребенная, и вторая долина — Струги — современная, отодвинутая к северу, являющаяся элементом молодого рельефа. Образование новой долины Струги связано с проблемой изменения речной сети и образования водораздела возле Ленчицы.

5. На геологическом разрезе прадолины около Кухар показаны отложения главным образом позднего вюрма (рис. 8).

6. Около Ленчицы мощность речных отложений достигает около 40 м (рис. 9). Последняя фаза интенсивной эрозии привела к образованию вреза глубиной в 23 м, после чего наступила фаза непрерывной аккумуляции песка. В Ленчице эти события произошли в поздем вюрме.

7. В Ленке, на северном уступе варшавско-берлинской прадолины, на глубине 1,5 м, в песке найдена ископаемая почва. Палинологический анализ показал, что она образовалась в суббореальном периоде (рис. 10). Этот факт дает основание судить о том, что, начиная с этого времени, в Ленке по поверхности с наклоном ок. 3° шел склоновый процесс, главным образом смыв, результатом которого было накопление песка мощностью в 1,5 м.

8. В Збыльчицах голоценовая аккумуляция привела к поднятию уровня варшавско-берлинской прадолины на 2,5 м по отношению к уровню плейстоценового времени.

9. В Полюсине мощность четвертичных отложений достигает 4 м. Из них 2 м песка являются результатом аккумуляции наступившей после атлантического периода.

Южное ответвление варшавско-берлинской прадолины

1 Геологический разрез в Каршницах показывает долинные отложения (рис. 13). На основании палинологического анализа автор пришел к заключению, что торф образовался во время пленигльциала А (рис. 14). В связи с этим время аккумуляции остальных отложений можно определить следующим образом: торф,

подстилающие пески и гравий отложились в плейстоцене А. Слой глины нижней части разреза является вероятно остатком отложений времени бреруп. Подстилающий гравий отложился в холодной фазе предшествовавшей брерупу. Пески покрывающие отложения плейстоцена А отложились в позднем вюрме. Определение времени аккумуляции осадков указывает, что в Каршницах главный период вюрма был ознаменован перевесом эрозии над аккумуляцией. Пески, отложившиеся в позднем вюрме, перевеяны в дюны.

2. Разрез в Гуре св. Малгожаты пересекает долину и соседний холм (рис. 15). На склоне холма залегают две серии конгelifлюкционных отложений разделенные осадками речной террасы. На этой террасе находится слой известковистой глины с органогенным материалом. Палинологический анализ показал, что слой этот образовался в холодном периоде (табл. 3). Также как в Каршницах известковистая глина является отложением времени плейстоцена А. К этому времени относятся отложения террасы, на которой залегают известковистая глина и нижние конгelifлюкционные отложения. В долине этому времени соответствует песок и гравий покрывающий среднюю глину. Глина эта вероятно относится к периоду бреруп. Песок и гравий подстилающий среднюю глину — к холодной фазе предшествовавшей брерупу. Нижняя глина относится вероятно к периоду амерсфоорт, а подстилающие ее песок и гравий — к холодной фазе предшествовавшей амерсфоорту. Отложения, покрывающие осадки плейстоцена А, относятся к периоду максимальной фазы оледенения в Польше — лещинской. Определение возраста отложений дало возможность изучить морфологическое развитие изучаемого участка долины. В Гуре св. Малгожаты образовалась терраса времени отмирания ледника среднепольского ледниковья (Рисс), две террасы времени максимум вюрма и одна терраса времени позднего вюрма.

3. В Оршевицах в отложениях найдены две серии конгelifлюкционных осадков; нижняя соответствует Лещинской фазе, а верхняя — познанской фазе (рис. 17). Плейстоценовые отложения покрыты здесь песком, в котором на глубине 1 м залегают слои треввертина, образовавшегося в суббореальном периоде (табл. 5). Определение его возраста дает возможность констатировать, что, начиная от суббореального периода, т.е. в течение 5 000 лет на равнинной поверхности окрестностей Оршевиц образовался слой отложений мощностью в 1 м, которые были смыты с возвышенности, расположенной в южной части этой местности.

4. В Подгужицах в отложениях залегают слои глины соответствующий средней глине в Гуре св. Малгожаты (рис. 18). Структура склоновых и долинных отложений в Подгужицах (рис. 19) указывает, что аккумуляция их происходила в условиях холодного климата и обильного склонового сноса в долину. Благодаря этому воды реки, отягощенные большим количеством материала, быстро аккумулялировали без соответствующей сортировки отложений. В Подгужицах ясно видна взаимосвязь развития склона и долины. Интенсивность денудации склона отражалась на аккумуляции в долине.

5. В Вонкчеве у устья долины реки Зян в прадолине найдены следы рельефообразующих процессов происходивших в условиях мерзлоты (рис. 20). Эрозионная ложбина заполнена здесь глыбами разных отложений. Попадавшие в мерзлом состоянии глыбы сохранились в отложениях до сих пор.

Долина реки Охни

1. На геологическом разрезе окрестностей Ленк Костельных видно, что также как в других долинах, внизу залегают глины, а выше слои суглинка с органогенным материалом. Эти два слоя разделены песком и гравием (рис. 21).

Палинологический анализ органогенного материала указывает на существование тундры (рис. 22). Можно предполагать, что отложения эти образовались во время холодного периода вблизи ледника. Глину из нижней части разреза в Ленках Костельных, также как и в других разрезах, можно отнести к периоду потепления. Песок и гравий, разделяющие глину и органогенный материал относятся к холодным фазам вюрма.

Моренное плато

1. В Гази около Грабова Ленчицкого наблюдаются следы динамики процессов перигляциальной среды (рис. 23). Процесс денудации поверхности начался здесь с образования в глине морозобойных трещин, которые нарушили связность отложения. На поверхности подверженной воздействию мороза, происходило дальнейшее разделение глины на глыбы. В результате повторения этого процесса на поверхности глины образовался слой рыхлого материала, легко поддающегося склоновому транспорту.

2. В Сулковичах органогенные отложения, образовавшиеся на границе позднего плейстоцена и голоцена, покрыты 3-метровым слоем песка, который свидетельствует о мощном процессе аккумуляции в голоцене.

3. В Пясках Старых в бессточном понижении на моренной глине залегают отложения эмского межледниковья (рис. 24 и 25). Они покрыты песком и гравием и слоем органогенных отложений, которые образовались вероятно в периоде амерсфорт. В песке, на глубине 0,8 м найдены кусочки керамики поздне-латенские-раннеримские. Культурный слой указывает, что в названной местности в течение 2000 лет склоновые процессы, главным образом смыв, привели к образованию слоя песка мощностью около 0,8 м.

Кутновская морена

1. На территории Кутновской морены в верхней части холмов лежит слой склонового материала, как правило, 1 м мощности. В Шлапах на контакте склоновых и водноледниковых отложений найдены морозобойные трещины, которые уходят в слой песка (фот. 3). В материале заполняющем трещины находятся ветрогранники. Эти факты указывают на то, что наиболее интенсивная денудация моренных холмов происходила в холодном, сухом климате, вероятно во время лещинской фазы. Отсутствие отложений других периодов вюрма свидетельствует о непрерывном процессе денудации, которая господствовала в развитии рельефа Кутновской морены после среднепольского ледниковья.

2. Следы перигляциальной среды можно наблюдать также в Славенцине. Погружение валунов в действующем мерзлотном слое и морозное растрескивание валунов свидетельствует о том, что влияние морозных явлений и связанное с ними разрушение поверхности было интенсивным (фот. 4 и 5).

Ход развития рельефа окрестностей Ленчицы

Данные полученные для разных местностей сопоставлены на 8-ой таблице. Из них следует, что холмы Кутновской морены и моренного плато во время последнего холодного периода были подвержены денудации. Доказательством является отсутствие органогенных отложений теплых периодов вюрма, а также

осадков эмского межледниковья. Исключение составляют эмские отложения в Пясах Старых, сохранившиеся только потому, что они образовались в бессточном бассейне недоступном денудации и эрозии. На открытой поверхности эмские отложения были уничтожены уже в начале щецинской стадии. Найденные в Пясах Старых вероятно амерсфортские отложения тоже разрушены в их кровле. От амерсфорта до паудорфа на территории равнины и Кутновской морены преобладала денудация.

В долинах изучаемой территории в начале щецинской стадии шла интенсивная эрозия, которая уничтожила эмские отложения. После нее началась аккумуляция гравия и песка. Во время амерсфорт сток вод в долинах уменьшился. Слои глины этого времени свидетельствуют не только о ледниково-озерной аккумуляции, но также об условиях благоприятствующих развитию растительности, следы которой сохранились только в Пясах Старых. В долинах они уничтожены эрозией возобновившейся в холодной фазе следующей после амерсфорт.

В межстадиале бреруп тоже сток вод в долинах уменьшается, что благоприятствует развитию растительности в Ксенжаках. Отложения этого периода сильно разрушены во время последующей холодной фазы. Отложения Паудорфа, так как в предшествующих теплых периодах вюрма, указывают на уменьшение стока воды в реках.

Факты, касающиеся структуры данной территории, свидетельствуют о том, что лещинская фаза соответствует наиболее интенсивному похолоданию последнего холодного периода. Морозобойные трещины, ветрогранники, растрескивание валунов, вызванные воздействием мороза и явления свидетельствующие существовании действующего слоя мерзлоты говорят о том, что во время упомянутой фазы территория находилась под влиянием холодного, континентального климата. На изучаемой территории можно различить несколько горизонтов заключающих следы перигляциальных структур, однако средний горизонт, соответствующий лещинской фазе, отличается наибольшим богатством этих явлений. В долинах лещинская фаза начинается эрозией, которая разрушила паудорфские отложения. Следующим этапом было осадконакопление. Обилие материала, поступающего в долины благодаря развитию денудационных процессов, вело к быстрому развитию аккумуляции и в результате к блужданию рек, что хорошо видно в Подгужицах.

Перигляциальные явления времени познанской фазы выражены не так ярко, как подобные явления времени лещинской фазы. Поморская фаза начинается эрозией, после чего начинается аккумуляция песка.

Период позднего вюрма на моренном плато был ознаменован денудацией, а в речных долинах — аккумуляцией. В это время образуется водораздел возле Ленчицы и в результате этого меняется направление рек.

Пользуясь примером структуры отложений в Подгужицах и в Гуре Св. Малгожаты можно считать что речной транспорт играл подчиненную роль. В развитии долин главная роль принадлежала склоновому транспорту; в результате этого в долины поступало большое количество материала, что вело к усиленной аккумуляции. Итак существует взаимосвязь в развитии склона и долины. Мощност долинных отложений, определенных как вюрмские, составляет обыкновенно около 18 м. Большая часть этих отложений снесена со склонов. Из этого следует, что денудация моренного плато во время последнего холодного периода достигла значительных размеров.

Структура и палинологический анализ указывают, что в долинах в каждом теплом вюрмском периоде шла аккумуляция при слабом течении воды, либо при отсутствии какого бы то ни было движения. В долинах, как правило, каждое похолодание начинается эрозией, после которой следует аккумуляция.

В голоцене в долинах исследуемой территории происходила аккумуляция песка мощностью в 4 м.

Представленные данные свидетельствуют о том, что на развитие окрестностей Ленчицы, обусловленное закономерностью климатических явлений, повлияли тектонические процессы, особенно связанные с соляной тектоникой.

Большие морфологические изменения в прадолине были вызваны реками текущими с юга.

Все перемены вызванные экзогенными и эндогенными факторами усложняют точную реконструкцию прадолины времени отмирания ледникового покрова среднепольского ледниковья и ее позднейшего развития. Сложность состоит прежде всего в увязке соответствующих террасовых уровней гляциального и перигляциального времени на изучаемой территории. В настоящее время здесь можно выделить одну террасу периода отмирания ледникового покрова высотой в 111—119 м н.п.м. и три вюрмские террасы, а именно: 2 перигляциальные террасы времени главного вюрма и перигляциальную террасу позднего вюрма. Голоценовая терраса на исследуемой территории расположена ниже 98 м н.у.м. (рис. 26).

EVOLUTION OF LAND-FORMS IN THE REGION OF ŁĘCZYCA SINCE THE MIDDLE-POLISH GLACIATION

Introduction

The region of Łęczyca covers three units: a part of the Warsaw—Berlin pradolina, the adjacent plain built of boulder clay, and a part of Kutno terminal moraine. The region lies within the area of the Middle-Polish (Riss) Glaciation. Fossil periglacial phenomena disturbing the primary structure of glacial deposits indicate that the region was under severe periglacial conditions during the last cold period.

On the interfluves, the action of destructive agencies is recorded by denudational and erosional surfaces whereas the closed depressions and valleys were places of slope waste accumulation. Therefore the thickness and differentiation of the deposits infilling these depressions permit to estimate the rate of denudation and to determine the climatic oscillations exerting influence upon the accumulation. By structural and palynological examinations of the valley deposits it is possible to determine the conditions and time of their accumulation, and in consequence, it is also possible to recognize the evolution of land-forms in particular sections of the region. The subject of the present paper is a discussion of morphological events in the valleys, on the plain, and in the part of the Kutno terminal moraine.

Evolution of valley relief

The main channel of the Warsaw—Berlin pradolina

1. At Janków, a peat bed interlying the sand shows pollen spectra from the Late Würm (Fig. 2, Tab. 1). Structure of the deposits reveals two phases: erosional and accumulational one. It is difficult to define the time of erosion whereas the accumulation of infilling material is dated by the peat as Late Würm. This shows that during the Late Würm the valleys were infilled, mainly by sands from which dunes were locally formed.

2. At Książki the cross-profile shows clay in the base and gyttja in the middle part of the section (Fig. 3). The pollen analysis reveals that gyttja was deposited at the beginning of the Brörup Interstage (Fig. 4). This suggests that the underlying sand and gravel correspond to the cold phase preceding the Brörup, whereas the clay proves that accumulational conditions underwent changes in the pradolina and probably this clay is of Amersfoort age. The gravel and sand overlying the gyttja were deposits under cold climatic conditions.

3. At Orenice the deposits contain two organic horizons separated by sands and gravels (Fig. 5). The lower horizon contains pollen of the Paudorf vegetation (Fig. 6), and upper layer corresponds to the Late Würm (Tab. 2). The sand, gravel

and silt lying at the base of the section were accumulated during the cold phase preceding the Paudorf. The mineral sediments overlying the Paudorf horizon represent a colder phase and probably correspond to the icesheet transgression of the Leszno Phase. The determination of the age of the upper organic layer as Late Würmian proves that, like at Janków, also here this period is characterized by erosion followed by considerable accumulation of sand.

4. The geological section across the Warsaw—Berlin pradolina near Młogoszyn shows that the true pradolina channel lies in the northern part; today it is occupied by the river Bzura (Fig. 7). The structure of deposits displays two different parts: the bottom part which testifies to fluctuations of dynamics of the flow, and the top one which was deposited by rather stable accumulation. In the northern part of the pradolina the structure of the lower part of the deposits resembles the structure observed at Księżaki. Hence it may be concluded that the lower horizon was deposited in the Early Würm, and upper one — in the Late Würm.

The southern part of the pradolina, occupied at present by the stream Struga, is younger than the northern part and corresponds in age to the top deposits occurring in the part of the pradolina occupied by the Bzura; the Struga forms its own valley. Both the morphology and the geological structure indicate that the pradolina in its southern part is composed of two valleys: the older one completely filled-in, and northwards the young valley of the stream Struga. The formation of a new valley by the Stream is closely associated with a change of the river courses and the formation of a watershed near Łęczycza.

5. Geological cross-profile through the pradolina near Kuchary shows deposits, mainly from the Late Würm (Fig. 8).

6. Near Łęczycza the thickness of fluvial deposits is ca. 40 m (Fig. 9). The last phase of intensive erosion caused the incision of the river up to 23 m, and this was followed by a phase of uninterrupted accumulation of sand. These processes are regarded as Late Würmian.

7. At Łęka, situated on the northern side of the Warsaw—Berlin pradolina, the sand contains the sub-Boreal fossil soil at 1.5 m depth (Fig. 10). This implies that since sub-Boreal phase, slope processes, mostly slopewash operating on the 3° sloping surface, caused the accumulation of 1.5 m sand blanket.

8. Near Zbylczyce, due to Holocene accumulation the pradolina floor raised 2.5 m above its Pleistocene level.

9. At Polusin, the Quaternary deposits are ca. 4 m thick, 2 m of which were accumulated after Atlantic time.

The southern branch of the Warsaw—Berlin Pradolina

1. Geological cross-section at Karsznice shows valley deposits (Fig. 13). Palynological examinations revealed that the peat is Pleniglacial A in age (Fig. 14). The underlying sand and gravel is of the same age. The clay in the base of the section is most probably remnant of Brörup deposits, and the lower-lying gravel is of the preceding cold phase. The series of Pleniglacial A deposits is overlain by sand accumulated during the Late Würm. The determination of the time when the successive deposits were accumulated indicates that during the Würm climax the erosional processes at Karsznice prevailed over the accumulative ones. The Late Würmian sand contributed to the formation of dunes.

2. A cross-section from Góra Św. Małgorzaty was made across the valley and the adjacent hill (Fig. 15). On the hill side occur two series of congelifluction deposits separated by fluvial sediments. This fluvial material is overlain by thin layer of calcified clay with organic matter containing pollen grains typical of cold climate (Tab. 3). Like at Karsznice, the calcified clay is dated as Plenigla-

cial A; the same age is assumed for the underlying fluvial sediments and lower congelifluction. In the valley, the sand and gravel covering the middle clay layer are probably of the same age; the clay itself is dated from the Brorup. The lower-lying sand and gravel belong to the preceding cold phase, and the lowermost

Table 4

Outline of Würm stratigraphy in Góra Św. Małgorzaty

	Valley	St. Małgorzata hill	After J. Dylik 1963
Holocene	Peat		
Late Würm			Wanning phase
Pomeranian Phase			Climax of the Würm
Interphase			
Poznan Phase			
Interphase			
Leszno Phase	Sand and gravel (covering the upper clay)	Upper congelifluction, faceted stones, frost fissures in older periglacial terrace	
Paudorf	Upper clay?		
Cold phase (Pleniglacial A)	Sand and gravel (covering the middle clay horizon)	Calcified clay, deposits of older periglacial terrace, lower congelifluction	Waxing phase
Brorup	Middle clay?		
Cold phase	Sand and gravel (underlying the middle clay horizon)		
Amersfoort	Lower clay?		
Cold phase Szczecin Stage)	Sand and gravel underlying the lower clay horizon)		
Eemian Interglacial			
Middle-Polish Glaciation (Warta Stage)	Boulder clay	Glacifluvial sediments	

clay is probably Amersfoort in age. The base gravel with sand is in turn an evidence of a cold phase from before the Amersfoort. The sediments mantling the Pleniglacial A deposits originated during the time of the most extensive transgression of the last ice sheet, i.e. during the Leszno Stage. Due to datation of individual deposits is possible to interpret the paleogeographical evolution of this valley sector. In Góra Św. Małgorzaty it is one terrace dated from the deglaciation of the Middle-Polish (Riss) Glaciation, and two terraces from the climax of the Würm and one from the Late Würm.

3. At Orszewice, the structure of the deposits reveals two congelifluction series, the lower one of the Leszno-, and the upper one of the Poznań Stage (Fig. 17). The Pleistocene deposits are here covered with sand which at 1 m depth contains a thin travertine horizon developed in sub-Boreal time (Tab. 5). This suggests that since the sub-Boreal period, i.e. for five thousand years the plain near Orszewice has been mantled by the 1 m thick deposits, derived from elevated surfaces in the southern part of the area.

4. The clay at Podgórzycze corresponds to the middle clay horizon in Góra Św. Małgorzaty (Fig. 18). Structure of the slope and valley deposits (Fig. 19) indicates that the accumulation took place under cold climatic conditions and was caused by the abundant supply of slope material onto the valley floor. Hence, the overloaded river began to deposit unsorted material. At Podgórzycze the interdependence between slope and valley evolution is very distinct. The increased intensity of slope denudation was reflected in the increased rate of accumulation on the valley bottom.

5. At Wąkczew, where the stream Zian joins the pradolina there are some imprints of relief-forming processes which operated under permafrost conditions (Fig. 20). An erosional channel is filled with blocks of deposits which fell down the valley bottom in frozen condition.

The Ochnia valley

1. The cross-profile through the Ochnia valley at Łęki Kościelne shows — like in other valleys — the clay in the bottom, and silt with organic matter in the upper part, separated by sands and gravels (Fig. 21). The palynological analysis of the organic matter reveals the tundra vegetation (Fig. 22). This implies that these deposits originated in the cold environment and close vicinity of the ice-sheet. Like in some of the profiles discussed above, the sand and gravel are regarded as the deposits of cold phases of the Würm whereas the underlying clay may be considered as a deposit of a warmer climate.

The morainal plain

1. At Gać, near Grabów Łęczycki, there are some structure properties which bear witness of the fossil periglacial environment (Fig. 23). Denudation of the land surface initiated by the formation of frost fissures in the boulder clay caused further loosening of the surficial soil horizon due to which the boulder clay split into separate blocks. Such recurrent frost processes led to the formation of debris liable to slope-transportation.

2. At Sułkowice, the organic matter, developed at the transition time from the Late Pleistocene to the Holocene, is covered by sands 3 m thick. This clearly indicates the rate of Holocene accumulation.

3. At Piaski Stare, a closed depression in the boulder clay is filled with the

The course of relief evolution of the Łęczyca Region

Periods	Sub-periods	Valleys	Ground-moraxnal plain	Kutno end-moraines
H o l o c e n e	Sub-Atlantic		Accumulation of sand, 0,8 m thick, at Piaski Stare	Denudation
	Sub-Boreal	Accumulation of travertine and sand 1 m thick, at Orszewice Slopewash and accumulation of sand 1 m thick, at Łęka Accumulation of sand 1 m thick, at Palusin	Accumulation of sand at Piaski Stare	
	Atlantic	Formation of soil and accumulation of sand 1 m thick at Polusin	Accumulation of sand, 1 m thick, at Gać	
	Boreal	Accumulation of sand, 2 m thick, at Polusin		
	Pre-Boreal	Accumulation of sand, 2,5 m thick, at Zbylczyce Accumulation of peat with admixture of sand, at Zbylczyce		
W ü r m	Younger Dryas	Changes in deirection of rivers	Denudation	Denudation
	Alleröd	Decrease in water flow in the pradolina and in side valleys Accumulation of peat ,at Janków and at Orenice 2		
	Older Dryas	Accumulation of top series of sands, at Księżaki, Orenice, and Miogoszyn		
	Bolling	Formation of dunes		

continuation in page 76, 77

	Periods	Valleys	Ground-moraxnal plein	Kutno end-moraines
W u r m	Pomeranian Stage	Accumulation of top series of sands at Karsznice, Janków, Orenice 2, Młogoszyn, Kuchary, Łęczyca Braided streams at Podgórzyce Erosion at Janków, Orenice, Młogoszyn, Kuchary, Łęczyca	Denudation	Denudation
	Interphase			
	Poznań Stage	Braided waters at Podgórzyce Development of congelifluction and frost fissures at Orszewice Erosion at Orszewice		
	Interphase			
	Leszno Stage	Accumulation of sand in the valleys Development of congelifluction, frost fissures and ventifacts in Góra Św. Małgorzaty and Orszewice Accumulation of blokcs of frozen deposits at Wąkczew Braided waters at Podgórzyce Erosion of Paudorf sands	Development of frost fissures and frozen-clay blocks at Gac	Development of frost fissures at Szałupy. Sunken boulders in the active zone of permafrost at Sławęcín

W ü r m	Paudorf	Accumulation of arganic material at Orenice 1 and of clay in Góra Św. Małgorzaty Decrease in water flow in the pradolina and in side valleys	continuation on page	Denudation
	Cold Phase (Pleniglacial A)	Accumulation of sand and gravel in valleys Accumulation of calcified clay, fluvial sediments and congelifluction deposits in Góra Św. Małgorzaty and of peat at Karsznice Erosion of Brörup organic deposits	Denudation	
	Brörup	Accumulation of gyttja at Księżaki and of clay at Karsznice Decrease in water flow in the pradolina and in side valleys.		
	Cold Phase	Accumulation of sand and gravel in valleys Erosion of Amersfoort organic deposits		
	Amersfoort	Accumulation of clay at Księżaki and of lower clay in Góra Św. Małgorzaty Decrease in water flow in the pradolina and in side valleys	Accumulation of organic material at Piaski Stare	
	Cold Phase (Szczecin Stage)	Accumulation of sand and gravel in valleys Erosion of Eemian deposits	Erosion and denudation of Eemian deposits	Erosion and denudation of Eemian deposits
Eemian Interglacial		Erosion of the former Pleistocene deposits down to the Quaternary substratum	Accumulation of organic material at Piaski Stare	
R i s s	Middle-Polish Glaciation (Warta Stage)	Erosion by glacialfluvial waters and formation of glacial river valleys Deposition of boulder clay and glacialfluvial sediments	Deposition of boulder clay	Accumulation of glacialfluvial sediments

Eemian deposits (Figs. 24 and 25), overlain by sand and gravel, and on the top by organic horizon probably of Amersfoort age. At 0.8 m the sand contains pottery fragments dated from the Late Latenian-Early Roman time. This shows that slope processes, mostly slopewash, caused the accumulation of sands 0.8 m thick during ca. 2000 years.

The Kutno terminal moraine

1. Within the area of the Kutno terminal moraine the hills are in general covered by slope deposits 1 m in thickness. At Szałapy, on the contact-line of slope material with glacial sediments, frost fissures penetrate deep into the sand (Photo 3). The infilling material contains faceted stones. This seems to indicate that the most vigorous denudation of the morainal hills occurred under cold and dry climatic conditions, presumably during the Leszno Stage. The lack of deposits from other phases of the Würm indicates that denudation has uninterruptedly operated since the Middle-Polish (Riss) Glaciation, and that it is the main agent in the evolution of land forms of the Kutno moraine.

2. Evidence of periglacial environment can also be observed at Slawęcín. Boulders which sunk into the active zone of permafrost as well as splitted boulders are good indicators of vigorous frost processes and subsequent intensive denudation (Photos 4 and 5).

The course of relief evolution in the Łęczyca region

The data listed in Table 8 show that Kutno hills and the adjacent ground-moraine plain were areas of prevailing denudation during the last cold period. Such a conclusion is confirmed by the lack of organic deposits from the warmer Würmian phases and of the Eem. The Eemian deposits at Piaski Stare, preserved in enclosed depressions, constitute exception. On the open surfaces these deposits were destroyed at the very beginning of the Szczecin Stage. The deposits, probably of Amersfoort age also underwent denudation in the top of the profile at Piaski Stare. During the time-span from the Amersfoort to the Paudorf, denudation was a dominant process in the area of the Kutno terminal moraine and the adjacent plain.

At the very beginning of the Szczecin Stage, intensive fluvial erosion operated in this region destroying the Eemian deposits. This was followed by the accumulation of sands and gravels. In the Amersfoort, river flow decreased which is evidenced by the varved type of the clays. The conditions were at this time favourable enough for vegetation growth, remains of which are preserved only at Piaski Stare, because in the valleys they were denuded by current erosion during the subsequent cold phase.

The Brörup climate also caused the decrease of water flow in valleys, thus promoting the growth of some plants (at Księżaki). However, the Brörup deposits were destroyed in the succeeding cold phase. The deposits of Paudorf age indicate that river flow decreased again, like in the preceding warmer Würmian phases.

The structure of deposits, commonly occurring in the region, evidently shows that the Leszno Stage was the coldest phase of the Last Glaciation. Frost fissures, faceted stones, frost-shattered boulders as well as phenomena due to the

active zone of permafrost prove that during the Leszno Stage the Łęczyca region was under severe and continental cold climate. At the beginning of the Leszno Stage erosion became vigorous in the valleys and destroyed the Paudorf deposits. Further, the accumulational processes prevailed: due to abundance of material derived from slopes the streams being overloaded started to deposit the waste on the valley bottoms causing the rivers to change their beds (braided streams at Podgórzyce).

Periglacial phenomena dating from the Poznań Stage are not so well-developed as those of the Leszno Stage. However, the course of relief-forming processes was similar to the preceding cold phase: erosion followed by accumulation.

The Late Würm was a time of the activity of erosion on the interfluves, and of accumulation in the valleys. The formation of the watershed near Łęczyca is also dated from this time.

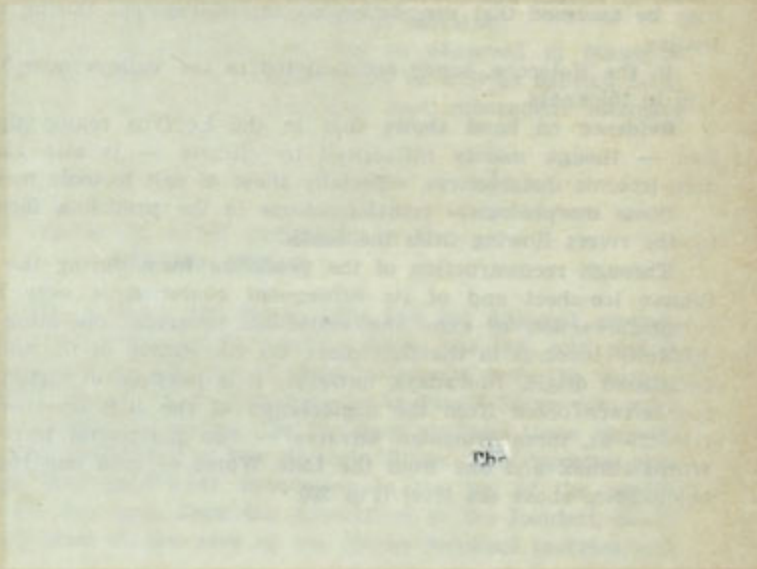
As exemplified by the sections at Podgórzyce and Góra Św. Małgorzaty, it may be assumed that river erosion was less important than very vigorous slope processes supplying the debris onto the valley bottom and causing the infilling of the valleys. The Würmian valley-filling deposits are ca. 18 m thick. Hence, it may be assumed that denudation on interfluves was during the Würm very intensive.

In the Holocene, sands accumulated in the valleys near Łęczyca have up to 4 m in thickness.

Evidence on hand shows that in the Łęczyca region the landscape evolution — though mainly influenced by climate — is also complicated by some deep-tectonic disturbances, especially those of salt tectonic movements.

Some morphological transformations in the pradolina form were also caused by the rivers flowing from the south.

Through reconstruction of the pradolina form during the deglaciation of the Rissian ice-sheet and of its subsequent evolution is very difficult because of composite action of exo- and endogenic processes operating in this area. This difficulty involves in the first place the correlation of the terraces of glacial and periglacial origin. Nowadays, however, it is possible to distinguish in this region: one terrace dated from the deglaciation of the Riss ice-sheet at an altitude of 111—119 m, three Würmian terraces — two periglacial terraces dated from the Würm climax and one from the Late Würm —, and one Holocene terrace lying below 98 m above sea level (Fig. 26).



Chr



ERRATA

Str.	Wiersz	Jest	Powinno być
49	5 od góry	pyłowego	pyłkowego

S. Jewtuchowicz, *Rozwój rzeźby okolic Łęczycy...*

<http://rcin.org.pl>

51. Kostrowicki A. S., Regionalizacja zoogeograficzna Palearktyki w oparciu o faunę motyli tzw. większych (*Macrolepidoptera*). 1965, s. 100 + 21 ilustr., z1 30,—
52. Gerlach T., Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarka (Beskid Wysoki — Karpaty Zachodnie). 1966, s. 111, 20 ilustr., z1 33,—
53. Klimek K., Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. 1966, s. 136 + 26 ilustr., z1 32,—
54. Kosmowska-Suffczyńska D., Rozwój rzeźby w trzeciorzędzie okolic Ostrowca Świętokrzyskiego i Ćmielowa. 1966, s. 114 + 22 ilustr. + 7 fot. + 2 mapy, z1 33,—
55. Ziemońska Z., Obieg wody w obszarze górskim na przykładzie górnej części dorzecza Czarnego Dunajca. 1966, s. 111 + 16 ilustr., + 2 wkładki, z1 34,—
56. Ratajski L., Mapy przemysłu, ich właściwości metodyczne i kartometryczne. 1966, s. 115 + 22 ilustr., z1 28,—
57. Więckowski K., Osady denne Jeziora Mikołajskiego. 1966, s. 112 + 12 ilustr. + 7 fot., z1 24,—
58. Szostak M., Pochodzenie Jeziora Śniardwy i jego zasoby wodne. 1967, s. 70 + 11 ilustr., z1 20,—
59. Rościszewski M., Siemek Z., Rolnictwo krajów słabo rozwiniętych (Egipt, Syria, Turcja). 1967, s. 109 + 9 ilustr., z1 24,—
60. Ziętara T., Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów, 1968, s. 116 + 12 ilustr. + 11 fot., z1 33,—
61. Urbaniak U., Wydmy Kotliny Płockiej. 1967, s. 79 + 43 ilustr. + 8 fot., z1 21,—
62. Jewtuchowicz S., Geneza Pradoliny Warszawsko-berlińskiej między Nerem a Moszczenią. 1967, s. 102 + 42 ilustr. + 19 fot., z1 30,—
63. Dziewoński K., Baza ekonomiczna i struktura funkcjonalna miast. Studium rozwoju pojęć, metod i ich zastosowań. 1967, s. 135, z1 32,—
64. Rychłowski B., Regionalizacja ekonomiczna — zagadnienia podstawowe. 1967, s. 139, z1 33,—
65. Bączyk J., Masy wodne południowego Bałtyku i wpływ ich ruchów na polską strefę przybrzeżną. 1968, s. 120 + 32 ilustr., z1 31,—
66. Szulc H., Typy wsi Śląska Opolskiego na początku XIX wieku i ich geneza. 1968, s. 105 + 14 ilustr. + 2 wkładki, z1 30,—
67. Szewczyk J., Włoka. Pojęcie i termin na tle innych średniowiecznych jednostek pomiaru ziemi. 1968, s. 113 + 6 ilustr., z1 30,—
68. Wojciechowski K., Zagadnienie metody bilansu wodnego Thornthwaite'a i Mathera w zastosowaniu do Polski. 1968, s. 79 + 23 ilustr., z1 18,—
69. Praca zbiorowa. Problemy regionalizacji fizycznogeograficznej. Materiały z sympozjum zorganizowanego przez P.T.C. w dniach 16—24 września 1966. 1968, s. 114 + 4 ilustr. + 1 wkładka, z1 28,—
70. Pulina M., Zjawiska krasowe we wschodniej Syberii. 1968, s. 94 + 34 ilustr. + 4 fot., z1 19,—
71. Szupryczyński J., Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu. 1968, s. 127 + 15 ilustr. + 35 fot. + 1 wkładka, z1 34,—
72. Kosiński L., Migracje ludności w Polsce w latach 1950—1960. 1968, s. 106 + 41 ilustr., z1 28,—
73. Korolec H., Procesy brzegowe i zmiany linii brzegowej Jeziora Mikołajskiego. 1968, s. 67 + 16 ilustr. + 6 fot. + 1 wkładka, z1 24,—
74. Praca zbiorowa. Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. 1968, s. 216 + 12 ilustr. + 11 fot., z1 67,—

75. Praca zbiorowa. Procesy i formy wydmy w Polsce. Zbiór prac pod redakcją R. Galona 1969, s. 390 + 72 ilustr. + 75 fot., zł 98,—
76. Iwanicka-Lyra E., Delimitacja aglomeracji wielkomiejskich w Polsce 1969, s. 113 + 12 ilustr., z 28,—
77. Praca zbiorowa. Z zagadnień ludnościowych krajów gospodarczo słabo rozwiniętych. 1969, s. 146 + 6 ilustr., zł 32,—
78. Korcelli P., Rozwój struktury przestrzennej obszarów metropolitalnych Kalifornii. 1969, s. 125 + 34 ilustr., zł 28,—
79. Koter M., Geneza układu przestrzennego Łodzi przemysłowej. 1969, s. 135 + 9 ilustr., + 3 wkł., + 2 zał., zł 34,—
80. Kaszowski L., Kotarba A., Wpływ katastrofalnych wezbrań na przebieg procesów fluwialnych (na przykładzie potoku Kobylanka na Wyżynie Krakowskiej)
Nowak W. A., Rzeźba podzwartorzędowa i ewolucja układu sieci dolinnej w północnośrodkowej części Wyżyny Małopolskiej. 1970, s. 124 + 77 ilustr., + 12 fot., + 1 wkł., + 1 zał., zł 30,—
81. Stola W., Próba typologii rolnictwa Poniżnia. 1970, s. 147 + 29 ilustr., + 9 fot. + 7 wkł., zł 39,—
82. Praca zbiorowa. Studia z geografii średnich miast w Polsce. Problematyka Tarnowa (w druku)
83. Wiśniewski E., Struktura i tekstura sandru ostródzkiego oraz teras doliny górnej Drwęcy (w druku)
84. Skoczek J., Wpływ podłoża atmosfery na przebieg dobowy bilansu cieplnego powierzchni czynnej (w druku)

Varia

Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce.

Zeszyt 1. Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1961, s. 248, zł 72,—

Zeszyt 2 (uzupełniający). Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800, s. 124, zł 28,—

Zeszyt 3. Katalog atlasów 1801—1919, 1965, s. 343, zł 76,—

Zeszyt 4. Katalog atlasów 1920—1945. 1968, s. 160, zł 48,—