

POLSKA  
AKADEMIA  
NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII  
I PRZESTRZENNEGO  
ZAGOSPODAROWANIA

---

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

6

BADANIA EWOLUCJI  
DOLIN RZECZNYCH  
NA BIAŁORUSI – I

POD REDAKCJĄ  
TOMASZA KALICKIEGO



**WYKAZ ZESZYTÓW INSTYTUTU GEOGRAFII  
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA PAN**

**z ostatnich lat**

**1995**

29. P. EBERHARDT – Zagadnienia ludnościowe obszaru byłych Prus Wschodnich, 41 s., zł 4,-
30. Z. BABIŃSKI, M. GRZEŚ – Monografia hydrologiczna zbiornika stopnia wodnego Włocławek, 79 s., zł 4,-
31. J. GRZESZCZAK – Przestrzenne zróżnicowanie społeczno-gospodarcze „północ-południe” w krajach Unii Europejskiej. Wielka Brytania, Niemcy, Francja, 60 s., zł 4,-
32. A. GAWRYSZEWSKI – Rynek pracy Warszawy i województwa warszawskiego, 131 s., zł 4,-
33. T. KOZŁOWSKA-SZCZĘSNA, B. KRAWCZYK, K. BŁAŻEJCZYK – Warunki biometeorologiczne Supraśla, 68 s., zł 4,-
34. P. KORCELLI – Regional patterns in Poland's transformation: The first five years, 62 s., zł 4,-
35. E. NOWOSIELSKA – Bezrobocie – przegląd aktualnych tendencji, problemów i wyników badań (w krajach rozwiniętych), 70 s., zł 4,-
36. R. SZCZĘSNY – Przemiany struktury przestrzennej rolnictwa Polski 1989–1992, 60 s., zł 4,-

**1996**

37. A. B. ADAMCZYK – Charakterystyka wiatrów silnych i bardzo silnych w Polsce; J. BARANOWSKI – Wielkość zachmurzenia w Warszawie w zależności od cyrkulacji atmosferycznej, 71 s., zł 4,-
38. H. POWĘSKA, T. KOMORNICKI – Przejścia graniczne: Kostrzyn, Słubice, Świecko, Gubin – podstawowe funkcje i strefa oddziaływania na terenie Polski i Niemiec; J. PAPIS, T. KOMORNICKI – Miasto Duszniki Zdrój jako gmina przygraniczna, 50 s., zł 4,-
39. L. KOLENDOWICZ – Burze na obszarze Polski północno-zachodniej w świetle częstości występowania różnych typów cyrkulacji atmosfery, 115 s., zł 4,-
40. R. SZCZĘSNY – Rolnictwo i gospodarka żywnościowa w okresie restrukturyzacji 1989–1994, 47 s., 31 il., zł 4,-
41. P. KORCELLI (red.) – Aglomeracje miejskie w procesie transformacji: I, 72 s., zł 4,-
42. P. KORCELLI (red.) – Aglomeracje miejskie w procesie transformacji: II, 98 s., zł 4,-
43. P. KORCELLI (red.) – Aglomeracje miejskie w procesie transformacji: III, 68 s., zł 4,-

**BADANIA EWOLUCJI  
DOLIN RZECZNYCH  
NA BIAŁORUSI – I**

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA 6

**STUDY OF THE EVOLUTION  
OF RIVER VALLEYS  
IN BELARUS – I**

POLSKA  
AKADEMIA  
NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII  
I PRZESTRZENNEGO  
ZAGOSPODAROWANIA

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

6

BADANIA EWOLUCJI  
DOLIN RZECZNYCH  
NA BIAŁORUSI – I

POD REDAKCJĄ  
TOMASZA KALICKIEGO



**KOMITET REDAKCYJNY**

**Redaktor: Roman Szczęsny**

**Zastępca Redaktora: Jerzy Grzeszczak**

**Członkowie: Zygmunt Babiński, Krzysztof Błażejczyk,  
Piotr Eberhardt, Marek Jerczyński, Adam Kotarba, Władysława Stola**

**Sekretarz: Irena Stańczak**

**Adres Komitetu:**

**Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania**

**Polskiej Akademii Nauk**

**ul. Twarda 51/55**

**00-818 Warszawa**

**Opracowanie redakcyjne: Ludmiła Kwiatkowska**

**Redaktor Wydawnictwa: Jan Kuźma**

**Redaktor techniczny: Maciej Szłapka**

**© Copyright by Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN,  
Warszawa 1997**

**PL ISSN 0012-5032**

**ISBN 83-86682-16-7**

**WYDAWNICTWO**

***Continuo***

**ul. Czackiego 46/1**

**51-607 Wrocław**

**tel./fax 071/48-37-54**

**Łamanie wykonano w Pracowni Składu Komputerowego TYPO-GRAF**

**Wydrukowano we Wrocławskiej Drukarni Naukowej**

**<http://rcin.org.pl>**

## SPIS TREŚCI

Przedmowa (Leszek Starkel) . . . . .	7
Tomasz KALICKI – Wstęp. Badania ewolucji dolin rzecznych na Białorusi w latach 1987–1996 . . . . .	9
Introduction. Study of the evolution of river valleys in Belarus in the period 1987–1996 (summary) . . . . .	12
Tomasz KALICKI, Aleksander F. SAN'KO, Valentyna P. ZERNICKA, Georgij I. LITVINJUK – Ewolucja doliny Dźwiny na Nizinie Suraskiej w późnym glacie i holocenie . . . . .	13
Evolution of the Zapadnaya Dvina valley on Surazh Plain during the Late Glacial and the Holocene (summary) . . . . .	51
Tomasz KALICKI, Aleksander F. SAN'KO – Ewolucja doliny Łuczosity w późnym glacie i holocenie . . . . .	53
Evolution of the Luchosa river valley during the Late Glacial and the Holocene (summary) . . . . .	81
Tomasz KALICKI, Aleksander F. SAN'KO, Georgij I. LITVINJUK – Zapis późnoglacialnych i holocenijskich zmian klimatu i działalności człowieka w osadach dna i zboczy doliny Ptyczy koło Mińska . . . . .	83
Reflection of the Late Glacial and the Holocene climate change and the human impact in the floor and slope sediment on Ptich valley near Minsk (summary) . . . . .	104
Tomasz KALICKI, Piotr KALINOVSKI – Budowa i wiek aluwiołów równiny zalewowej Wilii w rejonie Smorgonii . . . . .	105
Structure and age of the Viliya flood plain near Smorgon (summary) . . . . .	111





## PRZEDMOWA

Niniejszy zeszyt „Dokumentacji Geograficznej” jest plonem rozpoczętej przed 10 laty współpracy między Instytutem Nauk Geologicznych Akademii Nauk Białorusi i Zakładem Geomorfologii Gór i Wyżyn Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.

Badania dolin rzecznych prowadzone dawniej niezależnie w dolinach Wisły, Niemna i Dźwiny zostały dzięki tej współpracy zintensyfikowane. Polskie metody badań osadów i form rzecznych zostały przeniesione na teren Białorusi dzięki udziałowi dr. T. Kalickiego w ekspedycjach białoruskich, a z drugiej strony koledzy białoruscy – dr. A. San’ko i V. Zernicka, uczestniczą w opracowaniu profilów osadów rzecznych w dolinach południowej Polski.

Przygotowany pod redakcją dr. T. Kalickiego zeszyt prezentuje najnowsze wyniki badań dotyczących ewolucji kilku odcinków dolin dorzecza Niemna i Dźwiny podpartych przez ostatni lądolód skandynawski, a także badań w dorzeczu Dniepru.

Zorganizowane w Mińsku (22–23 X 1996) dwustronne seminarium wskazuje, że tematyka współpracy będzie się rozszerzała w następnych latach.

*Leszek Starkel*



TOMASZ KALICKI

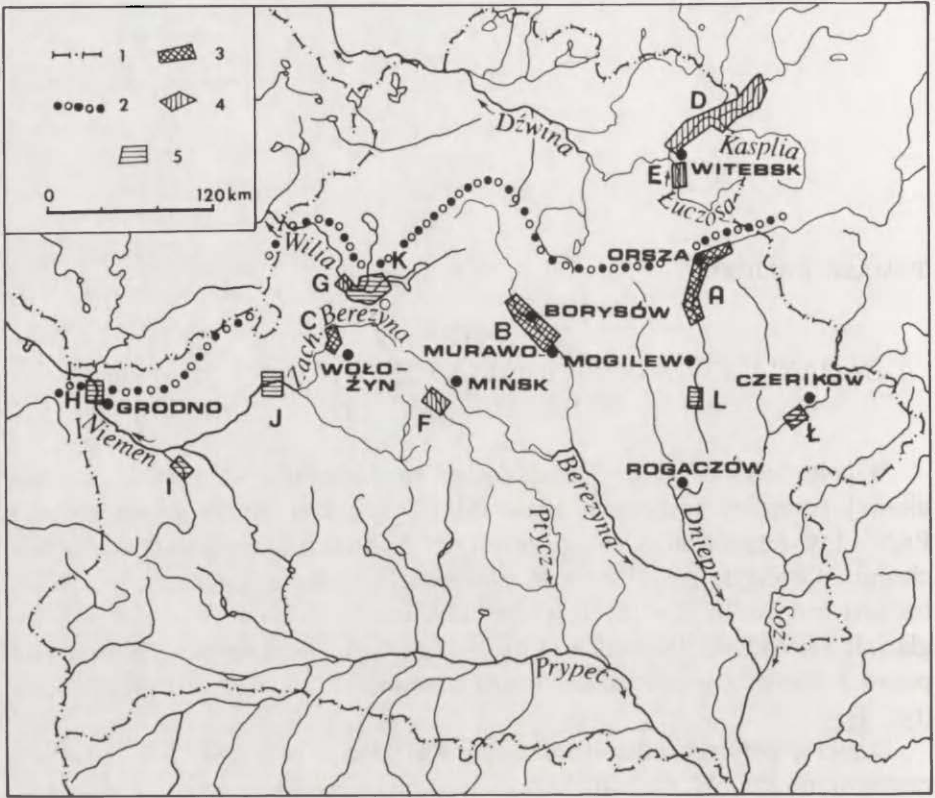
## WSTĘP. BADANIA EWOLUCJI DOLIN RZECZNYCH NA BIAŁORUSI W LATACH 1987–1996

W połowie lat osiemdziesiątych została podpisana umowa o współpracy naukowej pomiędzy Instytutem Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN a Instytutem Nauk Geologicznych AN Białorusi (dawniej Instytutem Gechemii i Geofizyki AN BSSR). W ramach tej umowy rozpocząłem w 1987 r. badania nad ewolucją różnych typów dolin rzecznych na Białorusi w późnym glacie i holocenie. Podczas 8 ekspedycji geologicznych, trwających w sumie ponad 3 miesiące, prowadzono badania terenowe w kilkunastu odcinkach dolin (ryc. 1).

Dzięki współpracy z licznym kręgiem specjalistów białoruskich w badaniach zastosowano szeroki wachlarz metod: analizy malakologiczne (A. F. San'ko), paleobotaniczne (palynologia – V. P. Zernicka, makroszczałki – G. I. Litvinjuk), paleozoologiczne (P. F. Kalinovski), a ostatnio geochemiczne (N. N. Petuchova, S. N. Veremčuk). Analizy granulometryczne (metoda sitowa oraz laserowa Fritscha), zawartość węglanów i substancji organicznej były wykonywane w laboratorium Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN w Krakowie (J. Sala). Dwadzieścia datowań  $^{14}\text{C}$  wykonano w laboratorium Politechniki Śląskiej w Gliwicach dzięki finansowemu wsparciu Fundacji Radiowęglowej (9 datowań) oraz z programu CPBP.03.13 i grantu 6-0783-91-01, kierowanych przez Profesora Leszka Starkla (11 datowań).

Dotychczasowe wyniki badań były wielokrotnie referowane na sympozjach krajowych i zagranicznych (Kalicki 1992, 1994, 1995a, b, d, e; Kalicki, San'ko 1996a, b; Kalicki i in. 1996) oraz opublikowane w oddzielnych artykułach (Kalicki 1991, 1993a, b, c, 1995c; Kalicki, San'ko 1992) lub włączone do większych opracowań (Kalicki 1996). Do najważniejszych wyników badań o znaczeniu ponadregionalnym należy opisanie po raz pierwszy w literaturze wielkopromiennych paleomeandrów późnoglacialnych na Nizinie Wschodnioeuropejskiej, wydzielenie nowego typu rzek niedożywionych „typu Dniepr”, stwierdzenie uwarunkowania klimatycznego subatlantyckich faz powodzi.

Prezentowany tom jest pierwszym zbiorem artykułów poświęconym w całości badaniom dolin rzecznych na Białorusi. Dwa z nich dotyczą problematyki



Ryc. 1. Rozmieszczenie badanych odcinków dolin rzecznych na Białorusi

- 1 – granice państwowe, 2 – maksymalny zasięg lądolodu wistulianskiego (poozierskiego), 3 – odcinki opracowane i opublikowane: A – Dniepr pomiędzy Orszą a Szklowem (badania 1988; Kalicki, San'ko 1992; Kalicki 1993c, 1995c), B – Berezyna koło Borysowa (badania 1987; Kalicki 1991, 1993c, 1995c), C – Zachodnia Berezyna koło Wołożyna (badania 1990; Kalicki 1993a, b, c, 1995c), 4 – odcinki prezentowane w tym tomie: D – Dźwina pomiędzy Wielizem a Witebskiem i dolna Kasplia (badania 1991, 1993), E – Łuczosa (badania 1991, 1993; Kalicki 1995a), F – Ptycz koło Mińska (badania 1993, 1996; Kalicki i in. 1996), G – Wiliia koło Smorgonia (badania 1993, 1994), 5 – odcinki w opracowaniu: H – Niemen poniżej Grodna (badania 1995, 1996), I – Zelwianka koło Piesków (badania 1995, 1996), J – Niemen koło Morino (badania 1995), K – Wiliia pomiędzy Wilejką a Smorgoniami z dopływami Naroczanką i Uszą (badania 1994), L – Dniepr poniżej Mogilewa (badania 1995), Ł – Soż poniżej Czerikowa (badania 1995, 1996)

#### Study section valleys in Belarus

- 1 – state border, 2 – maximum of the Vistulian ice sheet, 3 – study section published: A – Dnieper between Orsha and Shklov (study 1988; Kalicki, San'ko 1992; Kalicki 1993c, 1995c), B – Berezina near Borysov (study 1987; Kalicki 1991, 1993c, 1995c), C – Zapadnaya Berezina near Volozhin (study 1990; Kalicki 1993a, b, c, 1995c), 4 – study section in this volume: D – Zapadnaya Dzvina between Velizh and Vitebsk and lower Kasplia (study 1991, 1993), E – Luchosa (study 1991, 1993; Kalicki 1995a), F – Ptych near Minsk (study 1993, 1996; Kalicki *et al.* 1996), G – Viliya near Smorgon (study 1993, 1994), 5 – study section in preparation: H – Niemen downstream of Grodno (study 1995, 1996), I – Zelwianka near Pieski (study 1995, 1996), J – Niemen near Morino (study 1995), K – Viliya between Vileyka and Smorgon with tributaries Narochanka and Usha (study 1994), L – Dnieper downstream Mogilov (study 1995), Ł – Soż downstream Cherkov (study 1995, 1996)

formowania sieci hydrograficznej na obszarze młodoglacjalnym, podnoszonym izostatycznie (doliny Dźwiny, Kasplii oraz Łuczosity). Kolejny przedstawia subborealną glebę kopalną na zboczach i osady węglanowe występujące w dnie doliny Ptyczy. W ostatnim zaprezentowano stratygraficzny schemat aluwiiów równiny zalewowej Wilii, oparty na bardzo licznych znaleziskach i datowaniach kości.

Perspektywy dalszych wspólnych badań są bardzo obiecujące i dlatego tom ten jest pierwszym z serii poświęconych badaniom dolin na Białorusi. W następnych tomach znajdują się opracowania dotyczące m. in. problematyki zalegania i wieku pni „czarnych dębów” w korycie Wilii, budowy oraz mechanizmu formowania równiny zalewowej Wilii i jej dopływów, zmian koryt i typów sedymentacji w dorzeczu Niemna, wieku i wykształcenia gleb kopalnych w dolinach Dniepru i Sożu (ryc. 1). Wybrane, wstępne wyniki tych badań zostały zaprezentowane na białorusko-polskim seminarium paleogeograficznym w październiku 1996 r. w Mińsku, na którym jedna z sesji była poświęcona w całości problematyce ewolucji dolin rzecznych na Białorusi (Kalicki, San'ko red. 1996b).

Na zakończenie chciałbym serdecznie podziękować wszystkim wyżej wymienionym osobom, dyrektorowi Instytutu Nauk Geologicznych ANB Profesorowi A. A. Matveevowi za życzliwość i pomoc w ciągu tych dziesięciu lat, Profesorowi Leszkowi Starkłowi za dyskusje i krytyczne uwagi w trakcie przygotowywania materiałów do druku oraz mgr Marii Klimek za wykreślenie wszystkich rycin do tej publikacji.

Tom ten chciałbym dedykować pamięci mego przedwcześnie i nieoczekiwanie zmarłego Kolegi, Doktora Michaila A. Valčika, kierownika dwóch pierwszych ekspedycji geologicznych, w których uczestniczyłem, i badacza, który wprowadzał mnie w zagadnienia ewolucji dolin rzecznych na Białorusi.

## LITERATURA

- Kalicki T., 1991, *Budowa teras i wiek równiny zalewowej Berezyny koło Borysowa (Białoruś)*, Przegl. Geogr. 63, 3–4, s. 362–376.
- 1992, *Study of the Late Glacial and Holocene evolution of the selection river valleys in Byelorussia*, [w:] *Abstract of EFS/EPC Symposium, 15–17 X 1992 Amsterdam*, Vrije Universiteit, Amsterdam.
- 1993a, *Evolution morphologique de la vallee de la Zapadnaya Beresina pres de Volozhin (Bielorussie) au Tardiglaciaire et a l'Holocene*, Revue Geogr. de l'Est 33, 4, s. 261–266.
- 1993b, *Morfologija doliny Zapadnoj Bereziny v rajone Volozina*, Doklady Akademii Nauk Belarusi 37, 1, s. 87–90.
- 1993c, *Studia nad późnoglacjalną i holocenią ewolucją wybranych dolin rzecznych na Białorusi*, Folia Geogr., Ser. Geogr. -Phys. 24–25, s. 73–84.
- 1994, *Climate or anthropogenic alluviation in Central European river valleys?* [w:] *Abstract of conference papers GLOCOPH'94, Southampton*, University of Southampton, Southampton, s. 20.
- 1995a, *Ewolucja dolin na obszarze młodoglacjalnym na przykładzie Łuczosity (Białoruś)*, [w:] *Referaty i Postery. 44 Zjazd PTG, 24–27 VIII 1995, Toruń*, Courier. exe, Toruń, s. 55–58.
- 1995b, *Evolution of river valleys in Poland and Belorussia during last 15 000 years*

- (*Evolution des vallees de Pologne et de Belarus pendant les 15 000 dernieres annees*), [w:] *Abstracts Symposium „Quaternary Palaeodrainage Systems” (Resumes Colloque „Paleo-reseaux Hydrographiques Quaternaires”)*, 6–8 IX 1995, Nancy, Universite de Nancy, Nancy, s. 47–48.
- 1995c, *Lateglacial and Holocene evolution of some river valleys in Byelorussia*, [w:] B. Frenzel (red.), *European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene*, *Paläoklimaforschung* 14, Special Issue: ESF Project European Palaeoclimate and Man 9, s. 89–100.
  - 1995d, *Reflection of climate change and human impact in overbank sedimentation in Central Europe*, [w:] *Abstracts XIV International Congress INQUA, 3–10 VIII 1995, Berlin*, *Terra Nostra* 2/95, s. 130.
  - 1995e, *Zapis erozji gleb w holocenie w madach i deluwiach na Białorusi*, [w:] *Streszczenia. III Zjazd Geomorfologów Polskich, 27–29 IX 1995, Sosnowiec, US, Sosnowiec*, s. 35–36.
  - 1996, *Climatic or anthropogenic alluviation in Central European valleys during the Holocene*, [w:] J. Branson, A. G. Brown, K. J. Gregory (red.), *Global Continental Changes: the Context of Palaeohydrology*, *Geol. Soc. Special Publ.* 115, The Geological Society, London, s. 205–215.
- K a l i c k i T., S a n' k o A. F., 1992, *Genesis and age of the terraces of the Dnieper river between Orsha and Shklov, Byelorussia*, *Geogr. Pol.* 60, s. 151–174.
- 1996a, *Palaeohydrological changes in the upper Dnieper valley during the last 20 000 years (Belorus)*, [w:] *Abstracts of GLOCOPH Symposium, 7–9 IX 1996 Toledo*, Centro de Ciencias Medioambientales del Consejo Superior de Investigaciones Cientificas, Madrid, s. 53.
  - red., 1996b, *Przyrodnicze procesy w plejstocenie i holocenie na Białorusi i w Polsce, Streszczenia referatów, posterów i przewodnik wycieczki, Białorusko-polskie seminarium, 22–23 X 1996, Mińsk*, Inst. Nauk Geol. ANB, Mińsk.
- K a l i c k i T., S a n' k o A. F., L i t w i n i u k G. I., 1996, *Późnoglacialne i holocenijskie osady dna i zboczy doliny Ptyczy koło Mińska (Białoruś)*, [w:] *Streszczenia referatów sympozjum „Funkcjonowanie geosystemów dolinnych w warunkach zmian klimatu i narastania antropopresji późnego glacjału i holocenu”*, Sosnowiec, 28–29 III 1996, US, Sosnowiec, s. 27–28.

## INTRODUCTION.

### STUDY OF THE EVOLUTION OF RIVER VALLEYS IN BELARUS IN THE PERIOD 1987–1996

(summary)

Research of the Late Glacial and the Holocene evolution of river valleys in Belarus conduc since 1987 comprised the numerous sections of valleys (Fig. 1). Results of this study has partly been published (see references), and this volume is the first of the series devoted to this theme.

TOMASZ KALICKI, ALEKSANDER F. SAN'KO,  
VALENTYNA P. ZERNICKA, GEORGIJ I. LITVINJUK

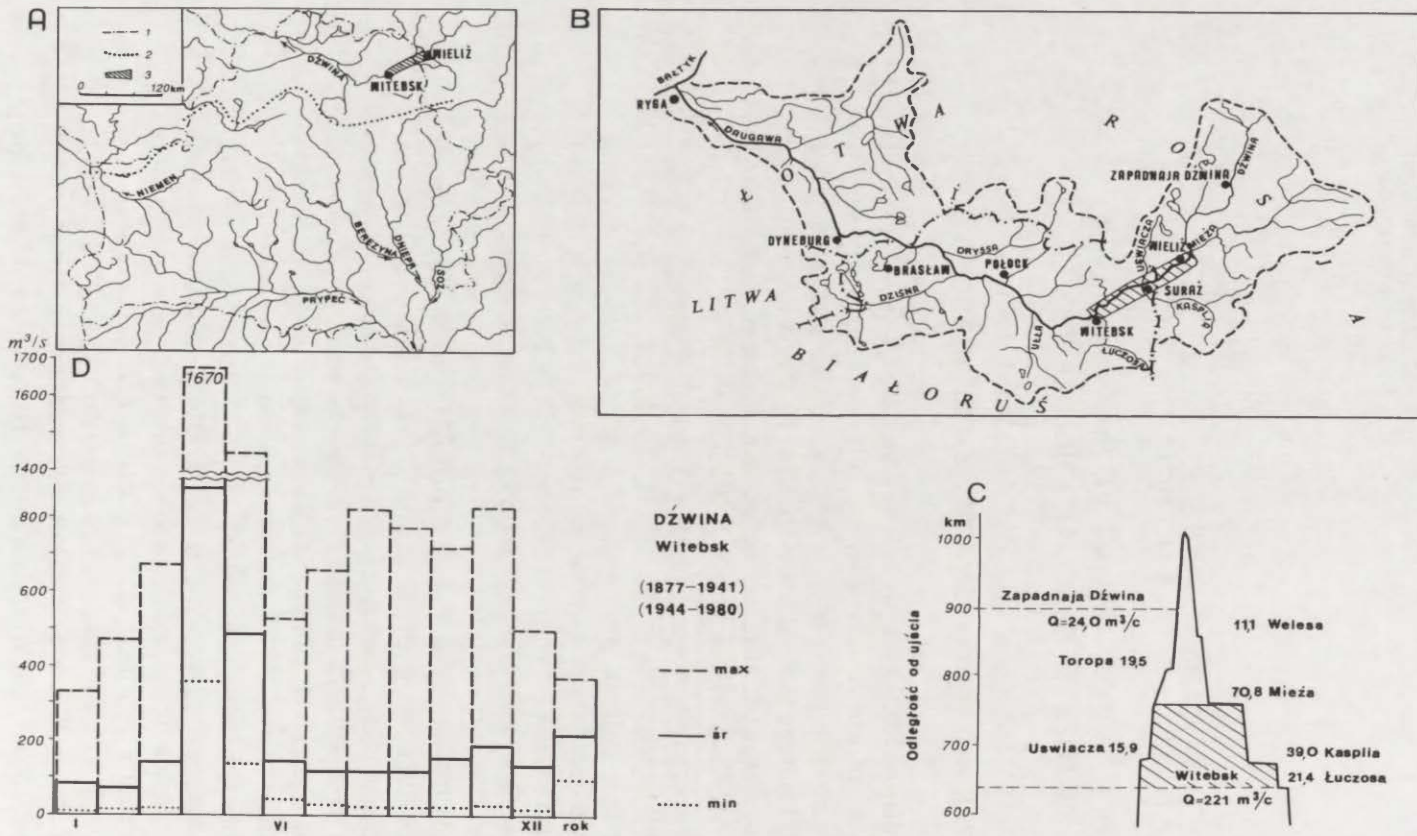
## EWOLUCJA DOLINY DŹWINY NA NIZINIE SURASKIEJ W PÓŹNYM GLACJALE I HOLOCENIE

### OBSZAR BADAŃ I OGÓLNY RYS PALEOGEOGRAFICZNY

Dźwina o długości 1020 km i powierzchni dorzecza 87,9 tys. km<sup>2</sup> należy do zlewiska bałtyckiego, a jej źródła znajdują się na Wysoczyźnie Wałdajskiej. Badany odcinek zamyka się pomiędzy ujściem Mieży a ujściem Łuczosa, tj. pomiędzy 260 a 380 km biegu rzeki od źródeł (ryc. 1A, B). Zarówno przepływy jak i powierzchnia zlewni wzrastają na tym odcinku nieznacznie, gdyż Dźwina przyjmuje tu tylko dwa większe dopływy: Uswiaczę (15 m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>) oraz Kaspię (39 m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>). Powierzchnia zlewni Dźwiny w Witebsku wynosi 27 300 km<sup>2</sup>, a średni roczny przepływ 221 m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup> (ryc. 1C, D). Reżim rzeki jest śnieżny, z dużym udziałem zasilania gruntowego. Maksymalne przepływy występują w kwietniu, przekraczając czterokrotnie średnie roczne, a absolutne zarejestrowane maksimum wyniosło w Witebsku 3320 m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup> (28 IV 1931). Po wielotygodniowym wiosennym wezbraniu (56% odpływu rocznego) występuje niżówka letnio-jesienna (33% odpływu) jednak z częstymi powodziami opadowymi, gdyż na lato przypada 75% rocznej sumy opadów (średnia roczna 650 mm). W okresie wiosennych powodzi roztopowych poziom wody wzrasta średnio o 4,5–9,0 m (maksymalnie 13,5 m w 1931 r.), a w czasie letnich powodzi opadowych 6 m. W okresie zimowym występuje stała niżówka (11% odpływu rocznego), a rzeka jest zlodzona średnio przez 111 dni (50–154 dni), od połowy grudnia do początku kwietnia (*Gosudarstvennyj...*, 1985, *Blakitnaja...*, 1994).

Zalesienie obszaru badań wynosi 26–30%. Dominują lasy mieszane z brzozą, sosną, świerkiem i olchą (Jurkevič i in. 1979). Udział torfowisk wynosi dla zlewni Dźwiny średnio 10%, ale dla zlewni jej niektórych dopływów wzrasta nawet do 40%. Powierzchnia jezior osiąga do 13% powierzchni niektórych zlewni.

Dolina Dźwiny w okresie maksimum ostatniego zlodowacenia była całkowicie pokryta łądolodem. W czasie recesji łądolodu, w stadium witebskim, powstał pierwszy odcinek doliny koło Witebskich Progów. Początkowo przełom ten był jeszcze zajęty przez martwe lody. Podczas kolejnej fazy deglacjacji – horodockiej



Ryc. 1. Położenie obszaru badań i charakterystyka hydrograficzna Dźwiny w Witebsku (oprac. T. Kalicki)

A – Białoruś: 1 – granice państw, 2 – granica maksimum ostatniego zlodowacenia, 3 – obszar badań; B – zlewnia Dźwiny; C – przyrost średniego rocznego przepływu Dźwiny od źródeł do Witebska; D – roczny i miesięczny maksymalny, średni i minimalny przepływ Dźwiny w Witebsku

Location of study area and hydrographical characteristic of Zapadnaya Dvina at Vitebsk (by T. Kalicki)

A – Belarus: 1 – state border, 2 – border of last glaciation maximum, 3 – study area; B – Zapadnaya Dvina drainage basin; C – increase of mean annual discharge of Zapadnaya Dvina from spring to Witebsk; D – annual and monthly maximum, mean and minimum discharges of Zapadnaya Dvina at Witebsk



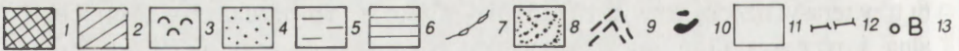
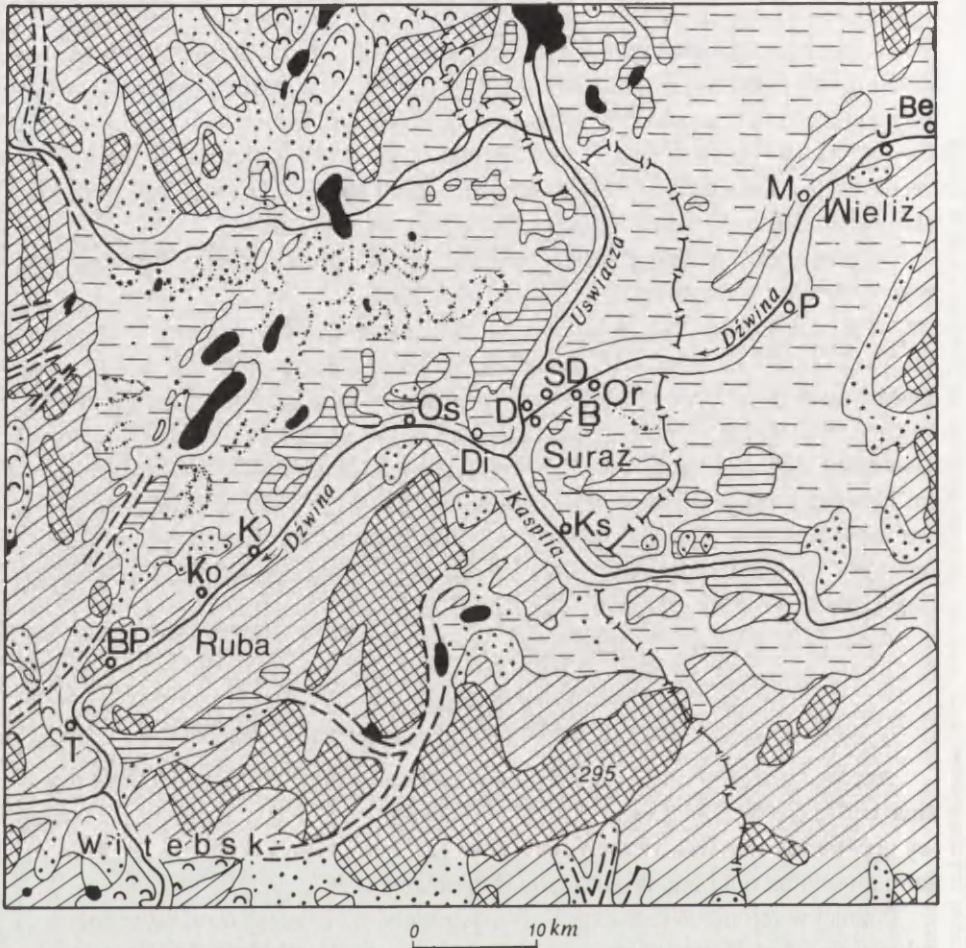
(gorodockiej) – na Nizinie Suraskiej powstało przylodowcowe Jezioro Suraskie. Pod koniec tej fazy nastąpiło wytopienie martwych lodów w przełomowym odcinku doliny Dźwiny, co umożliwiło spływ tą drogą wód z Jeziora Suraskiego do powstającego w tym czasie przylodowcowego Jeziora Połockiego (San'ko 1987; Pavlovska 1994). W fazie jezeriszczeńskiej zostały już uformowane zasadnicze zręby doliny Dźwiny na Nizinie Suraskiej, a pozostałość po Jeziorze Suraskim stanowiło kilka oddzielnych, niewielkich zbiorników wodnych.

Współcześnie Nizina Suraska tworzy rozległą płaską równinę ograniczoną wysoczyznami morenowymi (ryc. 2). W polodowcowej rzeźbie zaznaczają się trzy wyraźne stopnie związane z opadaniem wód Jeziora Suraskiego. Najwyższy (165–170 m n.p.m.), abrazyjny jest silnie zmieniony przez procesy eoliczne i termokrasowe. Środkowy (160–165 m), płaski lub słabo sfalowany i zabagniony, zajmuje rozległe powierzchnie szczególnie na prawym brzegu Dźwiny poniżej Uswiaczy. Najniższy (150–160 m), związany z największymi dolinami rzecznyymi Uswiaczy i Dźwiny, jest płaski i słabo nachylony w kierunku rzeki. Resztkowe przylodowcowe jezioro występowało na tym stopniu jeszcze po ustąpieniu lądolodu z terenu Białorusi i było zasilane wodami roztopowymi płynącymi doliną Uswiaczy i górnej Dźwiny (San'ko 1987).

#### STAN BADAŃ

Pierwsze prace geologiczne o dolinie Dźwiny spotykamy już w XIX w. (Blasius 1844; Gelmersen 1856; Ditmar 1873; Sapunov 1893). Stwierdzono wtedy występowanie teras nadzalewowych powyżej Witebska (Antonovič 1871) i opisano aluwia na odcinku Wieliż–Uła (Dokucaev 1878).

Później w rejonie Witebska zostały wydzielone dwie terasy o maksymalnej wysokości do 25 m (Ljungersgauzen 1933), a następnie V. Maevskij (1950) wyróżnił tu trzy terasy: trzecią, najwyższą (15 m) – późnoglacialną, drugą (10–12 m) – borealną i pierwszą (1–6 m) – atlantycką. Na mapie geologicznej tego obszaru (Šidlovskij, Rudnickij i Linčik 1958–1960) zaznaczono trzy terasy nadzalewowe z okresu późnego würmu oraz z pierwszej połowy holocenu. Najwyższa z nich (26–45 m) jest fluwioglacialna i w jej poziomie następował odpływ z limnoglacialnego basenu Kasplii w pierwszym etapie formowania doliny Dźwiny. Dwie następne terasy są erozyjno-akumulacyjne. Wysokość drugiej terasy waha się od 14–16 do 18–19 m, a najniższej pierwszej – od 9–12 do 7–9 m. Wydzielone zostały również dwa poziomy holocennej równiny zalewowej – wysoki (4–6 m) i niski (1,5–2,0 m). J. Meščerjakov i R. Fedorova (1961) stwierdzili duże różnice liczby i budowy teras w różnych odcinkach doliny. L. Voznjačuk i N. Vagner (1966) na odcinku Wieliż–Suraż oprócz równiny zalewowej wydzielili dwie terasy nadzalewowe, na odcinku Suraż–Ruba – trzy terasy, a pomiędzy Rubą a Beszenkowiczami – pięć teras. Na całym odcinku Kresty–Dyneburg wydzielili osiem teras nadzalewowych, przy czym część z nich ma zasięg lokalny i jest związana ze



Ryc. 2. Szkic geomorfologiczny obszaru badań wraz z lokalizacją omawianych stanowisk (wg San'ko 1987, nieco zmieniony)

1 – wały morenowe, 2 – równiny morenowe, 3 – kemy, 4 – sandry, 5 – równiny limnoglacialne powyżej 160 m n.p.m., 6 – równiny limnoglacialne poniżej 160 m n.p.m., 7 – ozy, 8 – wydmy, 9 – obniżenia rynnowe, 10 – jeziora, 11 – doliny rzek, 12 – granica państwowa, 13 – stanowiska: B – Brygitpole, Be – Belousovo, BP – Barvin Perevoz, D – Dryczaluki, Di – Disneninowo, J – Jastreb, K – Kurino, Ko – Kojtowo, Ks – Kaspliane, M – Miłowidy, P – Panfilowo, Or – Orechy, Os – Ostrowskije, SD – Słoboda Dwinskaja, T – Tiraspol

Geomorphological sketch of study area with localization of sites  
(after Sanko 1987, changed)

1 – moraine ridge, 2 – moraine plain, 3 – kames, 4 – outwash plain, 5 – limnoglacial plain above 160 m a.s.l., 6 – limnoglacial plain below 160 m a.s.l., 7 – eskers, 8 – dunes, 9 – glacial drainage channel depressions, 10 – lakes, 11 – river valleys, 12 – state border, 13 – study sites: B – Brygitpole, Be – Belousovo, BP – Barvin Perevoz, D – Drychaluki, Di – Disneninowo, J – Yastreb, K – Kurino, Ko – Kojtovo, Ks – Kaspliane, M – Milovidy, P – Panfilovo, Or – Orechy, Os – Ostrowskiye, SD – Sloboda Dvinskaya, T – Tiraspol

sptywem jezior przyłodowcowych. Wysoka równina zalewowa w odcinku przełomowym i na Nizinie Suraskiej jest erozyjno-akumulacyjna i budują ją wyraźnie zróżnicowane facjalnie aluwia (Ivanov 1978; Valčík 1985). Szczegółowe dane o profilach w dorzeczu Dźwiny, które można znaleźć w licznych pracach przyczynkowych (np. Čebotareva i in. 1965; Čebotareva 1970; Taščeev 1975; Veličkević 1982; Kuznecov i in. 1982; Kalinovski 1983; Nazarov 1984; San'ko 1987; San'ko i in. 1989), zostały zreferowane i przedyskutowane przy omawianiu poszczególnych stanowisk.

Celem pracy było zebranie i usystematyzowanie szeregu rozproszonych informacji, krytyczny przegląd starszych danych w świetle najnowszych poglądów oraz przedstawienie wyników własnych badań kilku starszych i nowych profili. Badania terenowe prowadzone były w ramach dwóch ekspedycji geologicznych w latach 1991 i 1993. Nowe profile zostały opracowane malakologicznie (A. San'ko) i palynologicznie (V. Zernicka), a także dzięki Fundacji Radiowęglowej wykonano w laboratorium w Gliwicach 5 datowań  $^{14}\text{C}$ . W opracowaniu wykorzystano także wcześniejsze, niepublikowane oznaczenia makroszczątków w dwóch starszych profilach (G. Litvinjuk). Wyniki badań zostały zgrupowane w pięć części odpowiadających lokalizacji profili: rejon Wieliza, rejon Suraza, odcinek Suraz–Ruba, odcinek Ruba–Witebsk i dolina Kasplii (ryc. 2). Zgromadzony materiał pozwala na przedstawienie pierwszego podsumowania na temat postglacjalnej ewolucji doliny Dźwiny na tym obszarze.

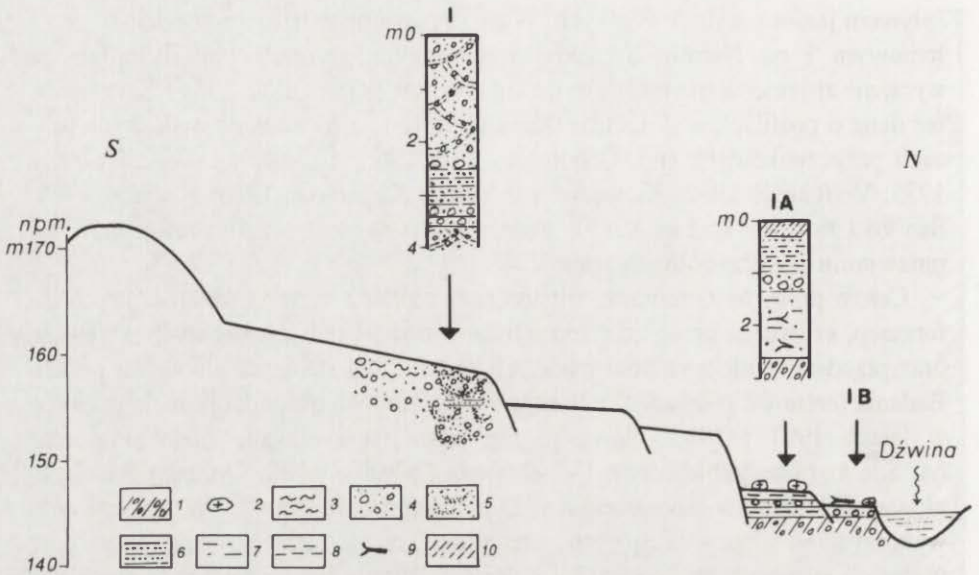
## BUDOWA TERAS NA NIZINIE SURASKIEJ

### REJON WIELIZA

Rejon ten usytuowany jest u wylotu Dźwiny z przełomowego odcinka przez Wysoczyzną Wałdajską (ryc. 2). W przełomie koło Smolenskigo Brodu występują terasy erozyjne o wysokości 25, 20 i 10–8 m. Miąższość ich piaszczysto-żwirowych aluwiów nie przekracza 2 m (San'ko 1987).

#### Terasa 13–18 m

Powierzchnia terasy jest nachylona w kierunku rzeki i wznosi się 13–18 m nad koryto (ryc. 2, 3). W żwirowni, w profilu Jastreb I, odsłaniają się aluwia żwirowo-piaszczyste, w stropie zaburzone kriogenicznie. W ich obrębie można wyróżnić kilka ogniw. Najwyższe, o miąższości 2,5 m, budują żwiry do 5 cm i piaski przekątnie warstwowane. Występują wkładki bardziej żwirowe lub piaszczyste wyklinowujące się w dół rzeki. Pojedyncze wkładki mają miąższość 20–30 cm, a laminy w ich obrębie są nachylone 20–30° w stronę rzeki. Spąg tego ogniw tworzą żwiry mające tu charakter bruku korytowego i dochodzące do 12 cm. Poniżej bruku występuje ogniwo piasków drobnoziarnistych poziomo warstwowanych (miąższość 0,65 m). Ogniwo to składa się z 3–4 warstw o miąż-



Ryc. 3. Schematyczny przekrój przez stanowisko Jastreb z profilami I, IA i IB (oprac. T. Kalicki)

1 – morena, 2 – eratyki, 3 – zaburzenia kriogeniczne, 4 – piaski ze żwirami, 5 – piaski, 6 – piaski przewarstwione mułkami, 7 – mułki piaszczyste, 8 – mułki, 9 – „czarne dęby”, 10 – nasyp

Schematic section across the Yastreb site with profile I, IA and IB (by T. Kalicki)

1 – till, 2 – erratic blocks, 3 – cryoturbation, 4 – sands with gravels, 5 – sands, 6 – sands interbedded silts, 7 – sandy silts, 8 – silts, 9 – “black oaks”, 10 – mounds

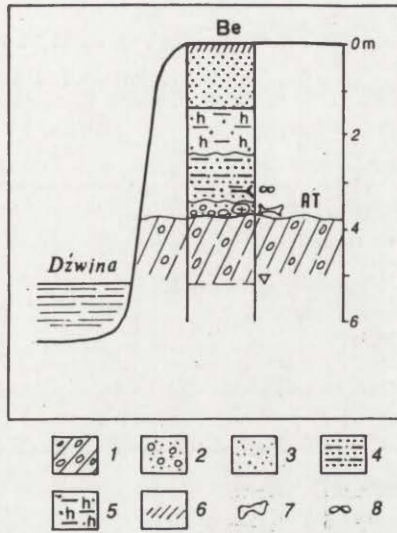
szości 15–30 cm każda. Trzecim ogniwem (miąższość 0,4 m) są poziomo warstwowane żwiry (średnica do 3 cm) z piaskami. Poniżej leżą znowu żwiry o średnicy 3–4 cm z piaskiem, przekątnie warstwowane. Budowa aluwiów tej terasy wskazuje, że były one deponowane przez agradującą rzekę roztokową.

#### Terasy 11,5 i 10 m

Profile tych teras zostały opisane w dwóch stanowiskach: Miłowidy i Panfilowo (ryc. 2). Obydwie terasy są erozyjno-akumulacyjne, z cokołami o wysokości odpowiednio 9 i 7 m, zbudowanymi z moreny lub łąłłów warwowych. Miąższość piaszczysto-żwirowych aluwiów na tych cokołach jest niewielka i nie przekracza 2,5–3,0 m (San’ko 1987).

#### Równina zalewowa 5, 5 m

Profil Bełousowo jest usytuowany na erozyjno-akumulacyjnym poziomie z cokołem o wysokości 1,5 m nad poziom rzeki (Kalinowski, Nazarov 1982) (ryc. 2, 4). W osadach bruku korytowego zostały znalezione kości *Clethrionomys glareolus* (40%), *Microtus arvalis* oraz *Arvicola terrestris*.



Ryc. 4. Schematyczny przekrój przez stanowisko Bełousowo (oprac. T. Kalicki)

1 – morena, 2 – piaski ze żwirami, 3 – piaski, 4 – piaski przewarstwione mułkami, 5 – mułki piaszczyste, organiczne, 6 – gleba, 7 – kości, 8 – entomofauna, AT – okres atlantycki

Schematic section across the Belousovo site (by T. Kalicki)

1 – till, 2 – sands with gravels, 3 – sands, 4 – sands interbedded silts, 5 – organic sandy silts, 6 – soil 7 – bones, 8 – entomofauna, AT – Atlantic

Skład fauny wskazuje na siedliska lasów liściastych i mieszanych z licznymi podmokłościami. Powyżej zalegają osady pozakorytowe. Zaczynają się one osadami wału przykorytowego zbudowanego z przewarstwień mułkowych i piaszczystych (ku górze coraz bardziej pylastych) z drewnami. W spągu tych osadów występują szczątki owadów, wśród których dominują przedstawiciele strefy lasów liściastych i mieszanych (prawie 57%). Zbieżność fauny z Bełousowa i Słobody Dwińskiej 10 wskazuje na podobny wiek osadów i autorzy wiążą go z okresem atlantyckim. W górnej części profilu mady pylaste przechodzą w mułki piaszczyste, które są przykryte w stropie piaskami grubiejacymi ku stropowi.

#### Równina zalewowa 2 m

Na stanowisku Jastreb IA, położonym na lewym brzegu Dźwiny, na powierzchni 2-metrowej równiny zalewowej występują eratyki (ryc. 2, 3). W profilu, pod nasypem (0–30 cm), odsłaniają się mady (30–95 cm) – gliny piaszczyste przewarstwione piaskami drobnymi (ok. 30 warstewek). Ku spągowi rośnie liczba przewarstwień piaszczystych. Poniżej (95–135 cm) występuje bruk korytowy utworzony przez piaski ze żwirami o średnicy 5–6 cm. Spoczywa on na mułkach

Malakofauna na stanowisku Bełousowo (oprac. A. F. San'ko)

List of malacofauna from the Belousovo site (by A. F. Sanko)

E	Gatunek / Species	Mułek / Silt		Piasek / Sand
		1	2	3
11	<i>Valvata piscinalis</i> (Müller)	21	28	
11	<i>Bithynia tentaculata</i> (L.)	3	1	53
11	<i>Lymnaea stagnalis</i> (L.)			1
11	<i>Sphaerium corneum scaldianum</i> (Normand)			4
11	<i>Pisidium henslowanum</i> (Sheppard)	16	20	
11	<i>P. subtruncatum</i> Malm	2	30	
11	<i>Pisidium</i> sp.	20	27	
12	<i>Theodoxus fluviatilis</i> (L.)			23
12	<i>Viviparus viviparus</i> (L.)			122
12	<i>Lithoglyphus naticoides</i> (Pfeiffer)			6
12	<i>Unio pictorum</i> (L.)			220
12	<i>U. tumidus</i> Philipsson			5
12	<i>Sphaerium rivicola</i> Lamarck			1
12	<i>Pisidium amnicum</i> (Müller)	17	39	9

E – symbole grup ekologicznych według V. Ložka (1964) i S. W. Alexandrowicza (1987)

1, 2, 3 – numery próbek

E – ecological groups after V. Ložek (1964) and S. W. Alexandrowicz (1987)

1, 2, 3 – numbers of samples

piaszczystych (135–260 cm) z licznymi fragmentami drewnien, które leżą bezpośrednio na morenie.

### Równina zalewowa 0, 5–1,0 m

Na stanowisku Jastreb I występuje erozyjna równina zalewowa (ryc. 2, 3). Na przemytej morenie pomiędzy eratykami rapakiwi leży połowa rozłupanego „czarnego dębu” o długości około 3 m i średnicy 0, 5 m. Brak kory i biela świadczy o redepozycji pnia (por. Kalicki, Krąpiec 1995). Jest on tylko częściowo zagrzebany w osadach korytowych Dźwiny.

Natomiast koło Bełousowa z koryta Dźwiny zostały wybagrowane mułki i piaski gruboziarniste z malakofauną (tab. 1). Fauna z mułków (próbki 1 i 2) odpowiada osadom kopalnego starorzecza lub osadom powodziowym. Wpływ koryta rzeki na jej formowanie widoczny jest w domieszce reofilów (*Pisidium amnicum*) oraz gatunków eurybiotycznych spotykanych także w środowisku rzeczonym. Fauna z gruboziarnistych piasków korytowych jest zbliżona składem do profilu Kaspliane. Osady te zostały wybagrowane nie tylko z nurtu rzeki, ale również z brzeżnych części koryta (w tanatocenozie występują *Bithynia tentaculata*, *Lymnaea stagnalis*, *Unio tumidus*).

### REJON SURAZA

Rejon badań usytuowany jest w pobliżu najważniejszego węzła hydrograficznego Niziny Suraskiej, w którym Uswięcza i Kasplia uchodzą do Dźwiny. Licz-

ne, szczegółowo zbadane profile zgrupowane na niewielkim obszarze umożliwiły dobre rozpoznanie budowy doliny na tym odcinku (ryc. 2, 5).

#### Terasa 12 m

Terasa ta zajmuje stosunkowo rozległe powierzchnie o szerokości do 1 km w rejonie Brygitpola i Słobody Dwinskiej (ryc. 2, 5). Brak dobrych odśnieżeń pozwala tylko na ogólne scharakteryzowanie jej budowy (profil SD1). Jest to terasa erozyjno-akumulacyjna z cokołem wznoszącym się około 7 m nad poziom rzeki.

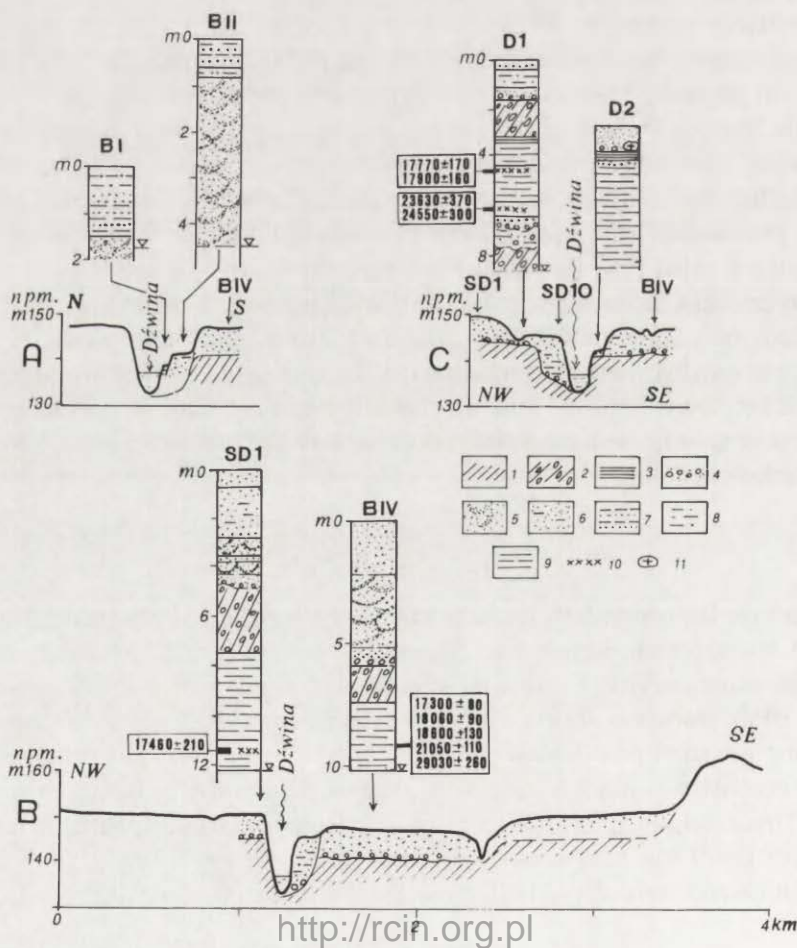
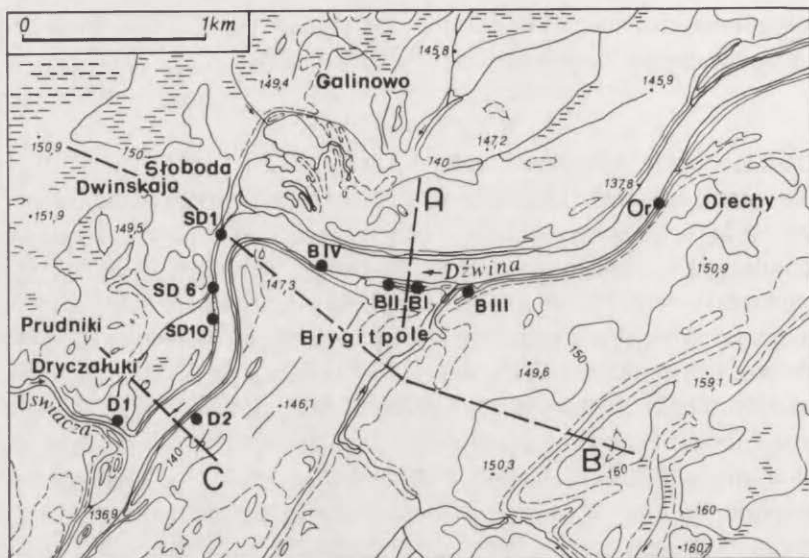
Cokół terasy tworzą aluwialno-jeziorne warstwy uswiackie składane w jeziorach tworzących się przed czołem nasuwającego się lądolodu. Badania makroszczątków z warstewek detrytusu w profilu Brygitpole wykazały, że występują dwa zespoły (tab. 2). Synchroniczna z osadami flora klimatu peryglacjalnego jest nieliczna i uboga. Typowymi przedstawicielami są *Selaginella selaginoides*, *Potentilla* cf. *nivea*, *Betula* cf. *humilis* oraz gatunki wilgotnych i wodnych siedlisk *Potamogeton filiformis*, *P. rutilus*, *Eleocharis ovata*, *Batrachium* sp., *Myriophyllum spicatum*. Te ostatnie świadczą o występowaniu w jeziorze autochtonicznej wodnej roślinności. Redeponowana flora jest różnowiekowa, na co wskazuje występowanie megaspor *Triletes*. Jednak większość ciepłolubnych gatunków (*Salvinia natans*, *Najas marina*, *Stratiotes* sp., *Pinus silvestris*, *Picea* sp., *Alnus glutinosa*) pochodzi z osadów eemskich (murawińskich). Skład makroszczątków z profilu Słoboda Dwinskaja (tab. 3) jest podobny, chociaż flory redeponowanej jest więcej i jest ona bardziej zróżnicowana (*Acer* sp., *Tilia* sp., *Nuphar lutea* i inne). Flora peryglacjalna jest nieliczna i uboga (*Salix* sp., *Potamogeton gramineus* i prawdopodobnie jeszcze kilka gatunków eurytermicznych). W obydwu przypadkach skład flory peryglacjalnej i redeponowanej jest podobny do profiliów Dryczałuki i Słoboda Dwinskaja opisanych przez F. Velickevica (1982).

Leżące na cokole aluwia mają miąższość około 5 m. Są to piaski, w dole przekątnie warstwowane i przechodzące w samym spągu w żwirowo-piaszczysty bruk korytowy. Zarówno budowa aluwii jak i prostoliniowe podcięcia zboczy świadczą, że terasę formowała rzeka roztokowa płynąca całą dwukilometrową szerokością doliny.

#### Terasa 9–10 m

Podobnie jak poprzednia, terasa ta zajmuje rozległe powierzchnie o szerokości do 1 km w rejonie Brygitpola i Słobody Dwinskiej (ryc. 2, 5). Jest to terasa erozyjno-akumulacyjna z cokołem wznoszącym się 4–5 m nad poziom rzeki (profil BIV). Budują ją aluwia piaszczyste o miąższości do 6 m, w dole przekątnie warstwowane i przechodzące w spągu w żwirowo-piaszczysty bruk korytowy. W brzeżnych partiach tej terasy znajdują się dwa bardzo interesujące profile.

W Dryczałukach (profil D1) występuje brzeżny, erozyjny „wariant” terasy. Erozyjny cokół ma tutaj wysokość starszej 12-metrowej terasy i w związku z tym miąższość aluwii ma tylko niecałe 2 m, z czego ponad 0,5 m stanowią





T a b e l a 2

Makroszczątki na stanowisku Brygitpole (oprac. G. I. Litvinjuk)

List of macrofossils from the Brygitpole site (by G. I. Litvinjuk)

Gatunek / Species	Liczba / Number
<i>Chara</i> sp.	3
<i>Selaginella selaginoides</i> (L.) Link	>50
<i>Salvinia natans</i> (L.) All.	>50
<i>Pinus silvestris</i> L.	1
<i>Picea</i> sp.	+
<i>Typha</i> sp.	1
<i>Potamogeton natans</i> L.	1
<i>P. pectinatus</i> L.	1
<i>P. filiformis</i> Pers.	1
<i>P. cf. rutilus</i> Wölg.	2
<i>Najas marina</i> L.	+
<i>Alisma plantago-aquatica</i> L.	2
<i>Stratiotes</i> sp.	+
<i>Eleocharis ovata</i> (Roth.) Roem. et Schult.	1
<i>Carex</i> s/gen <i>Carex</i>	12
<i>Carex</i> s/gen <i>Vignea</i>	3
<i>Betula</i> cf. <i>humilis</i> Schrank	1
<i>Alnus glutinosa</i> (L.) Gaertn.	4
<i>Urtica dioica</i> L.	2
<i>Ranunculus sceleratus</i> L.	7
<i>Batrachium</i> sp.	33
<i>Rubus idaeus</i> L.	1
<i>Potentilla</i> cf. <i>nivea</i> L.	11
<i>Viola</i> sp.	1
<i>Myriophyllum</i> cf. <i>spicatum</i> L.	1
<i>Menyanthes trifoliata</i> L.	4
<i>Lycopus europaeus</i> L.	1
<i>Triletes</i>	>100

+ – szczątki owoców i nasion / remnants of fruits and seeds

osady pozakorytowe (mułki pylaste). Niżej zalegają piaski przekątnie warstwowe, przechodzące ku spągowi w osady bruku korytowego.

W Słobodzie Dwinskiej (profil 6 i SDII) znalezione zostały osady organiczne leżące bezpośrednio na osadach bruku korytowego i mogące datować okres formowania terasy (ryc. 2, 5, 6). Terasa jest w tym miejscu wzniesiona tylko 8 m

Ryc. 5. Dolina Dźwiny w rejonie Suraza ze stanowiskami Słoboda Dwinskaja (SD), Dryczaluki (D), Brygitpole (B) i Orechy (Or) oraz przekrojami badawczymi A, B i C (oprac. T. Kalicki)

1 – podłoże, 2 – morena, 3 – ility warwowe, 4 – piaski ze żwirami, 5 – piaski, 6 – piaski zaglinione, 7 – piaski przewarstwione mułkami, 8 – mułki piaszczyste, 9 – mułki, 10 – detrytus, 11 – eratyki

Zapadnaya Dvina valley near Surazh with localization of study sites Sloboda Dwinskaya (SD), Drychaluki (D), Brygitpole (B), Orechy (Or) and cross sections A, B and C (by T. Kalicki)

1 – substratum, 2 – till, 3 – varve clay, 4 – sands with gravels, 5 – sands, 6 – silty sands, 7 – sands interbedded silts, 8 – sandy silts, 9 – silts, 10 – detritus, 11 – erratic blocks

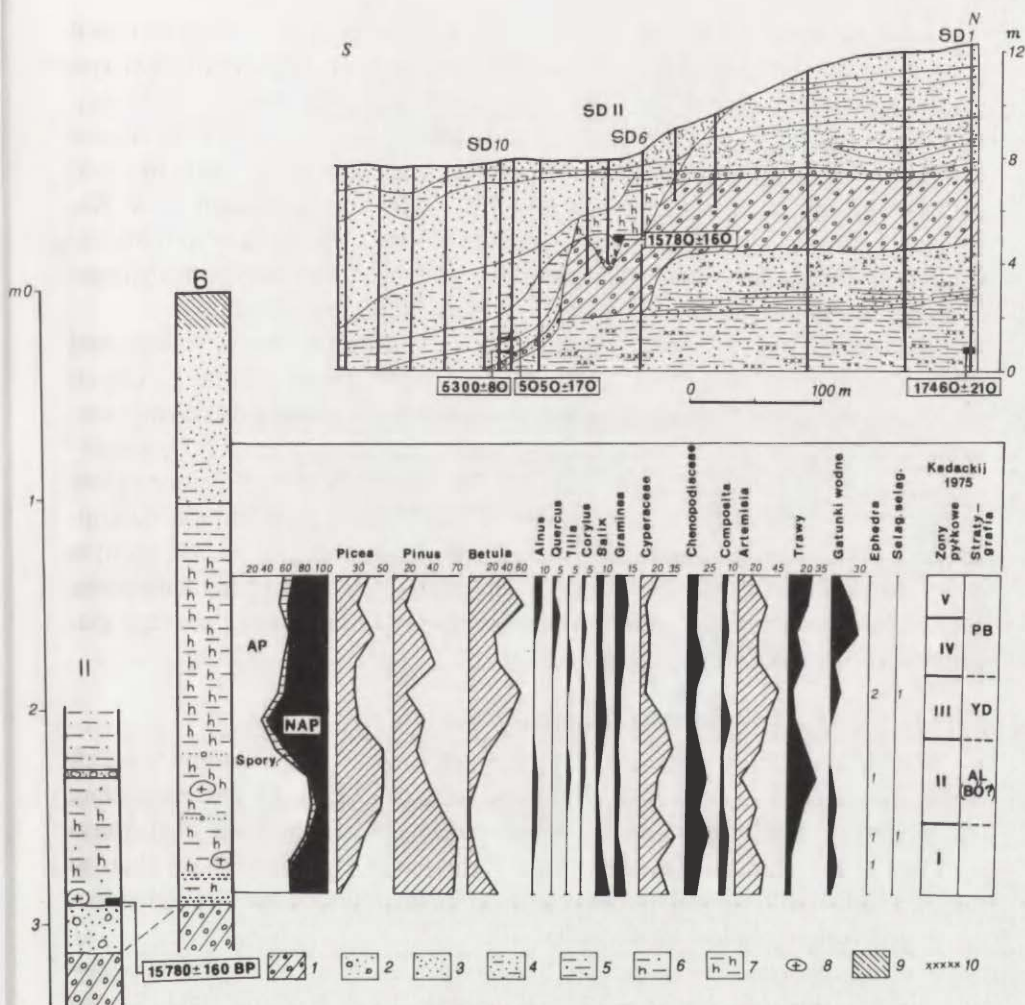
Makroszczątki na stanowisku Słoboda Dwinskaja (oprac. G. Litvinjuk)

List of macrofossils from the Słoboda Dwinskaya site (by G. Litviniuk)

Gatunek / Species	Liczba / Number
<i>Chara</i> sp.	1
<i>Picea</i> sp.	4
<i>Sparganium emersum</i> Rehm.	1
<i>Potamogeton natans</i> L.	2
<i>P. perfoliatus</i> L.	1
<i>P. gramineus</i> L.	1
<i>Potamogeton</i> sp.	2
<i>Alisma plantago-aquatica</i> L.	4
<i>Sagittaria sagittifolia</i> L.	1
<i>Scirpus lacustris</i> L.	12
<i>S. sylvaticus</i> L.	1
<i>Carex</i> s/gen <i>Vignea</i>	4
<i>Salix</i> sp.	+
<i>Betula alba</i> L.	7
<i>Alnus</i> sp.	7
<i>Urtica dioica</i> L.	>100
<i>Polygonum</i> e gr. <i>lapatifolium</i> L.	>50
<i>Chenopodium</i> sp.	49
<i>Moehringia trinervia</i> (L.) Clairv.	1
<i>Caryophyllaceae</i> gen.	15
<i>Nuphar lutea</i> (L.) Smith	3
<i>Ranunculus sceleratus</i> L.	1
<i>R. repens</i> L.	8
<i>Thalictrum</i> sp.	14
<i>Chelidonium majus</i> L.	1
<i>Rubus idaeus</i> L.	2
<i>Acer</i> sp.	+
<i>Tilia</i> sp.	3
<i>Lycopus europaeus</i> L.	2
<i>Mentha</i> cf. <i>arvensis</i> L.	33
<i>Lamiaceae</i> gen.	8
<i>Solanum dulcamara</i> L.	4
<i>Eupatorium cannabinum</i> L.	1

+ – szczątki owoców i nasion / remnants of fruits and seeds

nad poziom rzeki, ale wysokość cokołu wskazuje, że mamy do czynienia z kopalnymi osadami terasy 10-metrowej. Zachowały się one w formie wąskiej 50-metrowej listwy przyboczowej, której powierzchnia została erozyjnie obniżona. Osady organiczne zostały przykryte w stropie przez pozakorytowe mułki piaszczyste przechodzące ku stropowi w osady coraz bardziej piaszczyste. Pierwsze badania palynologiczne osadów organicznych (głębokość 1,7–2,8 m) wskazywały na występowanie w dolnej części profilu zony *Pinus–Picea*, co miało świadczyć o ochłodzeniu klimatu i było całkowicie błędnie, wbrew sytuacji geologicznej, związane z początkiem vistulianu (Taśceev 1975). Badania V. Kadackiego (1975) wskazują na późnovistuliański wiek tych osadów (profil SD6). Początek akumu-



Ryc. 6. Stanowisko Słoboda Dwinskaja (oprac. T. Kalicki):  
przekrój (wg San'ko 1987, częściowo zmieniony i uzupełniony) i diagram palynologiczny  
profilu 6 (wg Kadackij 1975)

- 1 – morena, 2 – piaski ze żwirami, 3 – piaski, 4 – piaski zaglinione, 5 – mułki piaszczyste, 6 – mułki piaszczyste, organiczne, 7 – mułki organiczne, 8 – eratyki, 9 – gleba, 10 – wkładki detrytus

Słoboda Dwinskaya site (by T. Kalicki): cross-section (after Sanko 1987, changed) and profile 6 with palinological diagram (after Kadatskiy 1975)

- 1 – till, 2 – sands with gravels, 3 – sands, 4 – silty sands, 5 – sandy silts, 6 – organic sandy silts, 7 – organic silts, 8 – erratic blocks, 9 – soil, 10 – detritus

lacji wiązany był z początkiem późnego glacjału. W drugiej strefie pyłkowej występuje „dolne maksimum świerka”, co zgodnie z powszechną opinią miałyby odpowiadać allerødowi. Jednak już sam V. Kadackij (1975) stwierdza konieczność datowania osadów, gdyż zestawienie licznych danych (Serebrannyj 1974)

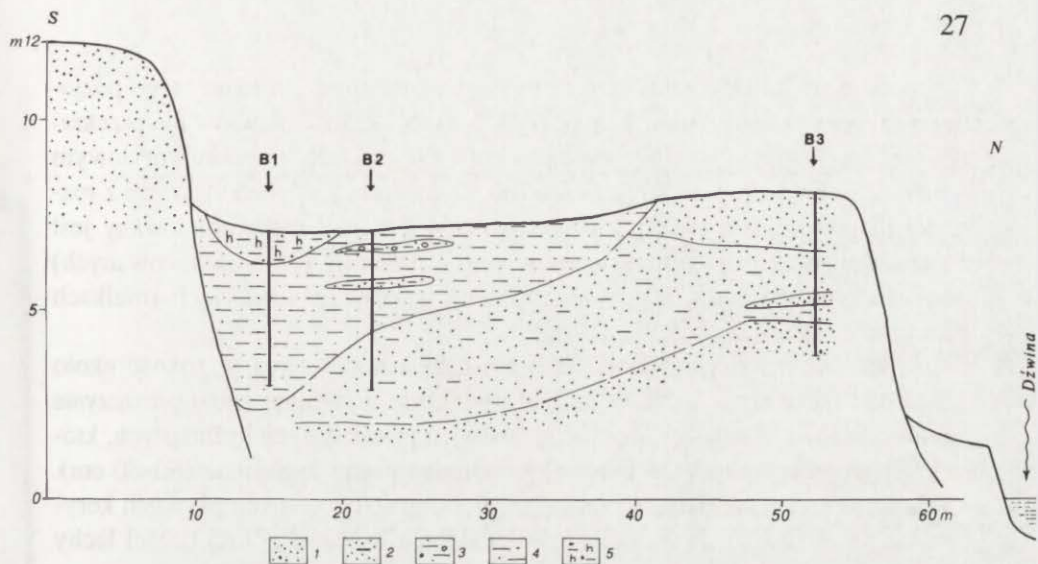
wskazuje, że takie maksimum występowało w niektórych sąsiednich profilach już w böllingu. Pośrednim potwierdzeniem tego, że osady organiczne są w tym profilu starsze niż alleröd, jest tafocenoza chłodnolubnych owadów wskazujących na temperatury lipca niższe o 3–4° niż w allerödzie (Nazarov 1994). Koniec akumulacji mułków organicznych i przykrycie ich przez mady datowane było paleobotanicznie na preboreał (Kadackij 1975). Reinterpretacja diagramu V. Kadackiego jest obecnie bardzo trudna. Gatunki wodne i błotne są w nim nierozdzielone i dlatego nie można scharakteryzować środowiska sedimentacyjnego. Duży udział traw świadczy o chłodnych warunkach klimatycznych.

Odnalezione w 1991 r. odsłonięcie Słoboda Dwinskaja II leży w analogicznej sytuacji jak poprzednio badany profil SD6 (ryc. 6). Pod mułkami piaszczystymi (0–27 cm) występuje cienki (3 cm) horyzont rozmycia – piaski z drobnymi żwirkami o średnicy do 1 cm. Pod nim (30–95 cm) leżą organiczne mułki piaszczyste. Ich spąg był datowany na 15 780±160 BP (Gd-10 095). Podścielone są one kolejnym horyzontem bruku korytowego (95–105 cm) – piaskami różnoziarnistymi z pojedynczymi żwirami o średnicy do 3 cm oraz dobrze obtoczonym eratykiem rapakiwi o średnicy 17 cm. W spągu występuje siwa glina morenowa. Datowanie pozwala cofnąć okres formowania terasy 10-metrowej z późnego glacjału na koniec młodszego pleniglacjału.

#### Równina zalewowa 8 m

Poziom ten ma już wyraźnie inny charakter i występuje w formie wąskich listew nie przekraczających 100–200 m szerokości (ryc. 2, 5). Jest to poziom akumulacyjny, praktycznie bez cokołu erozyjnego. W jego budowie charakterystyczna jest bardzo mała miąższość osadów korytowych (poniżej 0,5 m) i bardzo miąższa seria osadów pozakorytowych (do kilku metrów) z sekwencją odwróconą, tj. grubieniem osadów ku stropowi.

W profilu Słoboda Dwinskaja 10 (SD10) cokol erozyjny występuje na poziomie rzeki (Kalinovski, Nazarov 1982, Kalinovski 1983; Nazarov 1984; San'ko 1987) (ryc. 5, 6). W warstwie bruku korytowego (7,6–7,8 m), piaskach ze żwirami, znaleziono kości, głównie *Clethrionomys glareolus* (powyżej 48%), *Arvicola terrestris* (28,5%) i pojedyncze *Microtus arvalis*, *Chiroptera* gen., *Microtus* sp. Skład fauny wskazuje na środowisko leśne (*Clethrionomys*) z licznymi silnie zabagnionymi terenami (*Arvicola*) i dlatego autorzy sądzą, że bruk korytowy tworzył się w okresie atlantyckim. Powyżej (6,9–7,6 m) zalega piasek drobny z drewnami datowanymi na 5300±80 BP (Tln-310). Na głębokości 5,7–6,9 m występują mułki piaszczyste przewarstwione laminami piasków z drewnami datowanymi na 5050±70 BP (Tln-308). W dolnej części tej warstwy znalezionych zostało 218 szczątków 68 gatunków owadów. W tafocenozie dominują gatunki brzegowe (56,6%), znaczny jest udział hydrobiontów (20,8%) i gatunków łąkowych (15,1%), a mały leśnych (5,7%) i stepowych (1,9%). Skład wskazuje na obniżenie rzeczne zarośnięte mezofilną roślinnością trawiastą i wierzbą. Dominujące gatunki brzegowe odzwierciedlają bardzo lokalne warunki środowiska,



Ryc. 7. Przekrój przez basen powodziowy na stanowisku Brygitpole III (oprac. T. Kalicki)

1 – piaski, 2 – piaski zaglينية, 3 – mułki piaszczyste z pojedynczymi żwiriakami, 4 – mułki piaszczyste, 5 – mułki piaszczyste, organiczne; B1, B2, B3 – wiercenia

Section across the backswamp at Brygitpole III site (by T. Kalicki)

1 – sands, 2 – silty sands, 3 – sandy silts with single gravels, 4 – sandy silts, 5 – organic sandy silts; B1, B2, B3 – borings

co jest typowe dla entomofauny interglacialnej. Profil kończy bardzo mięjsze ogniwo mad (0,0–5,7 m). Są to piaski drobne z dwoma warstwami piasków zaglonych.

Na stanowisku Brygitpole III pod krawędzią terasy 12-metrowej rysuje się w rzeźbie terasy 7–8-metrowej wyraźne obniżenie o charakterze basenu powodziowego (ryc. 2, 5). Wykonano 3 wiercenia (B1–B3), dwa w obrębie basenu, trzecie w strefie podwyższonej na krawędzi listwy terasowej (ryc. 7). Obniżenie wypełnione jest w górnej partii mułkami organicznymi, zapiaszczonymi (0–90 cm). Niżej (90–425 cm) przechodzą one w mułki piaszczysto-pylaste i piaszczyste. Bliżej współczesnego koryta (wiercenie B2) mułki te są przewarstwione wkładkami piaszczystymi, a nawet laminami żwiriaków (średnica do 0,5 cm). Podwyższenie na krawędzi terasy (wiercenie B3) budują osady wału przykorytowego. Są to piaski bardzo drobne (0–150 cm), niżej słabo zaglione (150–345 cm), spoczywające na piaskach korytowych.

#### Równina zalewowa 4–5 m

Występują dwa „warianty” tego poziomu: erozyjny z cokołem zbudowanym ze starszych osadów (Dryczaki 2) i akumulacyjny z osadami korytowymi przykrytymi madami (Brygitpole II) lub osadami basenu powodziowego położonego pod krawędzią wyższej terasy (Orechy).

Na stanowisku Dryczaluki 2 (D2) występuje erozyjny „wariant” tego poziomu wzniesiony około 5 m nad rzekę (ryc. 2, 5). Miąższość aluwii nie przekracza 0,85 m. Poziomo warstwowane piaski (0–60 cm) leżą na bruku korytowym – piaskach i żwirach wraz z eratykami (do 40 cm średnicy) pochodzącymi z rozmytej moreny. Cokół erozyjny o wysokości 4,2 m nad rzekę zbudowany jest z osadów sprzed maksimum zlodowacenia – rytmików (glin warstwowanych) podścielonych piaskami, spoczywających na warstwach uswiackich (mułkach z laminami organicznymi).

Na stanowisku Brygitpole II (BII) równina zalewowa ma wysokość około 4,5 m nad rzekę (ryc. 2, 5). W stropie (0–60 cm) występuje silnie piaszczyste ogniwo madowe składające się z przewarstwień piaszczystych i gliniastych, które ku spągowi przechodzi w bardziej jednorodny piasek zagliniony (60–80 cm). Mady spoczywają na białych, przekątnie drobnowarstwowanych piaskach korytowych (80–450 cm), będących prawdopodobnie osadami górnej części łachy meandrowej.

Wysokość równiny zalewowej na stanowisku Orechy wynosi około 4 m (ryc. 2, 5, 8). Analiza palynologiczna 28 próbek pozwoliła na określenie warunków akumulacji i datowanie osadów.

Na morenie wznoszącej się stopniowo w górę rzeki nawet do 1 m nad poziom wody zalegają brunatne ility warwowe (0,5 m). W profilu Orechy B na bruku korytowym (miąższość 35–40 cm), piaskach z pojedynczymi żwirami, występuje wkładka mułków siwych pylastych podścielona mułkami torfiastymi. Akumulowały one w podmokłym obniżeniu na równinie zalewowej (w diagramie występują *Typha latifolia*, *Sparganium*, *Alisma* oraz gatunki podmokłych siedlisk *Cyperaceae*, *Ranunculus*, *Sphagnum*) na przełomie okresu borealnego i atlantyckiego (około 8000 BP). Duża ilość skorodowanego pyłku oraz megaspor *Selaginella selaginoides* wskazuje na częste powodzie.

Powyżej występuje seria osadów organicznych z dużą ilością drewna, której miąższość przekracza 1,8 m (profil Orechy A). Dolną część tej serii tworzą pylasto-piaszczyste mułki organiczne (2,30–3,50 m), które sedymentowały w okresie atlantyckim i subborealnym. W atlantyku warunki sedymentacji nie ulegały zasadniczym zmianom, a powodzie dostarczały do osadów pyłek *Selaginella selaginoides*, skorodowany i redeponowany. W pierwszej połowie subboreału w związku z ochłodzeniem i zwilgotnieniem nastąpiło podniesienie poziomu wód gruntowych, co doprowadziło do zabagnienia i podtopienia równiny zalewowej (w diagramie pojawiły się *Mentha langifolia*, *Equisetum* i *Myriophyllum spicatum*). Druga połowa subboreału była suchsza (w diagramie brak gatunków wodnych i niski udział *Mentha langifolia*, *Equisetum* i *Sphagnum*), a powodzie rzadkie (brak pyłku redeponowanego i mała ilość pyłku skorodowanego). W górnej części tej serii zalegają piaszczyste mułki organiczne (1, 80–2, 30 m), które sedymentowały w subatlantyku. W tym okresie powodzie były częstsze (wzrost ilości pyłku skorodowanego i redeponowanego). Jedynie w środkowym subatlantyku warunki sedymentacji uległy krótkotrwałej zmianie. Na rzadko za-

lewany (niemal zupełny brak pyłku redeponowanego i skorodowanego), zabagnionym obszarze równiny zalewowej występowały lokalnie „okna wodne” (w diagramie pojawiają się rośliny wodne *Potamogeton*, *Typha latifolia*, *Nymphaea alba*, *Nuphar*, *Alisma*, *Lemna*). Okres ten można korelować z regresją Jeziora Żiżickiego, położonego w źródłowej części Dźwiny, datowaną na  $1510 \pm 50$  BP (TA-464) (Mikljaev i in. 1984). Jednak jeszcze przed końcem środkowego subatlantyku w diagramie zanikają rośliny wodne i pchniętynie raptownie wzrasta ilość pyłku skorodowanego i redeponowanego. Szybki zanik podmokłości mógł być wywołany intensywną sedymentacją powodziową wyrównującą obniżenia (raptowny wzrost pyłku redeponowanego i skorodowanego). Próba datowania stropu osadów organicznych dała wynik wyraźnie odmłodzony poniżej 100 BP (Gd-7117).

Seria organiczna przykryta jest miększą (1,8 m) warstwą osadów powodziowych (mad). W spągu (155–180 cm) zalegają mułki piaszczyste, siwo-brunatne z pojedynczymi drewnami, których początek akumulacji można datować paleobotanicznie na około 1000 BP. Gwałtowna zmiana typu sedymentacji w profilu na mady wskazuje, że od tego momentu basen powodziowy zaczął spełniać rolę równiny zalewowej. Mogło to nastąpić wskutek wypełnienia go osadami lub wzrosła częstość powodzi (w diagramie raptownie wzrasta ilość pyłku redeponowanego). Wyżej serię powodziową budują piaski i piaski słabo zaglinione z pojedynczymi wkładkami gliniastymi (95–155 cm), które ku stropowi przechodzą w piaski gliniaste i gliny piaszczyste, brązowo-rdzawe, żazelazone i oglejone z wkładkami i gniazdami piasku (0–95 cm).

Wyniki badań profilu Orechy wskazują, że nie jest to wypełnienie starorzecza (brak zbiornika wodnego), lecz basenu powodziowego zlokalizowanego pod krawędzią terasy 12-metrowej. Pozycja morfologiczna profilu jest więc podobna do rozwierconego basenu na stanowisku Brygitpole III.

### Równina zalewowa 2 m

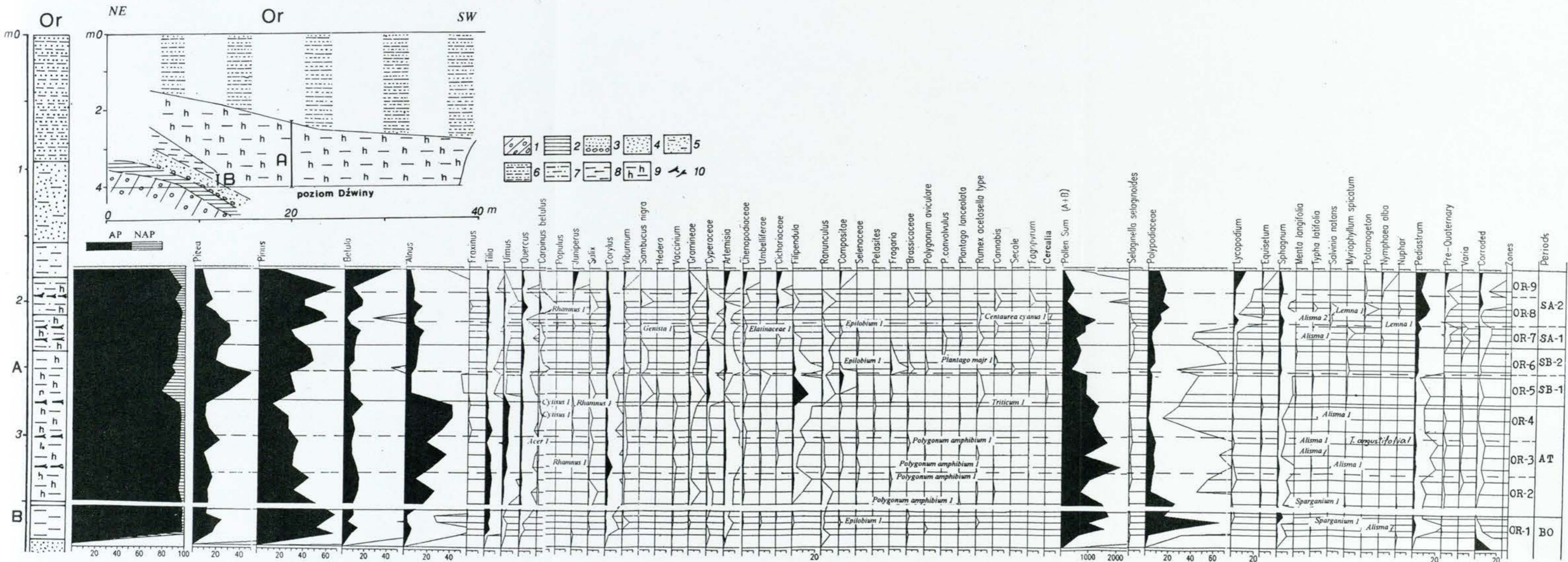
W profilu Brygitpole I odsłaniają się mady leżące na osadach korytowych (ryc. 2, 5). W madach można wydzielić dwie warstwy: górną (0–60 cm) to mułki piaszczysto-pylaste, a dolną (60–155) jest zbudowana z przewarstwień piaszczystych (miąższość do 3 cm) i gliniastych (do 10 cm). Osady korytowe (155–175 cm) tworzą przekątnie warstwowane piaski bardzo gruboziarniste.

### ODCINEK SURAZ–RUBA

Rozciąga się on poniżej ujścia Kasplii u podnóża krawędzi morenowej Wysockizny Witebskiej, stanowiąc południowe ograniczenie Niziny Suraskiej. Na znacznej długości dolina ma przebieg prostoliniowy (ryc. 2).

### Terasa 11, 5–12, 0 m

Powierzchnia tej erozyjnej terasy na stanowisku Disneninowo (ryc. 2) jest nachylona w kierunku rzeki (San’ko 1987). Cokół o wysokości 10,5 m zbudowa-



Ryc. 8. Stanowisko Orchy: przekrój (oprac. T. Kalicki, A. F. San'ko)  
i diagram palynologiczny profilów OrA i OrB (oprac. V. P. Zernicka)

1 - morena, 2 - ility warwowe, 3 - piaski ze zwirowym brukiem korytowym, 4 - piaski, 5 - piaski gliniaste, 6 - piaski przewarstwione mułkami, 7 - mułki piaszczyste, 8 - mułki, 9 - mułki organiczne, 10 - drewna

Orchy site: cross-section (by T. Kalicki, A. F. Sanko) and palynological diagram (by V. P. Zernitskaya)

1 - till, 2 - varve clay, 3 - sands with gravel lag deposition, 4 - sands, 5 - silty sands, 6 - sands interbedded silts, 7 - sandy silts, 8 - silts, 9 - organic silts, 10 - woods

V. P. Zernicka



ny jest z osadów morenowych. Miąższość piaszczysto-żwirowych aluwiów jest bardzo mała i osiąga 1,0–1,5 m.

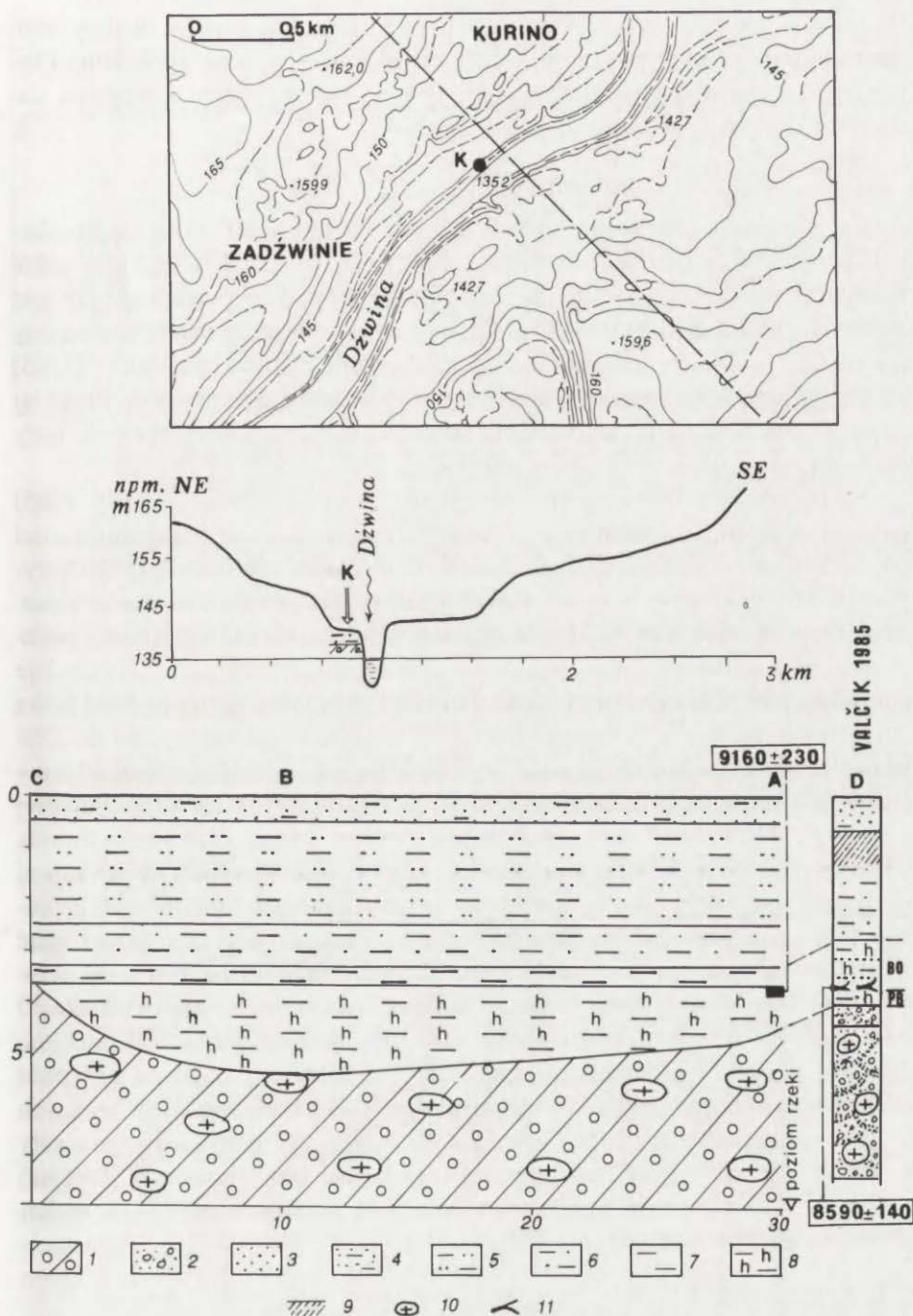
#### Równina zalewowa 8 m

Na stanowisku Kurino zaznaczają się w rzeźbie dwa poziomy: 10- i 8-metrowy. Poziom 8 m tworzy wąskie listwy nie przekraczające 100–200 m szerokości, a jego powierzchnia urozmaicona jest wyraźnymi obniżeniami będącymi prawdopodobnie kanałami ulgi z okresów powodzi (ryc. 2, 9). Jest to poziom erozyjno-akumulacyjny, z cokołem o wysokości 3–4 m nad poziom rzeki, a więc o wysokości bardzo podobnej jak terasy 10-metrowej (por. profile BIV, SD6 i SDII). Cechą aluwiów jest bardzo mała miąższość osadów korytowych (poniżej 0,5 m) i bardzo miększa seria osadów powodziowych (do kilku metrów) z sekwencją odwróconą.

Osady organiczne, odłaniające się na kilkudziesięciu metrach długości, wypełniają obniżenie o szerokości około 30 m i głębokości maksymalnej 1,8 m. Wycięte jest ono w morenie z eratykami tworzącej cokoł terasy wznoszący się od 2,6 (oś obniżenia) do 3,5 m (brzeżne partie) nad poziom rzeki. Pyłaste mułki organiczne z fragmentami jasnych drewn są w centralnej części obniżenia wyraźnie warstwowane, co świadczy o wsypywaniu osadów przez kolejne powodzie. Ich strop był datowany na  $9160 \pm 230$  BP (Gd-9245). Mułki organiczne przykrywa seria mad (0,0–3,7 m) o odwróconej sekwencji. Na granicy mad i osadów organicznych znaleziono żwiry o średnicy 2–3 cm, świadczące o zmianie warunków sedymentacji na równinie zalewowej w boreale. Serię mad rozpoczynają mułki pyłaste przechodzące ku górze w osady coraz bardziej piaszczyste, kończące się w stropie piaskami pyłastymi.

Wcześniejsze badania profilu Kurino D (Valčík 1985) stoją w pozornej sprzeczności z obecnymi datowaniami. Diagram pyłkowy publikowany w tej pracy jest niejednoznaczny i o wieku świadczy bardziej data niż palynologia. Jednak generalne wydzielenia stratygraficzne wydają się prawidłowe. *Carpinus* stwierdzany w preboreale musiał być redeponowany, ponieważ w północnej Białorusi występuje dopiero od środkowego atlantyku. Chaotycznie rozrzucone na diagramie palynologicznym maksima („piki”) traw świadczą o silnym wpływie powodzi na sedymentację osadów w obniżeniu (por. Kalicki, Zernickaya 1995), a występowanie w całym profilu gatunków wodnych (np. *Myriophyllum*, *Typha*) i wodno-błotnych (np. *Alismataceae*, *Sparganium*) wskazuje na przynajmniej okresowe występowanie zbiornika wodnego.

Porównując obydwa profile widać jednak wyraźne podobieństwo, a pozorne sprzeczności dają się wytłumaczyć lokalnym zróżnicowaniem sedymentacji w obrębie obniżenia. Wraz z narastającą częstością powodzi w drugiej połowie boreału nastąpiło początkowo przykrycie pyłastymi madami osadów organicznych w centralnej, najgłębszej części obniżenia (9160 BP). Później wypełnianie obniżenia w brzeżnych partiach (profil D) miało charakter wsypywania mułków przewarstwionych piaskami z drewnami (8590 BP), aż w końcu na początku



Ryc. 9. Stanowisko Kurino – położenie, przekrój przez dolinę i profil (oprac. T. Kalicki)

1 – morena, 2 – piaski ze żwirami, 3 – piaski, 4 – piaski zaglinione, 5 – piaski pylaste, 6 – mułki piaszczyste, 7 – mułki, 8 – mułki organiczne, 9 – gleba kopalna, 10 – eratyki, 11 – drewna

Kurino site – localization, section across the valley and profile (by T. Kalicki)

1 – till, 2 – sands with gravels, 3 – sands, 4 – sands with silt, 5 – silty sands, 6 – sandy silts, 7 – silts, 8 – organic silts, 9 – buried soil, 10 – erratic blocks, 11 – woods

atlantyku nastąpiło wyrównanie obniżenia przez jednolitą warstwę mad pylasto-piaszczystych. Tego typu interpretację mechanizmu wypełniania obniżenia i korelację profilów w Kurinie potwierdzają badania basenu powodziowego na stanowisku Brygitpole III i profilu w Orechach.

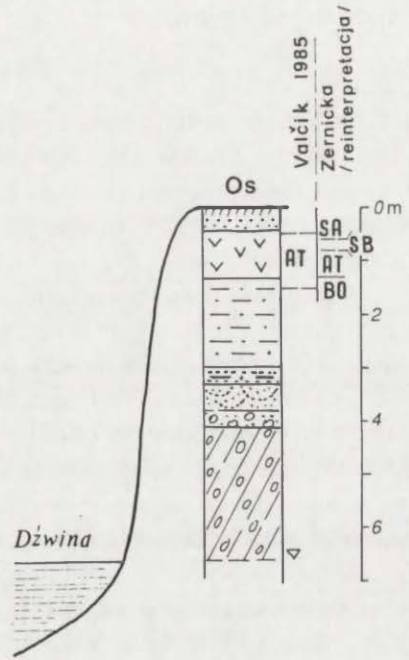
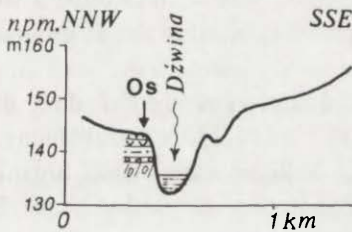
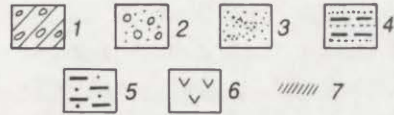
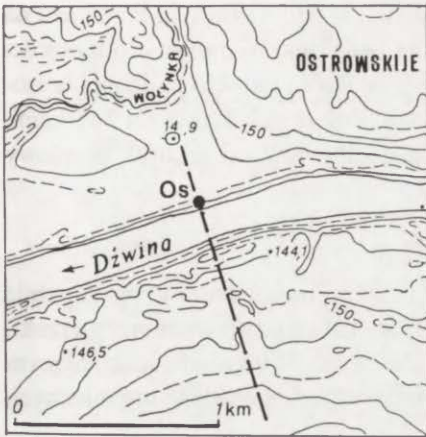
#### Równina zalewowa 5,5–6,5 m

Na stanowisku Ostrowskije zachowana jest wąska (do 200 m) erozyjno-akumulacyjna listwa poziomu o wysokości około 6,5 m (ryc. 2, 10). Erozyjny cokół wznoszący się 2,5 m nad poziom rzeki, a więc na podobną wysokość jak pod 8-metrową równiną zalewową (Kurino), może wskazywać, że mamy tu erozyjny nie w pełni rozwinięty „wariant” terasy ze starszym cokołem. M. Valčík (1985) uważał poziom w Ostrowskije i Kurino za wysoką równinę zalewową. Profil tej terasy interpretował jako wypełnienie starorzecza, a przypowierzchniowe torfy datował paleobotanicznie na okres atlantycki.

Na podstawie opisu i publikowanego diagramu pyłkowego (Valčík 1985) możliwa jest reinterpretacja tego profilu. Na cokole zalegają małej miąższości osady korytowe – piaski przekątnie warstwowane, które w poziomie bruku korytowego są wzbogacone w żwiry. Powyżej zalega miąższa do 2 m warstwa osadów powodziowych zaczynająca się osadami wału przykorytowego (mułki piaszczyste przewarstwione piaskami). Analiza diagramu pyłkowego z Ostrowskije pozwala stwierdzić jego duże podobieństwo do Orechów i zaproponować nową interpretację wiekową. W spągu (próbki 20–19) obserwuje się wysoki do 25% udział świerka, co można odnieść do końca boreału. Granicy boreał/atlantyk odpowiada także zmiana osadów z mułków piaszczystych na torfy. Powyżej (próbki 22–21) wzrasta rola termofilnych gatunków – *Alnus* i zmniejsza się rola iglastych – *Pinus* i *Picea*, co może oznaczać początek atlantyku. W stropowej części profilu (próbki 29–27) obserwuje się spadek udziału termofilnych gatunków drzew (np. *Ulmus*, *Tilia*, *Quercus*) i wzrost *Picea* do 50%, co można wiązać z okresem subborealnym. W próbkach tych spada także udział *Alnus*, co może być wywołane lokalnymi przyczynami lub wcięciem rzeki. Stropowa próbka 30 odnosi się już do subatlantyku około 2000 BP. Zaznacza się w niej początek drugiego górnego maksimum świerka, który w północnej Białorusi przypada w środkowym subatlantyku. W całym profilu praktycznie brak jest wodnych roślin, co zaprzecza tezie M. Valčíka (1985), jakoby osady sedymentowały w starorzeczu. Występują natomiast gatunki błotne (np. *Sphagnum*, *Bryales*) świadczące o podmokłym siedlisku i wskazujące, że akumulacja mogła zachodzić w basenie powodziowym.

#### ODCINEK RUBA–WITEBSK

Jest to przełomowy odcinek doliny pomiędzy wysoczyznami Witebską i Horodocką (ryc. 2). Mała miąższość osadów plejstocenijskich, nie przekraczająca zwykle 40 m, spowodowała, że w korycie Dźwiny na wychodniach dewoń-



Ryc. 10. Stanowisko Ostrowskiye – położenie, przekrój przez dolinę i profil (oprac. T. Kalicki)

1 – morena, 2 – piaski ze żwirami, 3 – piaski, 4 – piaski przewarstwione mułkami, 5 – mułki piaszczyste, 6 – torfy, 7 – gleba; okresy: BO – borealny, AT – atlantycki, SB – subborealny, SA – subatlantycki

Ostrowskiye site – localization, section across the valley and profile (by T. Kalicki)

1 – till, 2 – sands with gravel, 3 – sands, 4 – sands interbedded silts, 5 – sandy silts, 6 – peats, 7 – soil; BO – Boreal, AT – Atlantic, SB – Subboreal, SA – Subatlantic

skich dolomitów i wapieni utworzyły się Witebskie Porogi. Dolina rzeki jest wąska (około 1 km) i głęboka (25–30 m), w przekroju poprzecznym płaskodenna, skrzynkowa. W zboczach wycięta jest sekwencja teras erozyjno-akumulacyjnych, a rzecze towarzyszą wąskie listwy równiny zalewowej o wysokości 2 m.

### Wysokie terasy

Terasy o wysokości 30 m w Gralewie oraz 20, 15–18 i 14 m w Rubie mają podobną budowę. Piaszczysto-żwirowe aluwia o małej miąższości do 2,0–2,5 m ścinają starsze osady o zróżnicowanej genezie (San'ko 1987). Podobną budowę

ma terasa 11 m o szerokości 0,5 km, stwierdzona w rejonie Barwin Perewozu na lewym brzegu rzeki. Budują ją piaski średnio- i drobnoziarniste o miąższości 2,0–2,2 m leżące na morenie z głazami. Także w Rubie terasę o zbliżonej wysokości budują piaski drobne przekątnie warstwowane, z pojedynczymi żwirkami, o średnicy 3–4 cm i miąższości 1,3 m. W spągu aluwiiów zalega bruk korytowy z głazami do 25 cm.

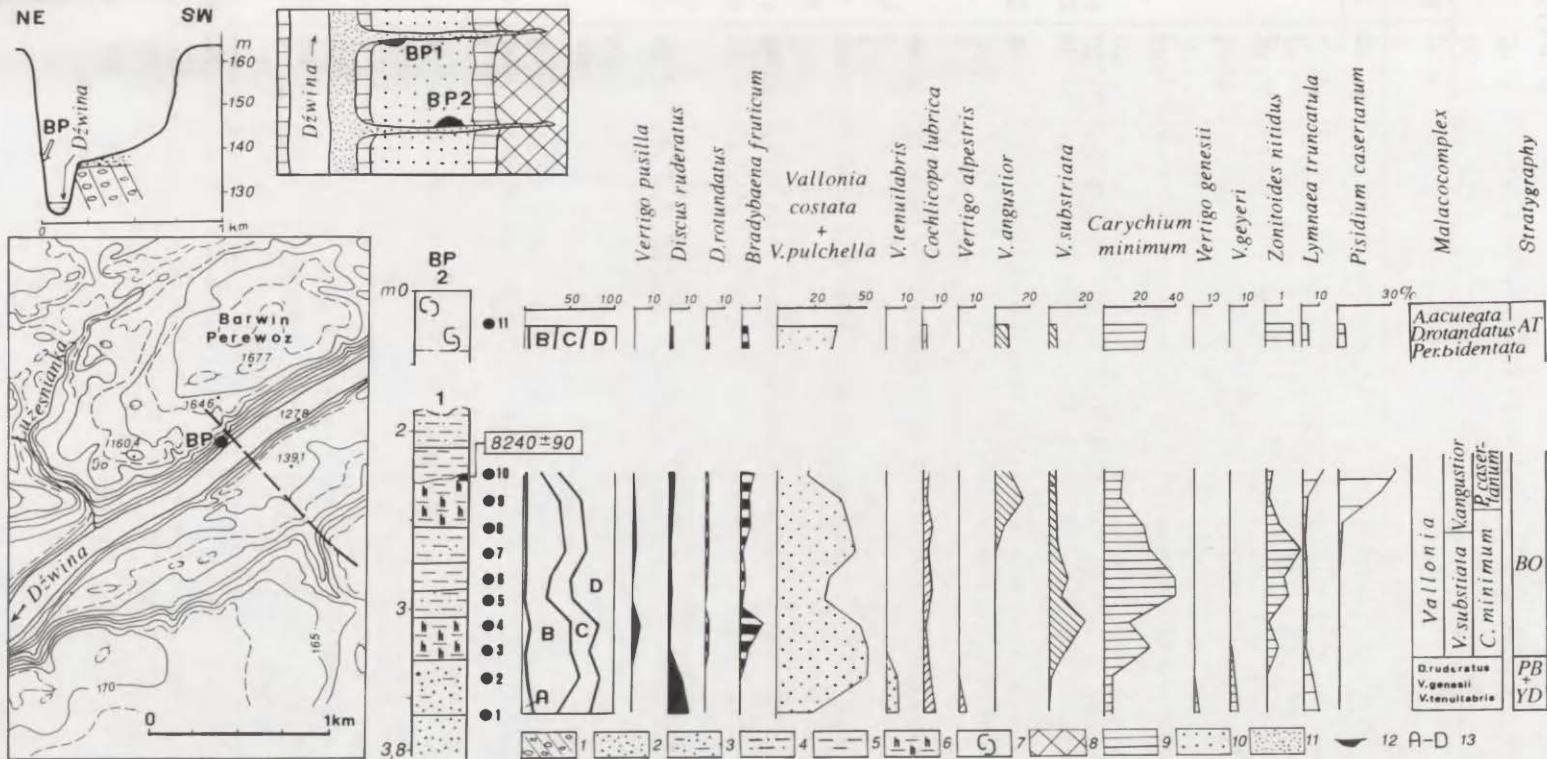
#### Terasa 10–11 m

Poziom ten, mimo podobnej wysokości jak wyżej opisana terasa, ma zupełnie inną budowę. Zachował się on jako bardzo wąska listwa na prawym brzegu rzeki, 1,5 km poniżej dawnej przeprawy Barwin Perewoz. W wąwozie rozcinającym krawędź terasy została znaleziona w aluviach wkładka osadów organicznych z malakofauną (ryc. 2, 11).

W profilu BP1 pod ponad 2-metrową warstwą piasków bardzo drobnoziarnistych, gliniastych występuje seria osadów organicznych o miąższości 1,3 m. Podścielają ją drobne piaski. W serii organicznej występuje bogata naziemna fauna ślimaków składająca się z 43 gatunków: 8 leśnych (18,6%), 5 otwartych siedlisk (11,6%), 13 mezofilnych (30,3%), a pozostałe to gatunki higrofilne i wodne (39,5%) (tab. 4). Przyboczowe położenie obniżenia powodowało, że gromadziły się w nim skorupki zarówno dostarczane przez wody powodziowe jak i zmywane ze stromych stoków i dlatego w tanatocenozie występuje tak duży udział gatunków lądowych. W profilu można wydzielić trzy zespoły malakofauny.

P i e r w s z y z e s p ó ł, najniższy, obejmuje szare mułki organiczne z drewnami (próbki 1–2). Malakofauna jest różnorodna, ale niezbyt liczna. Składają się na nią gatunki zimnolubne, peryglacjalne (*Vertigo genesii*, *V. geyeri*, *Vallonia tenuilabris*) i względnie ciepłolubne, leśne (*Discus ruderatus*). Liczba gatunków otwartych siedlisk szybko wzrasta ku górze od 20% w pierwszej próbie do 50% w drugiej. Wśród mezofilów dominują *Cochlicopa lubrica* i *Nesovittrea petronella*. W higrofilach najliczniejsze są chłodnolubne *Vertigo geyeri* i *V. genesii*, a wśród wodnych *Lymnaea truncatula*. Skład fauny wskazuje na pogranicze późnego glacjału i holocenu.

D r u g i z e s p ó ł występuje w mułkach torfiastych i organicznych o miąższości 1 m (próbki 3–10). Już w spągu tych osadów zanikają gatunki chłodnolubne, a dominują gatunki otwartych siedlisk (głównie *Vallonia costata* do 40% fauny). Fauna leśna występuje we wszystkich próbkach, ale niezbyt licznie (głównie *Vertigo pusilla*, *Discus ruderatus*, *D. rotundatus*, *Bradybaena fruticum*). Z mezofilów początkowo maksimum tworzą *Vertigo substriata*, a potem zmienia ją *V. angustior*. W grupie higrofilii dominuje *Carychium minimum*, który w stropie zastąpiony jest przez gatunek wodny *Pisidium casertanum*. Skład fauny wskazuje na cieplejszy klimat niż poprzednio, jednak w tym okresie znaczne przestrzenie zajmowały jeszcze otwarte siedliska. Prawdopodobnie wiek kompleksu należy odnieść do boreału. Potwierdza to datowanie stropu serii organicznej, które dało wynik 8240±90 BP (Gd-10089).



Ryc. 11. Stanowisko Barwin Perewoz – położenie, przekrój i profil wraz z diagramem malakologicznym (oprac. T. Kalicki, A. F. San'ko)

1 – morena, 2 – piaski, 3 – piaski zaglinione, 4 – mułki piaszczyste, 5 – mułki, 6 – mułki organiczne, 7 – martwica wapienna, 8 – zbocze doliny, 9 – krawędź doliny i terasy, 10 – terasa 10–11-metrowa, 11 – równina zalewowa, 12 – profile badawcze, 13 – grupy ekologiczne malakofauny (wg Łożka 1964): A – gatunki leśne, B – gatunki środowisk otwartych, C – mezofile, D – higrofile i gatunki wodne

Barwin Perevoz site – localization, section across the valley and profile with the malacological diagram (by T. Kalicki, A. F. Sanko)

1 – till, 2 – sands, 3 – silty sands, 4 – sandy silts, 5 – silts, 6 – organic silts, 7 – calcareous tufa, 8 – valley slope, 9 – valley and terraces scarps, 10 – terrace 10–11 m, 11 – flood plain, 12 – study profiles, 13 – ecological groups of molluscs (after Łożek 1964): A – forest snails, B – open-site snails, C – mesophile snails, D – fresh-water and hygrophile molluscs

Malakofauna na stanowisku Barwin Perewoz (oprac. A. F. San'ko)

List of malakofauna from the Barwin Perevoz site (by A. F. Sanko)

E	Gatunek / Species	Profil BP1										BP		
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10			
1	<i>Vertigo pusilla</i> Müller			29	63			12	3	3				
1	<i>Acantinula aculeata</i> (Müller)													
1	<i>Discus ruderatus</i> (Ferussac)	17	15	2	5	1	4	5	3	10	7			
1	<i>Lacinaria cana</i> (Held)			20	24									
2	<i>Discus rotundatus</i> (Müller)			20	24		1	10	1	6	1			
2	<i>Vitrea crystallina</i> (Müller)	4												
2	<i>Bradybaena fruticum</i> (Müller)			10	15		1		2	3	2			
3	<i>Perforatella bidentata</i> (Gmelin)													
5	<i>Pupilla muscorum</i> (L.)		1											
5	<i>Vallonia costata</i> (Müller)	15	28	580	484	41	95	355	156	236	27	622		
5	<i>V. pulchella</i> (Müller)		14	131	105	49	31	49	19	53	16	295		
5	<i>V. tenuilabris</i> (Braun)	12	15											
5	<i>Vallonia</i> sp.	15	74	72		18	22	9			9	297		
6	<i>Cochlicopa lubricella</i> (Porro)							1						
7	<i>C. lubrica</i> (Müller)	12	15	30	28	20	25	29	26	18	8	92		
7	<i>Vertigo alpestris</i> Alder	6		1										
7	<i>Punctum pygmaeum</i> (Drap.)	11	9	33	13	37	11	66	22	3	7	43		
7	<i>Nesovitrea hammonis</i> (Ström)			52	80	31	24	48	27	26	7	112		
7	<i>Limacidae</i> gen.	1								3	3			
7	<i>Euconulus fulvus</i> (Müller)	3	2	10	6	5	2	7		2		23		
8	<i>Caricium tridentatum</i> (Risso)			2	2		1					104		
8	<i>Columella edentula</i> (Drap.)	1		6	3		1	1	1	3	1	10		
8	<i>Vertigo angustior</i> Jeffreus								24	130	26	317		
8	<i>V. substriata</i> Jeffreus		2	146	257	27	53	53	17	35	11	161		
8	<i>Succinea oblonga</i> (Drap.)		5					1	1					
8	<i>Nesovitrea petronella</i> (Pfeiffer)	18	17	10	5			10				304		
9	<i>Carychium minimum</i> Müller	8	12	387	176	164	203	241	99	82	35	934		
9	<i>Cochlicopa nitens</i> (Gallenstein)					1		3						
9	<i>Vertigo antivertigo</i> (Drap.)						2	3	1		5			
9	<i>V. genesii</i> Gredler	4												
9	<i>V. geyeri</i> Lindholm	7	5											
9	<i>Succinea putris</i> (L.)	5	5	10	7	7	16	9	11	5	3	1		
9	<i>Zonitoides nitidus</i> (Müller)			11	1	5	5	20	3	1	1	64		
9	<i>Monachoides rubiginosa</i> (Schmidt)	1	2	10	2	3	5	5	2	1	2	10		
10	<i>Lymnaea occulta</i> (Jackiewicz)													
10	<i>L. truncatula</i> (Müller)	13	12	11	8	9	11	10	4	20	39	137		
10	<i>Planorbis planorbis</i> L.										1			
11	<i>Gyraulus albus</i> L.									1				
11	<i>Armiger crista</i> L.	1				2								
11	<i>Pisidium henslowanum</i> Sheppard							3						
11	<i>P. casertanum</i> (Poli)							1	6	180	105	13		
11	<i>P. casertanum ponderosa</i> Steffox								5	16	7			
11	<i>Pisidium</i> sp.	1				1	2	3	4					
	Suma	155	231	1563	1284	421	515	954	437	837	323	382		

E – symbole grup ekologicznych według V. Ložka (1964) i S. W. Alexandrowicza (1987)

E – ecological groups after V. Ložek (1964) and S. W. Alexandrowicz (1987)

T r z e c i z e s p ó ł malakofauny wydzielono w próbce z drugiego profilu BP2, położonego około 150 m w górę rzeki od poprzedniego (ryc. 11). Na powierzchni terasy występują tutaj niewysokie pagórki i poprzerywane wały bezładnie rozrzucone pod stromym zboczem doliny Dźwiny. Zbudowane są one z martwicy wapiennej utworzonej przy wypływach wód gruntowych. Malakofauna z tych osadów jest najbogatsza. Tworzy ją 8 gatunków leśnych (25,8%), 3 łąkowe (9,7%), 11 mezofilów (35,5%) oraz 9 higrofilów i gatunków wodnych (29,0%). Występuje tu największa liczba gatunków ciepłolubnych (głównie *Acantinula aculeata*, *Lacinaria cana*, *Carychium tridentatum*, a także *Vertigo pusilla*, *Discus rotundatus*, *Cochlicopa libricella*, *Columella edentula*), co może wskazywać, że tanatocenoza powstawała w okresie atlantyckim. Jeśli obliczymy stosunek gatunków leśnych do łąkowych w poszczególnych zespołach, to można oceniać, że lesistość w otoczeniu profilu wynosiła w okresie atlantyckim około 72%, w borealnym około 57%, a na początku holocenu 29%.

Osady organiczne i powodziowe terasy 10-metrowej akumulowały od końca późnego glaciału do początku atlantyku. Skład fauny w badanych osadach wykazuje duże podobieństwo z dobrze datowanymi profilami wczesnego holocenu z Europy środkowej (Mania 1972; Łożek 1982; Alexandrowicz 1987). Stoi to w sprzeczności z wnioskami N. Nikiśyna (1935), który badając malakofaunę w aluwjach 15–20-metrowej terasy w rejonie Barwin Perewozu, uważał, że formowała się ona w okresie litorynowym lub w środkowym holocenie. Wiek taki mają jedynie martwice (profil BP2), które jednak występują już na powierzchni terasy, a więc są od niej dużo młodsze.

#### Terasa 9–10 m

Jest to terasa erozyjno-akumulacyjna, której aluwia tworzą pylasto-piaszczyste osady facji powodziowej o miąższości powyżej 5 m. W profilu Tiraspol odślaniają się aluwia budujące spągową część terasy (ryc. 2, 12). Cokół terasy, wzniesiony do 4,5 m nad rzekę, zbudowany jest z moreny z głazami. Na nim zalegają mady organiczne (0,7 m): warstewki mułków ilastych lub piaszczystych z licznymi drewnami przewarstwione piaskami drobnymi. Mady organiczne są przykryte plamistymi mułkami piaszczystymi. Wcześniejsze datowania drewn z analogicznego profilu w tym rejonie dały wyniki  $5680 \pm 50$  (GIN-2310) i powtórnie  $5730 \pm 80$  (GIN-2311) (San'ko 1987), co dowodzi, że seria mad nie jest starsza niż późny atlantyk.

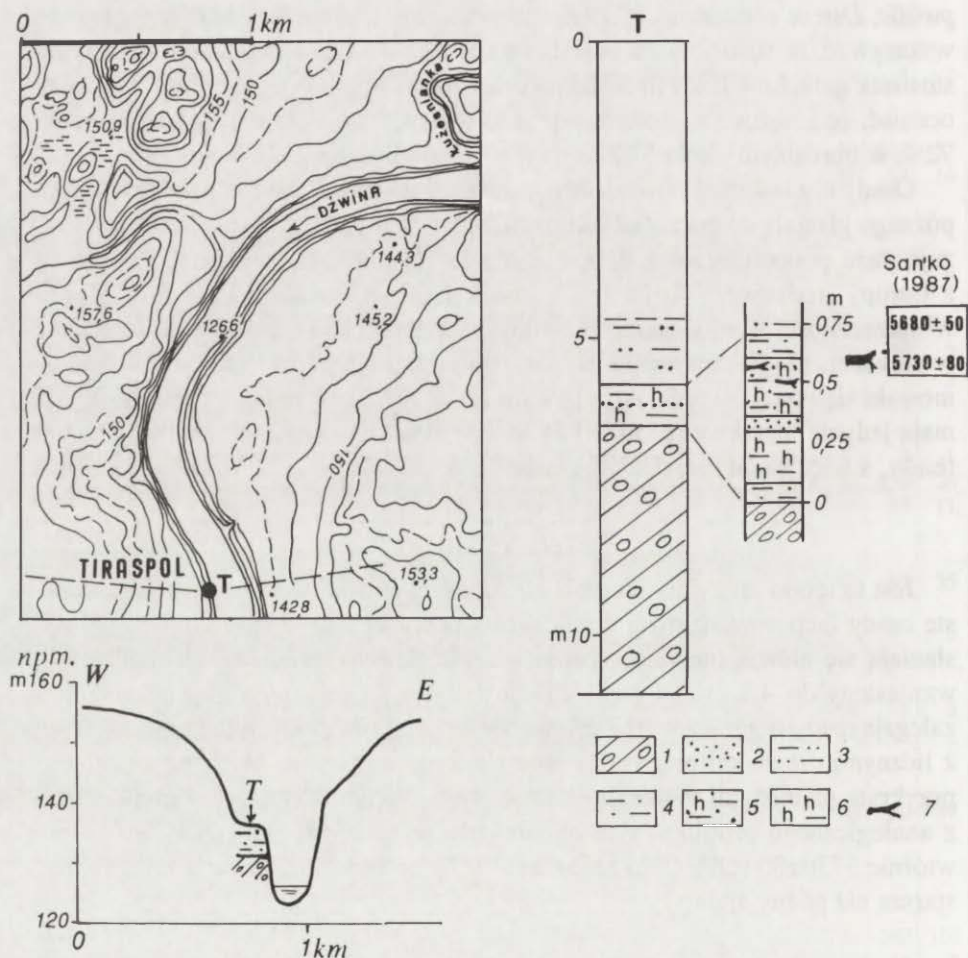
#### Równina zalewowa 5–6 m

Poziom ten zachowany jest w przełomie tylko w formie wąskich listew na zakrętach rzeki. Jego budowa została szczegółowo zanalizowana sedymentologicznie w Kojtowie (Ivanov 1978). Opierając się na tej publikacji autorzy obliczyli wskaźniki Folka-Warda dla osadów (ryc. 2, 13).

Listwa tego erozyjno-akumulacyjnego poziomu miała szerokość 60 m i wy-



sokość 5–6 m. Pod zboczem doliny ciągnęło się wąskie obniżenie basenu powodziowego wypełnionego torfami. Analizowany profil znajdował się w strefie krawędzowej równiny zalewowej z największą miąższością aluwioów. Leżały one na morenie lub dolomitach dewońskich rozciętych rynną o głębokości 2 m i szerokości 15 m (Ivanov 1978). Bezpośrednio na cokole zalegał bruk korytowy – piaski ze żwirami o miąższości 0,3–1,0 m. Ku górze osady korytowe były coraz bardziej piaszczyste ( $Mz$  rośnie od  $-0,8\phi$  do  $2,0\phi$ ) i lepiej wysortowane ( $\delta$  spada od 1,6 do 0,5). Od głębokości 4,5–3,0 m występowały w nich mułkowe

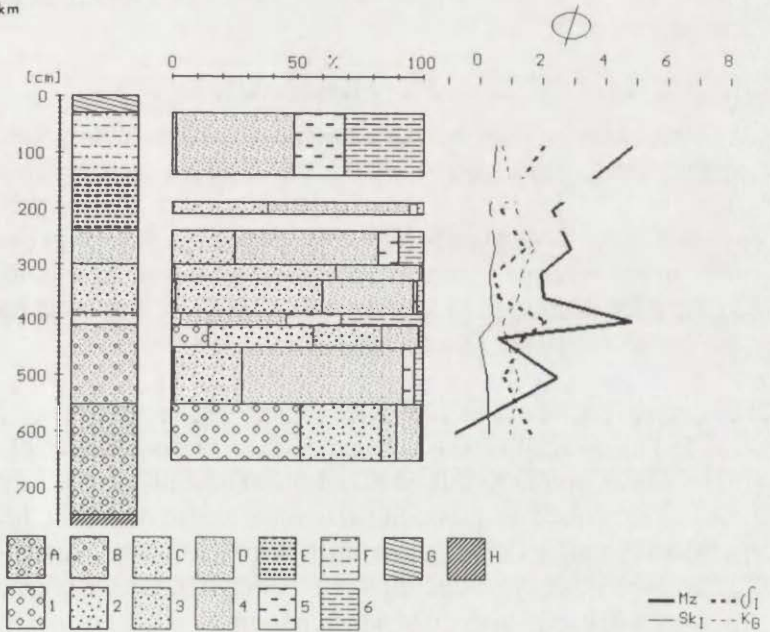
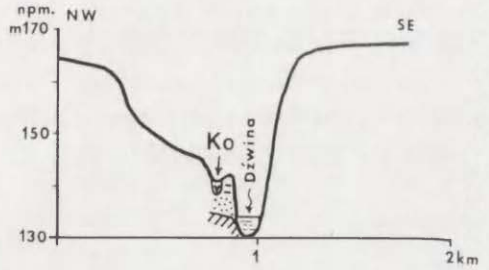
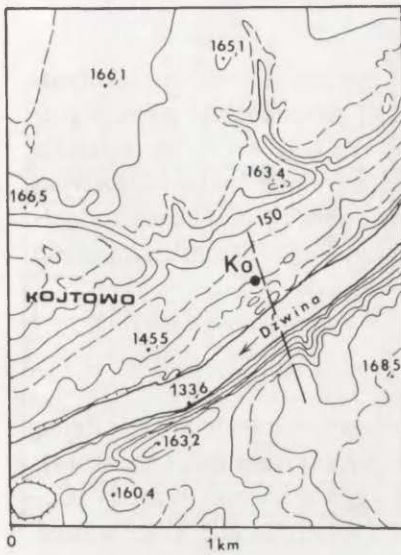


Ryc. 12. Stanowisko Tiraspol – położenie, przekrój przez dolinę i profil (oprac. T. Kalicki)

- 1 – morena, 2 – piaski, 3 – piaski pylaste i gliniaste, 4 – mułki piaszczyste,  
5 – mułki piaszczyste, organiczne, 6 – mułki organiczne, 7 – drewna

Tiraspol site – localization, section across the valley and profile (by T. Kalicki)

- 1 – till, 2 – sands, 3 – silty sands, 4 – sandy silts, 5 – organic sandy silts, 6 – organic silts, 7 – woods



Ryc. 13. Stanowisko Kojtowo – położenie, przekrój przez dolinę i profil (wskaźniki uziarnienia Folka i Warda obliczone na podstawie analiz granulometrycznych V. Ivanova 1978) (oprac. T. Kalicki)

A – piaski ze żwirami, B – piaski z pojedynczymi żwirami, C – piaski grubo- i średnioziarniste, D – piaski drobnoziarniste, E – piaski przewarstwione mułkami, F – mułki piaszczyste, G – gleba, H – podłoże: wapień dewońskie. Frakcje: 1 – żwiry, 2 – piaski gruboziarniste, 3 – piaski średnioziarniste, 4 – piaski drobnoziarniste, 5 – pyły grubo- i średnioziarniste, 6 – pyły drobnoziarniste

Koytovo site – localization, section across the valley and profile (Folk-Ward's distribution parameters based on the grain size composition made by V. Ivanov 1978) (by T. Kalicki)

A – sands with gravels, B – sands with single gravels, C – coarse and medium sands, D – fine sands, E – sands interbedded silts, F – sandy silts, G – soil, H – substratum: Devonian dolomite. Fractions: 1 – gravels, 2 – coarse sands, 3 – medium sands, 4 – fine sands, 5 – coarse and medium silts, 6 – fine silts

przewarstwienia ( $Mz = 4,8\phi$ ,  $\delta = 2,1$ ) o miąższości 3–15 cm. Osady pozakorytowe (0–3 m) – piaski zaglinione ( $Mz = 2,9\phi$ ,  $\delta = 1,4$ ) przechodzą ku górze w piaszczyste mady ( $Mz = 4,8\phi$ ,  $\delta = 2,0$ ) (ryc. 13). V. Ivanov (1978) podkreśla wyraźne zróżnicowanie facjalne aluwiów i brak w przełomie osadów starorzecznych (wąska dolina i wcinanie się rzeki). Miąższość aluwiów jest bliska normalnej, co spowodowane jest dużą lateralną stabilnością koryta i gromadzeniem się osadów w ciągu długiego okresu.

#### DOLINA KASPLII

Kasplia jest dopływem Dźwiny uchodzącym do niej w rejonie Suraza. Rejon badań znajduje się około 6 km powyżej ujścia w rejonie Kaspliane (ryc. 2, 14). Jest on oddalony około 50 km od obszaru badanego wcześniej przez N. Cebotarevą i innych (1965), w którym stwierdzono występowanie kilku włożeń holocenijskich.

#### Terasa 10–11 m

Jest to terasa erozyjno-akumulacyjna z cokołem o wysokości 8–9 m zbudowanym ze zróżnicowanych genetycznie osadów: moreny i warstw uswiackich (San'ko 1987) lub przed- i postmaksymalnych iłłów warwowych i moreny (profil Kaspliane K1). Aluwia o bardzo małej miąższości 0,8–1,5 m budują piaski drobnoziarniste przekątnie warstwowane z wkładkami piasków drobnych ze żwirami o średnicy 2 cm (ryc. 14). Analogiczną budowę ma ta terasa na stanowisku Słoboda Kaspliańska (Szapurowo) (San'ko 1987).

#### Równina zalewowa 6, 5 m

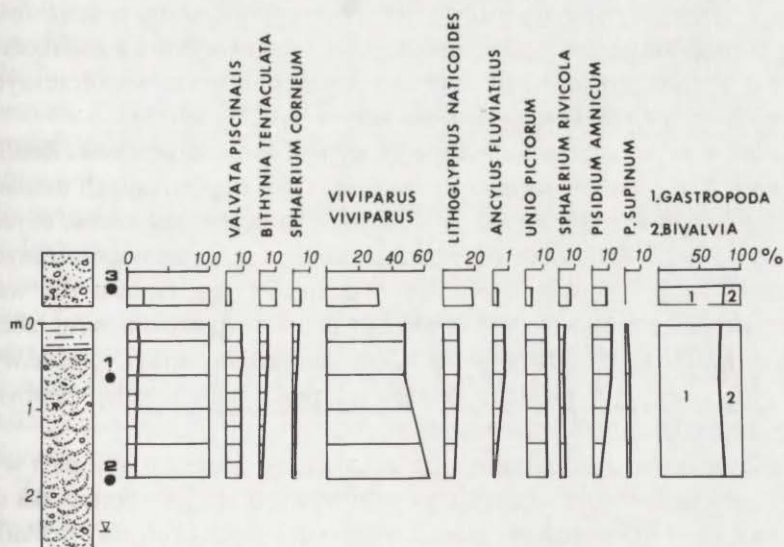
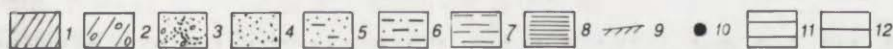
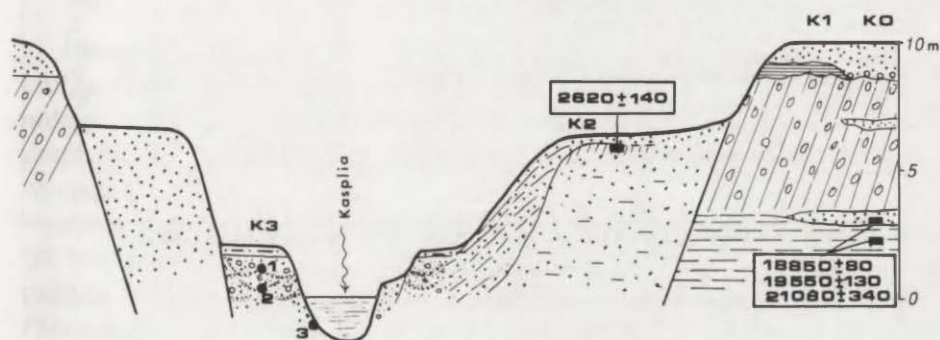
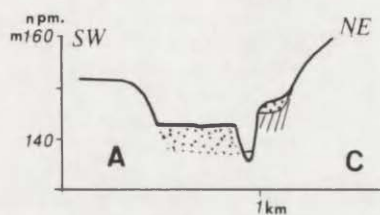
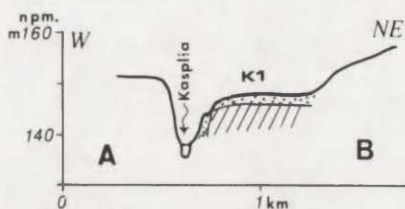
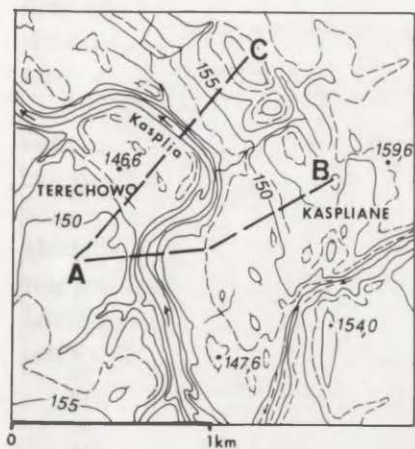
Jest to piaszczysta terasa akumulacyjna z zachowaną glebą kopalną w stropie (ryc. 14). W profilu Kaspliane K2 od stropu odsłania się piaszczysta gleba współczesna rozwinięta na piaskach pylastych i bardzo drobnych, beżowych o miąższości 0,5 m. Przykrywają one glebę kopalną, pylastą, czarno-brązową, której strop był datowany na  $2620 \pm 140$  BP (Gd-4902). Leżące poniżej piaski drobne, czasem lekko zaglinione, budują ten poziom aż do głębokości 4,6 m.

Ryc. 14. Stanowisko Kaspliane – położenie, przekroje przez dolinę, schematyczny przekrój przez dolinę (oprac. T. Kalicki) oraz diagramy malakologiczne (oprac. A. F. San'ko)

- 1 – podłoże, 2 – morena, 3 – piaski ze żwirami, 4 – piaski, 5 – piaski zaglinione, 6 – mułki piaszczyste, 7 – mułki, 8 – ility warwowe, 9 – gleba kopalna, 10 – próbki malakologiczne, 11 – gatunki stagnofilne (grupa 11), 12 – gatunki reofilne (grupa 12)

Kaspliane site – localization, sections across the valley, schematic cross-section (by T. Kalicki) and malacological diagrams (by A. F. Sanko)

- 1 – substratum, 2 – till, 3 – sands with gravels, 4 – sands, 5 – silty sands, 6 – sandy silts, 7 – silts, 8 – varve clay, 9 – buried soil, 10 – malacological samples, 11 – stagnophile (class 11), 12 – reophile (class 12)



Malakofauna na stanowisku Kaspliane (oprac. A. F. San'ko)

List of malacofauna from the Kaspliane site (by A. F. Sanko)

E	Gatunek / Species	1	2	3
11	<i>Valvata piscinalis</i> (Müller)	14	8	11
11	<i>Bithynia tentaculata</i> (L.)	6	1	70
11	<i>Lymnaea stagnalis</i> (L.)			4
11	<i>L. auricularia</i> (L.)			1
11	<i>Planorbarius corneus</i> (L.)			3
11	<i>Anisus vortex</i> (L.)			1
11	<i>Gyraulus albus</i> (Müller)	1	1	
11	<i>Sphaerium corneum</i> (L.)	2	1	5
11	<i>S. corneum scaldianum</i> (Normand)			30
11	<i>Pisidium henslowanum</i> Sheppard			12
12	<i>Theodoxus fluviatilis</i> (L.)			49
12	<i>Viviparus viviparus</i> (L.)	71	58	215
12	<i>Lithoglyphus naticoides</i> (Pfeiffer)	14	6	120
12	<i>Ancylus fluviatilis</i> Müller	1		2
12	<i>Unio pictorum</i> (L.)	17	11	17
12	<i>Lymnaea peregra ampla</i> (Hartm.)			1
12	<i>Sphaerium rivicola</i> Lamarck	4	2	50
12	<i>Pisidium amnicum</i> (Müller)	17	3	47
12	<i>P. supinum</i> Schmidt	3	2	5
	Suma	150	93	643

E – symbole grup ekologicznych według V. Ložka (1964) i S. W. Alexandrowicza (1987)

E – ecological groups after V. Ložek (1964) and S. W. Alexandrowicz (1987)

## Równina zalewowa 2 m

Profil Kaspliane K3 zlokalizowany jest na lewym brzegu naprzeciwko odślonięcia K1. W stropie występują mady piaszczysto-pylaste, szare, o miąższości 20–30 cm, poniżej których zalegają różnoziarniste piaski korytowe z malakofauną (2 próbki). Trzecia próbka malakologiczna została pobrana ze współczesnych osadów korytowych wybagrowanych z dna koryta (ryc. 14, tab. 5).

Malakofauna wodna reprezentuje dwie grupy reofilów i stagnofilów. Reofile najliczniejsze są w osadach równiny zalewowej, a we współczesnych osadach korytowych ich liczba spada. Jednak jeśli spojrzeć na liczbę osobników, to reofile stanowią 85–88% w osadach równiny zalewowej i 80% we współczesnych osadach korytowych. Większość reofilnych gatunków jest typowa dla wód z umiarkowaną siłą przepływu, choć są również gatunki typowe dla nurtu rzeczno-ego (*Theodoxus fluviatilis*, *Viviparus viviparus*, *Ancylus fluviatilis*). Reofile występują w gruboziarnistych piaskach korytowych praktycznie w całej warstwie, w formie niedużych skupień i warstewek.

Stagnofile stanowią znacznie mniejszą część fauny. Można wśród nich wydzielić dwie grupy. Pierwsza obejmuje gatunki występujące jako domieszka do reofilów i mogą być redeponowane z osadów powodziowych (*Valvata piscinalis*, *Bithynia tentaculata*, *Gyraulus albus*, *Sphaerium corneum*). Druga grupa obej-

muje gatunki z dużymi i łamliwymi skorupkami zalegającymi *in situ* w przewarstwiach mułków i w przybrzeżnej części rzeki (*Lymnaea stagnalis*, *L. auricularia*, *Planorbarius corneus*) oraz jest stwierdzana w aluwiach na dnie rzeki.

Stagnofile są szeroko rozprzestrzenionymi gatunkami palearktycznymi i holarktycznymi. Reofile mają węższy zasięg geograficzny, często są to gatunki europejskie, czasem ponto-kaspijskie (*Lithoglyphus naticoides*) i nizinne śródkowieuropejskie (*Sphaerium rivicola*). Brak jest gatunków chłodnolubnych i peryglacjalnych, natomiast bardzo liczne są gatunki typowe dla cieplejszej, południowej Europy (*Planorbarius corneus*, *Theodoxus fluviatilis*, *Viviparus viviparus*, *Lithoglyphus naticoides*, *Sphaerium rivicola*), co może sugerować, że aluwia pochodzą z końca atlantyku, ewentualnie z subboreału.

## HISTORIA ROŚLINNOŚCI

Historia roślinności na Nizinie Suraskiej została odtworzona na podstawie profilu Orechy (ryc. 2, 5, 8) skorelowanego z sąsiednimi stanowiskami paleontologicznymi (Pidoplicko 1961, 1975; Jelovićova 1993; Mikljaev i in. 1984; Zernicka, Pavlovska 1994). W diagramie pyłkowym wydzielono 9 różnowiekowych zon.

Zona pyłkowa OR-1 (*Pinus-Picea*) odpowiada granicy boreał-atlantyk (ok. 8400 BP). Znaczny udział sosny (do 70%) i świerka (do 23%), a także paproci świadczą o tym, że wysoczyzny były zajęte przez lasy iglaste formacji *Pinetum pteridiosum*. W dolinie Dźwiny lokalnie występowały lasy z lipą i wiązem. Wśród krzewów dominowała leszczyna. Suchsze siedliska porastały łąki z *Artemisia*, *Umbelliferae*.

Zony pyłkowe OR-2, OR-3 i OR-4 (*Alnus-Quercus* mix.) odpowiadają okresowi atlantyckiemu (8000–5000 BP). Okres ten odznacza się spadkiem udziału drzew iglastych i dominacją gatunków liściastych: *Alnus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Quercus*, a także *Fraxinus*, *Acer* i *Carpinus*. Tereny zalewane przez Dźwinę były porośnięte lasami typu *Alnetum filipendulosum* z domieszką *Corylus avellana*, *Viburnum opulus* i *Rhamnus*, a wśród traw dominowały *Filipendula ulmaria* i *Ranunculus repens*. Wilgotne siedliska na wysoczyznach porastały lasy dębowo-lipowo-wiązowe i lasy mieszane ze świerkiem, a gleby piaszczyste zajmowały lasy sosnowe z brzozą i domieszką *Juniperus communis*, a pod koniec atlantyku z *Cytisus ruthenicus*. W zonie pyłkowej OR-3 (7000–6000 BP) zaznacza się słaby spadek udziału pyłku drzew liściastych (*Tilia*, *Quercus*), a wśród kserofitycznych traw rośnie znaczenie *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Cichoriaceae*, *Composita*. Zmiany te mogły być wywołane nieznacznym pogorszeniem klimatu lub migracją koryta i zasiedlaniem piaszczystych brzegów przez trawy.

Zona pyłkowa OR-5 (*Picea-Filipendula*) odpowiada pierwszej połowie subboreału. Występuje w niej pierwsze, górne maksimum świerka (*Picea* do 45%, *Pinus* do 30%), które normalnie na Białorusi przypada na środkowy sub-

boreał (4200–3000 BP; Zernicka, Kozarinov 1988; Zernitskaya 1995). Jednak również w rejonie Jezior Uswiackich około 75 km na NE od profilu Orechy maksimum świerka występuje przed datą  $4100 \pm 70$  (TA-203) (Mikljaev i in. 1984). Wzrost udziału drzew iglastych i spadek liściastych można wiązać z ochłodzeniem i zwilgotnieniem (5000–4000 BP). Zbyt duża wilgotność siedlisk na równinie zalewowej wywołana podniesieniem poziomu wód gruntowych doprowadziła do degradacji lasów olchowych (gwałtowny spadek udziału *Alnus* w diagramie) i zastąpienia ich przez wilgotne łąki z *Filipendula*, *Umbelliferae*, *Cyperaceae* i *Gramineae*. Wysoczyzny porastały lasy świerkowe i świerkowo-sosnowe.

Zona pyłkowa OR-6 (*Pinus-Quercus*) odpowiada drugiej połowie subboreału (4000–2500 BP). Następuje spadek udziału świerka, a wzrost sosny, dębu i grabu. Wśród krzewów dominuje leszczyna, a wśród traw wzrasta rola kserofitów *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Brassicaceae*. Zmiany roślinności mogą świadczyć o ociepleniu i osuszeniu klimatu. W diagramie pojawiają się słabe ślady obecności człowieka związane z hodowlą (*Rumex acetosella*, *Polygonum aviculare*, *Plantago major*) i pojedyncze pyłki *Fagopyrum*, *Triticum*, *Secale*.

Zony pyłkowe OR-7 (*Picea-Alnus*), OR-8 (*Pinus-Quercus-Carpinus*) i OR-9 (*Pinus-Betula*) odpowiadają okresowi subatlantyckiemu. Okres ten wydziela się zwykle na podstawie drugiego maksimum świerka (SA-2; 1800–800 BP), w Orzechach jednak to maksimum występuje w pierwszej połowie subatlantyku (2500–1800; zona OR-7). Klimat tego okresu był chłodniejszy i wilgotniejszy niż w końcu subboreału. Wysoczyzny porastały lasy świerkowo-sosnowe z małą domieszką drzew liściastych. W dolinie rzeki lokalnie występowały zarosła *Alnus* z domieszką *Salix* i *Corylus*.

W środkowym subatlantyku (1800–1000 BP; zona OR-8) dominowały lasy sosnowe (*Pinetum pteridiosum*) i dębowo-grabowo-brzozowe. W diagramie pojawiły się gatunki wodne, m. in. stwierdzona po raz pierwszy dla północnej Białorusi *Salvinia natans*, która współcześnie spotykana jest w dolinie Prypeci i w pojedynczych stanowiskach w dolinie Dniepru (Kozłowska 1986). W zonie tej stale występują rośliny związane z rolniczą działalnością człowieka (*Cerealia*, *Fagopyrum*, *Cannabis*, *Polygonum aviculare*, *P. convulvulus* i *Centaurea cyanus*).

W zonie pyłkowej OR-9 obejmującej najmłodszy okres (1000–800 BP) przy dominującej roli sosny rośnie udział brzozy i jałowca, natomiast spada udział ciepłolubnych gatunków liściastych. Wśród traw rośnie rola kserofitów (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Cichoriaceae*, *Compositae*). Z działalnością człowieka można wiązać występowanie węgielków, świadczące o wyrębie i wypalaniu lasów. Wzrost udziału brzozy, jałowca, maliny i kserofitycznych traw mógł być spowodowany zarówno gospodarką człowieka, jak i ochłodzeniem klimatu około 1000 lat BP.

## PODSUMOWANIE, WNIOSKI I Dyskusja

Kształtowanie doliny Dźwiny rozpoczęło się po maksimum ostatniego zlodowacenia, które na podstawie wieku aluwialno-jeziornych warstw uswiackich można datować na około 18 000 lat BP (San'ko 1987). Jednocześnie datowanie ze Słobody Dwinskiej pozwala na stwierdzenie, że przykrycie tego obszaru przez lądolód było krótkie, a recesja bardzo szybka, gdyż fazy witebska i horodocka są starsze niż 16 000 BP. Rozwój doliny Dźwiny, podobnie jak innych dolin w republikach nadbałtyckich, był początkowo ściśle związany z recesją lądolodu, powstawaniem i drenowaniem zaporowych jezior przyłodowcowych oraz ruchami izostaticznymi. Dlatego w poszczególnych dolinach jak i ich odcinkach różna jest liczba i wysokość teras erozyjnych (Meščerjakov 1961; Voznjačuk, Vagner 1966; Aboltynš 1971; Eberhard 1972; Eberhards, Miidel 1984; Dvareckas 1989, 1990; Wiśniewski 1990; Pavlovskaja 1994).

Wszystkie wysokie terasy Dźwiny na całym obszarze badań mają podobną morfologię i budowę. Tworzą one stosunkowo szerokie powierzchnie, miejscami nachylone w kierunku rzeki i ograniczone prostoprosto krawędziami. Są to terasy erozyjne lub erozyjno-akumulacyjne z cokołami o różnej wysokości utworzonymi ze starszych osadów zróżnicowanych genetycznie. Miąższość piaszczysto-żwirowych aluwii tych teras jest mała i nie przekracza 2–3 m, co wskazuje na wyraźną tendencję do wcinania się rzeki (por. Aseev 1960). Ich struktura świadczy, że były składane przez rzekę roztokową.

Wcinanie się Dźwiny musiało zostać zapoczątkowane zaraz po ustąpieniu lądolodu lub jeziora polodowcowego i przebiegać bardzo szybko, skoro osady datowane na około 15 800 BP położone są już na terasie 10-metrowej na cokole o wysokości 4–5 m nad rzekę. Potwierdza to wcześniejsze poglądy, że najintensywniejsze rozcinanie dolin nastąpiło na obszarach nadbałtyckich jeszcze przed *alleröd*em (Eberhards, Miidel 1984), choć może wskazywać równocześnie, że okres ten należy przesunąć na koniec młodszego pleniglacjału bezpośrednio po deglacjacji (por. Wiśniewski 1990; Andrzejewski 1994). Pozwala to też pośrednio datować terasy 18–13, 11,5 i 10-metrową w rejonie Wieliża, 12-metrową na odcinku Suraż–Ruba i 30, 20, 18–15, 14, 11-metrową na odcinku przełomowym Ruba–Witebsk na starsze niż 16 000 BP. Tak szybkie i intensywne wcinanie Dźwiny, szczególnie w odcinku przełomowym, musiało być wywołane formowaniem odpływu z Jeziora Suraskiego, a w mniejszym stopniu ruchami kompensacyjnymi po ustępującym lądolodzie.

Bardzo szybkie wcinanie się rzeki doprowadziło do powstania w brzeźnych partiach doliny erozyjnych „wariantów” teras (np. Dryczaluki D1 i D2, Ostrowskije). Ich wspólną cechą jest cokół erozyjny o wysokości starszej terasy, natomiast wysokość niższej. Dlatego aluwia tych teras mają małą miąższość. Powstają one wskutek małej siły erozyjnej rzeki w brzeźnej części doliny i przy przewadze erozji bocznej nad denną, prawdopodobnie na początku rozcinania starszego poziomu.



Ruchy izostatyczne i postępująca w górę rzeki erozja wsteczna miały decydujące znaczenie w kolejnym etapie rozwoju doliny w późnym glacie i wczesnym holocenie (por. Mešcerjakov 1961). Natomiast wątpliwe jest, by dla badanego odcinka miały znaczenie wahania poziomu Bałtyku, jak sugerują I. Pavlovska i V. Zernicka (1995), gdyż oddalony jest on o ponad 650 km od morza (por. Florek 1991; Andrzejewski 1994). Równocześnie wraz ze zmianami klimatycznymi nastąpiło skoncentrowanie koryta Dźwiny, co dodatkowo sprzyjało wcinaniu się rzeki. Koncentracja ta i zarazem zmiana dynamiki systemu fluwialnego musiała nastąpić na przełomie późnego glaciału i holocenu, gdyż najstarsze osady powodziowe datowane są na ten okres. Położone są one na 8-metrowej równinie zalewowej (Kurino) i 10–11-metrowej terasie w odcinku przełomowym (Barwin Perewoz). Wskazuje to równocześnie, że poziomy te musiały zostać sformowane najpóźniej w pierwszej połowie późnego glaciału.

Erozja wgłębna i koncentracja koryta prowadziła do wycinania przez rzekę kolejnych stopni, na których w okresach powodzi były składane mady. Dlatego od terasy 10–11-metrowej w odcinku przełomowym i od równiny zalewowej 8-metrowej na odcinku Suraż–Ruba i 5,5-metrowej koło Wieliża bardzo gwałtownie zmienia się morfologia i budowa teras. Tworzą one wąskie listwy (około 100–200 m szerokości). Cechą wspólną jest także bardzo mała miąższość osadów korytowych (poniżej 0,5 m) i bardzo miększe serie osadów powodziowych (do kilku metrów) z sekwencją odwróconą. Proces wcinania się rzeki postępował bardzo intensywnie, gdyż już w boreale poziom Dźwiny był zbliżony do współczesnego (Orechy). Znalazło to odbicie także w dopływach Dźwiny, np. początek erozji wgłębnej w dolnym odcinku doliny Łuczosi datowany jest na około 7800 BP (Kalicki 1995a; Kalicki i San'ko w tym tomie), a osady korytowe 2-metrowej równiny zalewowej Kasplii są datowane malakologicznie na przełom atlantyku i subboreału (Kaspliane).

Porównanie wysokości teras przykrytych przez osady powodziowe tego samego wieku wskazuje na dywergencję poziomów w kierunku odcinka przełomowego koło Witebskich Porogów. Osady powodziowe z okresu młodszego dryasu/preboreału przykrywają w przełomie terasę 10–11-metrową (Barwin Perewoz), a na Nizinie Suraskiej 8-metrową równinę zalewową (Kurino), mady późnoatlantycko-wczesnosubborealne występują na terasie 9–10-metrowej w przełomie (Tiraspol), na równinie zalewowej 8-metrowej koło Suraża (Słoboda Dwińska 10) i 5-metrowej koło Wieliża (Bełousowo). Może to wskazywać na lokalną strukturę podnoszoną w rejonie Rudy (por. Pavlovec 1989).

W drugiej połowie holocenu nastąpiła zmiana generalnej tendencji ruchów neotektonicznych na obszarze badań z wypiętrzających na wginające, które współczesne pomiary geofizyczne szacują na  $0,6\text{--}1,0 \text{ mm} \cdot \text{rok}^{-1}$  (Mešcerjakov 1961). Dlatego od boreału bardzo wyraźnie spada szybkość wcinania się rzeki, natomiast erozja boczna rozmywała dalej starsze osady, o czym mogą świadczyć pyłki przedczwartorzędowe i redeponowane występujące niemal nieprzerwanie w profilu Orechy (z wyjątkiem zony OR-6 akumulowanej około 3700 BP).

Zapis holocenińskiej ewolucji doliny znajdujemy w mięszych pokrywach madowych składanych stopniowo na coraz niższych stopniach terasowych. Proces akrecji mad na terasie ustaje, gdy różnica wysokości uniemożliwia zalewanie wyższych poziomów. Dlatego obserwuje się różny skład granulometryczny tych samych wiekowo mad na różnych poziomach (por. Kalicki 1996b). Pionowe narastanie mad na wąskich listwach terasowych powodowało, że okresy o większej częstotliwości powodzi zapisywały się poprzez przykrycie osadów organicznych przez mady. Szczegółowe badania profilów dowodzą równocześnie, że osady organiczne spotykane na terasach nie są wypełnieniami starorzeczy, jak sądził Valčík (1985), ale sedymentowały w przyboczowych basenach powodziowych zajętych przez podmokłości lub krótkookresowe zbiorniki. Brak starorzeczy spowodowany jest dużą stabilnością w planie wcinającego się koryta Dźwiny, które utworzyło bardzo wąską dolinę.

Analiza osadów powodziowych umożliwia wyróżnienie kilku okresów ze zwiększoną częstością powodzi. Około 9100 BP Dźwina musiała płynąć jeszcze stosunkowo wysoko, gdyż do obniżenia w Kurino zostały wrzucone żwiry (współcześnie 4 m powyżej rzeki), a osady organiczne zostały przykryte madami pylastymi. Na podobny okres zostało wydatowane paleobotanicznie przykrycie przez mułki piaszczyste osadów organicznych na jeszcze wyższym poziomie (współcześnie około 6,5 m powyżej rzeki) (Słoboda Dwinskaja 6). Na przełomie boreału i atlantyku obserwujemy intensywną akumulację powodziową mułków przewarstwionych piaskami z drewnami na wysokości 4 m nad rzekę w Kurino (8590 BP), a w przełomie piaski gliniaste przykryły osady organiczne na wysokości około 8 m nad rzekę w Barwin Perewozie (8240 BP). Z tego okresu pochodzą też prawdopodobnie pylasto-piaszczyste mady w profilu Ostrowskije (3, 5–5,0 m nad rzekę), które na początku atlantyku zostały przykryte przez narastający torf prawdopodobnie w wyniku podniesienia poziomu wód gruntowych w przyboczym basenie powodziowym. Okres ten zaznacza się także krioofilną fauną małżoraczków w jeziorach dolnego biegu Łuczosi, co może wskazywać na ochłodzenie klimatu w tym okresie (Zubović 1980; Kalicki i San'ko w tym tomie). Kolejne pogorszenie klimatu pomiędzy 7 a 6 ka BP, zaznaczające się w diagramie palynologicznym Orechów, nie pozostawiło czytelnych śladów w osadach powodziowych. Dopiero około 5500–5000 następuje kolejna wyraźna faza narastania pokryw madowych. Na wysokości 1,0–2,0 m nad rzekę sedymentowały wtedy piaski drobnoziarniste z drewnami przykryte piaskami przewarstwionymi mułkami w Słobodzie Dwinskij 10 (5300–5050 BP), a pół metra wyżej osady wału przykorytowego w Bełousowie. W odcinku przełomowym w Tiraspolu osady wału przykorytowego z drewnami (ok. 5700 BP) stwierdzone zostały na wysokości 4,5–5,5 m nad rzekę. Ten okres wzmożonych powodzi zaznaczył się także w sąsiednich zlewniach zmianami koryta Kasplii (starorzecze na 5–7-metrowej terasie – 5120±200 BP; Čebotarjeva i in. 1965) i glebami kopalnymi w dorzeczu górnego Dniepru (5450±170 i 5040±110 BP; Kalicki, San'ko 1992; Kalicki 1995b). Na początku subboreału występuje wyraźne ochł-

dzenie i zwilgotnienie klimatu, co doprowadziło do podtopienia basenu powodziowego w Orechach (OR-5) na terasie 4-metrowej. Kolejne zwilgotnienie notowane jest na początku subatlantyku, które doprowadziło początkowo nawet do powstania w basenie powodziowym w Orechach otwartych „okien wodnych” (OR-7), szybko jednak zasypanych madami (OR-8). O wzmożeniu sedymentacji w tym okresie świadczy także fosylizacja gleby na 6,5-metrowej terasie Kasplii (2620 BP; Kaspliane) i przykrycie przez mady starorzecznych osadów organicznych na 5,5–7,0-metrowej terasie datowane na  $2630 \pm 160$  BP (Čebotareva i in. 1965). W podobnym okresie krótkotrwała faza wzmożonej aktywności wystąpiła też w dolinie górnej Wisły (Kalicki 1996c). W drugiej połowie okresu subatlantyckiego w profilu Orechy pojawiają się wyraźne ślady działalności człowieka. Ochłodzenie około 1000 BP powoduje przykrycie osadów organicznych przez mady pylasto-piaszczyste i piaszczyste w Orechach, Ostrowskije, a wyraźną zmianę granulometrii mad obserwujemy także w profilach Bełusowo i Kurino. Miąższość tych najmłodszych osadów waha się od prawie 2 m na najniższej terasie 4–5-metrowej (Orechy) do 0,5 m na najwyższej terasie 8-metrowej (Kurino). Również warstwa mad narastająca od  $1170 \pm 150$  BP na 4-metrowej terasie Kasplii osiągnęła niemal metrową miąższość (Čebotareva i in. 1965), a w sąsiedniej zlewni górnego Dniepru nastąpiła analogiczna gwałtowna zmiana granulometrii mad z pylastych na piaszczyste (940 BP; Kalicki, San’ko 1992; Kalicki 1996a).

## LITERATURA

- Aboltynš O. P., 1971, *Razvitie doliny reki Gauja*, Izd. Zinatne, Riga.
- Alexandrowicz S. W., 1987, *Analiza malakologiczna w badaniach osadów czwartorzędowych*, Kwartalnik AGH, Geol. 13, 1–2.
- Andrzejewski L., 1994, *Ewolucja systemu fluwialnego doliny dolnej Wisły w późnym wistulianie i holocenie na podstawie wybranych dolin jej dopływów*, Rozprawy UMK, Toruń.
- Antonovič M., 1871, *Geognostičeskij očerk beregov Zapadnoj Dviny v predelach Vitebskoj gubernii*, Sankt Petersburg, s. 33.
- Aseev A. A., 1960, *Rol’ tektoničeskogo i klimatičeskogo faktorov v formirovanii alluvija ravninnych rek*, Izv. AN SSSR, Ser. Geogr. 2, s. 17–27.
- Blakitnaja kniga Belarusi, *Encykłapedyja*, 1994, Belaruskaja Encykłapedyja, Minsk.
- Blasius L. H., 1844, *Reise im Europäischen Russland*, Braunschweig 2, s. 115–130.
- Cebotareva N., 1970, *Die Flusstäler des Nordwesterns der Russischen Ebene – ihr Aufbau und Alter*, Petermanns Geogr. Mitt. 114, 3, s. 173–185.
- Cebotareva N. S., Malgina E. A., Devirc A. L., Dobkina E. I., 1965, *O vozraste rečnych terras severo-zapada Russkoj ravniny*, [w:] M. I. Nejstadt (red.), *Pa-leogeografija i chronologia verchnego plejstocena i golocena po dannym radiouglerodno-go metoda*, Nauka, Moskwa, s. 51–60.
- Ditmar A. J., 1873, *Otčiot o geologičeskich issledovanijach proizvedennyh v 1870 g. v severnoj časti Smolenskoj gubernii (s geologičeskoj kartoj)*, Mat. geol. Rossii 5, Sankt Petersburg, s. 121–166.

- Dokuc'ev V. V., 1878, *Sposoby obrazovaniya rečnykh dolin Evropejskoj Rossii*, Trudy Sankt Peterburskogo Obšč. Estestvoispat. 3, s. 222.
- Dvareckas V. V., 1989, *Stroenie i razvitie rečnykh dolin kraevoj zony poslednego skandinavskogo oledeneniya*, Avtoreferat, Moskovskij Gosudarstvennyj Universitet, Moskva.
- 1990, *The development of Lithuanian river valleys in Late- and Postglacial times*, Quatern. Stud. Poland 10, s. 41–45.
- Eberhard G. J., 1972, *Stroenie i razvitie dolin bassejna reki Daugava*, Izd. Zinatne, Riga.
- Eberhards G., Miidel A., 1984, *Main features of the development of river valleys in the East Baltic*, Eesti NSV Teaduste Akadeemia Toimetised, Geologia 33, 3/4, s. 136–145.
- Florek W., 1991, *Postglacjalny rozwój dolin rzek środkowej części północnego skłonu Pomorza*, WSP, Słupsk.
- Gelmersen G. P., 1856, *Geognostičeskoe issledovanie devonskoj polosy Srednej Rossii ot r. Zapadnoj Dviny do g. Voroneža*, Zapiski Imper. Russkogo Geogr. Obšč., kn. XI, Sankt Petersburg, s. 3–39.
- Gosudarstvennyj vodnyj kadastr. Mnogoletnye dannye o režime i resursach poverchnostnykh vod susi. III Beloruskaja SSR*, 1985, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Ivanov V. V., 1978, *Geologičeskoe stroenie vysokoj pojmy Zapadnoj Dviny w rajone Vitebskich porogov*, [w:] V. A. Kuznecov (red.), *Materialy geologičeskogo izučeniya zemnjoj kory Belorussii*, Nauka i Technika, Minsk, s. 97–100.
- Jelovičova J. K., 1993, *Palinologija pozdnelednikovija i golocena Belorussii*, Nauka i Technika, Minsk.
- Jurkevič I. D., Golod D. S., Adericho V. S., 1979, *Rastitelnost' Belorussii, jee kartografirovanie, ochrana i ispolzovanie*, Nauka i Technika, Minsk, s. 248.
- Kadackij V. B., 1975, *Geologija i paleogeografija verchnego plejstocena vostoka Belorusskogo Poozeria*, maszynopis, Instytut Nauk Geologicznych ANB, Mińsk.
- Kalicki T., 1995a, *Ewolucja dolin na obszarze młodoglacjalnym na przykładzie Łuczosity (Białoruś)*, [w:] *Referaty i Postery. 44 Zjazd PTG, 24–27 VIII 1995, Toruń*, Courier.exe, Toruń, s. 55–58.
- 1995b, *Lateglacial and Holocene evolution of some river valleys in Byelorussia*, [w:] B. Frenzel (red.), *European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene*, Palaoklimaforschung 14, Special Issue: ESF Project European Palaeoclimate and Man 9, s. 89–100.
- 1996a, *Climatic or anthropogenic alluviation in Central European valleys during the Holocene*, [w:] J. Branson, A. G. Brown, K. J. Gregory (red.), *Global Continental Changes: the Context of Palaeohydrology*, Geol. Soc. Special Publ. 115, s. 205–215.
- 1996b, *Overbank deposits as indicators of the changes in discharges and supply of sediments in the upper Vistula valley – the role of climate and human impact*, [w:] L. Starkel, T. Kalicki (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part VI*, Geogr. Stud., Special Iss. 9, s. 43–60.
- 1996c, *Phases of increased river activity during the last 3500 years*, [w:] L. Starkel, T. Kalicki (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part VI*, Geogr. Stud., Special Iss. 9, s. 94–101.
- Kalicki T., Krąpiec M., 1995, *Problems of dating alluvium using buried subfossil tree trunks: lessons from the "black oaks" of the Vistula Valley, Central Europe, Holocene* 5, 2, s. 243–250.
- Kalicki T., Sanko A. F., 1992, *Genesis and age of the terraces of the Dnieper river between Orsha and Shklov, Byelorussia*, Geogr. Pol. 60, s. 151–174.
- Kalicki T., Zernickaya W. P., 1995, *Paleogeography of the Vistula valley near Cracow based on sediments and palynology of the Alleröd paleochannel fill*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part V*, Geogr. Stud., Special Iss. 8, s. 9–18.

- Kalinovski P. F., 1983, *Teriofauna pozdnego antropogena i golocena Belorussii*, Nauka i Technika, Minsk.
- Kalinovski P. F., Nazarov V. I., 1982, *Fauna melkich mlekopitajuščich i zestokrylych iz otloženij srednogo golocena bassejna Zapadnoj Dviny*, Doklady AN BSSR 26, 10, s. 932–934.
- Kozlovskaja N. V., 1986, *Zagadki Belorusskoj flory*, Vysejsaja Škola, Minsk, s. 221.
- Kuznecov V. A., Zimenkov O. I., Kolkovskij V. M., 1982, *Radiouglerodnyj vozrast alliuviya pojmy bassejnov Nemana i Zapadnoj Dviny*, Doklady AN BSSR 26, 3, s. 267–270.
- Ložek V., 1964, *Quartärmollusken der Tschechoslowakei*, Rozpr. Ustred. Ust. Geol. 31, Praha.
- 1982, *Faunengeschichtliche Grundlinien zur spät- und nacheiszeitlichen Entwicklung der Molluskenbestände in Mitteleuropa*, Rozpr. Českoslov. Akad. Ved 92, 4.
- Ljungersgauzen G. F., 1933, *Do geomorfologii dolini Zachidnii Dvini (Popередne povidomlennia)*, Četvert. Period. 6, Kiiiv, s. 31–38.
- Maevskij V. I., 1950, *Geologičeskoe strojenie bassejna r. Zapadnoj Dviny v predelach 28 lista karty Evropejskoj časti SSSR*, Učenyje zapiski Kalininsk. gosud. pedagog. inst. 13, s. 37–127.
- Mania D., 1972, *Zur spät- und nacheiszeitlichen Landschaftsgeschichte des mittleren Elb-Saalegebietes*, Hall. Jb. f. Mitteldt. Erdg. 11, s. 7–36.
- Mesčerjakov J. A., 1961, *Molodye tektoničeskije dvizenija i erozionno-akkumuljativnyje processy severo-zapadnoj časti Russkoj ravniny*, Izd. Akad. Nauk SSSR, Moskva.
- Mesčerjakov J. A., Fedorova R. V., 1961, *O vozraste i proischoždenii terras Zapadnoj Dviny*, Mat. Vsesoj. sov. izuč. četv. per. 2, Moskva, s. 32–46.
- Mikljaev A. M., Doluchanov P. M., Guman M. A., 1984, *Usviaty IV, Naumovo-ozernyje poselenija epochi neolita i bronzy v verchovjach Zapadnoj Dviny*, [w:] *Archeologija i paleogeografija mezolita i neolita Russkoj ravniny*, Nauka, Moskva, s. 67–81.
- Nazarov V. I., 1984, *Rekonstrukcija landsaftov Belorussii po paleoentomologičeskim dannym*, Nauka, Moskva.
- 1994, *Coleoptera faunal composition in Belarus in the terminal Pleistocene*, Z. Geomorph., Suppl. Bd. 95, s. 91–94.
- Nikišin N. P., 1935, *Čacwjarcičyja maliuski z mizledavikovyh i terasavyh adkladav ploščy 28-ga arkuša 10-verstnaj gealagičnaj zdymki*, Geolog. očet, maszynopis, Fondy Proizv. Obedin. „Belorusgeologia”, Minsk.
- Pavlovec R. R., 1989, *Opyt izučenija golocenovoj tektoniki Belorussii s pomoščju analiza prodolnych profilej rek*, Geomorfologija 1, s. 84–88.
- Pavlovskaja I. E., 1994, *Polockij lednikovo-ozernyj bassejn: stroenie, relief, istorija razvitija*, Nauka i Technika, Minsk.
- Pavlovskaja I. E., Zernicka V. P., 1995, *Paleogeografija bassejna Zapadnoj Dviny v pozdnelednikovje i golocenie*, Litasfera 2, s. 67–75.
- Pidopličko A. P., 1961, *Torfjanye mestoroždenija Belorussii*, Izd. AN BSSR, Minsk, s. 192.
- 1975, *Ozernyje otloženija Belorusskoj SSR (genesis, stratigrafija i nekotoryje kačestvennyje osobennosti)*, Nauka i Technika, Minsk, s. 120.
- San'ko A. F., 1987, *Neoplejstocen severo-vostočnoj Belorussii i smežnyh rajonov RSFSR*, Nauka i Technika, Minsk.
- San'ko A. F., Valčik M. A., Jelovičova J. K., Arslanov H. A., 1989, *Verchneplejstocenovyje otloženija Dvinsko-Mezinskoj niziny*, [w:] A. V. Matveev (red.), *Novoe v izučenii kajnozojskich otloženij Belorussii i smežnyh oblastej*, Nauka i Technika, Minsk, s. 45–68.
- Sapunov A., 1893, *Reka Zapadnaja Dvina: Istoriko-geografičeskij obzor*, Vitebsk, s. 512.
- Serebrannyj L. R., 1974, *Migracija jeli na vostoce i severe Evropy v pozdne- i poslednikovoe vremja*, Biull. Kom. po Izuč. Četvertičn. Perioda 41, s. 13–23.

- Šidlovskij V. A., Rudnickij N. I., Linčik I. A., 1958–1960, *Otčiot o kompleksnoj geologičeskoj sionke masštaba 1: 200 000 Surazškogo lista*, Geolog. otčiot, mašzynopis, Fondy Proizv. Obedin. „Belorusgeologia”, Minsk.
- Taščeev K. G., 1975, *K voprosu o vozraste rečnych terras territorii Smolenskoj oblasti*, Kompleksnye i otraslevye geografičeskie issledovanija dla celej narodnogo chozajstva, 1, Smolensk, s. 111–114.
- Valčik M. A., 1985, *Strojenje i vozrast vysokoj pojmy Zapadnoj Dviny na severo-vostoke Belorussii i smežnoj territorii RSFSR*, [w:] A. V. Matveev, M. A. Valcik, O. N. Spakov (red.), *Geologija i gidrogeologija kajnozoja Belorussii*, Nauka i Technika, Minsk, s. 113–120.
- Veličkevič F. J., 1982, *Plejstocenovye flory lednikovych oblastej Vostočno-evropejskoj ravniny*, Nauka i Technika, Minsk.
- Voznjačuk L. N., Vagner N. M., 1966, *O morfologii doliny Zapadnoj Dviny na territorii Belorussii i smežnych rajonov Rossii i Latvii* [w:] *Mat. naučno-teoret. konfer. Minskogo gosudarstvennogo pedagogičeskogo instituta*, Minskij gosudarstvennyj pedagogičeskij institut, Minsk, s. 12–18.
- Wiśniewski E., 1990, *Terrace system characteristics: The lower Vistula valley*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part III*, Geogr. Stud., Special. Iss. 5, s. 102–110.
- Zernicka V. P., Kožarinov A. V., 1988, *Paleofitochorologičeskie aspekty territorii Belorussii*, [w:] Ja. M. Puning (red.), *Izotopno-geochemičeskie issledovanija v Pribaltike i Belorussii*, Inst. Geol. AN ESSR, Tallin, 77–85.
- Zernicka V. P., Pavlovskaja I. E., 1994, *Novye dannye o paleogeografii bassejna Zapadnoj Dviny v pozdnelednikovie i golocene*, Doklady AN Belarusi 38, 4, s. 95–99.
- Zernitskaja V. P., 1995, *Stages of the main forest species distribution in Belarus in the Late Glacial time and the Holocene*, [w:] A. A. Velichko (red.), *Climate and environment changes of East Europe during Holocene and Late-Middle Pleistocene*, Moscow, s. 28–37.
- Zubovič S. F., 1980, *O biostratigrafičeskom položenii volosovskogo kompleksa plejstocenovych ostrakod* [w:] B. N. Górski (red.) *Problemyje voprosy geologii antropogena i neogena Belorussii*, Nauka i Technika, Minsk, s. 77–82.

## EVOLUTION OF THE ZAPADNAYA DVINA VALLEY ON SURAZH PLAIN DURING THE LATE GLACIAL AND THE HOLOCENE

(summary)

The formation of the Zapadnaya Dvina river valley (Fig. 1, 2) started after the maximum of the last glaciation (18 000 BP). Its development was at the beginning closely connected with the ice sheet recession, the formation and the drainage of the dammed lake at the front of the ice sheet and the isostatic movements. The river incision occurred very quickly (sediments dated at about 15 800 BP already lie on the erosional socle of the 10-meter terrace about 4–5 m above the river). The terraces 18–13 m, 11.5 m and 10 m high in the region of Velizh, 12 m in the section Surazh–Rubá, and 30 m, 20 m, 18–15 m, 14 m, 11 m high in the gap section Rubá–Vitebsk are older than 16 000 BP. These high, erosional or erosional-accumulational terraces with the socles of different hight are wide and limited with straight edges. Their sandy-gravel alluvia of the small thickness (2–3 m) were accumulated by the braided river (Fig. 3, 5, 6, 14).

The isostatic movements and the headward erosion had a decisive impact upon the next

stage of the river valley development in the Late Glacial and the Eoholocene. The incision and the concentration of the river bed (the beginning of the Holocene) led to the cut by the river the consecutive narrow terrace steps on which the overbank sediments accumulated during the floods. The common feature of these levels is also a very small thickness of the channel deposits (below 0.5 m) and very thick series of overbank ones (up to few meters) with a coarser upward sequence (Fig. 4, 6, 8, 9, 10, 11, 12). The process of river incision continued very intensely since, the latest, in the first half of the Late Glacial formed the 8-meter flood plain and the terrace 10–11 meters high in the gap section, which are both covered by the oldest overbank deposits from the Pleistocene and the Holocene limit (Fig. 9, 11). In the Boreal the level of the Zapadnaya Dvina was already similar to the recent one (Fig. 8). In the second half of the Holocene there occurred the change of the general tendency of the neotectonic movements: from uplifting to subsiding and, because of this, the rate of the river incision distinctly dropped since the Boreal.

The reflection of the Holocene river valley evolution can be found in the thick overbank sediment covers accumulated gradually on the lower and lower terraces. That is why, the overbank deposits of the same period have a varied grain size composition on the different levels. The vertical accretion of overbank sediments on the narrow terraces caused that the periods of higher flood frequency were reflected by the covering of organic deposits by muds: around 9100 BP (Fig. 6, 9), 8600–8000 BP (Fig. 9, 11), 5700–5000 BP (Fig. 4, 6, 12), 2620 BP (Fig. 14) and around 1000 BP (Fig. 8).

The detailed study of the profiles proves that the organic deposits found on the terraces and flood plains are not the abandoned channel fills, as was considered by Valcik (1985), but they accumulated in the backswamps at the edge of higher terraces. The backswamps taken by peat bogs and episodic shallow ponds (Fig. 7). The lack of abandoned channels is caused by a big lateral stability of the incised Zapadnaya Dvina river bed which formed a very narrow valley.

TOMASZ KALICKI, ALEKSANDER F. SAN'KO

## EWOLUCJA DOLINY ŁUCZOSY W PÓŻNYM GLACJALE I HOLOCENIE

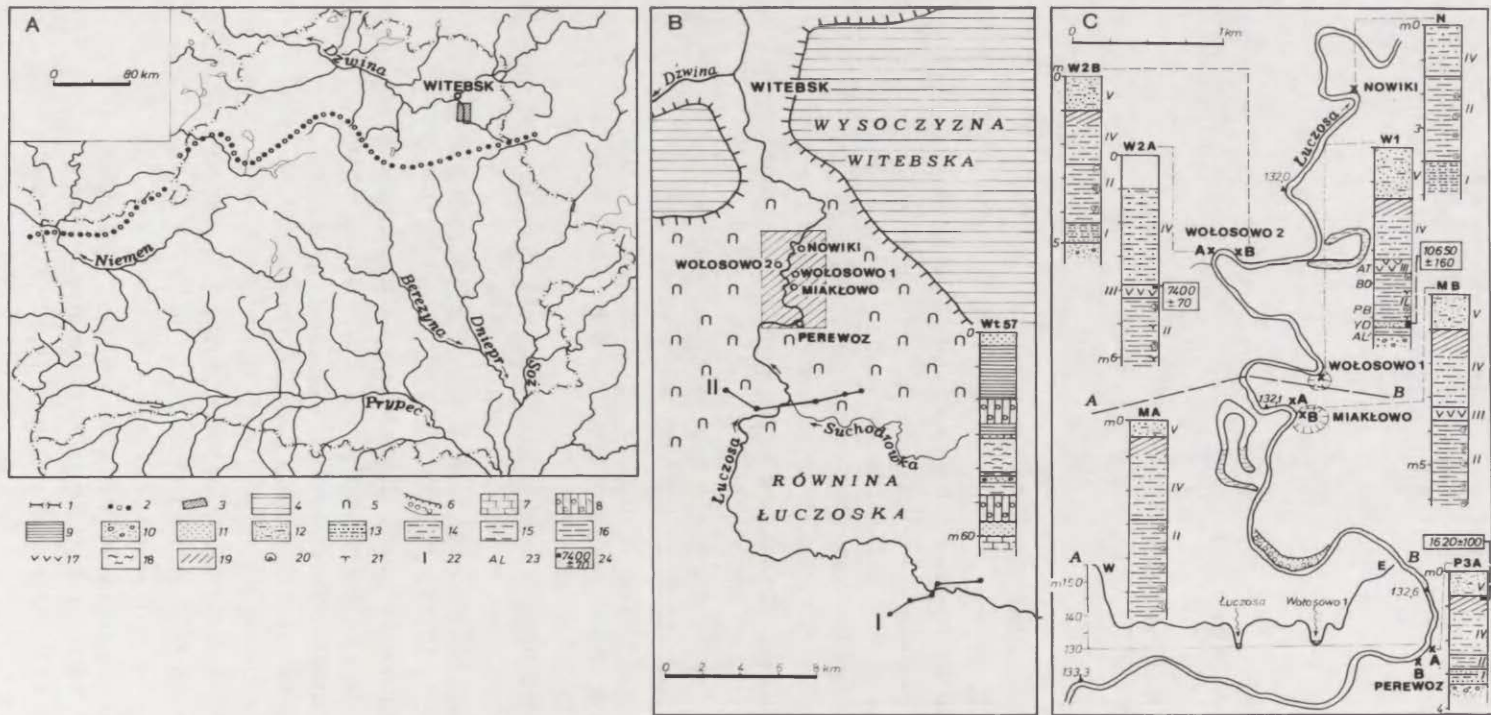
### OBSZAR BADAŃ

Łuczosa o długości 90 km wypływa z Jeziora Zelenskiego i uchodzi do Dźwiny w Witebsku (*Encyklopedia...*, 1984) (ryc. 1). Jej zlewnia o powierzchni 3510 km<sup>2</sup> obejmuje płaską lub słabo pofalowaną Równinę Łuczoską, która graniczy od zachodu z fluwioglacjalną Niziną Czasznicką, a od południa i wschodu otoczona jest morenowymi Wysoczyznami Orszańską i Witebską (Matveev i in. 1988). Równina, stanowiąca dno dawnego jeziora przylodowcowego, rozcięta jest dolinami dopływów Łuczosi oraz urozmaiconą rynnami i zagłębieniami polodowcowymi. Deniwelacje w centralnej części niziny są małe. Jedyne w brzeźnych partiach spotykamy wydmy, a w południowej części występują wały moren recesyjnych. Znaczne obszary zlewni zajęte są przez bagna (11%) i lasy mieszane (32%) z przewagą gatunków iglastych (*Resursy...*, 1966; *Encyklopedia...*, 1984; Matveev i in. 1988; Matveev 1990).

Dolina Łuczosi w górnym biegu słabo zaznacza się w morfologii i ma szerokość 400–600 m. Jej gliniaste zbocza są słabo rozczłonkowane wąwozami i porośnięte lasami, rzadziej zajęte są przez łąki. Lewe zbocze doliny jest na długim odcinku strome i wysokie na 10–15 m, a prawe jest łagodniejsze, ale wyższe – do 25 m. W dół biegu stromość i wysokość zboczy maleje. Równina zalewowa jest nieciągła i lepiej rozwinięta na lewym brzegu (szerokość 300–500 m). Koryto meandrowe ze stromymi gliniastymi brzegami ma szerokość 20–30 m, a w dolnym biegu 60 m i średni spadek 0,3‰ (*Encyklopedia...*, 1984; Matveev i in. 1988).

Średni roczny przepływ Łuczosi wynosi przy ujściu 21,4 m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup> (*Resursy...*, 1966; *Encyklopedia...*, 1984). Rzeka zamarza w końcu pierwszej dekady grudnia, spływ lodów następuje w końcu marca i trwa 3 dni. W okresie wiosennej powodzi notuje się 56% rocznego odpływu. Najwyższe stany wody w dolnym biegu w początku kwietnia osiągają 6,2 m (średni maksymalny przepływ wiosennej powodzi – 249 m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>), a maksymalny z 1956 r. 9,9 m i przepływ 738 m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>. Letnie wezbrania opadowe są mniejsze (średni przepływ 49,6 m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>, a maksymalny z 1962 r. – 223 m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>).





Ryc. 1. Mapa Białorusi (A), szkic sytuacyjny obszaru badań (B) z przekrojami geologicznymi I i II (patrz ryc. 2, 3) i profilem Wt-57 oraz szkic badanego odcinka Perewoz–Nowiki (C) (oprac. T. Kalicki)

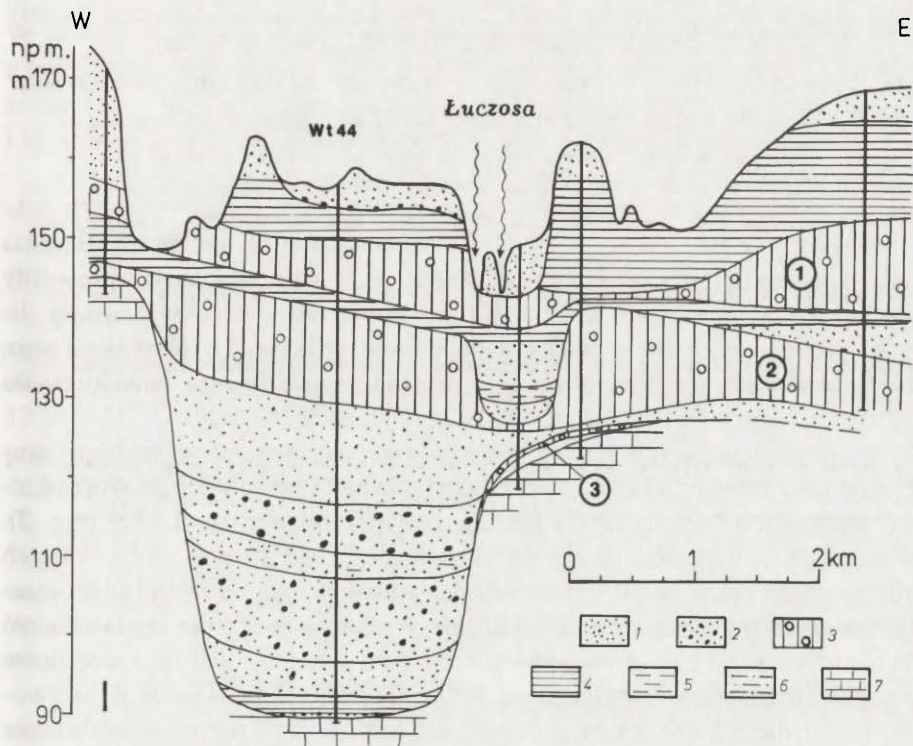
1 – granica państwa, 2 – granica maksimum zlodowacenia Vistulianu, 3 – obszar badań, 4 – wysoczyzny morenowe, 5 – kemy, 6 – terasa z odsypami meandrowymi, 7 – wapień i dolomity dewońskie, 8 – morena, 9 – ropy warwowe, 10 – piaski ze żwirami, 11 – piaski, 12 – piaski zaglinione, 13 – naprzemianległe przewarstwienia piasków i mułków, 14 – mułki piaszczyste, 15 – mułki pylaste, 16 – mułki ilaste, 17 – torfy, 18 – gytie, 19 – gleba kopalna, 20 – malakofauna, 21 – małżoraczki, 22 – numer serii, 23 – datowania palynologiczne, 24 – datowania  $^{14}\text{C}$ . AT – atlantyk, AL – alleröd, BO – boreał, PB – preboreał, YD – młodszy dryas

Map of the Belarus (A), study area with cross sections I, II (see Fig. 2, 3) and profile Wt-57 (B), and study section Perevoz–Noviki of the Luchosa valley (C) (by T. Kalicki)

1 – state borders, 2 – maximum of the Vistulian ice sheet, 3 – study area, 4 – morainic plateau, 5 – kame, 6 – terrace with point bars, 7 – Devonian limestone and dolomite, 8 – till, 9 – clay varve, 10 – sand with gravel, 11 – sand, 12 – silty sand, 13 – sand interbedded silt, 14 – sandy silt, 15 – silt, 16 – clayey silts, 17 – peat, 18 – gyttja, 19 – fossil soil, 20 – malacofauna, 21 – ostracods, 22 – number of series, 23 – palynological date, 24 – radiocarbon date. AT – Atlantic, AL – Alleröd, BO – Boreal, PB – Preboreal, YD – Younger Dryas

## BUDOWA GEOLOGICZNA OBSZARU I PRA-ŁUCZOSA

Centralna część Równiny Łuczoskiej jest położona w obrębie obniżenia podłoża, które tworzą wapienie i dolomity górnego dewonu. W plejstocenie obniżenie to zostało wypełnione osadami, których średnia miąższość wynosi 40–50 m (ryc. 2, 3). Rzeźba podczwartorzędowa jest urozmaicona. W podłożu wycięte są rynny o głębokości przekraczającej 50 m i szerokości osiągającej 2 km (np. rynna w Łuczosie – wiercenie Wt-44) (ryc. 2). W osadach plejstocenijskich spotykamy od 2–3 do 5 poziomów glin morenowych, rozdzielonych zwykle iltami warwowymi, rzadziej piaskami, piaskami ze żwirami, mułkami czy osadami organicznymi. Iły warwowe skoncentrowane są głównie w osadach młodszego plejstocenu i za-

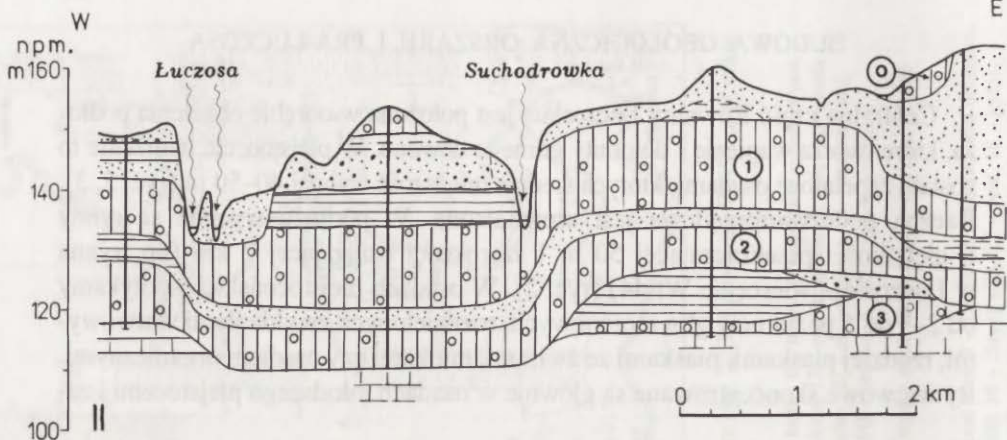


Ryc. 2. Przekrój geologiczny (I) osadów czwartorzędowych w środkowym biegu Łuczosi na linii Osipowo-Kołpino (oprac. A. F. San'ko)

- 1 – piaski drobnoziarniste, 2 – piaski ze żwirami, 3 – morena (0 – wałdajska, ablacyjna, 1 – wałdajska, 2 – dniewprowska, 3 – okska), 4 – ility warwowe, 5 – mułki, 6 – mułki piaszczyste, 7 – wapienie i dolomity dewońskie

Geological cross section Osipovo-Kolpino (I) of the Quaternary sediments in the middle course of Luchosa (by A. F. Sanko)

- 1 – fine sands, 2 – sands with gravels, 3 – tills (0 – Valdai glacial, 1 – Valdai glacial, 2 – Dnieper glacial, 3 – Oka glacial), 4 – clay varve, 5 – silt, 6 – sandy silts, 7 – Devonian limestone and dolomite



Ryc. 3. Przekrój geologiczny (II) osadów czwartorzędowych w rejonie połączenia Łuczosa z Suchodrowką (oznaczenia jak na ryc. 2) (oprac. A. San'ko)

Geological cross section (II) of the Quaternary sediments near the confluence of Luchosa and Sukhodrovka (explanations – see Fig. 2) (by A. Sanko)

legają nad oraz pod górną (wałdajską, vistuliańską) gliną morenową. Badania paleobotaniczne (Veličkevič i in. 1989) rdzenia z wiercenia Wt-57 pozwoliły ustalić, że międzymorenowy horyzont ilów warwowych poniżej wałdajskiej gliny morenowej zalega na eemskich gytiach i mułkach (ryc. 1B). Wynika z tego, że w czasie ostatniego zlodowacenia przylodowcowe jezioro funkcjonowało dwukrotnie – przed nasunięciem i w czasie degradacji łądolodu.

W przybliżeniu w tym samym miejscu co współczesna dolina, w stropie drugiej od góry moreny z okresu zlodowacenia dniewrowskiego (środkowopolskiego) wycięta jest kopalna dolina Pra-Łuczosa o szerokości 0,6–0,7 km (ryc. 2). Wypełniają ją naprzemianległe drobnoziarniste piaski i szare mułki, których miąższość dochodzi do 10,5 m. Pra-Łuczosa płynęła tutaj od interglacjalnego aż do młodszego pleniglacjalnego, gdy przed nasuwającym się łądolodem pojawiło się przylodowcowe Jezioro Pra-Łuczoskie. Dowodzi tego stopniowe przejście, bez śladów erozyjnego rozmycia, aluwialnych piasków w ility warwowe. Powstanie tego jeziora pozwala przypuszczać, że Pra-Łuczosa należała także do zlewiska bałtyckiego. W okresie maksimum zlodowacenia wałdajskiego Pra-Łuczosa przestała istnieć, gdyż łądolód pokrył cały obszar. Datowania radiowęglowe detrytusów z zalegających pod wałdajską moreną aluwialno-jeziornych osadów serii uswiackiej pozwoliły ustalić, że maksymalne nasunięcie łądolodu nastąpiło około 18–17 000 lat temu (Voznjaćuk 1972; San'ko 1987; Zimenkov 1989). Następująca potem degradacja łądolodu postępowała bardzo szybko, gdyż w ciągu kolejnych kilku tysięcy lat terytorium Białorusi uwolniło się od lodu (Voznjaćuk 1972).

## VISTULIAŃSKIE ETAPY FORMOWANIA DOLINY ŁUCZOSY

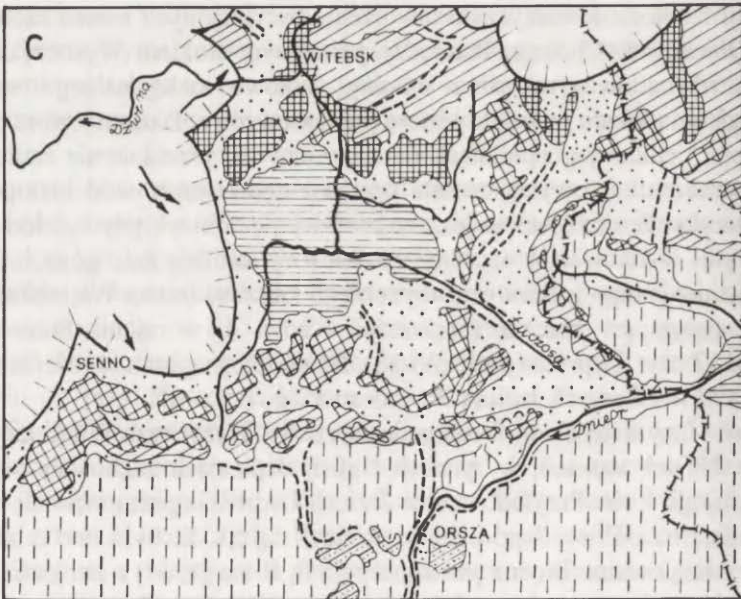
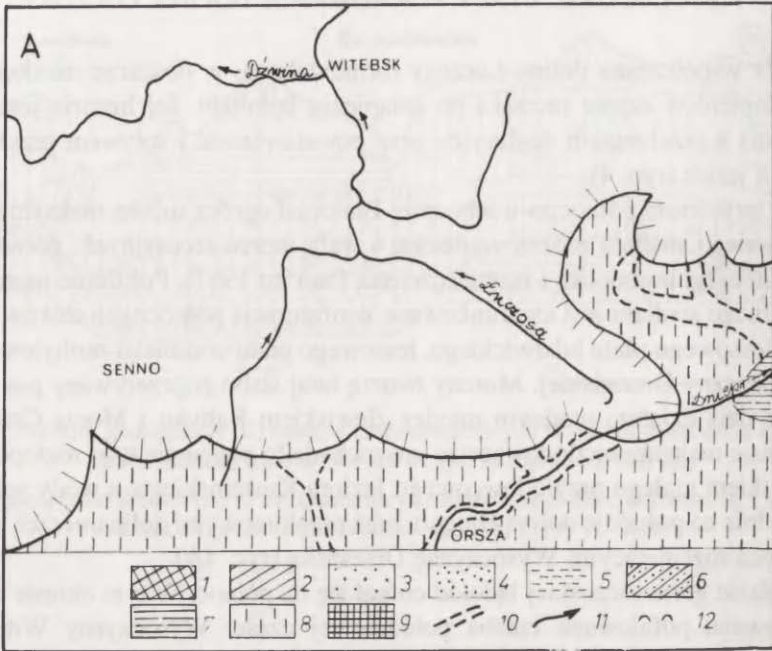
Cała współczesna dolina Łuczosa formowała się w obszarze młodoglacjalnym dopiero w czasie recesji i po ustąpieniu lądolodu. Jej historia jest ściśle związana z przebiegiem deglacjacji oraz powstawaniem i spływem przylodowcowych jezior (ryc. 4).

Na terytorium północno-wschodniej Białorusi oprócz moren maksymalnego, orszańskiego stadiału można wydzielić 4 wały moren recesyjnych: górnołuczoską, witebską, horodocką i jezeriszczęńską (San'ko 1987). Położenie moren maksymalnego stadiału jest uwarunkowane konfiguracją północnych stoków morenowo-lessowego płatu lubawickiego, lessowego płatu orszańsko-mohylewskiego i Wysoczyzny Orszańskiej. Moreny tworzą tutaj słabo poprzerwany pas grzęd, będący dziś działem wodnym między zlewiskiem Bałtyku i Morza Czarnego. W okresie maksimum zlodowacenia nie zachodziło podparcie wód roztopowych, z wyjątkiem małego przylodowcowego Jeziora Krasninskiego, a wody spływały swobodnie na południe doliną Dniepru oraz przełomowymi dolinami rzek Adrow i Orszyca rozcinającymi Wysoczyznę Orszańską (ryc. 4A).

W fazie górnołuczoskiej lądolód cofnął się na północ. W tym okresie została sformowana pofalowana rzeźba południowej części Wysoczyzny Witebskiej i wał moren czołowych o równoleżnikowym przebiegu Rublewo–Aleksinicz. Degradacji lądolodu towarzyszyło utworzenie oscylacyjnych moren czołowych na linii Orechowsk–Chołmy. Pomiędzy północnym stokiem Wysoczyzny Orszańskiej, nadbudowanym przez moreny czołowe maksymalnego stadiału, oraz brzegiem lądolodu powstało jezioro przylodowcowe. Poziom jeziora osiągał 170 m n.p.m., jednak jego podniesienie spowodowało przelanie się części wód przez pas moren czołowych stadiału orszańskiego i spływ wód roztopowych doliną Orszycy. Poziom jeziora jeszcze bardziej się obniżył, gdy lądolód cofnął się z pozycji orechowskiej oscylacji na bardziej stabilną fazę górnołuczoską. Śladami istnienia tego jeziora w górnym biegu Łuczosa (rzeka Wierchita) są ility warwowe osiągające znaczne miąższości – od 4 m w rejonie Sitno (profil Wt-62) do 17 m w Kupelce (profil Wt-38). Równocześnie brak w rdzeniach tych wierceń ility warwowych Jeziora Pra-Łuczoskiego (ryc. 4B).

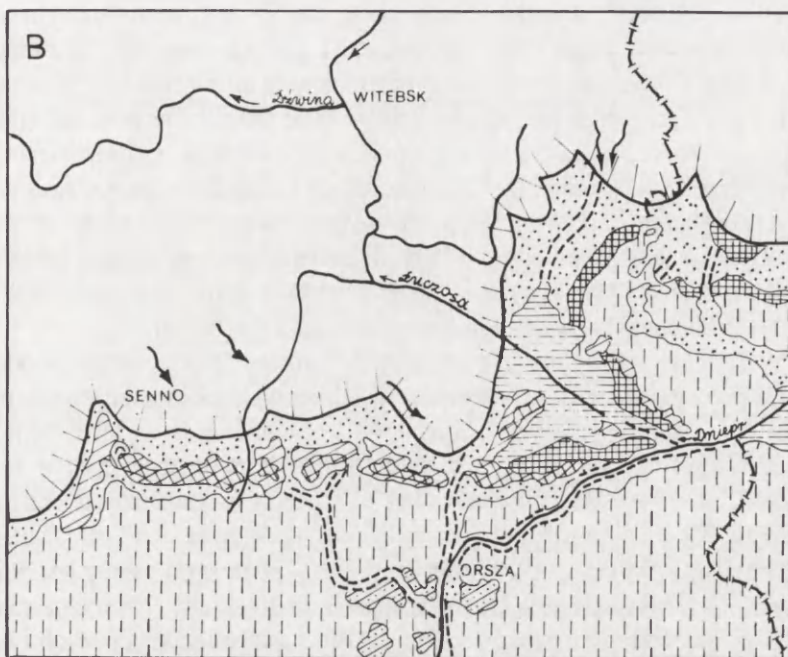
W czasie fazy witebskiej sformowała się rzeźba Wysoczyzn Witebskiej i Horodockiej. Na ich stokach, w rynnach i glaciodepresjach zachowały się duże bryły martwego lodu. Przylodowcowe Jezioro Łuczoskie przesunęło się w ślad za lądolodem na północ. Jego poziom obniżył się tak, że było ono relatywnie nieduże i odizolowane. Błędna jest koncepcja E. Il'ina (1967) o istnieniu w tym okresie połączenia pomiędzy przylodowcowymi jeziorami Łuczoskim i Surańskim, gdyż w fazie witebskiej to drugie jeszcze nie istniało. W tym czasie, w rejonie Babinowiczi, Łuczosa (Wierchita) rozcięła moreny czołowe fazy górnołuczoskiej i dlatego przylodowcowe Jezioro Łuczoskie było zasilane zarówno wodami rzecznyymi, jak i wodami roztopowymi z lądolodu (ryc. 4C).

W fazie horodockiej uwolniło się od lodu prawie całe terytorium północno-



Ryc. 4. Mapy paleogeograficzne z okresu deglacjacji lądolodu wistuliańskiego (wałdajskiego): stadiał maksymalny orszański (A), stadiał górnołuczowski (B), stadiał witebski (C), stadiał horodocki (D) (oprac. A. San'ko)

- 1 – moreny czołowe, 2 – falista morena ablacyjna, 3 – piaszczyste równiny sandrowe, 4 – sandry aktywne, 5 – równiny jeziorno-aluwialne, 6 – pagóry i wysoczyzny morenowe przedwałdajskie, 7 – jeziora przyłodowcowe, 8 – równiny pokryte lessem, 9 – martwe lody, 10 – rynny odpływu wód proglacialnych, 11 – kierunki ruchu lądolodu, 12 – kemy



Palaeogeographical maps during the deglaciation of Valdai (Vistulian) ice sheet: maximum Orsha stadal (A), Upper Luchosa stadal (B), Vitebsk stadal (C), Horodok (Gorodok) stadal (D) (by A. Sanko)

- 1 – frontal moraine, 2 – undulated ablation moraine, 3 – sandy outwash plain, 4 – active outwash,
- 5 – lake-alluvial plain, 6 – hill and morainic plateau older than Valdai glaciation, 7 – ice-dammed lake,
- 8 – area covered by loess, 9 – dead ice, 10 – glacial drainage channel,
- 11 – direction of ice sheet movement, 12 – kame

-wschodniej Białorusi z wyjątkiem Niziny Połockiej. Przed frontem lądolodu pojawiło się przylodowcowe Jezioro Suraskie. Jezioro Łuczoskie znacznie się zmniejszyło, gdyż było zasilane praktycznie tylko wodami rzecznyymi i z topniejących martwych lodów. Następnie, jednak nie wcześniej niż w fazie jezeriszczeńskiej, nastąpił spływ przylodowcowego Jeziora Suraskiego do Jeziora Połockiego i powstanie przełomu wykorzystywanego później przez Dźwinę. Dźwina stała się wówczas bazą erozyjną dla Łuczosi, która w dolnym biegu dopiero formowała swoją dolinę. Jej przebieg w tym odcinku naśladował lodowcową rynnę z dnem zastanym kemami i obniżeniami termokrasowymi z wytapiających się martwych lodów. Rynną tą nastąpiło też końcowe zdrenowanie przylodowcowego Jeziora Łuczoskiego (ryc. 4D).

Przedstawione tu makroskalowe etapy formowania poszczególnych odcinków doliny Łuczosi pokazują, że wszystkie odcinki, z wyjątkiem najniższego, powstawały w wyniku rozcinania i spływu wód w ślad za przemieszczającym się jeziorem przylodowcowym. Taki mechanizm formowania się dolin rzecznych w obszarze młodoglacjalnym jest nieźle poznany i był już szczegółowo analizowany na przykładzie doliny Niemna i innych dolin w republikach nadbałtyckich (Voznjačuk, Valčik 1978; Eberhards, Miidel 1984; Dvareckas 1990). Zupełnie odmienny jest najniższy odcinek, który był długi czas blokowany przez martwe lody. Na ważną rolę martwych lodów w formowaniu sieci dolinnej w obszarach młodoglacjalnych zwracano już wcześniej uwagę (Rachocki 1974; Koutaniemi, Rachocki 1981, 1987; Andrzejewski 1984; Falkowski 1985; Błaszkiwicz, Gierszewski 1989; Błaszkiwicz, Krzymińska 1992), brak jest jednak szczegółowych opracowań. Dlatego celem naszych badań było poznanie mechanizmu oraz etapów formowania tego typu odcinków dolin.

Badania prowadzone były w czasie ekspedycji geologicznych w latach 1991 i 1993 w ramach współpracy pomiędzy Instytutem Nauk Geologicznych BAN w Mińsku i Instytutem Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN. Analizy granulometryczne wykonano metodą laserową (Analysette 22 marki Fritsch) w Zakładzie Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN w Krakowie (mgr J. Sala). Datowania radiowęglowe wykonano w laboratorium Politechniki Śląskiej w Gliwicach. Chciałbym w tym miejscu serdecznie podziękować dr. Piotrowi F. Kalinowskiemu za udostępnienie niepublikowanego wyniku datowania radiowęglowego wykonanego w laboratorium Instytutu Nauk Geologicznych ANB oraz dr. Georgijowi I. Litvinjukowi za wyniki szczegółowych badań paleobotanicznych. Wyrazy wdzięczności należą się również Profesorowi Leszkowi Starkłowi za krytyczne uwagi, dyskusję i wsparcie finansowe z grantu 6-0783-91-01, co umożliwiło wykonanie dwóch datowań radiowęglowych.

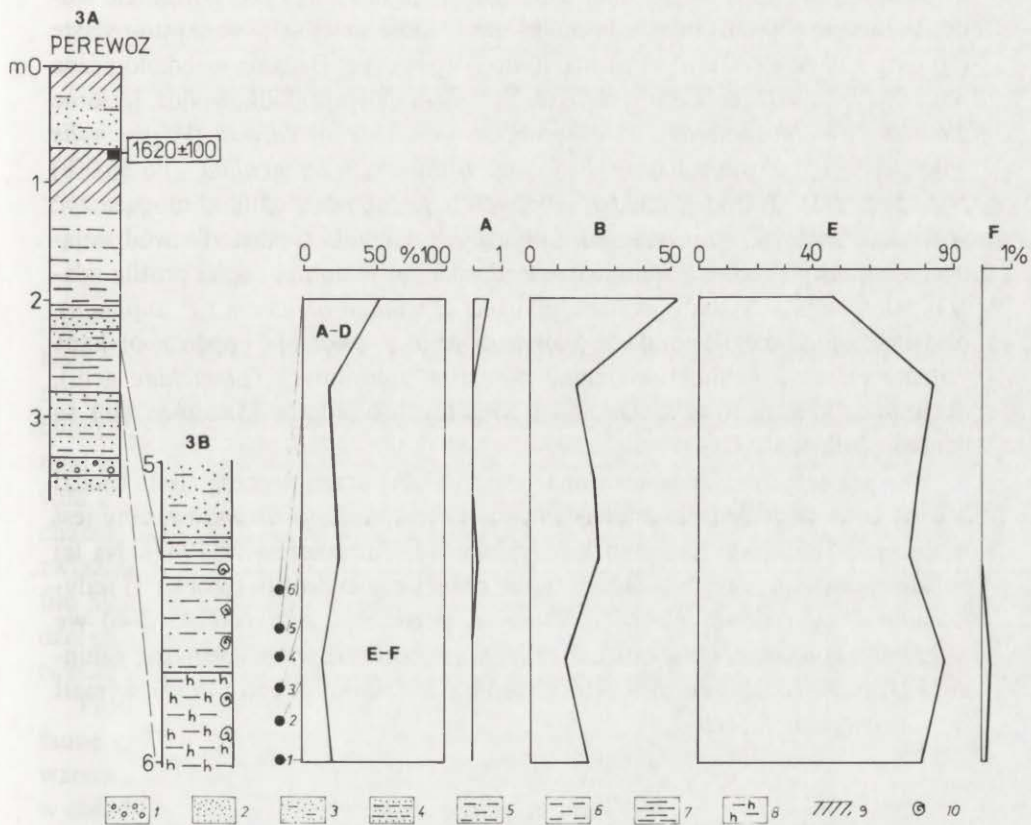
#### OPIS STANOWISK

Na odcinku Perewoz–Nowiki o długości około 5 km dolina Łuczosi przebiega w obrębie rynny polodowcowej, na której brzegach występują piaszczyste kemy (ryc. 1). Dość wyrównane dno tego obniżenia o szerokości około 1,5 km

jest wzniesione 5–6 m nad poziom rzeki i przez wielu autorów było traktowane jako pierwsza terasa nadzalewowa (San'ko 1987; Kalinowski 1989). Poniżej przedstawiamy profile charakteryzujące budowę tego poziomu.

#### STANOWISKO PEREWOZ

W zlokalizowanym na prawym brzegu rzeki profilu Perewoz 3A, powyżej drobnych piasków przykrytych piaskami ze żwirami rozpoczyna się półmetrowa seria rytmików przypominających łąki warwowe (ryc. 1, 5). Składa się ona z 15 naprzemianległych warstewek drobnych piasków i mułków pylastych. Rytmity



Ryc. 5. Profile Perewoz 3A i 3B oraz skład tanatocenozy malakologicznej (oprac. T. Kalicki i A. San'ko)

- 1 – piaski ze żwirami, 2 – piaski, 3 – piaski zagiłnione, 4 – naprzemianległe przewarstwienia piasków i mułków, 5 – mułki piaszczyste, 6 – mułki pylaste, 7 – mułki ilaste, 8 – mułki organiczne, 9 – gleba i gleba kopalna, 10 – malakofauna: lądowa: A – leśna, B – otwartych siedlisk, C – mezofilna, D – higrofilna; wodna: E – stagnofilna, F – reofilna

Perewoz 3A and 3B profiles and malacological spectra (by T. Kalicki and A. Sanko)

- 1 – sands with gravels, 2 – sands, 3 – silty sands, 4 – sands interbedded silts, 5 – sandy silts, 6 – silts, 7 – clayey silts, 8 – organic silts, 9 – soil and fossil soil, 10 – malacofauna: land species: A – forest, B – open ground, C – mesophile, D – hygrophile; water species: E – stagnophile, F – reophile



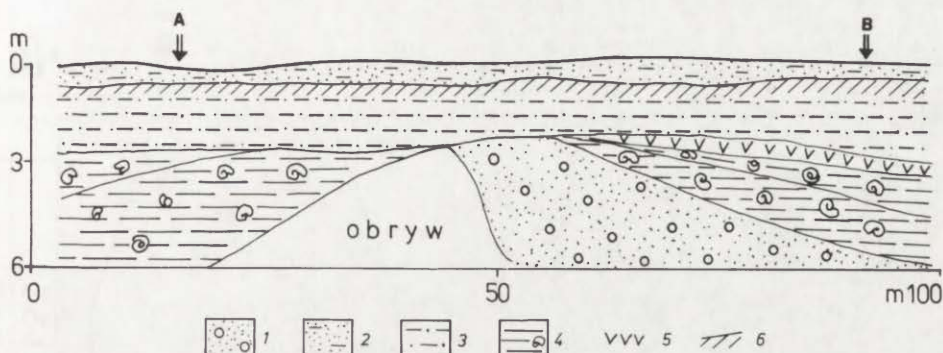
przykryte są 40-centymetrową warstwą mułków ilastych. Powyżej występuje kolejna seria kończąca się dobrze wykształconą glebą kopalną. Serię tę o miąższości ponad 1,5 m tworzą w spągu piaski drobne i piaski zaglinione, które przechodzą wyżej w gliny piaszczyste i pylaste. Strop kopalnej gleby został wydатовany na  $1620 \pm 100$  BP (Gd-6976). Fosylną glebę przykrywają lekko zaglinione drobne piaski o miąższości około 70 cm.

W położonym na tym samym brzegu, ale około 100 m w górę rzeki, profilu Perewoz 3B odsłaniają się pod glinami piaszczystymi mułki zawierające malakofaunę (ryc. 1, 5). Jest to w pełni rozwinięta seria osadów, która w profilu 3A zaznaczała się jedynie jako wkładka mułków ilastych leżących na rytmicach. W profilu 3B seria ta osiąga miąższość ponad 1,8 m i znika pod poziomem wody. W stropie (20 cm) tworzą ją mułki ilaste, które niżej są piaszczysto-pylaste (80 cm), a w dole (80 cm) są znowu ilaste i organiczne. Badania malakologiczne pokazują, że tanatocenozę w tych osadach tworzą głównie słodkowodne, jeziorne gatunki *Pisidium* (dominuje *P. casertanum* – do 20,6%), *Valvata* (*V. piscinalis* – do 51,1% i *V. cristata* – do 30,3 %) oraz *Bithynia* (*B. tentaculata* – do 36,0%) (ryc. 5, tab. 1). Wśród gatunków wodnych najczęstsze są gatunki mogące żyć w wodach zarówno stojących, jak i płynących. Gatunki typowe dla wód stojących są niezbyt liczne, a sporadycznie (do 0,1 %) w dolnej części profilu zdarzają się gatunki żyjące w wodzie płynącej (*Pisidium amnicum* i *P. supinum*). Na silne zarastanie i zamulanie dawnego jeziora wskazuje często spotykana *Valvata cristata*. Gatunki naziemne obszarów zalesionych (*Limacidae* gen.), otwartych przestrzeni (*Pupilla* sp.) i wilgotnych biotopów (*Succinea* sp.) są bardzo rzadkie.

Chociaż jeziorna fauna uważana jest za słabo diagnostyczną, jeśli chodzi o wiek osadów, to jednak gatunek *Pisidium obtusale lapponicum* uważany jest w Europie Środkowej za gatunek peryglacjalny (Alexandrowicz 1987). Na tej podstawie można przypuszczać, że osady dolnej części profilu (próbka 1) sedymentowały w późnym glacialu, natomiast pozostała część (próbki 2–6) we wczesnym holocenie. Potwierdza to także występowanie w tanatocenozie gatunku *Valvata cristata palustris*, który według I. Danilovskiego (1955) wymarł w środkowym holocenie.

#### STANOWISKO MIAKŁOWO

W amfiteatralnym odsłonięciu w meandrze Łuczosa na prawym brzegu widoczne są dwie niemal łączące się ze sobą warstwy osadów mułkowych z malakofauną (ryc. 1, 6). Warstwy te rozdzielone są garbem zbudowanym z piasków i piasków ze żwirami. Maksymalna miąższość mułków widoczna ponad poziomem wody osiąga 3 m. Seria ta w profilu Miałkowo B kończy się warstwą torfów o miąższości 35 cm. Osady mułkowe przykryte są serią glin piaszczystych o miąższości około 2,5 m kończąca się glebą kopalną. Na fosylnej glebie leżą drobne piaski lekko gliniaste, których miąższość waha się od 0,5 do 1,0 m.



Ryc. 6. Przekrój odstąpienia w Miakłowie (oprac. T. Kalicki)

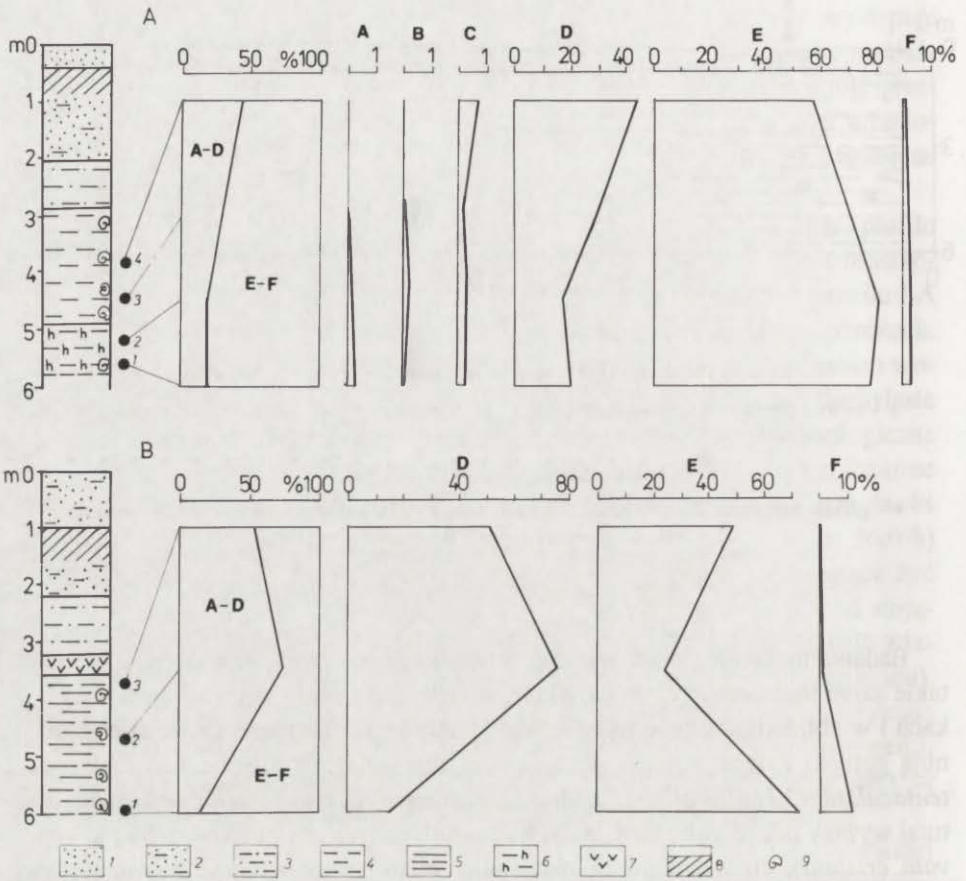
1 – żwiry z piaskami, 2 – piaski zagłinione, 3 – mułki piaszczyste, 4 – mułki pylaste i organiczne z malakofauną, 5 – torfy, 6 – gleba kopalna; A i B – profile przedstawione na ryc. 7

Outcrop Miakłowo site (by T. Kalicki)

1 – gravels with sands, 2 – silty sands, 3 – sandy silts, 4 – silts and organic silts with malacofauna, 5 – peats, 6 – fossil soil; A and B – profiles – see Fig. 7

Badania malakologiczne obu serii mułkowych pokazują, że występują w nich takie same tanatocenozy, co świadczy, że sedymentowały w podobnych warunkach i w zbliżonym czasie (ryc. 7, tab. 1). Analogicznie jak w Perewozie dominują gatunki żyjące w jeziorach (*Valvata piscinalis*, *Armiger crista*, *Bithynia tentaculata*, *Gyraulus albus*, *Pisidium casertanum*, *P. moitessierianum*), choć jest tutaj wyższy udział gatunków małych i epizodycznych zbiorników (głównie *Valvata cristata*), co wskazuje na niestabilny reżim jezior i ich okresowe wysychanie. Sporadycznie, choć nieco liczniej niż w Perewozie, występują gatunki związane z płynącymi wodami (*Pisidium amnicum*, *P. supinum*, *Unio* sp.). W profilu Miakłowo B zabagnienie jeziora oraz związane z tym narastanie torfu poprzedzał okres, gdy jezioro stało się epizodyczne. W okresie tym 59–70% tanatocenozy tworzą gatunki typowe dla okresowych, zanikających zbiorników.

Profil Miakłowo A jest bogatszy w faunę i w dolnej części zawiera jeszcze faunę chłodną z udziałem *Pisidium obtusale lapponicum*. Maksimum w tych warstwach osiąga również *Pisidium casertanum*, który często spotyka się w chłodnych zbiornikach. W górnych warstwach gatunki te zanikają całkowicie lub ich liczebność zmniejsza się. Równocześnie pojawia się umiarkowanie ciepłolubny *Planorbarius corneus*, zwiastun optimum termicznego holocenu. Wszystko to wskazuje, że niższa część profilu sedymentowała w późnym glacjaie, a górna we wczesnym holocenie. W profilu Miakłowo B w części nadwodnej brak jest gatunków chłodnych wód, co wskazuje, że odsłania się tutaj jedynie górna, wczesnoholocenińska część profilu.



Ryc. 7. Profile Miakłowo A i B oraz skład tanatocenzos malakologicznych (oprac. A. F. San'ko)

- 1 – piaski, 2 – piaski zaglinione, 3 – mułki piaszczyste, 4 – mułki pylaste, 5 – mułki ilaste,  
6 – mułki organiczne, 7 – torfy, 8 – gleba kopalna, 9 – malakofauna;  
A-F – grupy ekologiczne malakofauny jak na ryc. 5

Miakłowo A and B profiles and malacological spectra (by A. F. Sanko)

- 1 – sands, 2 – silty sands, 3 – sandy silts, 4 – silts, 5 – clayey silts, 6 – organic silts, 7 – peats,  
8 – fossil soil, 9 – malacofauna; A-F – ecological groups of snails – see Fig. 5

#### STANOWISKO WOŁOSOWO 1

Położony na prawym brzegu rzeki profil Wołosowo był już częściowo wcześniej opracowany i genetycznie zinterpretowany jako wypełnienie termokrasowego zagłębienia (San'ko 1987) (ryc. 1). Odstania się tu na długości kilkudziesięciu metrów skłon takiego zagłębienia wypełnionego serią mułków z malakofauną, którą kończy warstwa torfu z cienkimi przewarstwieniami mułków. Powyżej

Tabela 1

Malakofauna w profilach Perewow 3B, Miakłowo A, Miakłowo B i Wołosowo 1 (oprac. A. F. San'ko)

List of malacofauna from the Perevoz 3B, Miaklovo A, Miaklovo B and Volosovo 1 profiles (by A. F. Sanko)

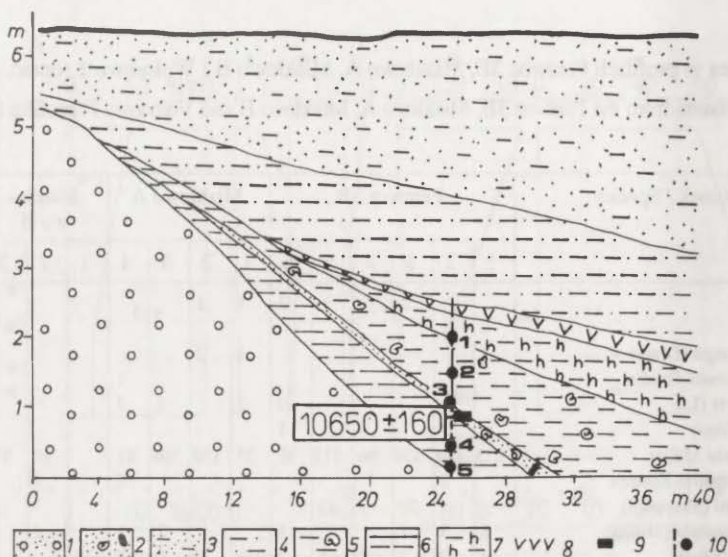
E	Gatunek / Species	Perewow 3B						Miakłowo A				Miakłowo B			Wołosowo 1				
		1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	1	2	3	1	2	3	4	
2	<i>Limax</i> sp.			2			2	1	1										
5	<i>Pupilla</i> sp.		1																
8	<i>Succinea oblonga</i> (Drap.)							1	2										
9	<i>Vallonia enniensis</i> Gredler											1							
9	<i>Succinea putris</i> (L.)						2	2		1	2							2	
9	<i>S. elegans</i> (Risso)						1												
10	<i>Valvata cristata</i> Müller	113	174	330	96	117	35	23	138	104	81		10	81	20	55			
10	<i>V. cristata palustris</i> Kormos		2								1								
10	<i>Bithynia leachi</i> (Sheppard)			20	7	13													
10	<i>Lymnaea truncatula</i> (Müller)	3	3	1			1			2	3		2						
10	<i>L. peregra</i> (Müller)		9	2	1	1	2	1	2	2	5	3							
10	<i>Anisus leucostomus</i> (Millet)									1									
10	<i>Pisidium obtusale</i> (Lamarck)	5	2	6		3													
11	<i>Valvata piscinalis</i> (Müller)	257	227	290	111	83	241	25	244	473	443	67	334	181	234	339	18		
11	<i>V. piscinalis antiqua</i> Sowerby							3	2	13	3	1			9	16			
11	<i>Bithynia tentaculata</i> (L.)	140	153	76	101	150	70	107	129	253	107	34	19	34	209	59	25	300	
11	<i>Lymnaea stagnalis</i> (L.)		1												2	1			
11	<i>L. cf. auricularia</i> (L.)	4	11	4	2	6				12	2				2	2			
11	<i>Planorbis corneus</i> (L.)									1	1								
11	<i>Bathyomphalus contortus</i> (L.)	4	12	1				5	7	6									
11	<i>Gyraulus albus</i> (Müller)	1						8	11	13	14								
11	<i>G. laevis</i> (Alder)	15	22	7	1	8	21	23	67	59	8				16	16			
11	<i>Armiger crista</i> (L.)	108	83	64	10	30	32	35	87	108	85	1			17	63			
11	<i>Hipppeatus complanatus</i> (L.)	7	13	3		6	3	4	22	15	1	1			4	1			
11	<i>Acroloxus lacustris</i> (L.)						2		2	2	2				1	8	1		
11	<i>Sphaerium corneum</i> (L.)	9	11	5	2	7													
11	<i>Pisidium henslowianum</i> (Sheppard)	15	40	17	11	2	1	2	2	6	1		3		2	3			
11	<i>P. milium</i> (Held)	1	9	1	1	1		1	4	3						1			
11	<i>P. subtruncatum</i> (Malm)	10	165	82	40	26		39	99	43	15				153	70			
11	<i>P. casertanum ponderosa</i> (Stelfox)	189	279	80	55	2	3	75	214	69	55	196	7	28	53	18	2		
11	<i>P. moitessierianum</i> (Paladilhe)						2			41	63		27	47	26	216	60		
11	<i>P. obtusale lapponicum</i> (Clessin)	3						3	15						1				
12	<i>Unio</i> sp.		4					5	7	5	1		1		30	25			
12	<i>Pisidium amnicum</i> (Müller)	1	2	2				7	21	19	2	54	2	1	24	20	2		
12	<i>P. supinum</i> (Schmidt)		2							1	1	1	1		13	11	2		
12	<i>P. nitidum</i> (Jenyns)	2										20	5		20	10	24		

E – symbole grup ekologicznych według V. Ložka (1964) i S. W. Alexandrowicza (1987)

E – ecological groups after V. Ložek (1964) and S. W. Alexandrowicz (1987)

sposzczywa seria glin piaszczystych kończąca się glebą kopalną. Fosylana gleba przykryta jest serią drobnych piasków lekko zaglinionych (ryc. 8).

Diagram pyłkowy (O. P. Kondratene) serii wypełniającej zagłębienie pokazuje, że akumulacja mułków rozpoczęła się w allerödzie i trwała nieprzerwanie aż do końca boreału. Przykrywające mułki torfy narastały na początku atlantyku (wg podziału Blytta-Sernandera) (ryc. 9). W dolnej części wypełnienia w lokal-



Ryc. 8. Przekrój odśtonięcia w Wołosowie 1 (San'ko 1987, uzupełnione)

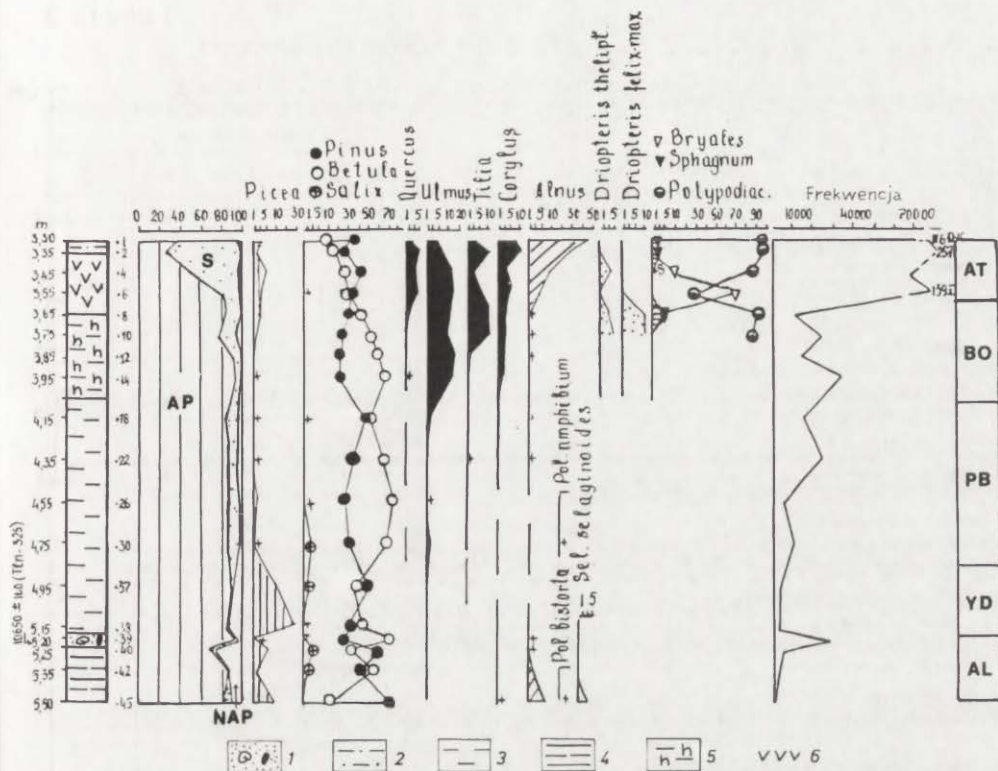
- 1 – piaski ze żwirami, 2 – piaski z malakofauną i szyszkami, 3 – piaski zaglinione, 4 – mułki piaszczyste, 5 – mułki pylaste z malakofauną, 6 – mułki ilaste, 7 – mułki organiczne, 8 – torfy, 9 – miejsce pobrania szyszki do datowania  $^{14}\text{C}$ , 10 – odcinek analizowany palynologicznie (patrz ryc. 9) i próbki na makroszczątki (patrz tab. 2)

Outcrop Volosovo 1 site (after Sanko 1987, completed)

- 1 – sands with gravels, 2 – sands with malacofauna and cones, 3 – silty sands, 4 – sandy silts, 5 – silts with malacofauna, 6 – clayey silts, 7 – organic silts, 8 – peats, 9 – radiocarbon dating of cone, 10 – profile analysed by paleobotanical methods (see Fig. 9 and Tab. 2)

nym horyzoncie rozmycia znaleziono około 50 szyszek świerka syberyjskiego *Picea obovata* Ldb. Zostały one datowane przez J. M. K. Punninga na  $10\ 650 \pm 160$  BP (Tln-325). Potwierdziło to przypuszczenia S. Tjuremnova (1951), V. Sukačeva i in. (1959) i V. Gudelisa (1973), że dolne maksimum pyłków świerka w diagramach pyłkowych późnowistuliańskich i holocenijskich osadów Niziny Wschodnioeuropejskiej jest związane ze świerkiem nie europejskim, lecz syberyjskim. Późnoglacialno-wczesnoholocenijski wiek osadów profilu Wołosowo 1 potwierdzony został również badaniami małżoraczków (S. Zubovič), wśród których dominują gatunki chłodnolubne (San'ko 1987).

Taki wiek osadów potwierdza także szczegółowa analiza makroszczątków wykonana przez dr. G. Litvinjuka. W profilu stwierdzono 43 gatunki roślin (ryc. 8, tab. 2). W dolnych warstwach (próbki 3–5) występuje roślinność tajgi z *Pinus obovata*, *Juniperus* i *Betula alba*. Bardziej różnorodna jest flora trawiasta. Wśród roślinności wodnej dominują gatunki o umiarkowanych wymaganiach (*Potamogeton natans*, *P. praelongus*, *P. vaginatus*, *P. gramineus*, *Scirpus lacustris*, *Carex* sp., *Batrachium* sp., *Myriophyllum spicatum*). Dopiero w próbce 3 pojawiają się gatunki bardziej termofilne (*Nymphaea alba*, *Nuphar lutea*), świadczące o poprawie klimatu. W próbkach 1–2 następuje zmiana roślinności z tajgowej na



Ryc. 9. Diagram palynologiczny profilu Wołosowo 1  
(oprac. O. P. Kondratene – San’ko 1987)

- 1 – piaski z malakofauną i szyszkami, 2 – mułki piaszczyste, 3 – mułki pylaste, 4 – mułki ilaste,  
5 – mułki organiczne, 6 – torfy

Palynological diagram of the Wołosowo 1 profile (by O. P. Kondratene – Sanko 1987)

- 1 – sands with malacofauna and cones, 2 – sandy silts, 3 – silts, 4 – clayey silts, 5 – organic silts, 6 – peats

bardziej ciepłolubną. Wśród drzew dominuje *Betula alba* z domieszką *Pinus silvestris* i *Alnus glutinosa*. W roślinności wodnej także dominują gatunki termofilne (*Nymphaea alba*, *Nuphar lutea*, *Ceratophyllum demersum*, *Myriophyllum verticillatum*, *Lycopus europaeus*).

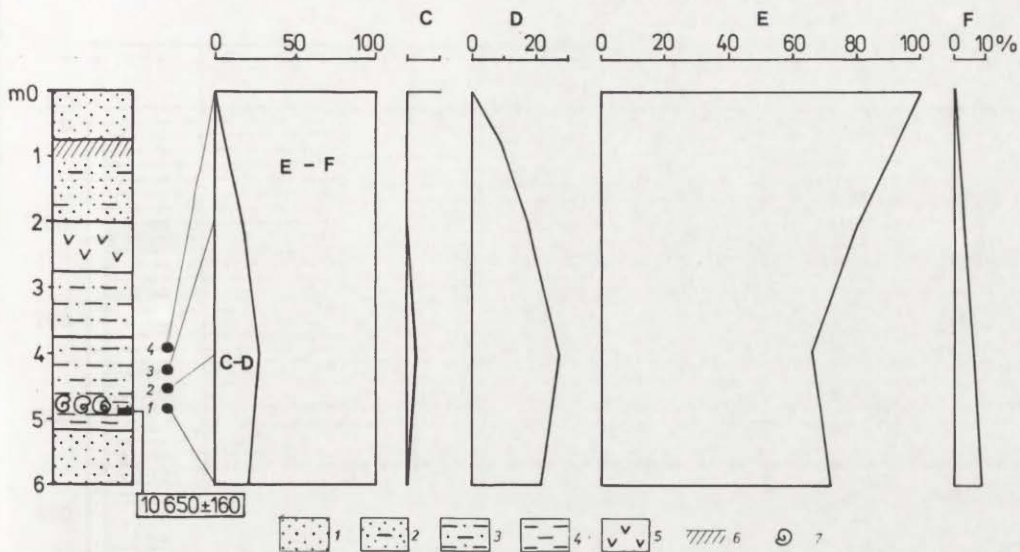
Przeprowadzone przez nas badania geologiczne i malakologiczne w pełni potwierdzają wcześniejsze wyniki (ryc. 10, tab. 1). Tanatocenoza jest tutaj bardzo podobna do opisanych w poprzednich profilach. Zdecydowanie dominują gatunki słodkowodne, typowe dla wód stojących lub słabo płynących. Występowanie w spągowej próbce subarktycznego gatunku *Pisidium obtusale lapponicum* wskazuje na późnovistuliański wiek osadów. Początkowo obserwuje się znaczną różnorodność gatunków, co wskazuje na dużą zmienność warunków w zbiorniku. W młodszych, holocenijskich osadach fauna staje się coraz uboższa, aż w górnej próbce ogranicza się tylko do jednego gatunku *Bithynia tentaculata*.

## Makroszczątki w profilu Wołosowo 1 (oprac. G. I. Litvinjuk)

List of macrofossils from the Volosovo 1 profile (by G. I. Litviniuk)

Gatunek / Species	Próbki / Samples				
	1	2	3	4	5
<i>Chara</i> sp.			1	22	2
<i>Salaginella selaginoides</i> (L.) Link				6	9
<i>Picea obovata</i> Ledeb.			+	+	
<i>Pinus silvestris</i> L.	2	1			
<i>Typha</i> sp.	2	1			
<i>Juniperus communis</i> L.				1	
<i>Sparganium emersum</i> Rehm.	6	2	1		
<i>Potamogeton natans</i> L.	10	2	>100	>100	3
<i>P. praelongus</i> Wulf.			>50	2	
<i>P. pectinatus</i> L.			3		
<i>P. perfoliatus</i> L.		17	>50	45	31
<i>P. filiformis</i> Pers.				1	
<i>P. vaginatus</i> Turcz.		3	>100		
<i>P. gramineus</i> L.	2	1	>100		
<i>P. rutilus</i> Wulf.			9	1	
<i>Alisma plantago-aquatica</i> L.		2		1	
<i>Scirpus lacustris</i> L.	>100	>100	>100	39	
<i>Eleocharis</i> ex <i>gr. palustris</i> (L.) Roem. et Schult.	1				1
<i>Carex</i> sp.	>100	>50	16	12	45
<i>Calla palustris</i> L.	4				
<i>Lemna trisulca</i> L.	12				
<i>Betula alba</i> L.	>100	37	20	46	5
<i>Alnus glutinosa</i> (L.) Gaertn.	28				
<i>Humulus lupulus</i> L.	1				
<i>Urtica dioica</i> L.	2		1		
<i>Nymphaea alba</i> L.	>100	>100	13		
<i>Nuphar lutea</i> (L.) Smith	51	16	12	1	
<i>Ceratophyllum demersum</i> L.	12	21			
<i>Ranunculus repens</i> L.	1	2			
<i>R. lingua</i> L.		1	1		
<i>Batrachium</i> sp.			>50		
<i>Thalictrum angustifolium</i> L.		1	1		
<i>Rorippa palustris</i> (L.) Bess.		1			
<i>Comarum palustre</i> L.			1	4	
<i>Fragaria vesca</i> L.	1				
<i>Myriophyllum spicatum</i> L.	1			46	2
<i>M. verticillatum</i> L.	26		33		
<i>Hippuris vulgaris</i> L.		1	16	38	10
<i>Cicuta virosa</i> L.	4	1			
<i>Arctostaphylos uva-ursi</i> (L.) Spreng.			1		
<i>Menyanthes trifoliata</i> L.		2	3		
<i>Lycopus europaeus</i> L.	9	3			
<i>Mentha arvensis</i> L.	1	2			

+ – szczątki owoców i nasion / remnants of fruits and seeds



Ryc. 10. Profil Wołosowo 1 oraz skład tanatocenozy malakologicznej (oprac. A. F. San'ko)

1 – piaski, 2 – piaski zaglinione, 3 – mułki piaszczyste, 4 – mułki pylaste, 5 – torfy, 6 – gleba kopalna, 7 – malakofauna; A–F – grupy ekologiczne malakofauny jak na ryc. 5

#### Volosovo 1 profile and malacological spectra (by A. F. Sanko)

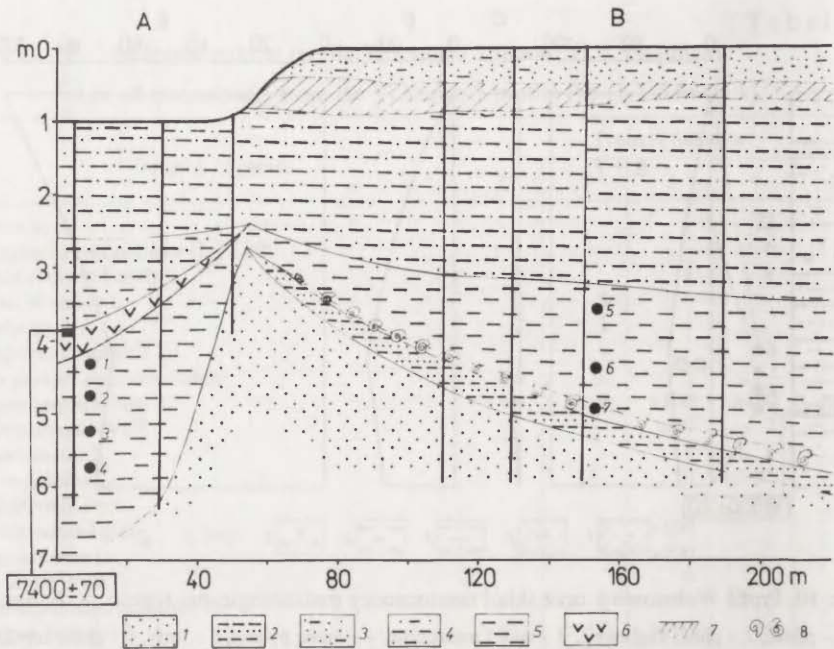
1 – sands, 2 – silty sands, 3 – sandy silts, 4 – silts, 5 – peats, 6 – fossil soil, 7 – malacofauna;  
A–F – ecological groups of snails – see Fig. 5

#### STANOWISKO WOŁOSOWO 2

W odśtonięciu położonym na lewym brzegu rzeki, podobnie jak w Miakłowie, widoczne są dwie serie mułków z malakofauną rozdzielone osadami piaszczystymi (ryc. 1, 11).

W dolnej części profilu 2B odśtonia się pełniejszy zapis sekwencji osadów na początkowym etapie sedymentacji. Na drobnych piaskach zalegają tu rytmy o miąższości ponad 50 cm, w których można wyróżnić 10–15 naprzemianległych warstewek piaszczystych i mułkowych. Ku stropowi tej serii przewarstwienia gliniaste stają się grubsze od piaszczystych. Drewno znalezione w tych osadach było datowane w laboratorium Instytutu Nauk Geologicznych ANB na  $13\ 000 \pm 600$  BP (P. Kalinowski – inf. ustna). Na rytmitach spoczywa seria mułków z malakofauną o miąższości 1,8 m. Rozpoczynają ją organiczne mułki pylaste ( $Mz = 6,1\phi$ ), źle wysortowane ( $\delta = 1,7$ ), których miąższość osiąga około 0,5 m. W ich spągu, bezpośrednio na powierzchni rytmitów, zalega charakterystyczny horyzont składający się niemal wyłącznie z muszli i znaczący najprawdopodobniej dno dawnego zbiornika. Wyżej mułki zawierają nieco więcej piasków ( $Mz = 5,3-5,4\phi$ ) i są również źle wysortowane ( $\delta = 1,7-1,8$ ). Całą tą serię kończy 25-centymetrowa warstwa mułków ilastych ( $Mz = 7,4\phi$ ), źle wysortowanych ( $\delta = 1,4$ ) (ryc. 12).





Ryc. 11. Przekrój odstonięcia Wołosowo 2 (oprac. A. F. San'ko)

- 1 – piaski, 2 – naprzemianległe przewarstwienia piasków i mułków, 3 – piaski zaglinione,  
4 – mułki piaszczyste, 5 – mułki pylaste, 6 – torfy, 7 – gleba kopalna, 8 – malakofauna

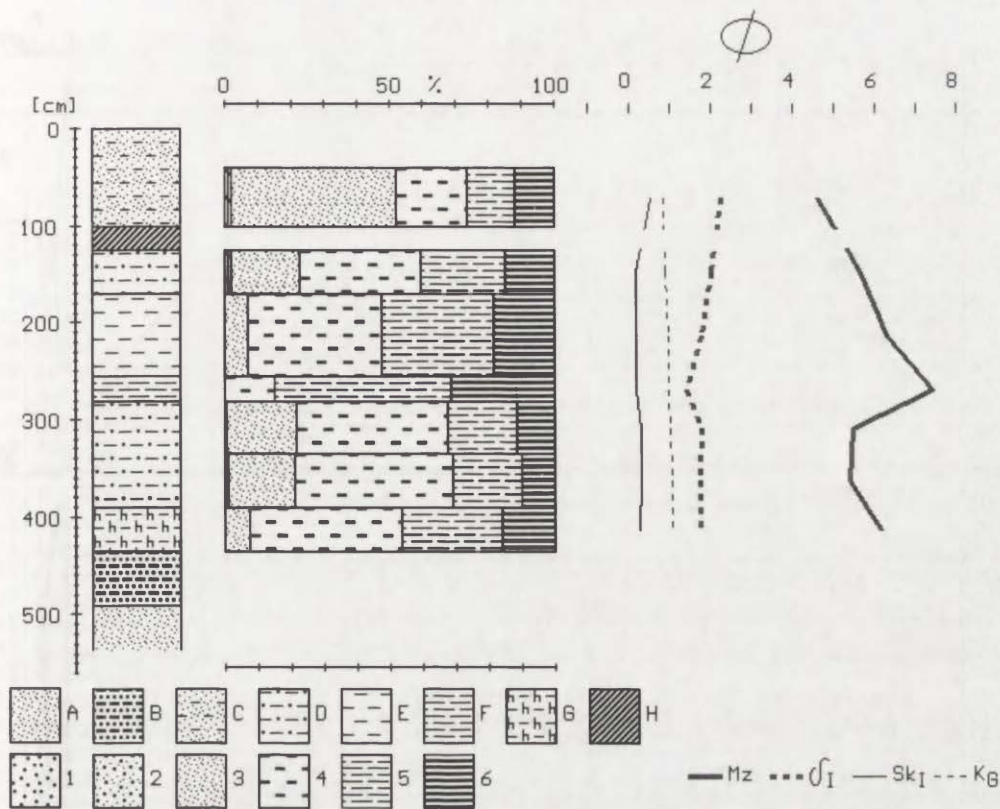
Outcrop Volosovo 2 site (by A. F. Sanko)

- 1 – sands, 2 – sands interbedded silts, 3 – silty sands, 4 – sandy silts, 5 – silts, 6 – peats,  
7 – fossil soil, 8 – malacofauna

W profilu 2A w dolnej części odsłania się tylko prawie 2-metrowa seria mułków z malakofauną mających w stropie charakter mułków gytiiowych i gytii oliwkowozielonej.

W obu profilach w tanatocenozech dominuje malakofauna słodkowodna – stagnofile i hydrofile (ryc. 13, tab. 3). Najczęstsze są gatunki żyjące zarówno w rzekach, jak i jeziorach, a w dalszej kolejności gatunki stałych zbiorników wodnych różnej wielkości, reofile żyjące w zarastających ciekach o słabej sile przepływu wody oraz gatunki epizodycznych zbiorników wodnych. Skład fauny pokazuje, że osady sedymentowały w zbiornikach wodnych o zmiennym reżimie. Na podobne warunki, stopniowo wypływający się zbiornik wodny, wskazuje także tafocenoza małżoraczek (Zubovič 1980).

W tanatocenozech malakologicznych dominują gatunki o dużej tolerancji termicznej, jednak ich znaczna liczebność i duże zróżnicowanie gatunkowe wskazuje raczej na cieplejszy klimat. Występuje tu, szczególnie w spągowych próbkach, gatunek charakterystyczny dla subarktycznych warunków – *Pisidium obtusale lapponicum* i towarzyszące mu *Sucinea putris*, *Limnaea truncatula*,



Ryc. 12. Skład granulometryczny oraz wskaźniki uziarnienia Folka i Warda osadów w profilu Wołosowo 2B (oprac. T. Kalicki)

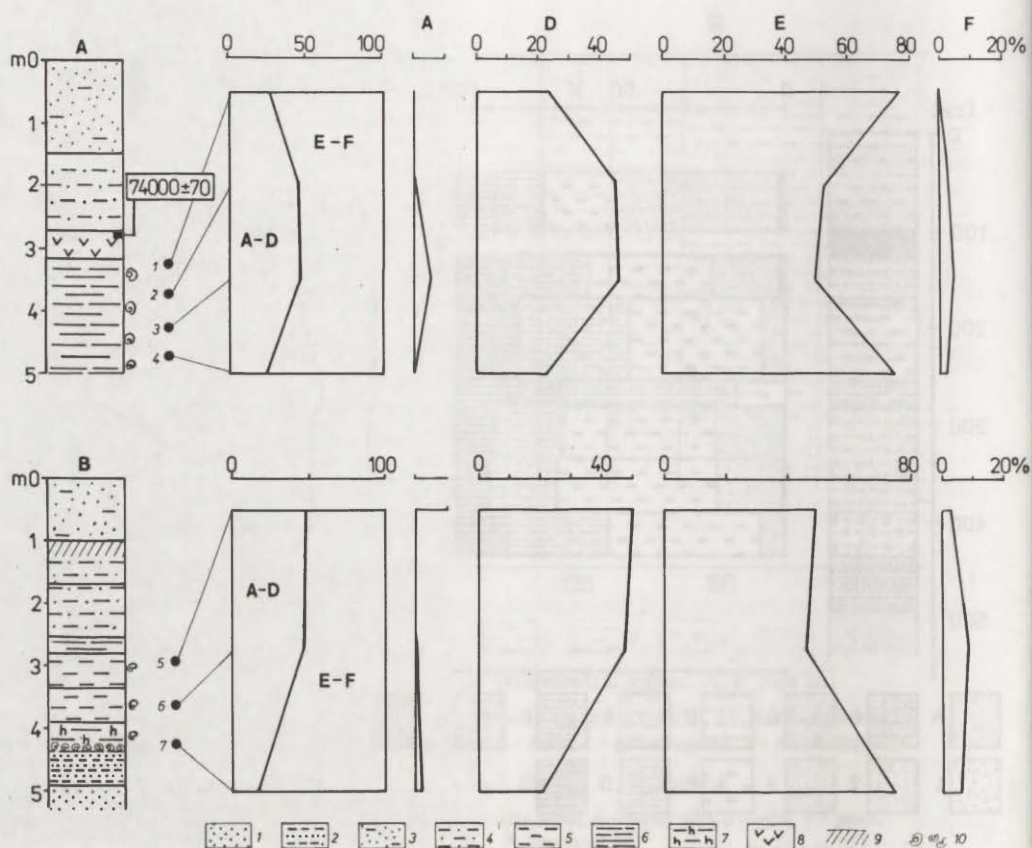
A – piaski, B – naprzemianległe przewarstwienia piasków i mułków, C – piaski zaglinione, D – mułki piaszczyste, E – mułki pylaste, F – mułki ilaste, G – mułki pylaste organiczne, H – gleba kopalna;  
f r a k c j e: 1 – piaski gruboziarniste, 2 – piaski średnioziarniste, 3 – piaski drobnoziarniste,  
4 – pyły grubo- i średnioziarniste, 5 – pyły drobnoziarniste, 6 – ility

Grain size composition and Folk-Ward's distribution parameters  
of the Volosovo 2B profile (by T. Kalicki)

A – sands, B – sands interbedded silts, C – silty sands, D – sandy silts, E – silts, F – clayey silts,  
G – organic silts, H – fossil soil; f r a c t i o n s: 1 – coarse sands, 2 – medium sands,  
3 – fine sands, 4 – coarse and medium silts, 5 – fine silts, 6 – clays

*Gyraulus laevis*, *Pisidium casertanum*. Spotyka się tu jednak także gatunek leśny *Limacidae* gen. Powstanie takiej tanatocenozy z termofilami i kriofitami wskazuje na przejściowe warunki klimatyczne granicy późnego glacjału i holocenu.

Podobny wiek potwierdzają też szczątki gryzoni (*Lemmus sibiricus* Kerr. i *Microtus* sp.) znalezione w mułkach jeziornych. Bardzo dobre zachowanie kości (brak obtoczenia itp.) świadczy o krótkim transporcie i braku redepozycji.



Ryc. 13. Profile Wołosowo 2A i 2B oraz skład tanatocenoz malakologicznych (oprac. A. F. San'ko)

1 – piaski, 2 – naprzemianległe przewarstwienia piasków i mułków, 3 – piaski zaglinione, 4 – mułki piaszczyste, 5 – mułki pylaste, 6 – mułki ilaste, 7 – mułki organiczne, 8 – torfy, 9 – gleba kopalna, 10 – malakofauna; A-F – grupy ekologiczne malakofauny jak na ryc. 5

Volosovo 2A and 2B profiles and malacological spectra (by A. F. Sanko)

1 – sands, 2 – sands interbedded silts, 3 – silty sands, 4 – sandy silts, 5 – silts, 6 – clayey silts, 7 – organic silts, 8 – peats, 9 – fossil soil, 10 – malacofauna; A-F – ecological groups of snails – see Fig. 5

Zdecydowana przewaga resztek lemingów wskazuje, że sedymentacja mułków następowała w późnym dryasie (Kalinovski 1989). Na chłodny klimat, szczególnie w dolnej części osadów, wskazuje również skład małżoraczek. Zwócił na to uwagę Zubovič (1980), jednak opierając się jedynie na zmienności osobniczej w obrębie gatunków, odniósł błędnie cały profil do interglacjału rostawskiego. Wstępne wyniki badań paleobotanicznych makroszczałków wskazują także na późnoglacialny wiek osadów jeziornych (Krutous 1996).

Malakofauna w osadach profilów Wołosowo 2A, Wołosowo 2B oraz Nowiki (oprac. A. F. San'ko)

List of malacofauna from the Volosovo 2A, Volosovo 2B and Noviki profiles (by A. F. Sanko)

E	Gatunek / Species	Wołosowo 2A				Wołosowo 2B			Nowiki							
		1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7	8
2	<i>Limax</i> sp.			2			5		2		2	2			3	
9	<i>Succinea putris</i> (L.)		8	3	3			6	17	28	3	3	4	1	1	2
9	<i>S. elegans</i> (Risso)								2	4	1	1	1			
10	<i>Valvata cristata</i> Müller	231	21	47	5		24	109	143	42	14		2	2	14	16
10	<i>Bithynia leachi</i> (Sheppard)									5	2				2	4
10	<i>Lymnaea peregra</i> (Müller)	5	2		1			1	10	15	3	4	5	1		2
10	<i>Anisus leucostomus</i> (Millet)		1				1									
10	<i>Segmentina nitida</i> (Müller)	5	3	2				2	2	1		1				
10	<i>Pisidium obtusale</i> (Lamarck)				1			1								4
11	<i>Valvata piscinalis</i> (Müller)	441	320	175	178	127	260	737	399	511	357	355	355	407	261	478
11	<i>V. piscinalis antiqua</i> Sowerby	28	13		5	2	5	18	17	25	8	17	15	6	4	15
11	<i>Bithynia tentaculata</i> (L.)	190	53	45	57	11	20	241	128	150	60	54	75	82	53	81
11	<i>Lymnaea stagnalis</i> (L.)		6	1				3		3	3		1			
11	<i>L. cf. auricularia</i> (L.)	1		2	2		2	9	2	2		3			1	
11	<i>Planorbarius corneus</i> (L.)												1		1	
11	<i>Bathyomphalus contortus</i> (L.)				4			21								4
11	<i>Gyraulus albus</i> (Müller)	15	6	2	3		2	100	10	4	1	1	1		2	15
11	<i>G. laevis</i> (Alder)	51	22	8	68	1	1	181	75	33	9	15		1	1	7
11	<i>G. acronicus</i> (Ferussac)				3		1	12						1	1	47
11	<i>Armiger crista</i> (L.)	154	61	5	50	1	2	27	150	58	2	4	2		1	3
11	<i>Hippeutis complanatus</i> (L.)	49	5	3	3			11	75	29	2	1			1	
11	<i>Acroloxus lacustris</i> (L.)			2	2		1		8	8	1					
11	<i>Sphaerium corneum</i> (L.)							3								3
11	<i>Pisidium henslowanum</i> (Sheppard)	3			8		2	16		2	5	2	7	2	2	23
11	<i>P. milium</i> Held			1				10	5							1
11	<i>P. subtruncatum</i> Malm	2			70	10	10	80		10	30	20				215
11	<i>P. casertanum ponderosa</i> Stelfox	69	7	11	148	3	7	535	25	68	15	29	25	5	2	195
11	<i>P. moitessierianum</i> Paladilhe	21	35	27		43	50	5	10	20	25	30	57	60	36	25
11	<i>P. obtusale lapponicum</i> Clessin				4			2								5
11	<i>Amnicola steini</i> (Martens)			1	1											
12	<i>Viviparus cf. viviparus</i> L.				5											
12	<i>Lithoglyphus naticoides</i> (Pfeiffer)											2	1			
12	<i>Unio</i> sp.		15	14	6	6	25	100		6	20	50	36	25	65	50
12	<i>Pisidium amnicum</i> (Müller)			3	10		6	18		6	15	11	9	3		60
12	<i>P. supinum</i> Schmidt							1							2	8
12	<i>P. nitidum</i> Jenyns	40		13	50	1	10		15			5			2	25

E – symbole grup ekologicznych według V. Ložka (1964) i S. W. Alexandrowicza (1987)

E – ecological groups after V. Ložek (1964) and S. W. Alexandrowicz (1987)

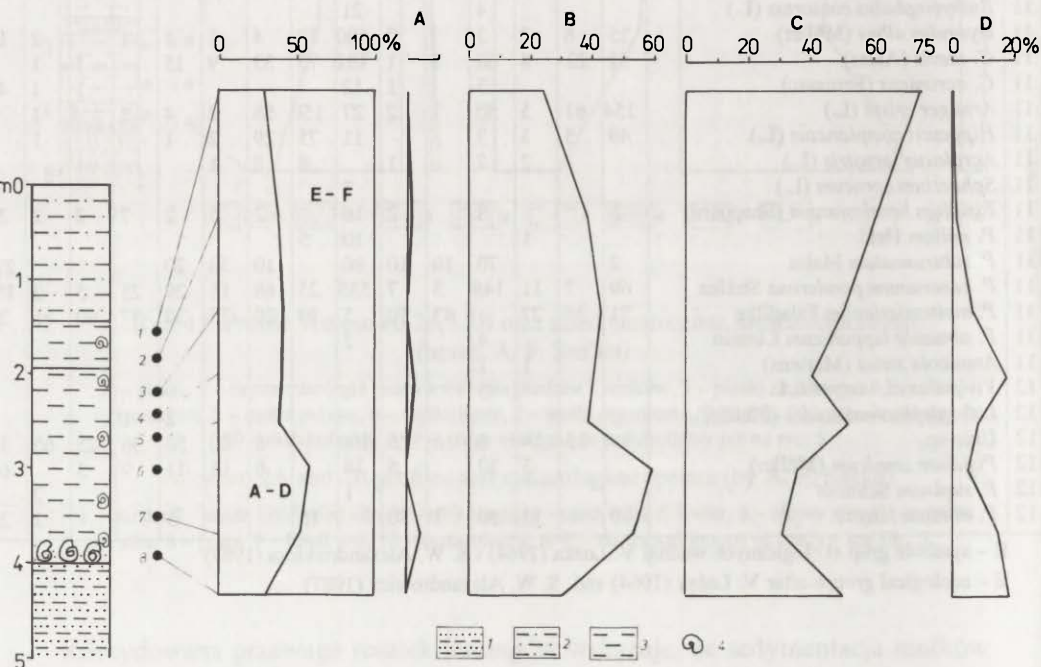
W profilu 2A seria osadów jeziornych przykryta jest warstwą torfów o miąższości 55 cm. W spągu (15 cm) jest to torf drzewny, silnie zbity z cienkimi (do 1 cm) przewarstwieniami mułków. Wyżej (40 cm) zalega torf zailony, silnie zbity, którego strop został datowany na 7400±70 BP (Gd-7440) (ryc. 11, 13).

Osady jeziorne i torfy, choć podobnie wykształcone, są jednak oddzielne dla

każdego zbiornika. Przykrywa je już wspólna dla obu profili seria mułków pylastych i piaszczystych o miąższości 1,5 m (ryc. 11–13). W serii tej ku górze osady stają się coraz bardziej piaszczyste ( $Mz =$  od 6,3 do 5,7 $\phi$ ) i słabiej wysortowane ( $\delta =$  od 1,8 do 2,0). Strop tej serii tworzy gleba kopalna przykryta z kolei przez piaski gliniaste ( $Mz = 4,6\phi$ ), bardzo źle wysortowane ( $\delta = 2,2$ ), o miąższości do 1 m.

#### STANOWISKO NOWIKI

W profilu Nowiki, położonym na prawym brzegu rzeki, odsłania się sekwencja osadów analogiczna do poprzednio opisanych (ryc. 1, 14). W spągu występuje około 1 m miąższa warstwa rytmitów – naprzemianległych warstewek piasków i mułków. Na nich występuje 2,5-metrowa seria mułków pylastych ku stropowi przechodzących w piaszczyste, z malakofauną. Podobnie jak w profilu Wołosowo 2B, w spągu tej serii, bezpośrednio na rytmitach, występuje największe skupienie malakofauny – horyzont muszli. Mułki z malakofauną przykrywa 1,5 m miąższości warstwa mułków piaszczystych. W profilu Nowiki, w przeciwieństwie do poprzednio opisanych, brak jest gleby kopalnej.



Ryc. 14. Profil Nowiki oraz skład tanatocenozy malakologicznej (oprac. A. F. San'ko)

1 – naprzemianległe warstwy piasków i mułków, 2 – mułki piaszczyste, 3 – mułki pylaste, 4 – malakofauna; A–F – grupy ekologiczne malakofauny jak na ryc. 5

Noviki profile and malacological spectra (by A. F. Sanko)

1 – sands interbedded silts, 2 – sandy silts, 3 – silts, 4 – malacofauna; A–F – ecological groups of snails – see Fig. 5

W tanatocenozie zdecydowanie dominuje malakofauna słodkowodna, głównie przedstawiciele silnie zarastających zbiorników, a dalej gatunki stałych jezior i okresowych zbiorników (ryc. 14, tab. 3). Sporadycznie występujące gatunki naziemne reprezentują *Limacidae* gen., znoszone z zalesionych zboczy, i spotykane na brzegach zbiorników dwa gatunki *Succinea*. Spektrum ekologicznych grup jest bardzo monotonne, co może świadczyć o względnie szybkiej sedymentacji osadu.

W tanatocenozie brak jest typowych termofilnych i krioofilnych gatunków i dlatego ma ona charakter przejściowy. Obok *Limacidae* gen. i *Planorbarius corneus*, których skorupki znajdujemy normalnie w początkowych fazach ciepłych epok, występują tu także gatunki typowe dla warunków peryglacjalnych. Dlatego sedymentacja osadów następowała prawdopodobnie w późnym glacie i we wczesnym holocenie.

### EWOLUCJA DOLINY

Przedstawione profile reprezentują wypełnienia 7 obniżeń termokrasowych przykrytych madami. Pozwalają one na odtworzenie historii i wydzielenie etapów ewolucji doliny Łuczosi na tym odcinku. Ewolucja ta była początkowo ściśle związana z rozwojem obniżeń termokrasowych.

W pierwszym etapie rynną polodowcową, z zagrzebanymi w niej martwymi lodami, następował spływ wód z Jeziora Górnołuczoskiego do doliny Dźwiny. Ślady tych przepływów są zachowane w formie żwirowo-piaszczystych teras kemowych wzniesionych 8 i 6 m nad poziom rzeki i spotykanych w zwężeniu doliny koło Perewozu.

Po uspokojeniu procesów fluwialnych wzmogło się wytapianie brył martwego lodu. Na początku późnego glaciału ( $13\ 000 \pm 600$  BP), w powstających w wyniku tego procesu obniżeniach wypełnionych wodą osadzały się rytmy (Perewoz 3A, Wołosowo 2B, Nowiki; ryc. 5, 13, 14). Tego typu osady związane z zanikaniem martwych lodów znane są również z innych obszarów młodoglacjalnych (np. Kozarski 1960; Błaszkiwicz 1988) i datowane na podobny okres ( $13\ 010 \pm 220$  BP; Błaszkiwicz, Krzymańska 1992).

Wytapianie martwego lodu spowodowało powstanie w dnie rynny polodowcowej bardzo licznych zbiorników wodnych. Część z nich tworzyła bezodpływowe zbiorniki wodne. Ich ślady widoczne są również współcześnie w dnie rynny na poziomie 6-metrowym w formie bezodpływowych okrągłych zagłębień. Pozostałe zostały włączone do sieci rzecznej. Rzeka rozcięła rozdzielające je żwirowo-piaszczyste garby, wycinając w nich – sporadycznie zachowaną – erozyjną terasę 4 m (Perewoz 2). Rzeka łącząc ze sobą poszczególne zbiorniki wodne uzyskała skomplikowany, kręty przebieg, związany jednak nie ze swobodnym meandrowaniem rzeki, a z pierwotnym rozmieszczeniem obniżeń wytopiskowych (ryc. 15A).

Zbiorniki termokrasowe były początkowo płytkie i prawdopodobnie czasem wysychały (stagnofile tylko 30–40%, a gatunki zbiorników epizodycznych 40–60%), a wraz z ich pogłębieniem, wskutek dalszego wytapiania lodu, zmieniały się w stałe jeziora, gdzie stagnofile osiągały 80% w tanatocenozie (Nowiki; ryc. 14). Na stopniowe pogłębienie się zbiorników w pierwszym etapie ich rozwoju, gdy głębokość wody przekraczała w nich 2 m, wskazuje także obserwowana zmienność składu małżoraczków (Zubovič 1980). Zbiorniki te były połączone rzeką, na co wskazują reofile osiągające do 10–20%, jak również znajdowane w osadach gatunki leśne doprowadzane przez rzekę z wododziałów. W zbiornikach, od allerödu aż po boreał, sedymentują mułki pylaste i piaszczyste, czasem organiczne i gytie. Jedynie w młodszym dryasie do jednego z nich została wsypana warstewka piasku z szyszkami (Wołosowo 1; ryc. 8, 9). Szybkość akumulacji osadów w zbiornikach była stosunkowo duża (monotonne spektrum malakologiczne), co wskazuje, że były one donoszone do zbiorników przez rzekę (ryc. 15B).

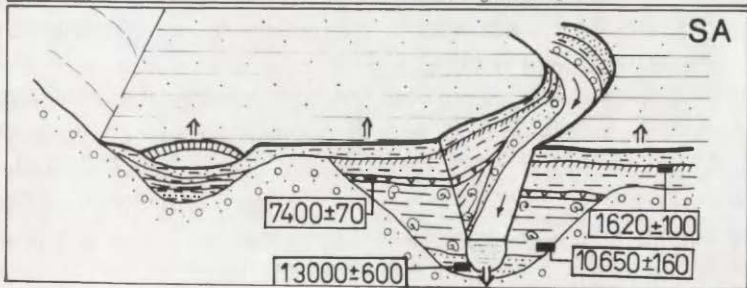
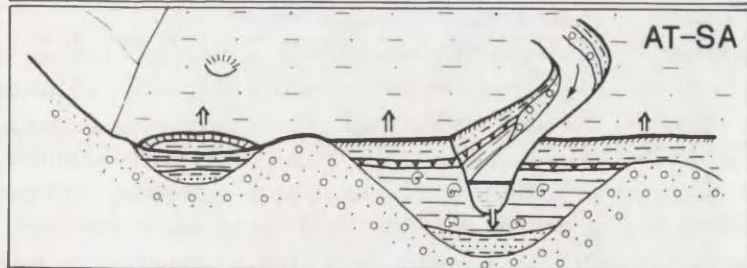
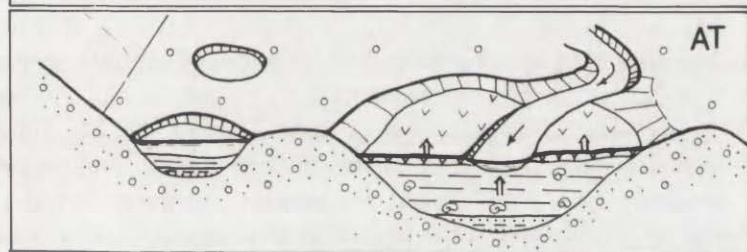
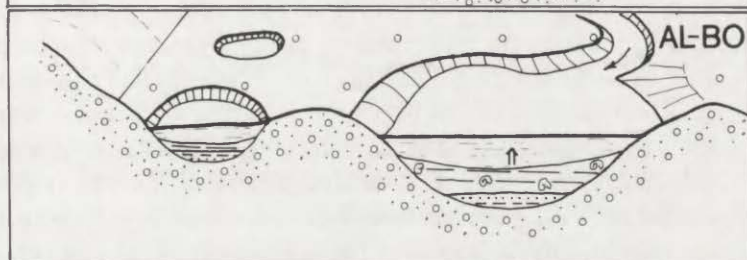
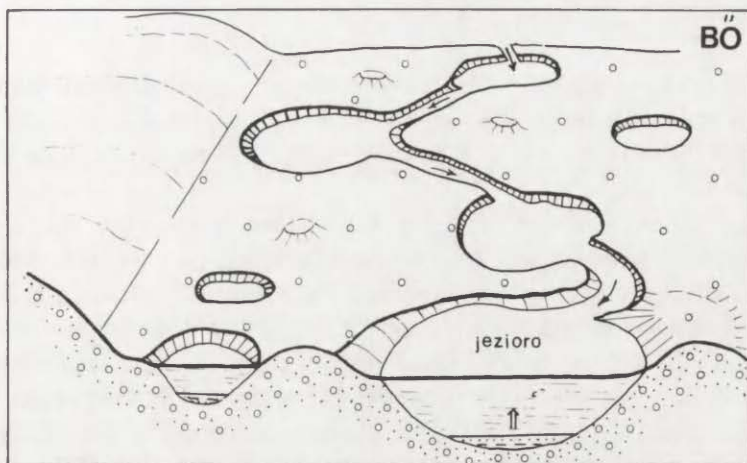
W tym okresie obniżenia były zajęte przez jeziora stałe, choć czasami mogły także wysychać, na co wskazuje znaczny, czasem przekraczający 70% (Miakłowo B; ryc. 7), udział gatunków zbiorników epizodycznych. Wraz z postępującym zamulaniem zbiorników i wypełnianiem ich mis osadami oraz ich zarastaniem, maleje ilość reofilów, która w górnych partiach mułków nie przekracza kilku procent, często spadając do zera. Spływanie zbiorników prowadziło stopniowo do ich zmiany ze stałych zbiorników (stagnofile 70–80%) w coraz bardziej epizodyczne, okresowo wysychające (wzrost udziału gatunków zbiorników epizodycznych z 20 do 50%) (Perewoz 3B, Miakłowo A, Wołosowo 2B; ryc. 5, 7, 13). Znajduje to również potwierdzenie w zmianach składu małżoraczków (Zubovič 1980). Proces ten obserwuje się także w pozostałych zbiornikach, jednak tutaj w górnej partii profili następuje wyraźna zmiana tendencji i udział stagnofili w najwyższych próbkach osiąga znów od 50 do 100% (Wołosowo 1, 2A, Miakłowo B; ryc. 7, 10, 13). Równocześnie na stanowisku Wołosowo 2A w najwyższych, podtorfowych próbkach w składzie małżoraczków pojawiają się gatunki kriofilne (*Candona*, *Candoniella* i *Ilyocypris*), świadczące o obniżeniu temperatury wód zbiornika (Zubovič 1980). Niewykluczone więc, że o ile pierwsze zbiorniki zanikły nieco wcześniej, to w tych trzech ostatnich zanotowane zostały zmiany klimatyczne. Naturalne tendencje do zanikania jezior zostały

Ryc. 15. Schemat rozwoju odcinka doliny Łuczosa w późnym glacie i holocenie (oprac. T. Kalicki)

- 1 – piaski ze żwirami, 2 – piaski zaglinione, 3 – naprzemianległe warstwy piasków i mułków, 4 – mułki piaszczyste, 5 – mułki ilaste i pylaste z malakofauną, 6 – torfy, 7 – gleba kopalna, 8 – główne kierunki zmian: agradacja i erozja; BÖ – bolling, Al – alleröd, BO – boreał, AT – atlantyk, SA – subatlantyk

The scheme of the evolution of the Luchosa valley during Late Glacial and Holocene (by T. Kalicki)

- 1 – sands with gravels, 2 – silty sand, 3 – sands interbedded silts, 4 – sandy silts, 5 – silts and clayey silts with malacofauna, 6 – peats, 7 – fossil soil, 8 – main direction of aggradation and erosion; BÖ – Bolling, Al – Alleröd, BO – Boreal, AT – Atlantic, SA – Subatlantic



- 1
  2
  3
  4
  5
  6
  7
  8



w nich zatrzymane zaczynającym się zwilgotnieniem i ochłodzeniem klimatu na granicy boreału i atlantyku (około 8500–8000 BP) i wzrostem poziomu wody w jeziorach. Faza ta zaznacza się w całej Europie Środkowej (Ralska-Jasiewiczowa, Starkel 1988).

Zanikanie zbiorników z jednej strony oraz ich drenowanie przez rzekę z drugiej doprowadziło na początku atlantyku do przekształcenia części z nich, być może tylko w ich brzeżnych partiach, w torfowiska (Miakłowo B, Wołosowo 1, 2A; ryc. 6, 8, 11). Zniknięcie zbiorników wpłynęło też na wzrost wahań przepływów w rzece. Łuczosa w czasie wezbrań osadzała mady, o czym świadczą częste mułkowe przewarstwienia w torfach. Proces narastania torfów został przerwany około 7,5 tysiąca lat temu, gdy rozpoczęło się wcinanie rzeki i drenowanie torfowisk, a równocześnie zachodziła sedymentacja mad w dnie rynny glacialnej (ryc. 15C).

Czynnikiem warunkującym dalszy rozwój doliny było izostatyczne podniesienie obszaru i wcinanie się rzeki. Rozcinanie dna rynny glacialnej następowało w wyniku wstecznej erozji idącej od bazy erozyjnej, jaką dla Łuczosi stanowiła Dźwina. Znaczna szybkość wcinania się rzeki uniemożliwiła powstanie teras oraz swobodne meandrowanie rzeki. Nie sprzyjały temu również odporne na erozję brzegi koryta zbudowane na znacznych odcinkach z rozcinanych serii gliniastych osadów jeziornych. Jedynie w bardziej piaszczystych osadach, w odcinku między dawnymi zagłębieniami wytopiskowymi, spotykamy ślad swobodnego meandrowania rzeki. Jest to zbudowana z piasków, 4-metrowa terasa z dobrze zachowanymi na jej powierzchni odsypami meandrowymi o wysokości 1,5 m (ryc. 1C). Powstała ona prawdopodobnie w okresie zanim zasadniczy impuls erozji wstecznej dotarł do tego odcinka doliny. Embrionalnie rozwinięte listwy teras piaszczystych, świadczące o przesuwaniu się koryta w wyniku erozji bocznej, występują czasem po wewnętrznej stronie meandrów, np. w Nowikach stopnie o wysokości 4 oraz 2 m.

Wszystkie te czynniki spowodowały utrwalenie w planie bardzo krętego przebiegu rzeki nawiązującego do założeń pierwszej sieci powiązań między obniżeniami wytopiskowymi. W wyniku erozji bocznej rzeka jedynie „zaokrągliła” zarysy tego przebiegu. Doprowadziło to do powstania wciętych meandrów. O takim mechanizmie rozwoju meandrów świadczą także, zachowane również obecnie, szybkie zmiany spadku koryta. Małe spadki występują w miejscach, gdzie na brzegach koryta odsłaniają się osady wypełniające dawne jeziora, natomiast większe spadki związane są z miejscami, gdzie rzeka rozcina piaszczyste osady garbów rozdzielających te obniżenia.

W czasie wezbrań wcinająca się rzeka zalewała i osadzała mady w dnie rynny polodowcowej, co powodowało stopniowe maskowanie i wyrównywanie pierwotnie urozmaiconej rzeźby. Pierwsze, starsze ogniwo mad – to osady pylaste, ku stropowi coraz bardziej piaszczyste. Mady te sedymentowały od 7400 BP aż do subatlantyku. Ogniwo to zamyka gleba powstała w okresie, gdy powódzie rzadko zalewały dno rynny polodowcowej (ryc. 15D).

W okresie postlityronowym nastąpiła zmiana kierunku ruchów neotektonicz-

nych. Obniżanie obszaru ( $0-2 \text{ mm rok}^{-1}$ ) notowane jest również współcześnie pomiarami geofizycznymi (Mešcerjakov 1961). Autor ten sądzi, że zmiana tendencji tektonicznej nie odbiła się jeszcze w morfologii górnych odcinków dolin. Jednak w badanym obszarze ze zmianą kierunku ruchów można wiązać powstanie piaszczystego poziomu wzniesionego około 1 m nad rzekę. Zahamowanie wcinania się rzeki oraz zwiększenie wysokości i częstości powodzi spowodowało około 1600 lat temu fosylizację gleby na poziomie 6-metrowym i osadzenie na jej powierzchni młodszego ogniwa mad piaszczystych o miąższości 0,5–1,0 m (ryc. 15E). Występowanie tej kopalnej gleby jest powszechne. Brak jej jedynie w profilu Nowiki, gdzie dno rynny polodowcowej nie zostało nadbudowane młodą piaszczystą madą i jest też niższe o około 0,5 m. Miały na to wpływ lokalne warunki. Poniżej Wołosowa koryto rzeki jest bowiem dużo szersze i dlatego powódzie również w okresie ostatnich 1,5 tysiąca lat mieściły się w korycie i nie zalewały równiny. Dlatego gleba rozwija się tu nieprzerwanie na osadach starszej mady.

Proces wcinania się rzeki odpowiedzialny jest również za obserwowaną w składzie mechanicznym generalną tendencję do grubienia mad ku stropowi (ryc. 12). Sekwencja frakcjonowana odwrócona występuje zarówno poniżej, jak i powyżej gleby kopalnej, która rozdziela serię mad na dwa ogniwa: starsze i młodsze. Sekwencja ta jest wynikiem nakładania się na siebie dwóch czynników: wcinającej się rzeki i równoczesnego nadbudowywania dna rynny polodowcowej madami. W efekcie jedynie coraz większe powódzie, a co za tym idzie niosące coraz grubszy materiał, były w stanie wystąpić z koryta i zalać dno rynny polodowcowej, składając tu transportowany materiał.

W ostatnim czasie erozja boczna doprowadza stopniowo do wyprostowywania koryta i odcinania erozyjnych meandrów (ryc. 1).

## WNIOSKI

Na terenie badań znajduje potwierdzenie teza, że na obszarach młodoglacjalnych Niżu Europejskiego od Niemiec poprzez Polskę aż po Białoruś występuje generacja jezior wytopiskowych, przedallerödzkich (por. Chrobok i in. 1986; Błaszkiwicz, Krzezińska 1992; Zernicka, Pavlovska 1994).

Ewolucja badanego odcinka doliny jest ściśle związana z rozwojem i zaniem obniżen termokrasowych. Równocześnie drugim czynnikiem warunkującym kierunek ewolucji były ruchy izostatyczne, które doprowadziły do powstania wciętych meandrów. Łuczosa w tym odcinku nie wytworzyła równiny zalewowej *sensu stricto*, w spągu której leżałyby osady korytowe. Poziom 6-metrowy nie jest równiną zalewową, a jedynie dnem rynny polodowcowej, wyrównanym sedymentacją mad. Proces wcinania się rzeki warunkuje także sekwencję odwróconą składu granulometrycznego mad. Nawiązując do modelu rozwoju dolin opracowanego przez A. G. Browna i M. K. Keougha (1993), któ-

rzy wydzielają typ S.B.A.B – stabilnego koryta i agradacyjnych brzegów, badany odcinek doliny Łuczosa można zaklasyfikować jako nowy typ I.B.A.B. – wcinającego się koryta i agradacyjnych brzegów. Jedyne dalsze badania mogą odpowiedzieć na pytanie, jak częste są tego typu odcinki dolin na młodoglacjalnych obszarach niżowych.

## LITERATURA

- Alexandrowicz S. W., 1987, *Analiza malakologiczna w badaniach osadów czwartorzędowych*, Kwartalnik AGH, Geol. 13, 1–2.
- Andrzejewski L., 1984, *Dolina Zgłowiączki – jej geneza oraz rozwój w późnym glacie i holocenie*, Dok. Geogr. 3.
- Błaszkiwicz M., 1988, *Formy kemowe w rynnice Rużca*, Przegł. Geogr. 60, 1–2, s. 127–141.
- Błaszkiwicz M., Gierszewski P., 1989, *Ewolucja rzeźby ujściowego odcinka doliny Wierzyca w świetle analizy form rzeźby*, Przegł. Geogr. 61, 3, s. 319–341.
- Błaszkiwicz M., Krzymińska J., 1992, *Późnoglacialna faza jeziorna w dolinie Wierzyca*, Przegł. Geogr. 64, 3–4, s. 369–380.
- Brown A. G., Keough M. K., 1993, *Palaeochannels and palaeolandsurfaces: the geoarchaeological potential of some Midland floodplains*, [w:] S. Needham, M. G. Macklin (red.), *Alluvial archaeology in Britain*, Oxbow Monograph 27, s. 185–196.
- Chrobok S., Naas A., Nitz B., 1986, *Litologische Charakteristik spätpleistozäner bis holozäner karbonatischer Sedimentation im Rückland der Frankfurter Eisrandlage (Biesenthaler Becken/Barmin)*, Acta Univ. N. Copernici, Geogr. 21, s. 97–102.
- Danilovskij I. V., 1955, *Opornyj geologo-stratigrafičeskij razrez otłożenij skandinavskogo oledenienija Russkoj ravniny i rukovodjascie četvertičnye molluski*, Trudy Vsesojuzn. Nauč. Issled. Geol. Instituta, Nov. Ser. 9, s. 202.
- Dvareckas V., 1990, *The development of Lithuanian river valleys in Late- and Post-glacial times*, Quatern. Stud. Poland 10, s. 41–45.
- Eberhards G., Miidel A., 1984, *Main features of the development of river valleys in the East Baltic*, Izv. AN ESSR, Geol. 33, 3–4, s. 136–145.
- Encyklopedija prirody Belarusi*, 1984, Savetskaja Enciklopedyja, Minsk.
- Falkowski E., 1985, *Geologiczne uwarunkowania obecnej morfologii dna doliny i koryta Wisły Środkowej oraz kierunki zachodzących zmian*, [w:] Seminarium „Projektowanie, nowe technologie robót i remontów obiektów regulacyjnych na rzekach nizinnych”, Kaziemierz nad Wisłą 28–29 V 1985, CBSiPBW „Hydroprojekt”, Warszawa, s. 1–17.
- Gudelis V. K., 1973, *Rel'ef i četvertičnye otłożenija Pribaltiki*, Mintis, Wilnius, s. 264.
- Il'in E. A., 1967, *Prilednikovyje ozera severnoj Belorussii* [w:] *Istorija ozer Severo-Zapada*, Leningrad, s. 71–85.
- Kalinovskij P. F., 1989, *Paleogeografija pozdnelednikov'ja i golocena Belorussii po teriologičeskim dannym*, [w:] G. I. Goreckij, F. Ju. Velickevič, R. A. Zinova (red.), *Paleogeografija kajnozoya Belorussii*, Nauka i Technika, Minsk, s. 133–140.
- Koutaniemi L., Rachocki A. H., 1981, *Paleohydrology and landscapes development in the middle course of the Radunia Basin, North Poland*, Fennia 159, 2, 335–342.
- 1987, *Origin of pradolinias*, Zeitschr. Gletsch. Glazialgeol. 23, 1, s. 65–76.
- Kozarski S., 1960, *Kem o strukturze warwowej koto Damastawka*, Zesz. Nauk. UAM, Geogr. 3, s. 125–132.
- Krutous E. A., 1996, *Cechy flor kopalnych w późnoglacialnych osadach jeziornych*

- Pojezierza Białoruskiego, [w:] T. Kalicki, A. F. Sańko (red.), *Przyrodnicze procesy w plejstocenie i holocenie na Białorusi i w Polsce, Streszczenia referatów, posterów i przewodnik wycieczki, Białorusko-polskie seminarium, 22–23 X 1996, Mińsk*, Inst. Nauk Geol. ANB, Mińsk.
- Ložek V., 1964, *Quartärmollusken der Tschechoslowakei*, Rozpr. Ustred. Ust. Geol. 31, Praha.
- Matveev A. V., 1990, *Istorija formirovanija reliefa Belorussii*, Nauka i Technika, Minsk.
- Matveev A. V., Górski B. N., Levicka R. I., 1988, *Rel'ef Belorussii*, Universitetskoe, Minsk.
- Mescerjakov J. A., 1961, *Molodyje tektoničeskije dviženija i erozionno-akumulativnye processy Severo-Zapadnej časti Ruskaj Ravniny*, Izd. AN SSSR, Moskva.
- Rachocki A., 1974, *Przebieg i natężenie współczesnych procesów rzecznych w korycie Raduni*, Dok. Geogr. 4.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Starkel L., 1988, *Record of the hydrological changes during the Holocene in the lake, mire and fluvial deposits of Poland*, Folia Quatern. 57, s. 91–127.
- Resursy poverchnostnych vod SSSR. 5. Belorussia i verchnee Podneprovie. Osnovnyje gidrologičeskie charakteristiki, 1966, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Sańko A. F., 1987, *Neoplejstocen severo-vostočnoj Belorussii i smežnych rajonov RSFSR*, Nauka i Technika, Minsk.
- Sukačev V. N., Gorlova R. N., Nedoseeva A. K., Metelceva E. P., 1959, *O rastitelnosti periglacialnych zon centralnoj časti Ruskaj ravniny*, Doklady AN SSSR, 125, 2, s. 393–396.
- Tjurenov S. N., 1951, *Istorija razvitija torfjanikov BSSR v poslednikovoe vremija*, Sbornik naučnych trudov Instituta torfa AN BSSR 1, Minsk, s. 88–111.
- Veličkevič F. J., Sańko A. F., Rylova T. B., Guminskij I. L., 1989, *Materialy po stratigrafii plejstocenovych otloženij Lučosinskogo (Vitebskogo) učastka*, Dokladnaja zapiska, maszynopis, Fondy Proizv. Obedin. „Belorusgeologia”, Minsk.
- Voznjačuk L. N., 1972, *Vozrast maksimalnoj stadii valdajskogo oledenienija na severo-zapade SSSR i osnovnye fazy degradacii lednika*, Vopr. četvert. geol. 6, Riga, s. 29–43.
- Voznjačuk L. N., Valčik M. A., 1978, *Morfologija, stroenie i istorija razvitija doliny Niemana v neoplejstocenie i golocenie*, Nauka i Technika, Minsk.
- Zernicka V. P., Pavlovska I., E., 1994, *Novye dannye o paleogeografii bassejna Zapadnoj Dviny v pozdnelednikovie i golocenie*, Doklady AN Belorusi 38, 2, s. 115–119.
- Zimencov O. I., 1989, *Vremja kul'minacii poozerskogo oledenienija na territorii Belorussii*, [w:] A. V. Matveev (red.), *Novoe v izučenii kajnozoijskich otloženij Belorussii i smežnych oblastej*, Nauka i Technika, Minsk, 30–45.
- Zubovič S. F., 1980, *O biostratigrafičeskom položenii volosovskogo kompleksa plejstocenovych ostrakod*, [w:] B. N. Górski (red.), *Problemnye voprosy geologii antropogena i neogena Belorussii*, Nauka i Technika, Minsk, s. 77–82.

## EVOLUTION OF THE LUCHOSA RIVER VALLEY DURING THE LATE GLACIAL AND THE HOLOCENE

(summary)

The buried valley of the Pra-Luchosa river cut in the till of the Dnieper glaciation (Middle Polish glaciation) (Fig. 2) stopped to exist in the moment of occurrence of the Valdai (Vistulian) ice sheet on this area (Fig. 1, 2, 3). The postglacial sections of the Luchosa river valley appeared in the process of incision and flowing of the water tracing the dislocation of the dammed lake at the front of the ice sheet (Fig. 4). Only the lowest, the most investigated

section is different (Fig. 1). It occurred in the area of the glacial spillway filled with dead ice (Fig. 4). Its evolution was closely connected with the development and disappear of thermo-karstic lakes and with izostatic uplifting (Fig. 5–15). It led to occurrence of the incised meanders, and the Luchosa river has not formed the *sensu stricto* flood plain here. The 6-meter level is solely the bottom of the glacial spillway levelled by overbank sedimentation (Fig. 15). The process of the river incision also conditions by the coarser upward sequence of the grain size composition of the overbank deposits (Fig. 12). Referring to the model of the development of the valley described by Brown and Kenough (1993) who distinguish the type S.B.A.B. – stable river bed and aggradational banks, the investigated section of the Luchosa river valley can be classified as the new type I.B.A.B. – incised river bed and aggradational banks (Fig. 15).

TOMASZ KALICKI, ALEKSANDER F. SAN'KO, GEORGIJ I. LITVINJUK

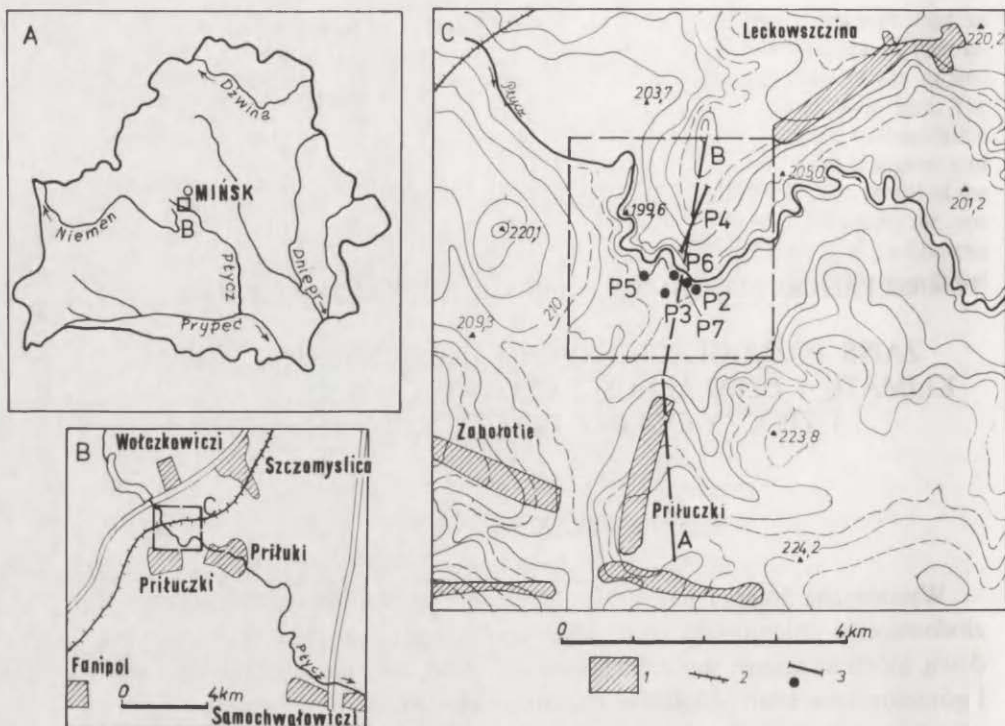
## ZAPIS PÓŻNOGLACJALNYCH I HOLOCENSKICH ZMIAN KLIMATU I DZIAŁALNOŚCI CZŁOWIEKA W OSADACH DNA I ZBOCZY DOLINY PTYCZY KOŁO MIŃSKA

### OBSZAR BADAŃ

Wysoczyzna Mińska jest strefą marginalną ze stadium sożskiego (Warty) zlodowacenia dniewprowskiego (środkowopolskiego). Pod pokrywą czwartorzędową, której miąższość może dochodzić do 200 m, zalegają środkowodewońskie i górnokredowe skały wapienne anteklizy białoruskiej. W rzeźbie wysoczyzny wyraźnie zaznaczają się głębokie rynny polodowcowe, które powstały w czasie recesji lądolodu warciańskiego. Rynny te wykorzystywane są współcześnie przez rzeki Ptycz, Swisłocz, Ussa i inne. Przemodelowanie fluwialne tych rynien było jednak słabe ze względu na niewielkie rozmiary cieków.

Ptycz, dopływ Prypeci o długości 421 km i zlewni 9470 km<sup>2</sup>, wypływa na wysokości 295 m n.p.m. koło wsi Narejki na Wysoczyźnie Mińskiej. W górnym biegu (203 km) wykorzystuje jedną z takich rynien polodowcowych. Obszar badań położony jest około 28 km od źródeł, poniżej sztucznego Zbiornika Wołczkowieckiego i około 10 km na SW od Mińska (ryc. 1). Zlewnia Ptyczy powyżej badanego odcinka ma powierzchnię około 150 km<sup>2</sup>. Rzeka w rejonie stacji Ptycz i wsi Priłuczki płynie głęboko wciętą doliną, której płaskie, niesterasowane dno ma szerokość 0,5–1,0 km. Meandrujące koryto ma szerokość 5–10 m. Rzeka zamarza w środku grudnia. Wezbranie wiosenne (koniec III z maksimum na początku IV) trwa w górnym biegu około 40 dni i poziom wody jest wyższy o 1,4–3,2 m (maks. 3,7 m) (*Blakitnaja...*, 1994).

Celem badań było rozpoznanie budowy płaskiego dna i zboczy doliny Ptyczy. Wykonanie szczegółowych badań w latach 1993–1994 umożliwiły odstonięcia w głębokich wykopach pod rurociąg oraz w sztucznym kanale, do którego przezucono koryto rzeki. W Zakładzie Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN wykonane zostały przez J. Sałę analizy osadów: granulometryczne (metodą laserową Fritscha) oraz zawartości węglanów (metodą Scheiblera) i próchnicy (metodą prażenia). Dzięki pomocy Fundacji Radiowęglowej było możliwe datowanie <sup>14</sup>C jednej próbki na Politechnice Śląskiej w Gliwicach. Kości



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań

1 – wsie, 2 – linia kolejowa, 3 – badane profile i przekroje

Location of study area

1 – villages, 2 – railway, 3 – study profiles and cross-section

zostały oznaczone przez P. F. Kalinowskiego i D. L. Ivanova. Analizy malakologiczne (A. F. San'ko) i paleobotaniczne-makroszczątków (G. I. Litvinjuk) pozwoliły na określenie wieku i warunków depozycji osadów. W profilach Ptycz 2 i 7 w diagramie malakologicznym oddzielnie podliczano gatunki naziemne i wodne, co pozwala na lepszą interpretację etapów rozwoju tanatocenozy. Dodatkowo w 1996 r., w celu rozpoznania głębszej budowy, wykonano w przekroju poprzecznym dna doliny 4 wiercenia świdrem torfowym. Rdzenie są obecnie w opracowaniu (Kalicki i in., w druku), ale dane z tych wierceń uwzględniono przy opisie profilów i przy konstrukcji schematycznego przekroju przez dno doliny. Wszystkim wyżej wymienionym osobom i instytucjom oraz Profesorom Leszkowi Starkłowi i Tadeuszowi Gerlachowi za konstruktywną dyskusję w trakcie opracowywania materiałów serdecznie dziękujemy.

## OSADY DNA DOLINY

## PROFIL PTYCZ 3

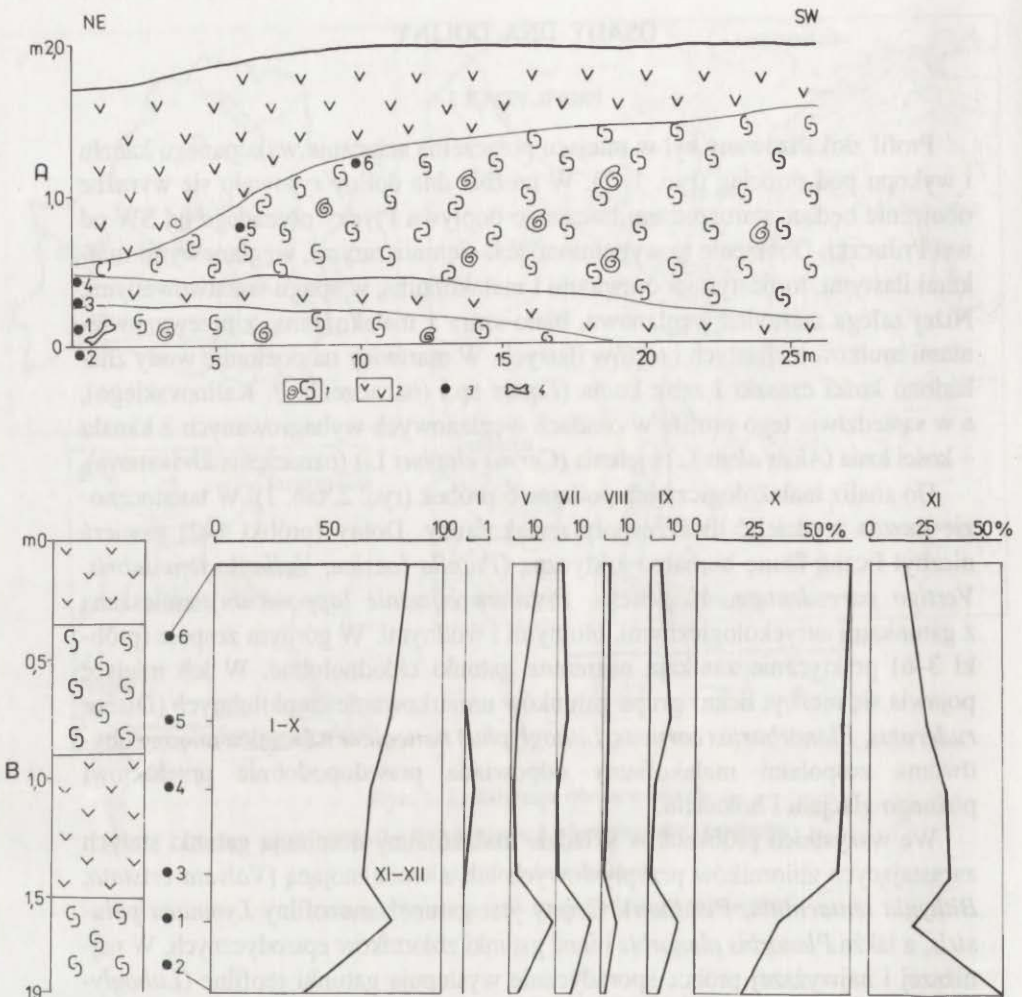
Profil zlokalizowany był w miejscu połączenia sztucznie wykopanego kanału i wykopu pod rurociąg (ryc. 1, 2). W rzeźbie dna doliny rysowało się wyraźne obniżenie będące starorzeczem bocznego dopływu Ptyczy płynącego od SW od wsi Priłuczki. Obniżenie to wypełnione jest ciemnoszarymi, węglanowymi mułkami ilastymi, torfiastymi z drewnami i malakofauną, w spągu warstwowanymi. Niżej zalega martwica węglanowa, biało-szara z malakofauną, z przewarstwieniami mułków torfiastych i torfów ilastych. W martwicy na poziomie wody znaleziono kości czaszki i zęby konia (*Equus* sp.) (oznaczenia P. Kalinovskiego), a w sąsiedztwie tego profilu w osadach węglanowych wybagrowanych z kanału – kości łosia (*Alces alces* L.) i jelenia (*Cervus elaphus* L.) (oznaczenia D. Ivanova).

Do analiz malakologicznych pobrano 6 próbek (ryc. 2, tab. 1). W tanatocenie można wydzielić dwa zespoły malakofauny. Dolny (próbki 1–2) zawiera niezbyt liczną faunę borealno-arktyczną (*Pupilla loesica*, *Vallonia tenuilabris*, *Vertigo parcedentata*, *V. genesis*, *Pisidium obtusale lapponicum*) zmieszana z gatunkami euryekologicznymi, błotnymi i wodnymi. W górnym zespole (próbki 3–6) praktycznie zanikają naziemne gatunki chłodnolubne. W ich miejsce pojawia się niezbyt liczna grupa gatunków umiarkowanie ciepłolubnych (*Discus ruderratus*, *Planorbis corneus*, *Lithoglyphus naticoides*). Granica między obydwojema zespołami malakofauny odpowiada prawdopodobnie przełomowi późnego glacjału i holocenu.

We wszystkich próbkach w składzie malakofauny dominują gatunki stałych zarastających zbiorników przepływowych lub z wodą stojącą (*Valvata cristata*, *Bithynia tentaculata*, *Pisidium*). Częsty jest gatunek mezofilny *Lymnaea palustris*, a także *Planorbis planorbis* i inne gatunki zbiorników epizodycznych. W najniższej i najwyższej próbce sporadycznie występują gatunki reofilne (*Lithoglyphus naticoides*, *Pisidium amnicum*). Wśród gatunków naziemnych dominuje *Vallonia* zamieszkująca otwarte siedliska (łąki) o różnej wilgotności: od półkserofitycznych do średnio wilgotnych. Liczne są mezofity wilgotnych biotopów i zmiennych warunków, natomiast rzadkie są gatunki leśne (*Discus ruderratus*) i zacienionych siedlisk (*Vertigo alpestris*), które zasiedlały prawdopodobnie zbocza doliny.

W profilu pobrano równolegle 6 próbek na analizę paleobotaniczną makroszczątków (ryc. 2, tab. 2). Stwierdzono 25 gatunków drzew i traw, wśród których zdecydowaną większość stanowią rośliny współczesnych bagien i wilgotnych biotopów, np. *Carex*, *Scirpus lacustris*, *Ranunculus flammula*, *Batrachium* sp., *Potentilla anserina*, *Cicuta virosa*, *Menyanthes trifoliata*. Oprócz nich występują gatunki siedlisk jeszcze bardziej wilgotnych, ale także suchszych. W dolnej części profilu (próbki 1–2) występuje niewielka domieszka typowych wodnych gatunków, takich jak *Potamogeton rutilus*, *P. pusillus*, *Nuphar lutea*, *Hippuris vulgaris*, co świadczy o występowaniu obszarów z odkrytą taflą wodną. Jednak





Ryc. 2. Profil i diagram malakologiczny stanowiska Ptycz 3 (oprac. A. F. San'ko)

1 - martwica wapienna, 2 - torfy, 3 - próbki na analizy malakologiczne i paleobotaniczne (makroszczałki), 4 - kości; I-XII - grupy ekologiczne malakofauny według S. W. Alexandrowicza (1987):  
 gatunki lądowe (I-IX): I - leśne, V - środowisk otwartych, VII, VIII - mezofile, IX - higrofile;  
 gatunki wodne: X - okresowych i epizodycznych zbiorników, XI - stagnofile, XII - reofile

#### Profile Ptycz 3 and malacological diagram (by A. F. Sanko)

1 - calcareous tufa, 2 - peats, 3 - malacological and paleobotanical (macrofossils) samples, 4 - bones;  
 I-XII - ecological groups of malacofauna after S. W. Alexandrowicz (1987): land species (I-IX):  
 I - forest, V - open ground, VII, VIII - mesophile, IX - hygrophile; fresh-water species:  
 X - episodic reservoir, XI - stagnophile, XII - reophile

„niedorozwinięty” zewnętrzny wygląd makroszczałków, a także ich nieznaczna ilość wskazuje na niesprzyjające warunki do życia tych roślin. Prawdopodobnie „okna wodne” były zbyt małe do pełnego rozwoju roślin lub okresowe. W górnej części profilu (próbki 4-6) typowe wodne gatunki zanikają i przeważają makroszczałki drzew (*Pinus* sp., *Betula alba*). Najczęstsze są tu gatunki żyjące na

wilgotnych łąkach, bagnach i brzegach zbiorników wodnych. Wyniki analizy makroszczątków wskazują, że roślinność porastała silnie wilgotne terytorium, szczególnie w pierwszym etapie akumulacji osadów.

#### PROFIL PTYCZ 2

Profil położony jest na prawym brzegu rzeki koło wylotu kanału melioracyjnego (ryc. 1). Pod martwicami wapiennymi o miąższości 1,75 m odsłaniają się mułki ciemnoszare z przewarstwieniami martwicy ilastej i piasku drobnoziarnistego oraz fragmentami drewn (ryc. 3). Wiercenie pokazało, że pod tymi osadami na głębokości 3,7–3,9 m występują torfy ilaste, bezwęglanowe. Poniżej nich znajduje się około metrowa warstwa mułków pylastych, bezwęglanowych, zalegająca bezpośrednio na morenie.

Analizy malakologiczne objęły górne 2,5 m profilu. W tanatocenozie można wydzielić trzy zespoły malakofauny: dolny (próbki 1–4) z fauną jeziorną oraz środkowy (próbki 5–8) i górny (próbka 9) – oba z fauną wodno-naziemną (ryc. 3, tab. 1). Etap jeziorny związany był z sedymentacją dolnych mułków wapiennych. W tanatocenozie główną rolę odgrywa początkowo *Valvata piscinalis*, a później *Bithynia tentaculata*. Stale wysoki jest udział *Pisidium*. Skład malakofauny wskazuje na zailony i zarastający zbiornik wodny. Wpływ rzeki na ten zbiornik był bardzo ograniczony. O słabym ruchu wody w początkowym okresie sedymentacji mułków może świadczyć domieszka gatunku wód płynących *Pisidium amnicum* (1,7%) stwierdzona na głębokości 2,4 m.

W środkowym zespole, w martwicach wapiennych, fauna wodna jest bardziej zróżnicowana niż poprzednio (pojawia się *Planorbis planorbis*, *Anisus leucostomus*, *Planorbarius corneus*, *Anisus vortex*, *Bathymphalus contorus* i inne). Równocześnie dochodzi do niej duża grupa gatunków lądowych ze zdecydowanie dominującym *Carychium minimum* typowym dla biotopów bardzo wilgotnych i podtopionych oraz żyjącymi w podobnych warunkach *Succinea* (głównie *S. putris*).

W górnym zespole, w martwicach wapiennych objętych procesem glebotwórczym, wśród naziemnej malakofauny zdecydowanie dominują gatunki odkrytych siedlisk – *Vallonia* (do 60%). Duża różnica pomiędzy fauną zespołu środkowego i górnego pozwala sądzić, że występuje między nimi duży hiatus czasowy.

W profilu Ptycz 2 mułki i martwice wapienne sedymentowały na granicy późnego vistulianu i we wczesnym holocenie (ryc. 3, tab. 1). Chłodnolubny zespół fauny tworzą *Vertigo geyeri*, *Lymnaea glabra*, *Gyraulus acronicus*. Większość tych gatunków wymarła w optimum holocenu. Dolną granicę holocenu można poprowadzić w miejscu pierwszego maksimum *Bithynia tentaculata* – próbka 3 (por. Alexandrowicz 1987). Preborealna fauna była uboższa od borealnej, a granicę może wyznaczać pojawienie się zachodnioeuropejskich gatunków naziemnych *Vertigo moulinsiana*, *Aegopinella nitidula* oraz szerokie rozprzestrzenienie się wodnych gatunków *Planorbarius corneus* i *Gyraulus albus*, które

## Malakofauna w profilach Ptycz 2 i Ptycz 3 (oprac. A. F. San'ko)

## List of malacofauna from the Ptych 2 and Ptych 3 profiles (by A. F. Sanko)

Gatunek / Species	Ptycz 2									Ptycz 3						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	2	1	3	4	5	6	
<i>Discus ruderatus</i> (Ferussac)													3			
<i>Aegopinella nitidula</i> (Drap.)							1									
<i>Vertigo parcedentata</i> (Braun)										2						
<i>Pupilla densegyrata</i> Lozek														1	3	
<i>P. loessica</i> Lozek										3						
<i>P. muscorum</i> (L.)					1									2	5	
<i>Pupilla</i> sp.															33	
<i>Vallonia costata</i> (Müller)					3		3	16	6	12	24	5		15	21	
<i>V. pulchella</i> (Müller)					5	6	9	18	3	18	8	1	2	17	57	
<i>V. tenuilabris</i> (Braun)										3						
<i>Vallonia</i> sp.					24	1	8	35	19	10	38	5	3	4	12	
<i>Cochlicopa lubrica</i> (Müller)					3		2	3		5	5	1	1	11	5	
<i>Panctum pygmaeum</i> (Drap.)					1		3	2		28	23			6		
<i>Nesovitrea hammonis</i> (Ström)					20	8	7	17		14	28	2	1	27	5	
<i>Limacidae</i> gen.			1		1	2	2	20	2			2			13	
<i>Euconulus fulvus</i> (Müller)					2	3	3	4		13	1			13		
<i>Vertigo angustior</i> Jeffreus					2	1		43				1	9	27	4	
<i>V. substriata</i> Jeffreus										6	20					
<i>Succinea oblonga</i> (Drap.)														1	15	
<i>Carychium minimum</i> Müller					197	21	32	111	4	22	41	2	4	74	7	
<i>Cochlicopa nitens</i> (Gallenstein)						1				2				1		
<i>Vertigo antivertigo</i> (Drap.)					21	4	8	51	10	20		2	5	17	17	
<i>V. moulinsiana</i> (Dupuy)						1	7						1			
<i>V. genesii</i> (Gredler)										2						
<i>V. geyeri</i> Lindholm					2	2	5	7		6	1	1	2	8	2	
<i>Succinea putris</i> (L.)					12	13	20			1	2					
<i>Succinea elengans</i> (Risso)					1	5								1	5	
<i>Succinea</i> sp.	1	5	1	1	2	7	5	16	5	16	5		5	30	20	
<i>Zonitoides nitidus</i> (Müller)					3						3		1	1	1	
<i>Valvata cristata</i> Müller	33	89	442	163	675	725	401	382	591	118	63	327	460	777	678	
<i>V. cristata palustris</i> Kormos		1	2	1	30	24	18		19		5	3	5	7	3	
<i>V. pulchella</i> (Studer)	57	23	5							77	3	8			1	
<i>Bithynia leachi</i> Sheppard			2	4	2	20										
<i>Lymnaea palustris</i> (Müller)	1				7	5	10	2		10	2	2	2	17		
<i>L. palustris terricula</i> Held											1			1		
<i>L. glabra</i> (Müller)						3								1	4	
<i>L. truncatula</i> (Müller)	11				160	80	71	50	2	48	28	1	6	80	1	
<i>L. peregra</i> (Müller)			10			1				14						
<i>Planorbis planorbis</i> (L.)					2	9	1	20		13			6		9	
<i>Pisidium obtusale</i> (Lamarck)	11	18	14		3	21	2	24	7	95	9	7	5	5		
<i>Anisus leucostomus</i> (Millet)								7								
<i>Valvata piscinalis</i> (Müller)	23	30	3							39	1	2				
<i>V. piscinalis antiqua</i> Sowerby										3						
<i>Bithynia tentaculata</i> (L.)	21	25	223	98	22	170	78	73	17	195	6	64	101	82	117	
<i>Physa fontinalis</i> (L.)	2	3			3	9	6							3		
<i>Lymnaea stagnalis</i> (L.)	8	13	9	4	13	30	3				1		1	5	1	
<i>L. cf. auricularia</i> (L.)							3							2		
<i>Planorbarius corneus</i> (L.)						4	4	1					1	27	4	
<i>Anisus vortex</i> (L.)					10	20			8				2	31	13	

E	Gatunek / Species	Ptycz 2									Ptycz 3					
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	2	1	3	4	5	6
11	<i>Bathyomphalus contortus</i> (L.)					48	123	1	18	34	1	14	2	17	46	4
11	<i>Gyraulus albus</i> (Müller)		3	1	1	5	54	3			21	1				
11	<i>G. laevis</i> (Alder)		7	1	1	21	170	3	8		71	3	7	15	8	
11	<i>G. acronicus</i> (Ferussac)						13									
11	<i>Armiger crista</i> (L.)	4	7	7	6	10	57	40	35	13	10	6	7	16	7	
11	<i>Hippeutis complanatus</i> (L.)	2		2	3		11	9	6		13	1	3	3	25	1
11	<i>Acroloxus lacustris</i> (L.)	1	3	27	7	6	54	20		5	12		1		8	
11	<i>Pisidium milium</i> Held	67	80	184	49	79	132	56	6	2	40		10	1	15	5
11	<i>P. subtruncatum</i> Malm	3	5	175	28	29	200	200	100			5			10	
11	<i>P. pulchellum</i> Jenyns			9	1			7							3	
11	<i>P. casertanum</i> (Poli)								25							
11	<i>P. obtusale lapponicum</i> Clessin										57	40	11	20	1	
11	<i>Pisidium</i> sp.	30	90	93	125	97	40	45	80	15	275	12	96	35	94	5
12	<i>Lithoglyphus naticoides</i> (Pfeif.)															2
12	<i>Pisidium amnicum</i> (Müller)		7								8					

E – symbole grup ekologicznych według V. Ložka (1964) i S. W. Alexandrowicza (1987)

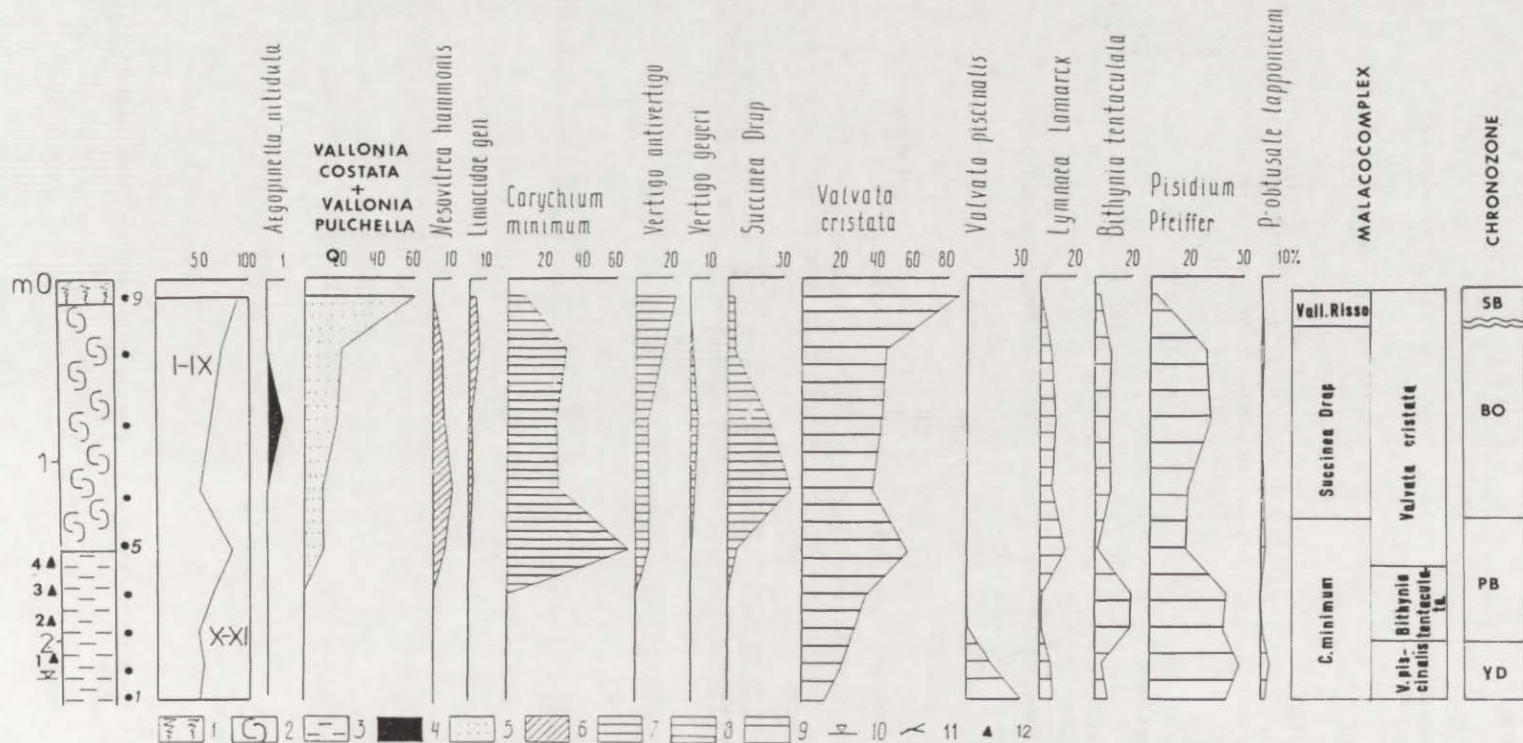
E – ecological groups after V. Ložek (1964) and S. W. Alexandrowicz (1987)

Tabela 2

Makroszczałki w profilu Ptycz 3 (oprac. G. I. Litvinjuk)

List of macrofossils from the Ptych 3 profile (by G. I. Litviniuk)

Gatunek / Species	1	2	4	5	6
<i>Pinus</i> sp.			2	1	
<i>Sparganium</i> e gr. <i>emersum</i> Rchm.	1		2	2	
<i>Potamogeton rutilus</i> Wolfg.		4			
<i>P. cf. pusillus</i> L.	9				
<i>Scirpus lacustris</i> L.	6	1	3	13	
<i>Carex</i> s/gen <i>Carex</i>	226	10	28	39	1
<i>Carex</i> s/gen <i>Vignea</i>					1
<i>Carex</i> sp.		2			
<i>Betula alba</i> L.	5		26	11	
<i>Alnus</i> sp.	1				
<i>Urtica dioica</i> L.		1		2	
<i>Rumex</i> sp.				2	
<i>Nuphar lutea</i> (L.) Smith.				2	
<i>Ranunculus cf. lingua</i> L.	1				
<i>R. flammula</i> L.	1				
<i>Batrachium</i> sp.	28	4	18		
<i>Potentilla anserina</i> L.		3			
<i>Viola</i> sp.			1	2	
<i>Hippuris vulgaris</i> L.			3		
<i>Cicuta virosa</i> L.	3		3		
<i>Menyanthes trifoliata</i> L.	78	92	955	132	
Lamiaceae gen.	1	1		1	
<i>Lycopus europaeus</i> L.		1	9		
<i>Solanum dulcamora</i> L.		1			
<i>Eupatorium cannabinum</i> L.			2	72	



Ryc. 3. Profil i diagram malakologiczny stanowiska Ptycz 2 (oprac. A. F. San'ko)

1 – gleba, 2 – martwica wapienna, 3 – mułki wapienne przewarstwione martwicą; m a l a k o f a u n a: 4 – leśna (grupa I), 5 – środowisk otwartych (grupa V), 6 – mezofile (grupa VII), 7 – higrofile (grupa IX), 8 – stagnofile (grupa XI), 9 – reofile (grupa XII), 10 – poziom wody w korycie, 11 – gałęzie, 12 – próbki paleobotaniczne (makroszczałtki); I–XII – grupy ekologiczne malakofauny według S. W. Alexandrowicza (1987): I–IX – gatunki lądowe, X–XII – gatunki wodne

Profile Ptich 2 and malacological diagram (by A. F. Sanko)

1 – soil, 2 – calcareous tufa, 3 – calcareous silts interbedded calcareous tufa; m a l a c o f a u n a: 4 – forest (group I), 5 – open ground (group V), 6 – mesophile (group VII), 7 – higrophile (group IX), 8 – stagnophile (group XI), 9 – reophile (group XII), 10 – water level in the river, 11 – branches, 12 – paleobotanical (macrofossils) samples; I–XII – ecological groups of malacofauna after S. W. Alexandrowicz (1987): I–IX – land species, X–XII – fresh-water species

## Makroszczątki w profilu Ptycz 2 (oprac. G. I. Litvinjuk)

List of macrofossils from the Ptych 2 profile (by G. I. Litviniuk)

Gatunek	1	2	3	4
<i>Pinus silvestris</i> L.	9	1	1	3
<i>Sparganium</i> e gr. <i>emersum</i> Rehm.	5			
<i>Potamogeton rutilus</i> Wolfg.	1			
<i>Alisma plantago-aquatica</i> L.	1			
<i>Carex</i> s/gen. <i>Carex</i>	64	4	2	5
<i>Betula alba</i> L.	43	13	2	1
<i>Ranunculus lingua</i> L.	32	2	8	7
<i>Hippuris vulgaris</i> L.	5			
<i>Cicuta virosa</i> L.	1	1		1
<i>Menyantha trifoliata</i> L.	>300	>300	>300	>300
Lamiaceae gen.	3			
<i>Lycopus europaeus</i> L.	27	8	2	7
<i>Solanum chilcamara</i> L.	2			

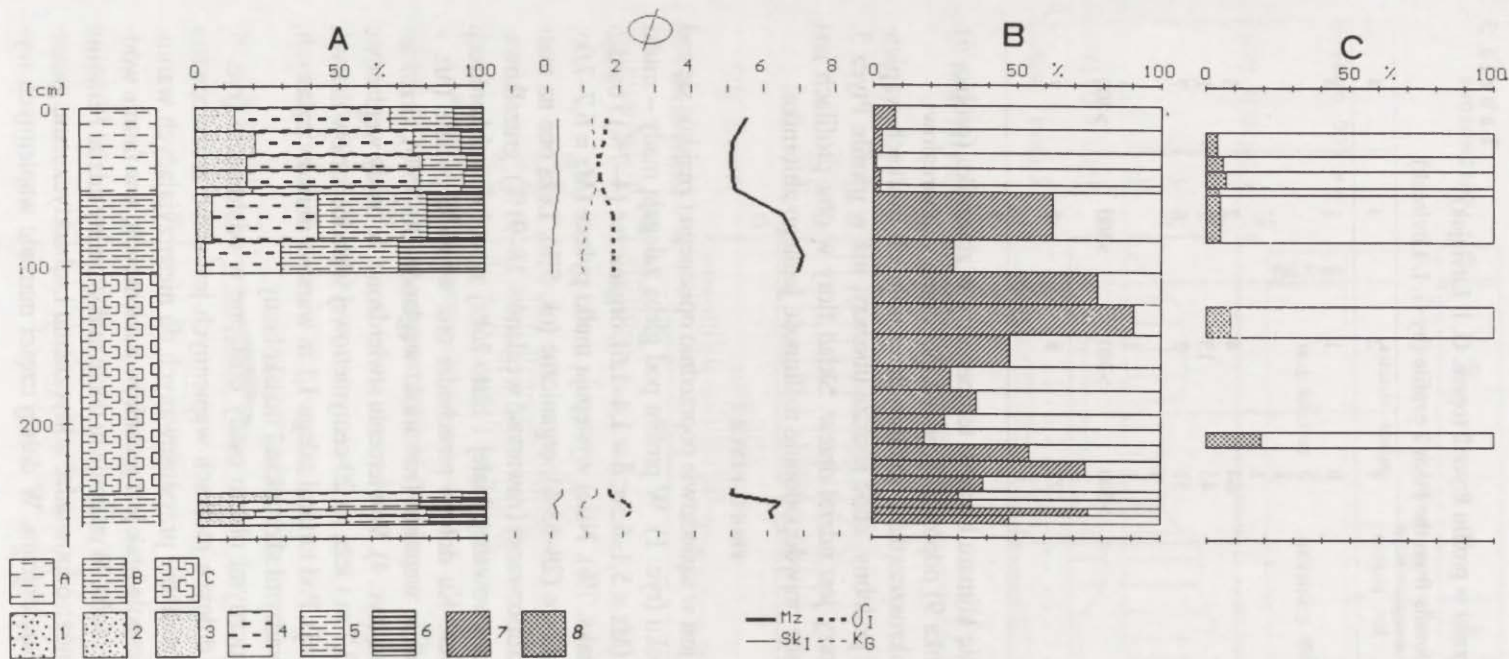
wskazują na ocieplanie się klimatu i wzrost temperatury w zbiorniku (próbka 6). Współczesna gleba (próbka 9) odpowiada prawdopodobnie subborealowi.

Skład gatunkowy makroszczątków roślinnych w dolnych mułkach wapiennych (ryc. 3, tab. 3) jest podobny, choć jeszcze uboższy, niż w profilu Ptycz 3, natomiast znacznie większy jest udział drzew. Skład flory w obu profilach jest podobny i reprezentują one prawdopodobnie roślinność jednego zbiornika.

## PROFIL PTYCZ 7

Odslonięcie położone jest w sąsiedztwie poprzednio opisanego i znajduje się nad rzeką w ujściu małego ciekłu (ryc. 1). W profilu pod glebą zalegają mady – mułki pylaste, źle wysortowane ( $Mz = 5,1-5,5\phi$ ;  $\delta = 1,4-1,6$ ), organiczne (4–7%) i bardzo słabo węglanowe (1–3, maks. 7%). Niżej występują mułki pylaste ( $Mz = 6,7-7,0\phi$ ;  $\delta = 1,5-1,8$ ), silnie węglanowe (28–63%), organiczne (ok. 5%). Leżą one na martwicy wapiennej silnie zróżnicowanej (zawartość węglanów 18–91%), gruzełkowatej, miejscami ilastej i warstwowanej, białej i biało-zółtej z poziomami kongrecji żelazistych i manganowych. Ku dołowi przechodzi ona w mułki pylaste ( $Mz = 5,0-6,4\phi$ ;  $\delta = 1,7-2,2$ ), silnie wapniste (zawartość węglanów 30–75%), przewarstwione martwicą wapienną (ryc. 4). W wierceniu stwierdzono, że osady węglanowe sięgają aż do głębokości 3,7 m i leżą na 20-centymetrowej wkładce torfów ilastych (30% substancji organicznej). Pod torfami zalega 1,1 m warstwa mułków pylastych, bezwęglanowych z pojedynczymi skorupkami malakofauny.

Badaniami malakologicznymi objęto osady dostępne w odslonięciu (ryc. 5, tab. 4). Tanatocenoza w dolnych mułkach wapiennych jest słabo zróżnicowana ze znacznym udziałem gatunków przystosowanych do niesprzyjających warunków klimatycznych. W zespole brak jest gatunków naziemnych, a w faunie wodnej dominuje *Valvatapiscinalis*. Występuje tu także maksymalny udział *Pisidium obtusale* (21,4%), który może odpowiadać arktycznemu i subarktycznemu gatunkowi *Pisidium obtusale lapponicum*. W dolnej części martwic wapiennych wy-

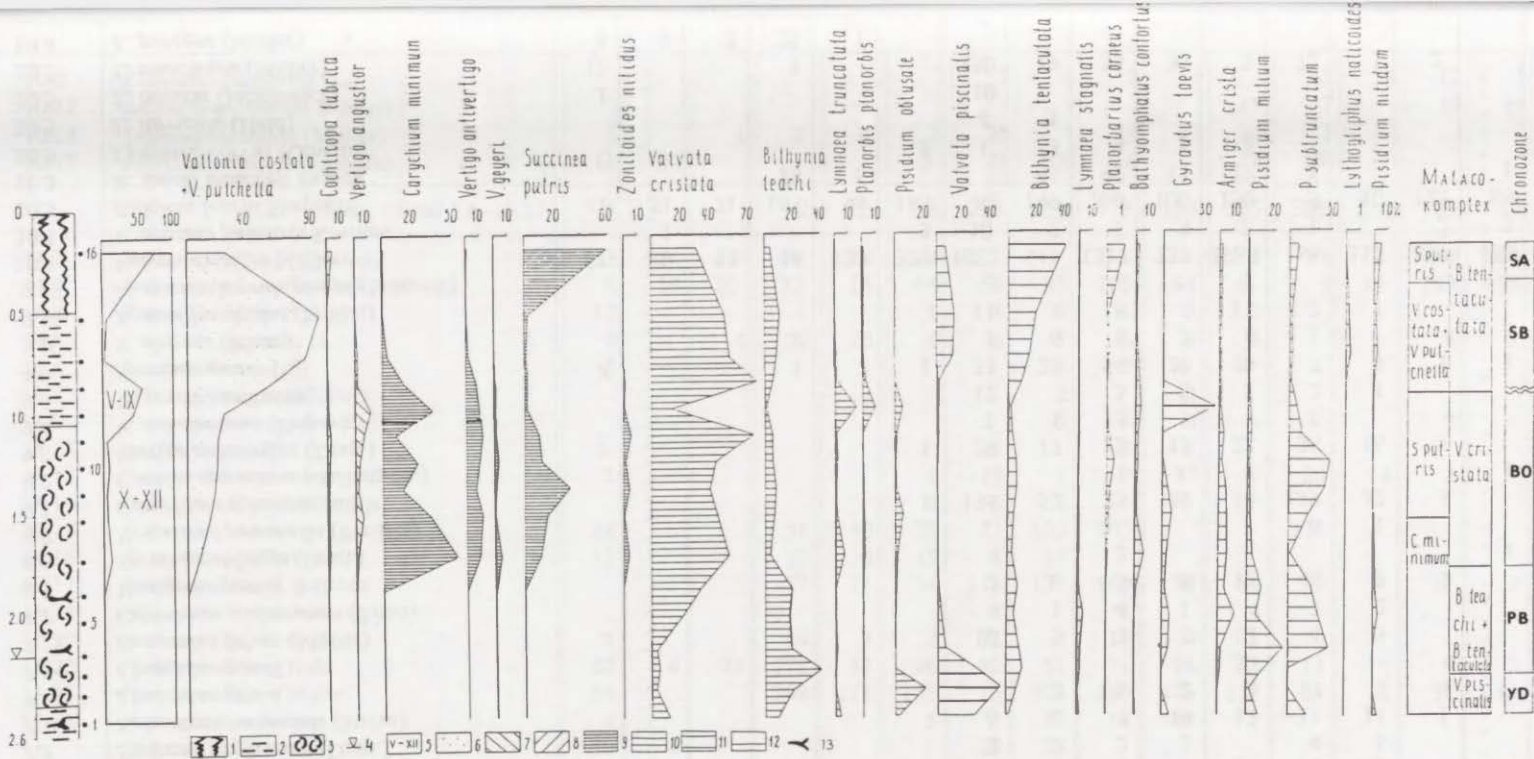


Ryc. 4. Profil Ptycz 7 – skład granulometryczny i wskaźniki Folka–Warda (A), zawartość węglanów (B) i substancji organicznej (C) (oprac. T. Kalicki)

A – mułki pylaste, B – mułki wapienne przewarstwione martwicą wapienną, C – martwica wapienna; f r a k c j e: 1 – piaski gruboziarniste, 2 – piaski średnioziarniste, 3 – piaski drobnoziarniste, 4 – pyły grubo- i średnioziarniste. 5 – pyły drobnoziarniste. 6 – ły; 7 – zawartość węglanów, 8 – zawartość substancji organicznej

Profile Ptycz 7 – grain size composition and Folk–Ward’s distribution parameters (A), content of carbonates (B), content of organic substance (C) (by T. Kalicki)

A – silts, B – calcareous silts interbedded calcareous tufa, C – calcareous tufa; f r a c t i o n s: 1 – coarse sands, 2 – medium sands, 3 – fine sands, 4 – coarse and medium silts, 5 – fine silts, 6 – clays, 7 – content of carbonates, 8 – content of organic substance



Ryc. 5. Profil i diagram malakologiczny stanowiska Ptycz 7 (oprac. A. F. San'ko)

- 1 – gleba, 2 – mułki, 3 – martwica wapienna, 4 – poziom wody w rzece, 5 – symbole ekologicznych grup malakofauny według S. W. Alexandrowicza (1987); malakofauna: 6 – środowisk otwartych (grupa V), 7 – mezofile (grupa VIII), 8 – mezofile euryekologiczne (grupa VII), 9 – higrofile (grupa IX), 10 – okresowych i epizodycznych zbiorników (grupa X), 11 – stagnofile (grupa XI), 12 – reofile (grupa XII), 13 – gałęzie

Profile Ptich 7 and malacological diagram (by A. F. Sanko)

- 1 – soil, 2 – silts, 3 – calcareous tufa, 4 – water level in the river, 5 – ecological groups of malacofauna after S. W. Alexandrowicz (1987); malakofauna: 6 – open ground (group V), 7 – mesophile (group VIII), 8 – euryecological mesophile (group VII), 9 – higrophile (group IX), 10 – episodic reservoir (group X), 11 – stagnophile (group XI), 12 – reophile (group XII), 13 – branches





10.9	<i>Planorbis planorbis</i> (L.)						7	8	2			47	4	12	1	1	
10.12	<i>Anisus leucostomus</i> (Millet)										15	7		19	14		
10.14	<i>Segmentina nitida</i> (Müller)	3		1	2	1	2	25	7	14	13	24	1				
10.17	<i>Pisidium obtusale</i> (Lamark)	11	56				5	28	106	6		13	26				
Suma / Total 5.6–10.17		5			2	2	3	258	153	173	156	195	386	210	69	47	252
11.2	<i>Valvata piscinalis</i> (Müller)	113	114	49	59	14	4					8	1	2	194	113	5
11.3	<i>Bithynia tentaculata</i> (L.)	6	19	20	22	26	68	59	83	208	94	83	9	14	219	155	33
11.4	<i>Physa fontinalis</i> (L.)	17			1		1	4	4	3	3	2					
11.5	<i>Lymnaea stagnalis</i> (L.)	9		4	21	22	6	6	3	6	9	5			8	2	
11.6	<i>L. auricularia</i> (L.)	2							3	7							
11.8	<i>Myxas glutinosa</i> (Müller)								2		2						
11.9	<i>Planorbarius corneus</i> (L.)								3	5	9	4			2	1	1
11.11	<i>Anisus vortex</i> (L.)							25		2	2						1
11.13	<i>Bathyomphalus contorus</i> (L.)	1					1	119	1	9	37	49	20	4	2		1
11.14	<i>Gyraulus albus</i> (Müller)						4	8	8								
11.15	<i>G. laevis</i> (Alder)	24			51	30	23	77	125	107		176					
11.16	<i>G. acronicus</i> (Ferussac)	12			22	5	15	8	11								
11.17	<i>Armiger crista</i> (L.)			1	17	71	34	118	121	160	32	84	3	1	11	2	1
11.18	<i>Hippeutis complanatus</i> L.							8		13		4			1		
11.19	<i>Acroloxus lacustris</i> (L.)	1			24	7	12	22	3	14	4	2					
11.22	<i>Pisidium milium</i> Held	32	4	23	272	33	96	82	51	71	28	63	11	1	9	2	
11.23	<i>P. subtruncatum</i> Malm	55			298	112	151	15	274	280	476	218	26	2	35	14	5
11.24	<i>P. pulchellum</i> Jenyns	4					5		11	19	18	1					1
11.	<i>Pisidium</i> sp.	10	4					25	25								
12.7	<i>Lithoglyphus naticoides</i> (Pfeiffer)														5	2	
12.23	<i>Pisidium nitidum</i> Jenyns	16				18	10	10							43	7	4
Suma / Total 11.2–12.23		422	262		1052	551	942	1966	2017	3188	1609	2743	473	156	1545	835	82
Suma / Total 5.6–12.23		427	262	182	1054	553	945	2224	2170	3361	1765	2938	859	366	1614	882	334

E – symbole grup ekologicznych według V. Ložka (1964) S. W. Alexandrowicza (1987)

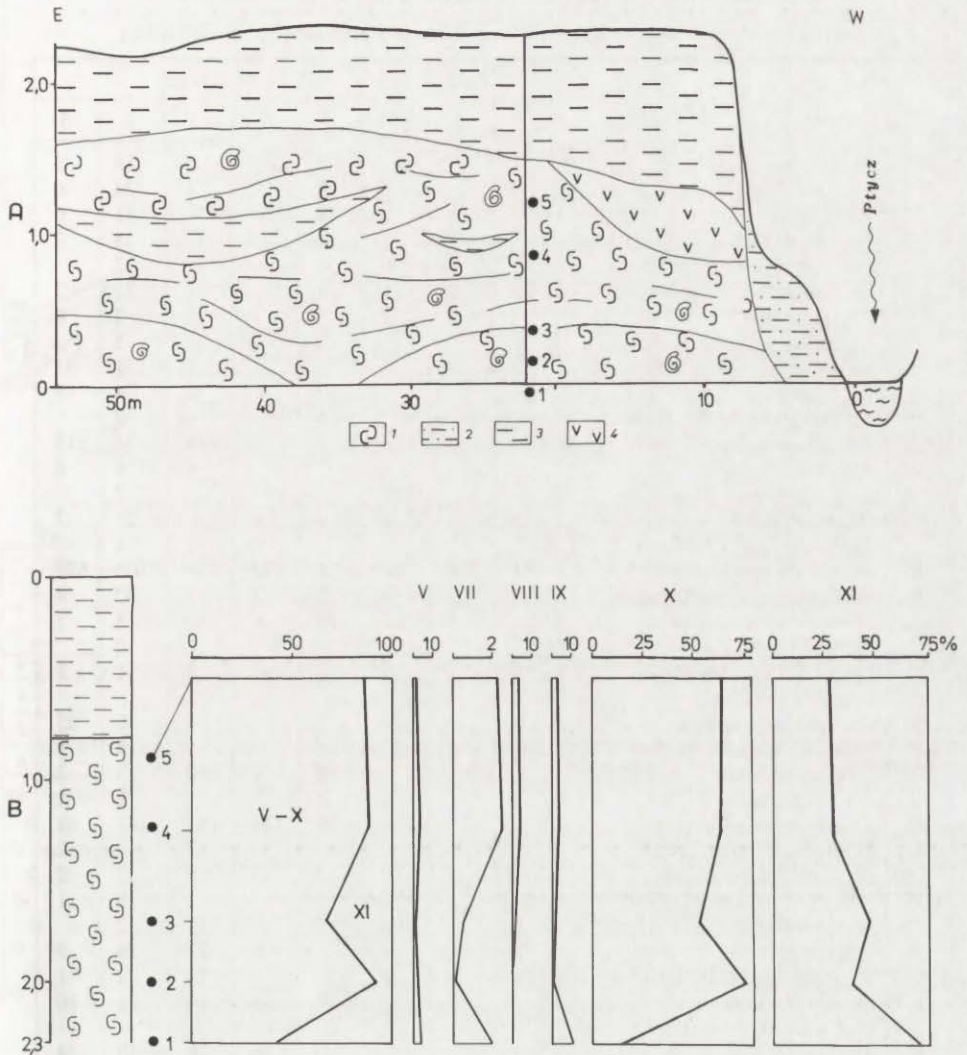
E – ecological groups after V. Ložek (1964) and S. W. Alexandrowicz (1987)

stępuje zespół z *Bithynia leachi* i *B. tentaculata*. Zestawem gatunków jest on zbliżony do poprzedniego, ale jest 2–3-krotnie bogatszy ilościowo. Zaznacza się jedynie wyginięcie *Pisidium obtusale* i pojawienie *Armiger crista*, a także dużych skorup *Bithynia leachi troscheli*. Powyżej, także w martwicach wapiennych, występuje trzeci zespół malakofauny. Tanatocenoza jest wyraźnie liczniejsza i bardziej zróżnicowana, szczególnie na skutek pojawienia się gatunków naziemnych. Wśród gatunków wodnych dominuje *Valvata cristata* (maksymalnie do 70%). Pojawiają się także *Planorbarius corneus* i *Planorbis planorbis*. Wśród gatunków naziemnych wiodącą rolę miał początkowo *Carychium minimum* (52,3%), a potem *Succinea putris* (32,4%). Występowanie arktoborealnego naziemnego gatunku *Vertigo geyeri* wskazuje na przedoptimalne warunki klimatyczne. Na głębokości 0,9–1,1 m, co odpowiada spągowi mułków wapiennych, występują wyraźne wahania ilości malakofauny w osadach: ilość *Valvata cristata* zmniejsza się z 70 do 15%, a gwałtownie rośnie rola *Gyraulus laevis* (od 0 do 37%). Tak gwałtowne skoki ilości malakofauny można wiązać z rozmywaniem i przemywaniem osadów oraz występowaniem przerwy sedymentacyjnej. W nadległych madach pylastych, humusowych (próbki 13–15) główną rolę w składzie naziemnej fauny stopniowo przejmują gatunki odkrytych siedlisk *Valtonia costata* i *V. pulchella* (do maksimum 90% wszystkich gatunków naziemnych). Tylko w najwyższej próbce gleby (próbka 16) wzrasta rola mezofilnego gatunku *Succinea putris* (do 60%). W mułkach wapiennych i madach wśród fauny wodnej początkowo dominuje *Valvata cristata* (74,4%), a potem *Bithynia tentaculata* (40,2%).

#### PROFIL PTYCZ 5

Profil był położony w pobliżu koryta rzeki nad sztucznym kanałem, kilkadziesiąt metrów na północ od profilu Ptycz 3 (ryc. 1). Pod warstwą małych pylastych, których miąższość rośnie w kierunku rzeki od 0,6 do 1,0 m, odsłaniają się martwice wapienne przewarstwione miejscami mułkami, będącymi prawdopodobnie osadami powodziowymi Ptyczy (ryc. 6).

W martwicach wapiennych stwierdzono 40 gatunków malakofauny (tab. 5). W tanatocenozie dominują, podobnie jak w poprzednich profilach, gatunki wodne *Valvata cristata* oraz *Bithynia tentaculata*, *Armiger crista*, *Bathyonphalus contortus* i inne. Brak jest reofilów. Z gatunków naziemnych mniej więcej w równych proporcjach występują gatunki otwartych siedlisk, mezofile i higrofile. Malakofauna innych biotopów jest bardzo rzadka. Wśród gatunków naziemnych brak jest typowych ślimaków termofilnych lub peryglacjalnych. Występują one natomiast, chociaż nielicznie, w faunie wodnej. Względnie chłodnoubne to *Lymnaea glabra*, *Gyraulus laevis*, *G. acronicus*, a umiarkowanie termofilne (*Planorbarius corneus*, *Planorbis planorbis*, *Gyraulus albus*) pojawiają się prawdopodobnie na granicy preboreału i boreału (próbka 3).



Ryc. 6. Profil i diagram malakologiczny stanowiska Ptycz 5 (oprac. A. F. San'ko)

1 – martwica wapienna, 2 – mułki piaszczyste i piaski gliniaste, 3 – mułki pylaste, 4 – torfy; I–XII – grupy ekologiczne malakofauny według S. W. Alexandrowicza (1987) (objaśnienia na ryc. 2)

Profile Ptich 5 and malacological diagram (by A. F. Sanko)

1 – calcareous tufa, 2 – sandy silts and silty sands, 3 – silts, 4 – peats; I–XII – ecological groups of malacofauna after S. W. Alexandrowicz (1987) (see Fig. 2)

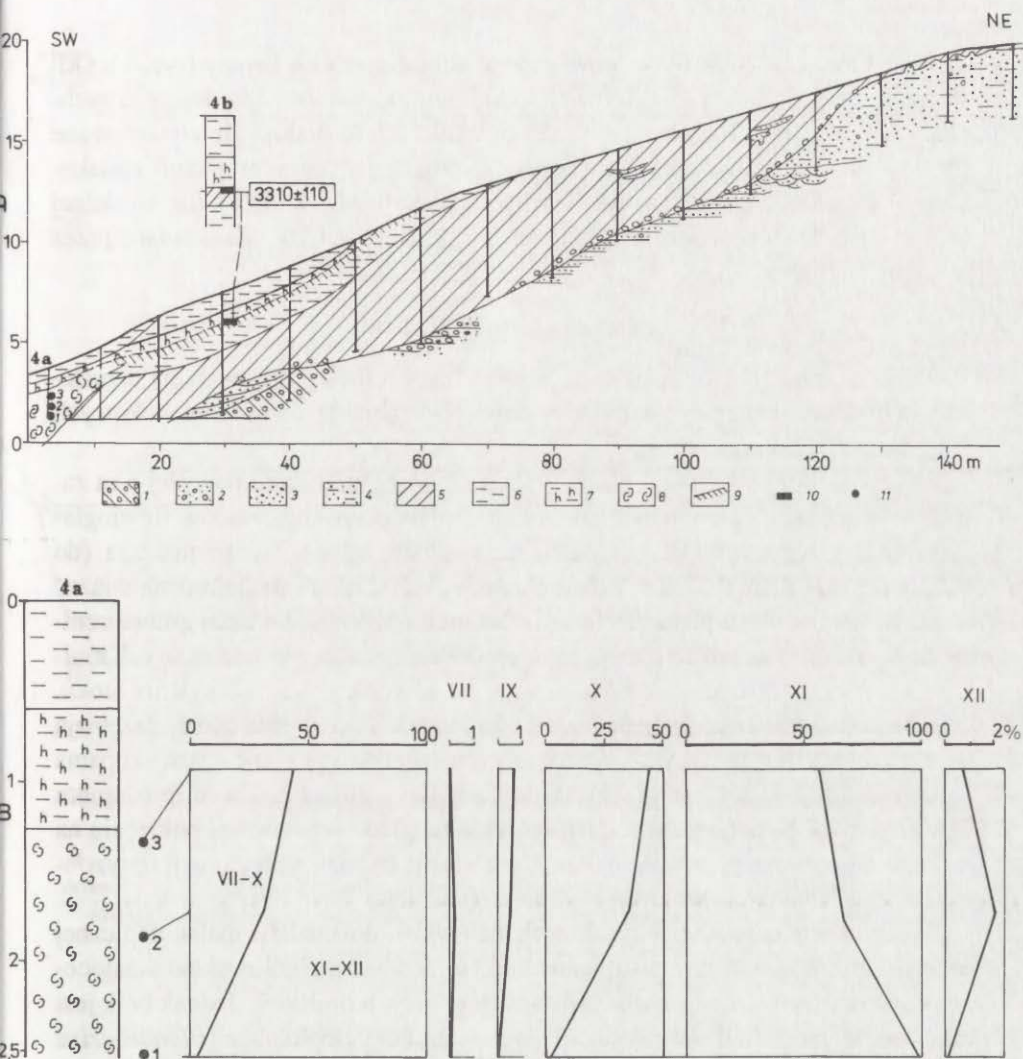
Malakofauna w profilu Ptycz 4 i Ptycz 5 (oprac. A. F. San'ko)

List of malacofauna from the Ptych 4 and Ptych 5 profiles (by A. F. Sanko)

E	Gatunek / Species	Ptycz 4			Ptycz 5				
		1	2	3	1	2	3	4	5
5	<i>Vallonia costata</i> (Müller)				3		2	18	3
5	<i>V. pulchella</i> (Müller)				9		4	24	6
5	<i>Vallonia</i> sp.				10			11	6
7	<i>Cochlicopa lubrica</i> (Müller)		1		1			5	2
7	<i>Punctum pygmaeum</i> (Drap.)				2			3	
7	<i>Nesovitrea hammonis</i> (Ström)				8		1	23	7
7	<i>Limacidae</i> gen.		1			1	1	2	6
7	<i>Euconulus fulvus</i> (Müller)				1			5	2
8	<i>Vertigo angustior</i> Jeffreus						1	71	31
9	<i>Carychium minimum</i> Müller				57		2	24	8
9	<i>Cochlicopa nitens</i> (Gallenstein)				1			2	
9	<i>Vertigo antivertigo</i> (Drap.)		4		4		19	24	15
9	<i>V. geyeri</i> Lindholm				2		4	6	6
9	<i>Succinea elegans</i> (Risso)			2				2	
9	<i>Succinea</i> sp.			2	8	1		21	7
9	<i>Zonitoides nitidus</i> (Müller)						2	4	
10	<i>Valvata cristata</i> Müller	14	218	207	75	837	620	1035	628
10	<i>V. cristata palustris</i> Kormos		12	9	3	2	7	13	4
10	<i>V. pulchella</i> (Studer)		3	15	10	6	1	3	3
10	<i>Bithynia leachi</i> Sheppard	5	2				2	2	
10	<i>Lymnaea palustris</i> (Müller)						6	1	2
10	<i>L. glabra</i> (Müller)						1		
10	<i>L. truncatula</i> (Müller)	1		1	6		4	20	25
10	<i>Planorbis planorbis</i> (L.)		12	3				12	3
10	<i>Pisidium obtusale</i> (Lamarck)				95	9	50	9	2
11	<i>Valvata piscinalis</i> (Müller)	34	4	8	2	3		1	1
11	<i>Bithynia tentaculata</i> (L.)	178	511	265	10	121	143	143	61
11	<i>Lymnaea stagnalis</i> (L.)	5	4	1			2		2
11	<i>L. cf. auricularia</i> (L.)							2	2
11	<i>Planorbarius corneus</i> (L.)	17	12	1			2	5	11
11	<i>Anisus vortex</i> (L.)	3		7			16	2	
11	<i>Bathyomphalus contortus</i> (L.)	5	1	6			23	24	5
11	<i>Gyraulus albus</i> (Müller)		1	2			13	2	1
11	<i>G. laevis</i> (Alder)				17	36	114	31	10
11	<i>G. acronicus</i> (Ferussac)						2		
11	<i>Armiger crista</i> (L.)	1			2	28	26	48	34
11	<i>Hippeutis complanatus</i> (L.)	19			8	2	7	25	4
11	<i>Acroloxus lacustris</i> (L.)	17	1	3			1	7	1
11	<i>Sphaerium corneum</i> (L.)	1	1						
11	<i>Pisidium milium</i> Held	2			70	1	41	30	33
11	<i>P. subtruncatum</i> Malm	220	1	10	20	50	10	15	25
11	<i>P. pulchellum</i> Jenyns						10	15	25
11	<i>Pisidium</i> sp.	100	3	27	218	10	105	110	80
12	<i>Lithoglyphus naticoides</i> (Pfeiffer)		17	2					
12	<i>Pisidium nitidum</i> Jenyns	10	2						

E – symbole grup ekologicznych według S. W. Alexandrowicza (1987)

E – ecological groups after S. W. Alexandrowicz (1987)



Ryc. 7. Przekrój (A) i diagram malakologiczny (B) stanowiska Ptycz 4  
(oprac. T. Kalicki i A. F. San'ko)

1 – morena środkowopolska, 2 – piaski ze żwirami, 3 – piaski, 4 – piaski zaglinione, 5 – deluwia pylaste starsze, 6 – mułki pylaste deluwii młodszych i najmłodszych, 7 – mułki organiczne, 8 – martwica wapienna, 9 – gleba kopalna, 10 – próbka na  $^{14}\text{C}$ , 11 – próbki malakologiczne; I–XII grupy ekologiczne malakofauny według S. W. Alexandrowicza (1987) (objaśnienia na ryc. 2)

#### Cross-section Ptich 4 and malacological diagram (by T. Kalicki and A. F. Sanko)

1 – till of Middle Polish glaciation, 2 – sands with gravels, 3 – sands, 4 – silty sands, 5 – older silty deluvia, 6 – younger and youngest silty deluvia, 7 – organic silts, 8 – calcareous tufa, 9 – buried soil, 10 – sample for  $^{14}\text{C}$  dating, 11 – malacological samples; I–XII – ecological groups of malacofauna after S. W. Alexandrowicz (1987) see Fig. 2

Profil ten jest położony w wewnętrznej strefie meandra Ptyczy (ryc. 1). Odślaniające się tu aluwia są całkowicie odmienne od osadów dna doliny dotychczas opisywanych. Równinę o wysokości około 2,5 m budują źle wysortowane ( $\delta = 1,8-1,9$ ) brązowe mułki piaszczyste z pojedynczymi skorupkami malakofauny. W górnej części są one bardziej pylaste ( $Mz = 5,1\phi$ ) niż w dolnej ( $Mz = 4,1\phi$ ). Sekwencja prosta w aluviach wskazuje, że były one składane przez rzekę meandrową.

#### OSADY NA ZBOCZU DOLINY

Odsłonięcie Ptycz 4 usytuowane wzdłuż trasy rurociągu pozwala na prześledzenie budowy zboczy rynny polodowcowej i zazębienia się osadów stokowych z osadami dna doliny (ryc. 1, 7).

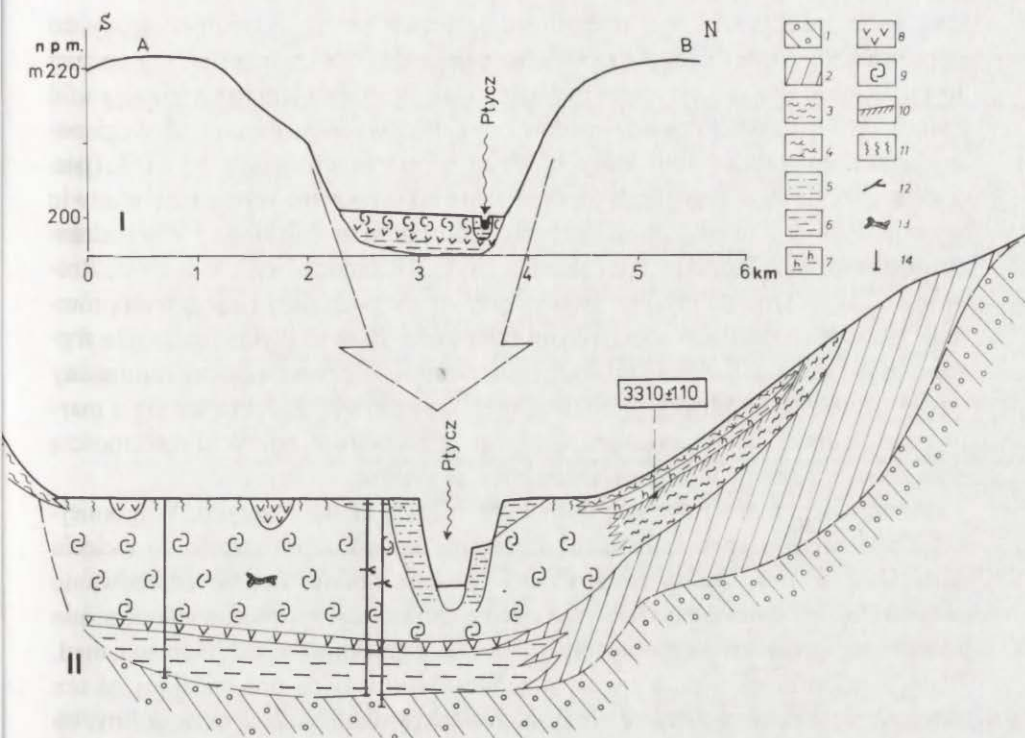
Deluwialne mułki i mułki piaszczyste o grubości miejscami powyżej 6 m zalegają na podłożu zbudowanym ze środkowoplejstoceńskich osadów fluwioglacjalnych i glacialnych. Bezpośrednio na podłożu zalega bardzo miąższa (do 5 m) warstwa „niemych” starszych deluwiów, których powstanie można wiązać najprawdopodobniej z plenivistulianem. Na nich występują bardziej gruboziarniste deluwia młodsze, które budują naprzemianległe warstewki jasnoszarych mułków i drobnoziarnistych piasków, zalegające równolegle do nachylenia stoku. Osady te u podnóża stoku dochodzą do 2 m miąższości i w dnie doliny zazębiają się z martwicami wapiennymi. W stropie tych osadów występuje czarna kopalna gleba (0,25 m), która jest przykryta początkowo ciemnobrązowym poziomem deluwiów (0,4 m) pochodzących z niszczenia tej gleby w wyższym położeniu na stoku, a wyżej – beżowymi deluwiami (0,55 m) pochodzącymi z erozji horyzontu C w części wierzchowinowej i górnej części stoku.

W celu ustalenia wieku młodszych deluwiów do analizy malakologicznej pobrano 3 próbki z martwic wapiennych (ryc. 7, tab. 5). Ogólny skład tanatocezozy jest podobny do poprzednio opisanych w innych profilach. Jednak brak jest tutaj całkowicie gatunków chłodnolubnych, a gatunki ciepłolubne (*Planorbarius corneus*, *Anisus vortex*, *Lithoglyphus naticoides*) są nieliczne. Skład malakofauny wskazuje, że akumulacja martwic wapiennych zachodziła we wczesnym holocenie (boreale?).

Wynika z tego, że formowanie gleby na wczesnholoceńskich deluwiami młodszych następowało w optimum holocenu. Fosylizacja gleby najmłodszymi deluwiami nastąpiła natomiast pod koniec subboreалу, gdyż datowanie radiowęglowe gleby kopalnej dało wynik  $3310 \pm 110$  BP (Gd-10083) (ryc. 7).

#### PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Przedstawione materiały pozwalają na odtworzenie historii doliny Ptyczy w okolicy Mińska w młodszym czwartorzędzie (ryc. 8). W vistulianie w warun-



Ryc. 8. Przekrój morfologiczny przez dolinę Ptyczy na linii A-B (patrz ryc. 1) – I oraz schematyczny przekrój przez dno doliny – II (oprac. T. Kalicki)

1 – morena środkowopolska, 2 – vistuliańskie deluwia starsze, 3 – późnoglacialne i wczesnoholocenijskie deluwia młodsze, 4 – subatlantyckie deluwia najmłodsze, 5 – mułki piaszczyste i piaski gliniaste, 6 – mułki pylaste, bezwęglanowe, 7 – mułki organiczne, 8 – torfy, 9 – martwica wapienna, 10 – gleba kopalna, 11 – gleba, 12 – gałęzie, 13 – kości, 14 – wiercenia

Morphological section (I) across the Ptich valley (line A-B on Fig. 1) and schematic section (II) across the valley floor (by T. Kalicki)

1 – till of Middle Polish glaciation, 2 – Vistulian older deluvia, 3 – Late Vistulian and Early Holocene younger deluvia, 4 – Subatlantic youngest deluvia, 5 – sandy silts and silty sands, 6 – non-calcareous silts, 7 – organic silts, 8 – peats, 9 – calcareous tufa, 10 – buried soil, 11 – soil, 12 – branches, 13 – bones, 14 – borings

kach klimatu peryglacialnego zbocza doliny zostały silnie przemodelowane przez procesy stokowe. U ich podnóży akumulowały miąższe do 5 m pokrywy drobnoziarnistych deluwii starszych. W dnie doliny deluwia te zajązbiają się prawdopodobnie z serią podtorfowych mułków pylastych, bezwęglanowych.

W późnym glacialu i wczesnym holocenie wraz z postępującym ociepleniem i zwilgotnieniem klimatu zmienił się także charakter procesów modelujących zbocza doliny. Dlatego młodsze deluwia są osadami grubszymi i bardziej zróżnicowanymi, co świadczy o zwiększeniu roli wody płynącej na stokach. Równo-



częście degradacja wiecznej zmarzliny dostarczała bardzo dużej ilości wody, co doprowadziło początkowo do zatorfienia całego dna doliny (alleröd?), a później rozpoczęła się akumulacja martwic wapiennych. Sprzyjała temu aktywizacja wód gruntowych oraz przemywanie osadów polodowcowych przesyconych węglanowymi skałami osadowymi, których udział w morenach osiąga 50–70% (por. Valčík i in. 1990). Tego typu procesy i towarzyszące im wytrącanie martwic występowały w tym okresie w licznych dolinach Niżu Polskiego i Wschodnioeuropejskiego (np. Danilans 1957; Bartos 1976; Alexandrowicz 1988, 1995; Rutkowski 1991). Dno doliny Ptyczy tworzyło wtedy podmokłą i zabagnioną równinę z licznymi źródłami zboczowymi i dennymi. Koryto Ptyczy, gdy było wystarczająco skoncentrowane, miało małe znaczenie, o czym świadczy minimalny udział gatunków reofilnych w tanatocenozach z martwic. Zazębiające się z martwicami deluwia stokowe wskazują, że – przy niepełnym pokryciu roślinnością – na zboczach doliny występowały zmywy ze stoków.

Akumulacja martwic w dnie doliny przebiegała aż do atlantyku. Wilgotniejszy klimat i prawdopodobnie skoncentrowanie koryta doprowadziło do wcięcia rzeki i utworzenia „terasy martwicowej” w dnie doliny. Lepsze zdrenowanie przez rzekę dna doliny spowodowało ustanie akumulacji martwic, a jednocześnie wyrównane przepływy zapobiegały zalewaniu dna doliny i sedymentacji mad. Dlatego w profilach obserwuje się przerwę akumulacyjną przypadającą na ten okres. Wraz z pełnym zalesieniem nastąpiła także stabilizacja zboczy doliny, co umożliwiło rozwój gleby leśnej.

W subboreale rozpoczął się kolejny etap rozwoju doliny, który był ściśle związany z działalnością człowieka. Na Białorusi w okresie 4500–4000 BP występowała kultura amfor kulistych opierająca swoją gospodarkę na hodowli. Na granicy 3–2 tysiąclecia p.n.e. (4000 BP) na terenach tych nastąpiły wielkie ruchy migracyjne ludności. Kultura toporów bojowych rozprzestrzeniła się od środkowego Podnieprwia wzdłuż doliny Dniepru i jego dopływów, i zasiedliła niemal całą Białoruś. Dopływy Prypeci, w tym Ptycz, stanowiły najkrótsze i najprostsze drogi migracyjne w kierunku Niemna, Wisły i rejonów bałtyckich. Gospodarka hodowlana wypierała z Białorusi kultury zbieracko-łowieckie. Z kultury bojowych toporów wyodrębniła się na wschodzie kultura środkowodnieprowska, a na zachodzie – kultura wiślano-niemeńska. W epoce brązu na badanym terenie rozwijała się kultura ceramiki sztrychowanej. Zmiana typu gospodarki spowodowała wylesienie oraz wzrost gęstości zaludnienia (Zagorulskij 1977).

Zmiana użytkowania ziemi, szczególnie wylesienie zboczy doliny – suchszych i nie zatorfionych w przeciwieństwie do dna doliny Ptyczy – doprowadziło do uruchomienia procesów stokowych i silnej erozji gleby w górnej części stoku i jej pogrzebania u podnóża zboczy. Data około 3000 odpowiada też początkowi formowania „antropogenicznych” tanatocenoz w madach w dnie doliny. Zmiany składu malakofauny obserwowane np. w profilu Ptycz 7 można wiązać z antropogenicznie uwarunkowanym rozprzestrzenianiem się siedlisk otwartych na skutek wyřębu lasów (por. Alexandrowicz 1987). Okres fosylizacji gleby (3310±110 BP)

zbiega się także z fazą ochłodzenia i zwilgotnienia klimatu. Faza ta jest dobrze poznana w dorzeczu górnej Wisły, zaznacza się w licznych dolinach rzecznych Europy Środkowej (Kalicki, Krapiec 1991; Kalicki 1996) i znajduje również potwierdzenie w nie zmienionej antropogenicznie zlewni górnej Berezyny, gdzie odcięcie starorzecza datowane było na 3120±40 BP (Kalicki 1991).

Wylesienie spowodowało nie tylko fosylizację gleby na zboczach doliny, lecz także zmianę warunków sedymentacji w dnie doliny Ptyczy i akumulację mąd w bliskim sąsiedztwie koryta. Z neholocenem należy też prawdopodobnie wiązać najmłodsze włożenia aluwii (profil Ptycz 6). Jednak włożenia te budują tylko wąskie strefy ciągnące się wzdłuż koryta, a pozostałe dno doliny zajmuje „terasa martwicowa”.

#### LITERATURA

- Alexandrowicz S. W., 1987, *Analiza malakologiczna w badaniach osadów czwartorzędowych*, Kwartalnik AGH, Geologia 13, 1–2.
- 1988, *The stratigraphy and malacofauna of the Holocene sediments of the Prądnik river valley*, Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci. 36, 2, s. 109–120.
- 1995, *Malacofauna of the Holocene calcareous sediments in Grabowo near Koszalin (Pomerania, North Poland)*, Quest. Geogr., Special Iss. 4, s. 13–20.
- Archeologija i numizmatika, 1993, Belaruskaja Encykłapedyja, Minsk.
- Bartos T. D., 1976, *Geologija i resursy presnovodnych izvestnjakowych otlozenij goloce-na. Srednjaja polosa Evropejskoj časti SSSR*, Izd. Zinatne, Riga.
- Danilans I. Ja., 1957, *Golocenovyje presnovodnyje izvestkovyje otloženija Latvii*, Izd. AN LSSR, Riga, s. 152.
- Blakitnaja kniga Belarusi, Encykłapedyja*, 1994, Belaruskaja Encykłapedyja, Minsk.
- Kalicki T., 1991, *Budowa teras i wiek równiny zalewowej Berezyny koło Borysowa (Białoruś)*, Przegl. Geogr. 63, 3–4, s. 362–376.
- 1996, *Phases of increased river activity during the last 3500 years*, [w:] L. Starkel, T. Kalicki (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, part VI*, Geogr. Stud., Special Iss. 9, s. 94–101.
- Kalicki T., Krapiec M., 1991, *Subboreal black oaks identified from the Vistula alluvia at Grabie near Cracow (South Poland)*, Kwartalnik AGH, Geologia 17, 1–2, s. 155–171.
- Kalicki T., Sańko A. F., Litvinjuk G. I., Zernickaja V. P., w druku, *Późnoglacialne i holocenijskie osady dna i zbroczy doliny górnej Ptyczy koło Mińska*, Georama.
- Ložek V., 1964, *Quartarmollusken der Tschechoslowakei*, Rozpr. Ustred. Ust. Geol. 31, Praha.
- Rutkowski J., 1991, *Holocen doliny dolnej Ractawki*, Kwartalnik AGH, Geologia 17, 1–2, s. 173–191.
- Valčik M. A., Zus' M. E., Fedenja V. M., Karabanov A. K., 1990, *Kraevye obrazovanija Belorusskoj grjady*, Nauka i Technika, Minsk, s. 162.
- Zagorulskij E. M., 1977, *Drevnjaja istorija Belorussii*, Izd. BGU, Minsk.

REFLECTION OF THE LATE GLACIAL AND THE HOLOCENE CLIMATE  
CHANGE AND THE HUMAN IMPACT IN THE FLOOR  
AND SLOPE SEDIMENT OF PTICH VALLEY NEAR MINSK

(summary)

During the Vistulian the valley slopes were strongly remodelled by the slope processes. The thick delluvial covers accumulated at the bottom of slope and the non-calcareous silts sedimented at the valley floor (Fig. 1, 8).

In the Late Glacial and the Eoholocene the type of sedimentation on the slopes and on the valley bottom has changed. The younger delluvia are more varied and coarser. The activation of ground water primarily led to development of swamps, and, later, to the accumulation of calcareous tufa with malacofauna on the valley floor (Fig. 2–8, Tab. 1–5).

Humid climate of the Atlantic and the probable concentration of the Ptich river bed caused the cut of the valley floor by the river and formation of the „calcareous tufa terrace”. In the Atlantic a better drainage led to the break of accumulation of calcareous tufa and on the forested slopes the soil developed.

From around 4500–4000 BP in the Belarus started the process of forcing out the gathering and hunting communities by the culture of husbandry and agriculture and the Ptich river valley was one of the main migration routes. Deforestation and the increase the density of population led to the initiating of the slope processes – the strong soil erosion in the upper part of the slope and cover the soil by youngest delluvia at the bottom of the slope ( $3310 \pm 110$  BP) (Fig. 7). It occurred in the phase of humid and cool climate. Simultaneously, the accumulation of silty overbank deposits with „antropogenic” malacofauna tanatocenoses (a considerable increase of open site species) and the alluvia formation started on the valley floor near the river bed (Fig. 8).

TOMASZ KALICKI, PIOTR F. KALINOVSKI

## BUDOWA I WIEK ALUWIÓW RÓWNINY ZALEWOWEJ WILII W REJONIE SMORGONII

### WSTĘP

Obszar badań leży w obrębie Niziny Naroczano-Wilejskiej, którą ogranicza od NE Grzęda Swenciańska (Swirska), a od SW Wysoczyzna Oszmiańska. Nizina opada z północy na południe od 180 do 150 m n.p.m., a deniwelacje nie przekraczają 3–8 m.

Na obszarze Niziny Naroczano-Wilejskiej osady czwartorzędowe o miąższości 80–90 m podścielają skały paleozoiczne, rzadziej mezozoiczne zalegające na północnym skłonie masywu krystalicznego (anteklizy białoruskiej). Osady plejstoceny mają skomplikowaną budowę, z kilkoma poziomami glin morenowych rozdzielonych osadami żwirowo-piaszczystymi.

Główne rysy współczesnej rzeźby badanego obszaru powstały w okresie stadiału oszmiańskiego zlodowacenia sożskiego (Wysoczyzna Oszmiańska) oraz w okresie maksimum i recesji lądolodu poozerskiego (vistuliańskiego), kiedy powstała równina morenowa (Grzęda Swirska) z kilkoma ciągami moren czołowych i grupą jezior wytopiskowych. W stadiale swirskim dolina Wilii była główną arterią dla wód roztopowych i została zapełniona piaskami fluwioglacjalnymi, które budują rozległe powierzchnie na Nizinie Naroczano-Wilejskiej.

Dolina Wilii poniżej Wilejki ma szerokość 300–400 m, tylko miejscami rozszerzając się do kilku kilometrów. Wydziela się tutaj cztery terasy (dwie późnoglacialne 15–20 m i 12–14 m oraz dwie holoceny 9–10 m i 4–5 m) oraz równinę zalewową o wysokości 1–2 m (Matveev i in. 1988).

### OBSZAR I CEL BADAŃ

Obszar badań obejmuje żwirownię położoną blisko Zalesia około 7 km powyżej Smorgonii. Dolina Wilii rozdziela tutaj obszar równiny morenowej ostatniego zlodowacenia, położony na północ od żwirowni, od rozciągającej się na południe wysoczyzny morenowej ze zlodowacenia sożskiego.

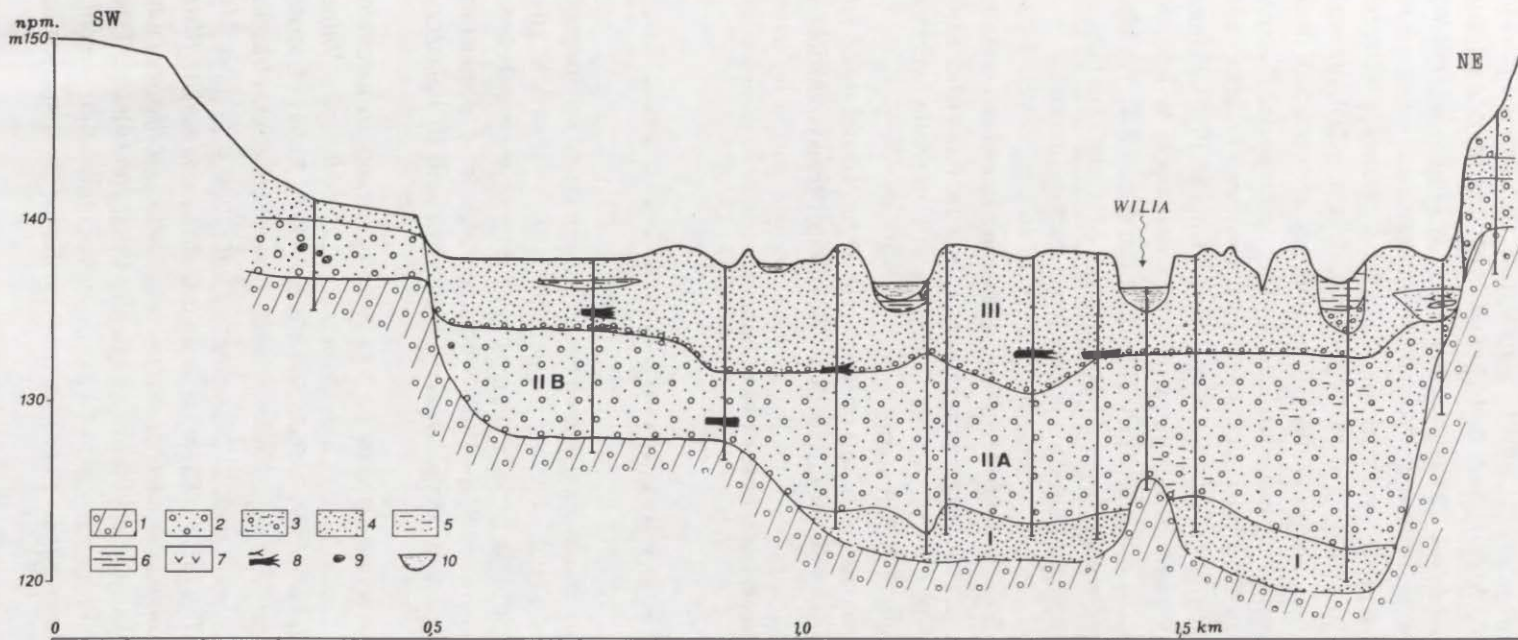
W opracowaniu przedstawiono wstępne rezultaty szczegółowych badań geologicznych realizowanych w latach 1993–1994 w ramach ekspedycji Instytutu Nauk Geologicznych ANB. Były one możliwe dzięki odtajnieniu i udostępnieniu przez Dyрекcję żwirowni opracowań dokumentujących złożę z lat 1955–1956 i 1976 (prawie 300 wierceń, mapy w skali 1: 5000 przed rozpoczęciem eksploatacji i z aktualną sytuacją topograficzną). Bardzo gęsta siatka wierceń archiwalnych pozwoliła na wykonanie przekrojów geologicznych przez dno doliny Wilii i wydzielenie kilku serii aluwialnych. Umożliwiło to przeprowadzenie próby szczegółowej korelacji stratygraficznej pomiędzy osadami a znajdującymi w nich bardzo licznymi szczątkami kostnymi. Dotychczas, mimo 25-letniej historii badań paleozoologicznych i licznych datowań, autorzy ograniczali się do stwierdzenia, że kości pochodzą z osadów równiny zalewowej i pierwszej terasy nadzalewowej Wilii (Ścągłowa 1971; Capenko, Ścągłowa 1972; Kalinowski 1973, 1975, 1983, 1995; Kalinowski i in. 1989; Kalinowski, Kuzmina 1993).

Chcielibyśmy w tym miejscu serdecznie podziękować Dyrekcji żwirowni za życzliwość i udostępnienie materiałów archiwalnych oraz Fundacji Radiowęglowej z Gliwic za sfinansowanie datowania próbki „czarnego dębu” w laboratorium Politechniki Śląskiej.

## MORFOLOGIA I BUDOWA GEOLOGICZNA

Dolina Wilii w rejonie badań ma szerokość kilku kilometrów. Koryto Wilii o szerokości 40–90 m i głębokości 1–3 m z licznymi łachami śródkorytowymi ma przebieg zakolowy. Dno rzeki jest piaszczyste, a miejscami występują głazy i liczne pnie „czarnych dębów”. Równina zalewowa, o wysokości 2,0–3,5 m i szerokości od 0,5 do 1,5 km, miała urozmaiconą powierzchnię z licznymi wydiami i zatorfionymi zagłębieniami. Współcześnie większość jej obszaru zajmują stawy po wyrobiskach żwirowni.

Równina zalewowa ma skomplikowaną budowę. W jej obrębie w profilu pionowym zaznaczają się bardzo wyraźnie trzy serie aluwialne o zróżnicowanym wykształceniu granulometrycznym (ryc. 1). Najgłębszą partię rynny wyciętej w morenie sożskiej wypełniają piaski drobnoziarniste (seria I). Ich strop zalega na wysokości 122–124 m n.p.m., a miąższość przekracza 2 m (warstwa ta nie została jednak przebita wierceniami). Serię II tworzą piaszczysto-żwirowe osady (udział żwirów 20–40%), miejscami gliniaste. Miąższość tej serii waha się od 6 do 10 m. W jej obrębie należy wyróżnić dwa ogniwa różniące się prawdopodobnie wiekiem, na co wskazuje wysokość zalegania stropu i spagu tej serii. Ogniwo IIA zalega na serii I wypełniając najgłębszą rynnę. Ma ono miąższość 8–10 m, a jego strop zalega na wysokości 131,5–132,5 m n.p.m. Ogniwo IIB zachowane jest w południowej części, osiąga miąższość 6 m, a jego strop występuje na wysokości 134 m n.p.m. Zalega ono bezpośrednio na morenie, która tworzy tutaj cokół erozyjny w wysokości 128 m n.p.m. Seria III, dostępna do bezpośred-



Ryc. 1. Przekrój przez dolinę Wilii w rejonie Smorgonii (oprac. T. Kalicki)

1 – morena, 2 – piaski ze żwirami, 3 – piaski ze żwirami, zaglinione, 4 – piaski, 5 – piaski zaglinione, 6 – mułki, 7 – torfy, 8 – pnie drzew i gałęzie, 9 – toczące ilaste, 10 – woda; I-III – numer serii (objaśnienia w tekście)

Section across the Viliya valley near Smorgon (by T. Kalicki)

1 – till, 2 – sands with gravels, 3 – sands and gravels with admixture of silts, 4 – sands, 5 – silty sands, 6 – silts, 7 – peats, 8 – tree trunks and detritus, 9 – clay ball, 10 – water; I-III – No. of series (explanation in the text)

niej obserwacji, zbudowana jest z żółtych, żółtawoszarych i szarych piasków kwarcowo-skalieniowych. W spągu serii występuje warstwa piaszczysta z łomieszczą żwirów i otoczków, która tworzy bruk korytowy. W obrębie tej serii występują wkładki mułkowe i organiczne składane w starorzeczach i obniżeniach oraz liczne subfosylne pnie, głównie „czarne dęby”. Jak wskazują wiercenia i obserwacje terenowe, pnie zalegają na różnych głębokościach, jednak przeważnie w poziomie bruku korytowego. W 1993 r. w piaszczystych osadach około 1,5 m poniżej powierzchni terasy został znaleziony pień „czarnego dębu” o średnicy 1 m. Położenie w osadach oraz dobrze zachowana warstwa bielasta i kora wskazuje, że pień zalegał *in situ* w osadach (por. Kalicki, Krapiec 1995). Fobrana z niego próbka była datowana równolegle w dwóch laboratoriach. W laboratorium w Gliwicach uzyskano wynik  $4940 \pm 70$  BP, natomiast w powstającym laboratorium Instytutu Nauk Geologicznych ANB w Mińsku  $6120 \pm 180$  BP (ab. 1). Mimo dużej różnicy obydwie daty wskazują na schyłek mezoholocenu.

Pierwsza terasa nadzalewowa o wysokości do 5 m tworzy wąskie listwy (100–200 m) na obu brzegach i jest oddzielona od równiny zalewowej wyraźną krawędzią. Zbudowana jest z piaszczysto-żwirowych osadów (niewielki udział żwirów do 10%) o miąższości 4 m. Aluwia te złożone są w morenie tworzącej cokół erozyjny na wysokości 137 m npm.

Druga terasa nadzalewowa (10–12 m) tworzy strefę o szerokości 1,0–2,5 km, a na jej powierzchni występują liczne wydmy. Od niższej terasy oddziela ją wyraźna krawędź o wysokości 5–7 m. Piaszczysto-żwirowe aluwia tej terasy złożone są na cokole o wysokości około 139 m npm.

## TERIOFAUNA

Żwirownia jest miejscem najliczniejszych znalezisk teriofauny na Białorusi. Jednak brak jest bezpośrednich obserwacji zalegania kości w aluwiach, gdyż zostały one wybagrowane wraz z osadami piaszczysto-żwirowymi z głębokości do 10–12 m poniżej powierzchni zbiornika wodnego. Głębokość eksploatacji wskazuje, że mogą one pochodzić z piaszczystych aluwiów serii III i piaszczysto-żwirowych serii II.

Wśród zebranych dotychczas ponad 10 000 kości określono 26 gatunków zwierząt: *Castor fiber*, *Canis lupus*, *Canis domestica*, *Alopex lagopus*, *Vulpes vulpes*, *Ursus arctos*, *Ursus spelaea*, *Mammuthus primigenius*, *Equus cf. stenonnis*, *Equus cf. chosaricus*, *Equus caballus fossilis*, *Dicerorhinus cf. eruscus*, *Coelodonta antiquitatis*, *Sus scrofa*, *Cervus elaphus*, *Capreolus capreolus*, *Megaloceros giganteus*, *Alces alces*, *Ragnifer tarandus*, *Bos primigenius*, *Bison priscus*, *Bison boasus*, *Saiga tatarica*, *Ovibos moschatus*. Skład gatunkowy fauny jest zróżnicowany i obejmuje okres od wczesnego plejstocenu po holocen. Trzeba podkreślić jednak, że kości fauny wczesnoplejstoceńskiej (*Equus cf. stenonnis*, *Equus cf. chosaricus*, *Dicerorhinus cf. eruscus*) są wyjątkowe i w sumie jest ich

## Zestawienie datowań radiowęglowych ze zwirowni w Smorgonii

## Index of radiocarbon datings from Smorgon gravel pit

Gatunek / Species	Materiał datowany / Type of materiał	Numer laboratoryjny / Lab. number	Wiek BP / Age BP	Uwagi / Remarks
<i>Mammuthus primigenius</i>	zęby	GIN-3231	37 600±400	
<i>Mammuthus primigenius</i>	zęby	Ki-3561	36 900±1500	
<i>Mammuthus primigenius</i>	zęby	Ki-3560	34 500±1900	
<i>Mammuthus primigenius</i>	kość biodrowa	Ki-3562	32 900±1700	
<i>Coelodonta antiquitatis</i>	kości i zęby	Ki-2961	30 180±400	
<i>Coelodonta antiquitatis</i>	kości i zęby	Ki-2960	27 300±390	
<i>Coelodonta antiquitatis</i>	kości i zęby	Ki-2963	24 700±400	
<i>Ovibos moschatus</i>	czaszka	Ki-2964	20 520±500	
<i>Mammuthus primigenius</i>		Ki-2959	19 600±270	
<i>Equus caballus fossilis</i>	kości i zęby	Ki-2962	15 340±450	
<i>Rangifer tarandus</i>	róg	Ki-2958	14 300±200	
<i>Mammuthus primigenius</i>		Ki-4523	13 500±200	
<i>Equus caballus fossilis</i>	kości i zęby	Ki-2965	11 300±190	
<i>Equus caballus fossilis</i>	kości i zęby	Ki-3566	11 200±100	
<i>Canis lupus</i>	kręgi	Ki-4526	9200±100	
<i>Alces alces</i>	róg	Ki-2956	9120±60	
<i>Canis domestica</i>	kości barkowe	Ki-4528	9000±120	
<i>Bison bonasus</i>	rdzeń rogu i puszczel	Ki-3565	8500±120	
<i>Cervus elaphus</i>	róg	Ki-2957	8400±120	
<i>Bison bonasus</i>	rdzeń rogu i puszczel	Ki-4522	8300±150	
<i>Ursus arctos</i>	kość biodrowa	Ki-4524	8200±100	
<i>Alces alces</i>	róg	Ki-4525	8100±100	artefakt – narzędzie
<i>Alces alces</i>	róg	Ki-3563	8040±120	artefakt – narzędzie
<i>Cervus elaphus</i>	róg	Ki-3564	7500±140	artefakt – narzędzie
<i>Castor fiber</i>	kości biodrowe	Ki-4527	7500±100	
<i>Quercus</i> sp.	drewno	*	6120±180	„czarny dąb”
<i>Sus scrofa</i>	kości promieniowe	Ki-4521	5600±80	
<i>Quercus</i> sp.	drewno	Gd-7526	4940±70	„czarny dąb”

## Laboratoria radiowęglowe:

Ki – Instytut Geochemii i Fizyki Mineralów AN USSR w Kijowie

GIN – Instytut Geologiczny AN SSSR

Gd – Instytut Fizyki Politechniki Gliwickiej

\* – Instytut Nauk Geologicznych ANB w Mińsku

kilka egzemplarzy. Najczęstsze są gatunki późnego plejstocenu i holocenu. Wśród nich liczbowo przeważają *Mammuthus primigenius*, *Rangifer tarandus*, *Coelodonta antiquitatis*, *Equus caballus fossilis*.

Wiek fauny ze zwirowni w Smorgonii był badany metodą radiowęglową (tab. 1). Dla plejstocenijskiej fauny uzyskano 14 datowań w przedziale od 37 600±400 do 11 200±100 BP, a dla holocenijskiej 12 datowań w przedziale od 9200±100 do 5600±80 BP. Analizując częstość występowania dat na przestrzeni ostatnich 40 000 lat widać wyraźnie dwie grupy rozdzielone hiatusem. Pierwsza grupa to



daty sprzed maksimum ostatniego zlodowacenia, druga to schyłek plejstocenu i początek holocenu. Hiatus odpowiada maksimum zlodowacenia vistuliańskiego i obserwowany jest także w zestawieniach datowań z Polski (Pazdur, Pazdur 1986; Goździk, Pazdur 1987).

W wybagrowanym materiale znaleziono także ponad 200 wyrobów z kości – głównie *Alces alces* i *Cervus elaphus* – oraz kości ze śladami obróbki z epoki mezolitu i neolitu. Wiek tych narzędzi z rogów *Alces alces* został określony na  $8100 \pm 100$  BP i  $8040 \pm 120$  BP, a z rogów *Cervus elaphus* – na  $7500 \pm 140$ .

## WNIOSKI

Przedstawione materiały pozwalają na skonstruowanie pierwszego schematu stratygraficznego dla aluwiów Wilii w rejonie żwirowni. Równocześnie trzeba uznać za błędne dotychczasowe powszechne przekonanie, że kości bagrowane w żwirowni pochodzą z osadów drugiej i pierwszej terasy nadzalewowej oraz równiny zalewowej, których formowanie miało miejsce w środkowym wałdaju i początku holocenu (np. Capenko, Machnač 1959). Wyrobiska żwirowni położone są w obrębie równiny zalewowej, a kości zwierząt zalegają w aluwiach tej równiny (seria III) oraz w podścielających ją osadach starszych, kopalnych serii (seria II, I?).

Seria II, piaszczysto-żwirowa, odpowiada prawdopodobnie wiekowo kościom datowanym na okres interpleniglacjału i młodszego pleniglacjału (38–24 ka BP). Niewykluczone, że kości datowane tuż przed maksimum ostatniego zlodowacenia (21–19 ka BP) pochodzą z osadów kopalnej terasy (seria IIB). Seria III tworzyła się już w okresie późnego glacjału i holocenu (daty w przedziale 15–5 ka BP). Seria ta była w tym okresie wielokrotnie przerabiana na skutek lateralnej migracji koryta Wilii, na co może wskazywać pozycja pni w aluwiach zalegających najczęściej w poziomie bruku korytowego (por. Kalicki, Krąpiec 1995). Również wybagrowane kości zalegały w dolnych częściach aluwiów (poniżej poziomu wód gruntowych), co może wskazywać na ich redepozycję. Na tym etapie badań niemożliwe jest jednak wyróżnienie włożeń aluwiów późnoglacialno-holocেনских w obrębie równiny zalewowej Wilii.

Piaszczysto-żwirowe aluwia teras nadzalewowych są prawdopodobnie młodsze niż kopalne serie I i II (38–19 ka BP) i tworzyły się w stadiale swirskim, gdy dolina Wilii była główną arterią dla wód roztopowych.

## LITERATURA

- Capenko M. M., Machnač N. A., 1959, *Antropogenovye otłożenija Belorussii*, Izd. AN BSSR, Minsk, s. 225.  
 Capenko M. M., Ščaglova V. V., 1972, *Ob ostatkach antropogenowych mleko-pitajušćich u Smorgoni*, [w:] *Voprosy geologii antropogena*, Moskwa, s. 25–29.  
 Goździk J., Pazdur M. F., 1987, *Frequency distribution of  $^{14}\text{C}$  dates from Poland*

- in the time interval 12–45 kyr BP and its paleogeographical implications*, Zesz. Nauk. Polit. Śląskiej, Ser. Mat.-Fiz. 56, Geochronometria 4, s. 27–42.
- K a l i c k i T., K r a p i e c M., 1995, *Problems of dating alluvium using buried subfossil tree trunks: lessons from the „black oaks” of the Vistula Valley, Central Europe, Holocene* 5, 2, s. 243–250.
- K a l i n o v s k i P. F., 1973, *Novye nachodki antropogenovych mlekopitajuscich v Smorgonskom gravijno-pescanom kar'ere*, [w:] *Materjały po paleogeografii i geochimii antropogena Belorussii*, Nauka i Technika, Minsk, s. 105–107.
- 1975, *Iskopaemye slomy Belorussii*, [w:] *Stratigrafija i paleogeografija antropogena*, Nauka i Technika, Minsk, s. 163–179.
- 1983, *Teriofauna pozdnego antropogena i golocena Belorussii*, Nauka i Technika, Minsk.
- 1995, *Drapežnyja zvjary sa Smargonkaga mescznachodzannja*, *Litasfera* 2, s. 47–57.
- K a l i n o v s k i P. F., K u z m i n a I. E., 1993, *Pervaja nachodka ostatkov peščernogo lva v Belorusi*, *Doklady AN Belarusi* 37, 6, s. 108–110.
- K a l i n o v s k i P. F., K o v a l j u c h N. N., K u z m i n a I. E., 1989, *Pervaja nachodka ostatkov sajgi v Belorussii*, *Doklady AN BSSR* 33, 10, s. 918–920.
- M a t v e e v A. V., G ó r s k i B. N., L e v i c k a R. I., 1988, *Rel'ef Belorussii*, Universitetskoe, Minsk.
- P a z d u r A., P a z d u r M. F., 1986, *Radiocarbon chronology of the Late Glacial period in Poland*, *Acta Interdisc. Archaeol.* 4, s. 61–71.
- S c a g l o v a V. V., 1971, *Pra kompleksy antrapagenavych sysunov na terytoryi Belarusi*, [w:] *Antrapagen Belarusi*, Nauka i Technika, Minsk, s. 220–223.

## STRUCTURE AND AGE OF THE VILIYA FLOOD PLAIN NEAR SMORGON

(summary)

The gravel pit lies on the Viliya flood plain, around 7 km upstream Smorgon. Numerous archival drilling allowed to recognize the alluvia structure and to distinguish several alluvial series, and almost 30 radiocarbon datings (of bones and subfossil tree trunks) allowed to establish their age (Fig. 1, Tab. 1).

Animal bones lie in the alluvia of the flood plain (series III) and in the underlying strata of the older, buried series (series II, I?). These data are contradictory to the previous ideas which said that the bones came from the sediments of the second and the first overflow terraces and from the flood plain, which were supposed to be formed in the middle Valdai and the beginning of the Holocene (eg. Capenko, Machnac 1959).

The II series, the sandy-gravel one, may be dated at the Interpleniglacial and the upper Pleniglacial (38–24 ka BP) and its younger member IIB, at the beginning of the maximum last glaciation (21–19 ka BP). The III series was already formed in the Late Glacial and the Holocene (15–5 ka BP) and probably consisted of the several alluvial body connected with the lateral migration of the Viliya river bed. However, the sandy-gravel alluvia of the overflow terraces were probably formed in the Svirski stadial when the Viliya river valley was the main artery of the proglacial waters.



**WYDAWNICTWA IGIPIZ PAN  
VARIA**

- Bibliografia Geografii Polskiej 1990, 1996, 305 s.**  
**Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce, Zeszyt 5. Wieloarkuszowe mapy topograficzne Polski 1576–1870, 1984, cz. 1, 109 s., cz. 2 tab. 220, zł 12, –**  
**Katalog dawnych map Rzeczypospolitej w kolekcji Emeryka Hutten-Czapskiego i w innych zbiorach. Oprac. W. Kret, 1978, 164 s., 37 map; T. 2. Mapy XVIII wieku. Oprac. T. Paćko, D. Stachnał-Talanda, E. Gołąb-Jankowska, 1992, 250 s., 56 map, zł 25, –**

**WYKAZ ZESZYTÓW CONFERENCE PAPERS**

1. **Restructuring of economies and regional development, 1988, 156 s.**
2. **Natural environment of suburban areas as development factor of big cities, 1988, 184 s.**
3. **The state, modes of production and world political map, 1989, 186 s.**
4. **Problemy współczesnej topoklimatologii / Problems of contemporary topo-climatology, 1990, 226 s.**
5. **Agricultural classifications. A review of methodology, 1990, 69 s.**
6. **Global change regional research centres, 1990, 181 s.**
7. **The impact of urbanization upon rural areas, 1990, 272 s.**
8. **The processes of depopulation of rural areas in Central and Eastern Europe, 1990, 322 s.**
9. **Przestrzenne problemy zdrowotności / Spatial problems of health, 1990, 322 s.**
10. **Evolution of population and economic activities in urban regions, 1990, 168 s.**
11. **Geograficzne badania nad płodnością / Geographical research on fertility, 1991, 123 s.**
12. **Restructuring and spatial strategy, 1991, 203 s.**
13. **Impact des mutations structurelles sur le développement territorial en Europe, 1991, 215 s., zł 2, –**
14. **Sesja naukowa IGIPIZ PAN 1991 / Annual Conference 1991, 1991, 156 s., zł 2, –**
15. **Housing and urban policy in transition, 1992, 112 s., zł 2, –**
16. **Geographical issues of social and economic transformation of contemporary Japan and Poland, 1992, 158 s., zł 2, –**
17. **Współczesna geografia polityczna / Contemporary political geography, 1993, 128 s., zł 2, –**
18. **Geography of organic matter production and decay, SCOPE Seminar, Szymbark, September 11–18. 1991, 1993, 188 s., zł 3, –**
19. **Climate and atmospheric deposition studies in forests. International Conference, Nieborów, October 6–9. 1992, 1994, 276 s., zł 15,–**
20. **Przemiany środowiska przyrodniczego Karpat i Kotlin Podkarpackich / Environmental changes of the Carpathian and Subcarpathian Basins, 1995, 124 s., zł 9,–**
21. **EURO–MAB IV. Mountain zonality facing global change, 1995, 176 s., zł 10,–/18,–**
22. **Polish eastern border. Past and present problems, 1995, 96 s., zł 8,–/14,–**
23. **Współczesne badania klimatologów polskich w kraju i za granicą / Recent Polish climatological investigations in Poland and abroad, 1995, 236 s., zł 16,–/24,–**
24. **Urban and regional issues in geographical research in Poland and Italy, 1995, 168 s., zł 10,–/18,–**
25. **Przemiany struktury przestrzennej obszarów wiejskich w strefach podmiejskich Polski i Rumunii. Materiały seminarium polsko-rumuńskiego, Warszawa 12–16 VI 1995, 1996, 116 s., zł 8,–/14,–**

WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ  
z ostatnich lat

1993

1. T. LIJEWSKI, E. S. SUJKO – Koncentracja aktywności gospodarczej i społecznej w 150 większych miastach Polski, 94 s., zł 3,-
2. A. MISZCZUK – Wyludnianie się wsi a rolnictwo wschodniej Lubelszczyzny, 86 s., zł 3,-
3. W. STOLA – Struktura przestrzenna i klasyfikacja funkcjonalna obszarów wiejskich Polski, 66 s., zł 3,-
- 4-5. A. KOTARBA (red.) – Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach, 81 s., zł 4,-
6. B. WYŻGA – Funkcjonowanie systemu rzecznej środkowej i dolnej Raby w ostatnich 200 latach, 93 s., zł 4,-

1994

- 1-2. A. S. KOSTROWICKI, J. SOLON (red.) – Studium geobotaniczno-krajobrazowe okolic Pińczowa, 197 s., zł 10,-
  - 3-4. A. DZIEWULSKA – Przemiany struktury przestrzennej chowu zwierząt gospodarskich w Polsce w latach 1970–1988, 77 s., zł 10,-
  - 5-6. T. KOZŁOWSKA-SZCZĘSNA – Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk. Czterdzieści lat działalności 1953–1993, 138 s., 8 zał.
- SUPLEMENT (5–6) – D. GAZICKA – Wybrane publikacje pracowników Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk wydane w latach 1953–1993, 69 s., zł 10,-

1995

1. S. KOZARSKI – Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka → 10 ka BP), 84 s., zł 5.20,-
2. P. GĘBICA – Ewolucja doliny Wisły pomiędzy Nowym Brzeskiem a Opatowcem w vistulianie i holocenie, 92 s., zł 5.20,-
3. A. GAWRYSZEWSKI – Mapy narodowościowe, wyznaniowe i językowe Polski wykonane przez autorów obcych. Bibliografia (lata 1846–1967), s. 102, zł 6,-

1996

4. A. KOTARBA (red.) – Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach – II, s. 70, zł 6,-

1997

5. E. CZYŻOWSKA – Zapis zdarzeń powodziowych na pograniczu boreału i atlantyku w osadach stożka napływowego w Podgrodziu, s. 74, zł 7,-