

ACTA GEOGRAPHICA LODZIENSIA

NR 86

Lucyna Wachecka  
-Kotkowska

Ewolucja  
doliny Luciąży  
– uwarunkowania  
klimatyczne  
i lokalne



Łódzkie Towarzystwo Naukowe  
Łódź - 2004

**ŁÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE**  
90-505 Łódź, ul. M. Skłodowskiej-Curie 11  
tel. (042) 66 55 459, fax (042) 66 55 464  
sprzedaż wydawnictw tel. 66 55 448  
<http://www.ltn.lodz.pl>

**REDAKTOR**  
Krystyna Turkowska

**RECENZENT TOMU**  
Elżbieta Mycielska-Dowgiallo

**Kolegium redakcyjne**  
*Zbigniew Klajnert, Kazimierz Klysik, Krzysztof Koźuchowski,  
Tadeusz Krzemiński, Zygmunt Maksymiuk, Barbara Manikowska*

**Sekretarz: Danuta Dzieduszyńska**

**Wydano z pomocą finansową Komitetu Badań Naukowych  
i Uniwersytetu Łódzkiego**

**© Copyright by Łódzkie Towarzystwo Naukowe – Łódź 2004**

**ISSN 0065-1249**

**Skład: Karolina Ławska**  
**Projekt okładki: Agnieszka Roman**  
**Druk: Triada, Łódź, ul. Limanowskiego 147/149**  
**Nakład: 200 egz.**

## SPIS TREŚCI

Wprowadzenie.....	11
Założenia metodologiczne.....	11
Polożenie terenu badań.....	13
Rys rzeźby obszaru między Kodrąbiami a Piotrkowem.....	15
Cechy rzeźby doliny Luciąży. Problem i cel pracy.....	16
Metody badań.....	18
Budowa geologiczna podłoża dorzecza Luciąży.....	23
Tektonika.....	23
Ukształtowanie powierzchni podczwartorzędowej.....	26
Rozmieszczenie i miąższość osadów czwartorzędowych.....	28
Plejstocenijskie uwarunkowania podłoża doliny Luciąży (od protoplejstocenu do interglacjału mazowieckiego).....	30
Budowa podłoża doliny na tle zasięgu zlodowaceń środkowopolskich i ich faz recesyjnych.....	34
Podłoże doliny – odcinki (I)–(V).....	38
Osady doliny Luciąży.....	40
Basen górnej Luciąży między Rzejowicami, Masłowicami i Cieślami (I).....	40
Osady poziomów fluwioglacjalnych.....	40
Osady poziomu wysokiego II.....	48
Osady dna doliny.....	54
Dolina Luciąży między Cieślami a Trzepnicą (II).....	57
Osady poziomów pradolinnych IV i III.....	57
Osady terasy wysokiej II.....	59
Osady dna dolinnego i terasy niskiej I.....	61
Dolina Luciąży między Trzepnicą a Cieszanowicami (III).....	62
Osady poziomu sandrowego.....	63
Osady terasy wysokiej II.....	68
Osady terasy niskiej I.....	73
Osady dna doliny.....	75
Dolina Luciąży między Cieszanowicami a Kłudzicami (IV).....	77
Osady poziomu pozadolinnego, sandrowego.....	77
Osady poziomu pradolinnego niższego III.....	82
Osady terasy wysokiej II.....	84
Osady terasy niskiej I i dna doliny.....	86
Dolina dolnej Luciąży poniżej Kłudzic (V).....	89
Ślady osadów starszych od osadów poziomu pradolinnego III.....	90
Osady poziomu pradolinnego niższego III.....	93
Osady terasy wysokiej II.....	94
Osady terasy niskiej I.....	101
Osady dna doliny.....	103
Morfogeneza doliny Luciąży.....	109

Uwarunkowania glacialne.....	109
Rola lądolodu odrzańskiego w kształtowaniu doliny Łuciąży.....	109
Rozwój doliny podczas zlodowacenia warciańskiego.....	112
Rozwój doliny w vistulianie.....	119
Rozwój doliny w holocenie.....	130
Czynniki rozwoju doliny Łuciąży.....	135
Rola czynników lokalnych, wewnętrznych.....	135
Wpływ czynników lokalnych, zewnętrznych.....	137
Rola czynników klimatycznych w rozwoju systemu rzecznoego.....	138
Wpływ antropopresji w systemie dolinnym.....	141
Podobieństwa i różnice w rozwoju doliny Łuciąży i innych dolin w środkowej Polsce.....	143
Wnioski końcowe.....	145
Literatura.....	147
Summary.....	156



## SPIS RYSUNKÓW

### Rysunki

1. Położenie terenu badań na tle jednostek fizycznogeograficznych
2. Mapa hipsometryczna terenu badań
3. Mapa dokumentacyjna
4. Poziomy dolinne doliny Luciąży
5. Reprezentatywne profile poprzeczne przez dolinę Luciąży
6. Klucz do profili litofacjalnych
7. Szkic geologiczny odkryty dorzecza Luciąży
8. Ukształtowanie podłoża podczwartorzędowego
9. Miąższość osadów czwartorzędowych w obszarze badań na tle dorzecza Luciąży
10. Syntetyczne przekroje geologiczne przez dolinę Luciąży
11. Zasięgi zlodowaceń środkowopolskich między Łodzią, Częstochową a Radomiem
12. Lokalizacja stanowisk w odcinku (I)
13. Budowa geologiczna basenu górnej Luciąży na tle struktur elewacji radomszczańskie
14. Rzejowice. Osady poziome sandrowego w południowo-zachodniej części basenu Luciąży
15. Chelczów. Budowa pagórka kemowego (?)
16. Piła-Cieśle. Budowa terasy wysokiej II
17. Rzejowice-wysypisko. Budowa brzeżnej części terasy wysokiej II
18. Ochotnik. Kontakt osadów eolicznych i rzecznych
19. Przerąb-Piła. Cechy osadów budujących brzeżne partie dna
20. Lokalizacja linii przekrojów w odcinkach (II)-A i (III)-B oraz stanowisk w odcinku (III)
21. Przekroje geologiczne poprzez dolinę Luciąży między Trzepnicą a Cieśłami
22. Przekroje geologiczne przez dolinę Luciąży na północ od Trzepnicy
23. Mierzyn. Cechy strukturalne osadów podłoża i ich korelacja przestrzenna
24. Cechy strukturalne osadów terasy wysokiej II
25. Budowa stropu terasy wysokiej II
26. Borowiec III. Cechy strukturalne i teksturalne osadów budujących terasę niską I
27. Cechy strukturalne (A) i teksturalne (B) osadów dna
28. Lokalizacja przekrojów i stanowisk w odcinku (IV)
29. Budowa geologiczna dorzecza dolnej Luciąży (poniżej Cieszanowic)
30. Wybrane profile sedimentologiczne osadów poziomu sandrowego fazy odrzywołu
31. Dąbrówka I. Budowa poziomu pradolinnego niższego III
32. Cekanów-Ignaców. Cechy osadów budujących terasę wysoką II
33. Dąbrówka III. Cechy osadów terasy niskiej I
34. Lokalizacja przekroju geologicznego i stanowisk w odcinku (V)
35. Przyglów-Polanka. Budowa podłoża doliny na kontakcie z poziomem pradolinnym III
36. Kłudzice Nowe III. Cechy strukturalne (A) i teksturalne (B) osadów poziomu pradolinnego III
37. Kalek. Budowa osadów terasy wysokiej II w partii brzeżnej
38. Budowa terasy wysokiej II
39. Osady budujące terasę niską I
40. Kłudzice III. Osady budujące wyższy poziom dna
41. Zbiornicze profile sedimentologiczne osadów dna w odcinku ujściowym

42. Szkic geomorfologiczny doliny Luciąży
43. Cechy uziarnienia w osadach cyklu glacialnego
44. Struktury sedymentacyjne w przebadanych osadach cyklu glacialnego
45. Obróbka ziarna kwarcowego w osadach morfogenezy glacialnej
46. Typy struktur sedymentacyjnych w przebadanych osadach aluwialnych morfogenezy peryglacialnej
47. Zmiany obróbki ziarna kwarcowego w aluwiach plenivistuliańskich wraz z głębokością
48. Cechy uziarnienia osadów aluwialnych cyklu peryglacialnego (vistulian)
49. Obróbka ziaren kwarcowych w aluwiach morfogenezy peryglacialnej (vistuliańskiej)
50. Obróbka ziaren kwarcowych w osadach późnovistuliańskich i holocenijskich
51. Uziarnienie w osadach rzecznych holocenijskich
52. Struktury sedymentacyjne przebadanych aluwiów holocenijskich
53. Profil podłużny dna doliny Luciąży

#### Tabele

1. Podział zlodowceń środkowopolskich na jednostki różnego rzędu
2. Cykle morfogenetyczne w dolinie Luciąży
3. Datowania osadów rzecznych w dolinach Pilicy i Luciąży (wraz ze Strawą)

## ZARYS TREŚCI

W pracy podjęto próbę przedstawienia doliny Łuciąży jako doliny poligenicznej i złożonej w aspekcie czasowo-przestrzennym. Określono wpływ starszego podłoża i tektoniki na organizację odpływu w dolinie. Wskazano na ścisły związek wykształcenia formy dolinnej z budową bezpośredniego podłoża doliny, który wyraża się istnieniem pięciu różnowiekowych odcinków: doliny marginalnej fazy odrzywołu wykorzystującej misę końcową fazy wieniawy (I), doliny proglacialnej fazy odrzywołu na zapleczu fazy wieniawy (II), doliny rzecznej, przełomowej, postglacialnej, vistuliańskiej (III), doliny marginalnej warty, założonej w obniżeniu dolinnym fazy odrzywołu (IV), (V).

Wyodrębniono poziomy pozadolinne i pradolinne IV i III, powstałe podczas zlodowaceń środkowopolskich a także poziomy rzeczne, związane z morfogenezą peryglacialną (terasa wysoka II i niska I) oraz holoceniską normalną (wielopoziomowe dno). Przeprowadzono również charakterystykę osadów wypełniających dolinę w wyodrębnionych odcinkach i poziomach. Następnie wyróżniono kolejne etapy rozwoju doliny na tle innych dolin w środkowej Polsce.

Wskazano na istnienie w okolicach Cieszanowic przed około 200 ka BP, europejskiego działu wodnego między zlewiskiem Morza Północnego i Morza Czarnego oraz dwóch odrębnych dolin, skierowanych ku NE i SE w stosunku do odcinka (III). Powstanie doliny nastąpiło przed środkowym pleniwistulanem przez połączenie dwóch części i odpływ ku N na drodze przelewu lub/i kaptażu. Wyraźny moment transformacji koryta Łuciąży przypadł na alleród (przed 10 920 BP) i był wynikiem postępującego ocieplenia.

Omówiono lokalne, klimatyczne i antropiczne uwarunkowania i ich rolę w systemie fluwialnym Łuciąży. W odcinkach (I), (V), położonych na granicy jednostek tektonicznych czynniki lokalne i klimatyczne są równoważne. W odcinkach środkowych (II)–(IV) dominują czynniki klimatyczne. Na zakończenie przeprowadzono ocenę postępującej ingerencji człowieka w dolinie.

## WPROWADZENIE

Systemy rzeczne to jedne z najbardziej złożonych układów w geosferze. Ich geneza i ewolucja jest często bardzo skomplikowana. W przyrodzie rzadko zdarzają się doliny w całości monogeniczne, proste, będące formami ukształtowanymi wyłącznie przez wody płynące. Najczęściej spotyka się doliny poligeniczne lub/i złożone (K l i m a s z e w s k i 1978, 1994), dlatego też problem ich rozwoju wciąż powraca na tle różnych uwarunkowań w kontekście badań jakościowych i ilościowych. W trakcie studiów wszelkiego rodzaju dolin rzecznych na Ziemi geomorfologdy fluwialni często wyznaczają i określają za S c h u m m e m (1977) wpływ zmiennych zależnych i niezależnych na dany system rzeczny. Wychwycenie prawidłowości występujących w ewolucji konkretnych dolin pozwala coraz pełniej określić prawa rządzące środowiskiem fluwialnym.

W środkowej Polsce dość dobrze rozpoznano ewolucję dolin na tle różnorodnych uwarunkowań. Do coraz mniej licznych, dotąd nie opisanych w całości dolin w regionie łódzkim należy dolina Luciąży, dotąd traktowana fragmentarycznie i marginalnie na tle innych problemów badawczych: jako granica tego regionu (D y l i k 1948), jako szlak pradolinny na przedpolu lobu Widawki podczas zlodowacenia warciańskiego (K l a t k o w a 1972; K r z e m i ń s k i 1974, 1989, 1997; Z i o m e k 1986; K u r k o w s k i, P o p i e l s k i 1991; B r z e z i ń s k i 1992) oraz na tle badań ogólnogeograficznych z nachyleniem ku kompleksowemu spojrzeniu na środowisko tego obszaru (G ł a d y s z 1978; K r z e m i ń s k i, N o w a k o w s k i 1980; G o ź d z i k 1982; W a c h e c k a - K o t k o w s k a 1994; K r y s i a k 1999).

## ZAŁOŻENIA METODOLOGICZNE

Luciąża pełniła i pełni do dziś rolę funkcjonalną dla systemu fluwialnego Pilicy, a ta z kolei dla Wisły. W ten sposób system fluwialny Wisły tworzył i tworzy obecnie kaskadowy łańcuch, złożony z wielu subsystemów w rozumieniu K n i g h t o n a (1984). Reakcja systemu fluwialnego (np. Wisły) na zmiany warunków zewnętrznych np. klimatycznych jest złożona i epizodyczna (S c h u m m 1977) oraz odbywa się z pewnym opóźnieniem, co podkreślono szeroko w literaturze (F l o r e k *et al.* 1990; L u d w i k o w s k a - K ę d z i a 2000). Przejawia się

ona powstawaniem fal erozyjnych i depozycyjnych. Bezpośrednio wyraża się to w dynamice koryt w części transportowej (środkowej) oraz w przebiegu i tempie akumulacji w dolnych odcinkach subsystemów. Opisane procesy zachodzą najbardziej wyraziście w subsystemach niższego rzędu, jakim jest subsystem Luciąży.

Funkcjonowanie takiego systemu, opiera się na skomplikowanych relacjach przyczynowo-skutkowych w obrębie wielu subsystemów (np. Luciąży), najczęściej złożonych. Zależy ono od czynników zależnych, niezależnych oraz nieokreślonych. Zmienne niezależne to czas, klimat i geologia. Warunkują one zmienne zależne: hydrografię (sptyw, obieg i bilans wody w zlewni), pokrywę roślinną (typ i gęstość) oraz rzeźbę (morfologię stoków, koryta, doliny i osadów). W zależności od przyjętej skali czasowej zmienne niezależne mogą stać się zależnymi lub nieokreślonymi, tak jak to przedstawił T e i s s e y r e (1991).

System fluwialny Luciąży został opisany na podstawie wyidealizowanego modelu systemu fluwialnego S c h u m m a (1977), który składa się z trzech zasadniczych członów: 1 – strefy produkcji; 2 – strefy transportu i 3 – strefy depozycji. W pracy podjęto analizę tych stref oraz zmiennych, w miarę możliwości, w różnych skalach czasowych: *cyclic*, *evolution time* (pełen cykl rozwoju rzecznoego), *graded time* (etap rozwoju podczas względnej równowagi dynamicznej systemu), *steady time* (pojedyncze wydarzenia – jednorodne i stabilne morfogenetycznie).

Założono *a priori*, że początki tworzenia się systemu fluwialnego Luciąży należy wiązać z okresem zlodowacenia odrzańskiego i jego fazami recesyjnymi. Proces jego ewolucji (*evolution time*) trwa do czasów współczesnych. System ten przechodził różne fazy rozwoju (*graded time*), złożone w sensie przestrzennym, choć lokalnie jednorodne (*steady time*). Zachodziły one w ścisłym powiązaniu z procesami przebiegającymi w systemach rzecznych niższego rzędu (poczynając od IV., tj. dorzecza Prudki, Bogdanówki, itp.) i wpływały na złożoność procesów zachodzących w systemach wyższego rzędu, tj. Pilicy, a następnie Wisły.

W pracy omówiono szczegółowo pojedyncze epizody, opisujące elementy pojedynczego cyklu morfogenetycznego z ewolucji doliny – *steady time* (rozdział „Osady doliny Luciąży”). Wybrano elementy na tyle jednorodne i reprezentatywne, by na ich podstawie można było wyciągnąć wnioski na temat przebiegu poszczególnych etapów, jako okresów stabilizacji rozwoju systemu na przykład podczas morfogenezy plenivistuliańskiej – *graded time* (rozdział „Morfogeneza doliny Luciąży”). W rozdziale przedostatnim („Czynniki rozwoju doliny Luciąży”), określono determinanty właściwe dla rozwoju całego cyklu rzecznoego Luciąży – *cyclic*, *evolution time*.

Pojawienie się człowieka w dolinach oraz jego działalność gospodarcza spowodowały wiele zmian w obiegu materii i energii. Dlatego obszar badań należałoby dodatkowo rozpatrywać jako zintegrowany fluwialny system geomorfologiczny (B o g a c k i, K o w a l c z u k 2000) – twór heterogeniczny, składający się z podsystemu naturalnego i sztucznego, rozwijający się według własnych praw. Złożoność budowy i funkcjonowania takiego systemu wynika również z położenia doliny Luciąży na granicy wyżyn i nizin Polski. Punktem wyjścia rozważań autorki stała się oparta na wywodach S t a r k l a teza (1983), zawierająca się w stwierdzeniu, że w związku z położeniem na peryferiach stref morfologiczno-tektonicznych

(może na granicy stref klimatyczno-roślinnych w przeszłości) mogło istnieć w dolinie Luciąży większe prawdopodobieństwo osiągnięcia wartości progowych, przejawiające się w wyraźniej zaznaczonych elementach dolinnych i cechach wypełniających dolinę osadów.

## POŁOŻENIE TERENU BADAŃ

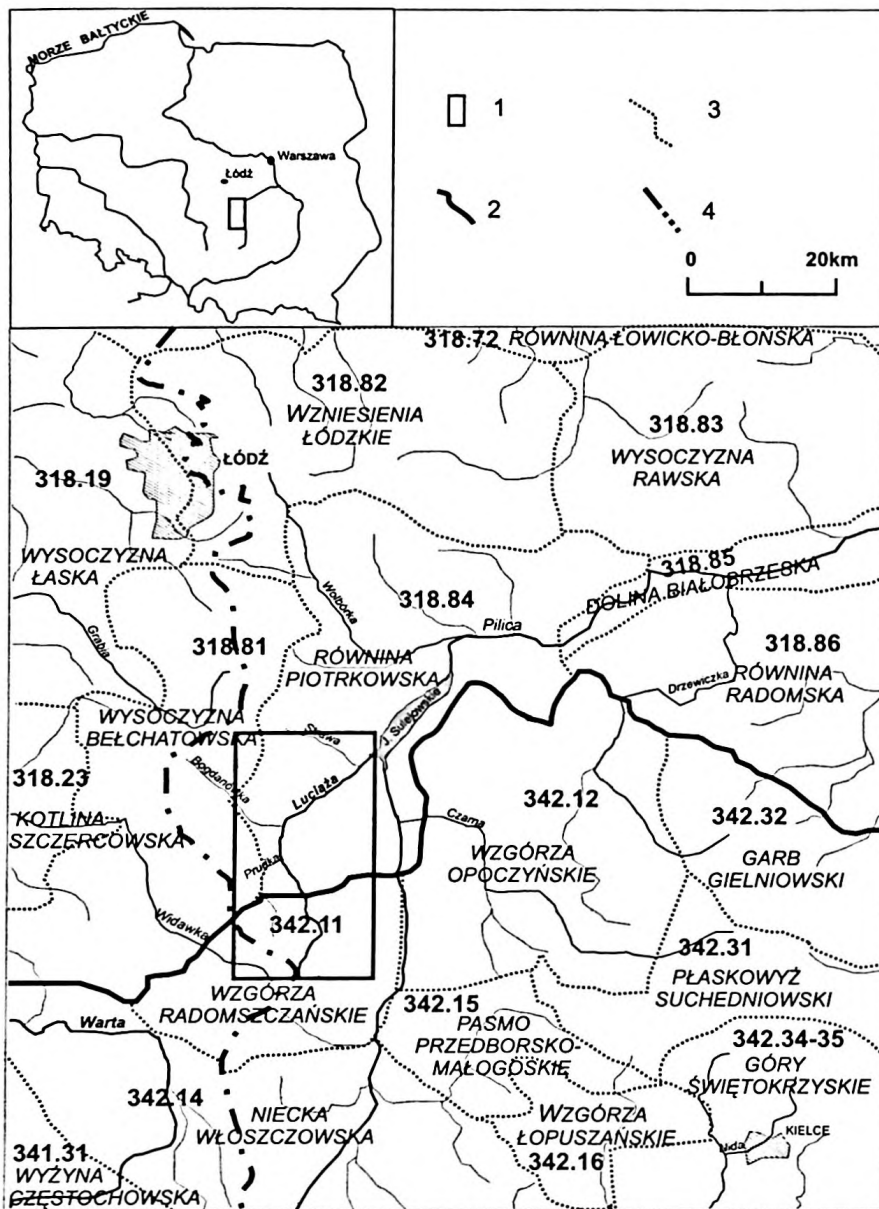
Liczący około 400 km<sup>2</sup> obszar badań położony jest w obrębie dorzecza Luciąży pomiędzy Piotrkowem Trybunalskim i Sulejowem na północy, a Kodrąbiami i Przedborzem na południu (rys. 1).

W podziale fizycznogeograficznym D y l i k o w e j (1973) obszar dorzecza Luciąży położony jest w obrębie południowo-wschodniej części Wyżyny Łódzkiej, należącej do Krainy Wielkich Dolin. Leży pomiędzy Równiną Piotrkowską na północy, Wysoczyzną Belchatowską na zachodzie, Wzgórzami Radomszczańskimi na południu z najwyższym wzniesieniem – Górą Chełmo (323 m n.p.m.) oraz doliną Pilicy na wschodzie. Równina Piotrkowska, zajmująca największą część terenu badań, została po raz pierwszy opisana od strony morfologiczno-morfometrycznej przez D y l i k a w 1948 roku.

K o n d r a c k i (1988, 1994, 2001) w regionalizacji fizycznogeograficznej Polski podzielił obszar badań na dwie części – wyżynną i nizinną (rys. 1). W samej dolinie Luciąży granica prowincji między Niżem Środkowoeuropejskim (31) a Wyżyną Małopolską (34) przebiega we wsi Trzepnica. Na północ od Trzepnicy rozciąga się Równina Piotrkowska (318.84), będąca mezoregionem Wzniesień Południowomazowieckich (318.8). Równina ta ograniczona jest od zachodu Wysoczyzną Belchatowską (318.81), od północy Wzniesieniami Łódzkimi (318.82), a od północnego wschodu Doliną Białobrzeską (318.85). Część obszaru badań na południe od Trzepnicy znajduje się na terenie Wyżyny Środkowomazowieckiej (342) – Wzgórz Radomszczańskich (342.11), należących do Wyżyny Przedborskiej (342.1).

W podziale geomorfologicznym Polski według G i l e w s k i e j (1999) opisywany obszar położony jest w całości w prowincji Nizu Środkowoeuropejskiego (A), podprowincji Nizin Środkowopolskich (AV), w obrębie dwóch makroregionów – Wzniesień Łódzkich (AVg) i Nizin Południowomazowieckich (AVh). W centralnej i północnej części znajduje się Równina Piotrkowska (AVh3), równina denudacyjna, miejscami przeobrażona przez działalność wiatru i rozcięta dolinami, natomiast w części południowej położone są Wzgórz Radomszczańskie (AVh2). Te dwa regiony geomorfologiczne graniczą od wschodu z Równiną Pilicy (AVh4), od północy z Wysoczyzną Łódzką (AVg2), a od zachodu z Wysoczyzną Belchatowską (AVg1).

Rzeka Luciąża licząca 50,2 km długości jest lewobrzeżnym dopływem Pilicy i płynie w dolinie o długości 47,25 km. Luciąża wypływa z niewielkiej niszy źródłkowej z ponoru w rumoszu wapiennym. Powstaje z połączenia trzech strumieni,



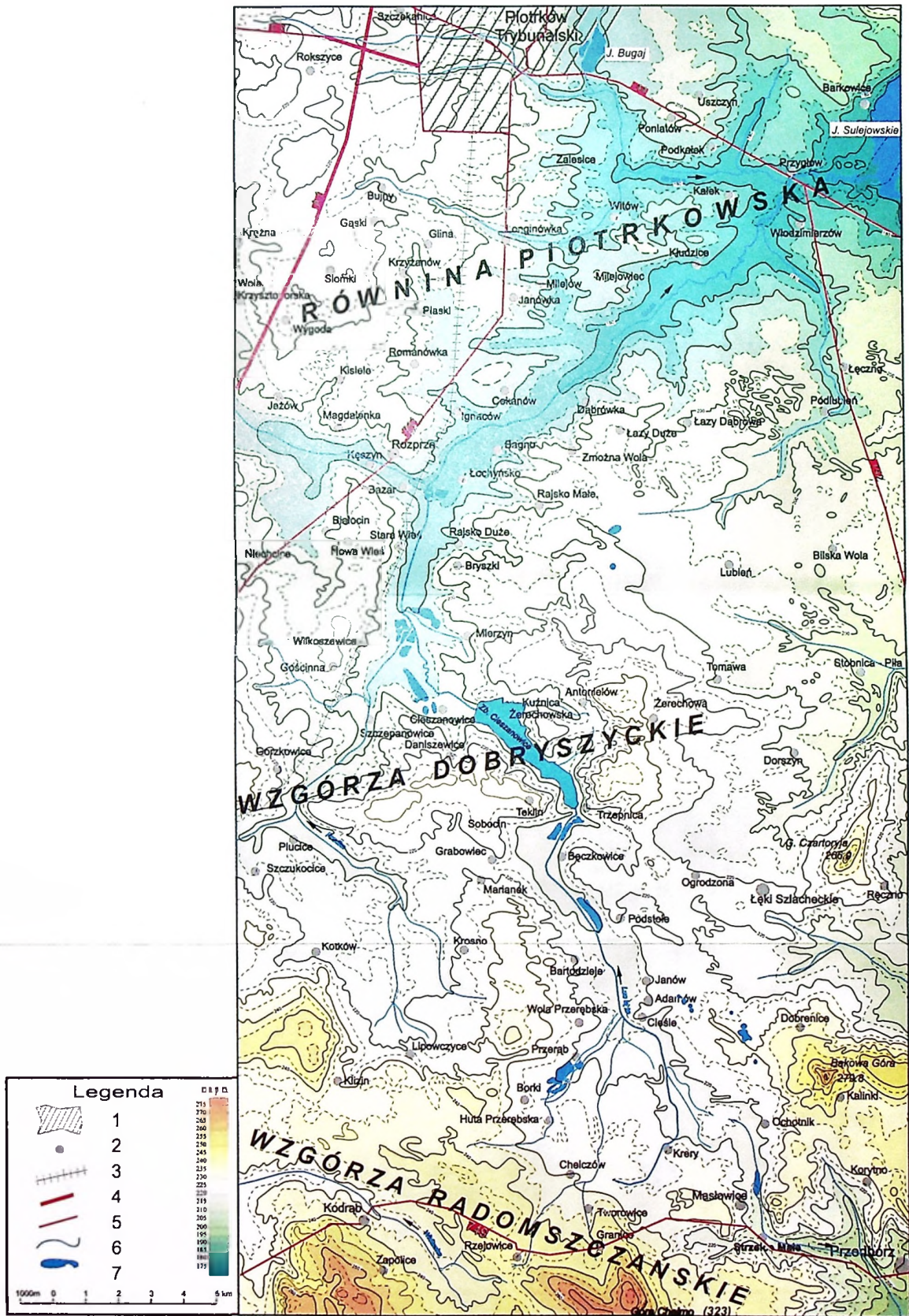
Rys. 1. Położenie terenu badań na tle jednostek fizycznogeograficznych wg Kondrackiego (1988, 1994)

1 – obszar badań; 2 – granice prowincji; 3 – granice mezoregionów; 4 – dział wodny I rzędu

Location of the study area against the major physico-geographical units after Kondracki (1988, 1994)

1 – study area; 2 – boundaries of provinces; 3 – boundaries of mesoregions; 4 – watershed of the first order





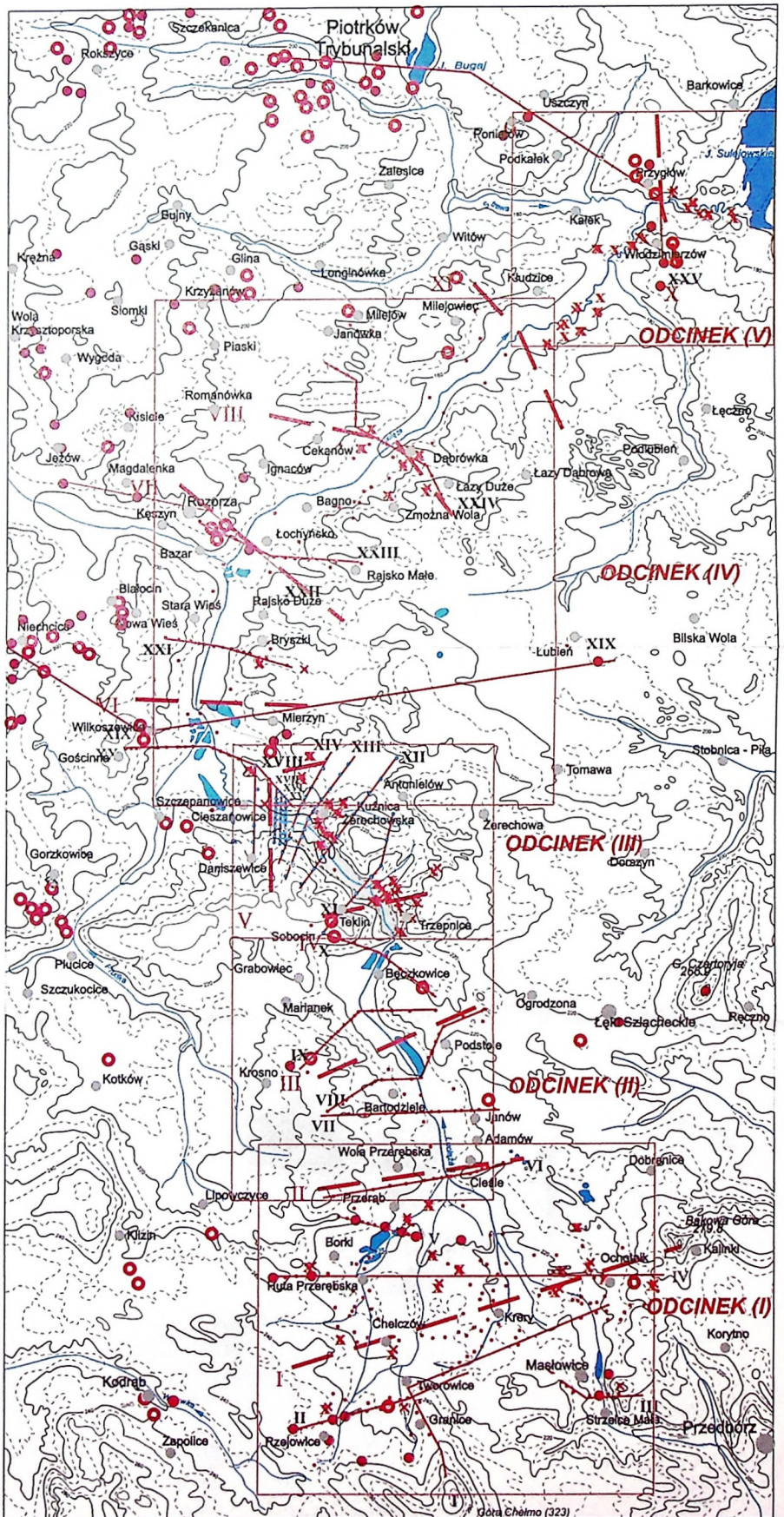
Rys. 2. Mapa hipsometryczna terenu badań

1 – obszar zabudowy miejskiej; 2 – miejscowości; 3 – kolej warszawsko-wiedeńska; 4 – autostrada A1; 5 – drogi krajowe; 6 – rzeki; 7 – stawy, zbiorniki wodne

Morphological map of the study area

1 – urban area; 2 – places; 3 – Warsaw-Vienna railway line; 4 – A1 motorway; 5 – national roads; 6 – rivers; 7 – ponds, water basins





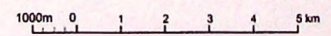
Rys. 3. Mapa dokumentacyjna

otwory wiertnicze: 1 - przebijające osady czwartorzędowe, 2 - nie przebijające osadów czwartorzędowych, 3 - wykonane dla potrzeb budowy zbiornika „Cieszanowice” (4-40 m głęb.), 4 - sondy ręczne (2-5 m); 5 - stanowiska dokumentacyjne (1-29); 6 - przekroje geologiczne (1-XXV); 7 - profile hipsometryczne (rys. 5, profile I-IX)

Documentation map

boreholes: 1 - piercing the Quaternary, 2 - terminated in Quaternary sediments, 3 - made during the construction of the “Cieszanowice” reservoir (4-40 m deep), 4 - hand-made borings (2-5 m); 5 - documentation sites (1-29); 6 - geological cross-sections (1-XXV); 7 - hypsometric profiles (Fig. 5, profiles I-IX)

1 ● 2 ○ 3 • 4 • 5 X 6 IX — 7 V — —



z których najdłuższy bierze początek we wsi Rzejowice na wysokości 244,4 m n.p.m. Nieopodal, 400 m na zachód od Rzejowic ma swoje źródła również Widawka (rys. 2). Luciąża najpierw płynie w kotlinie kilkoma strugami w układzie widlastym, kierując swe wody na północ, do Cieśli. Następnie, do Cieszanowic, rzeka płynie w dolinie o przebiegu NNE, z niewielkimi korektami – na N między Bęczkowicami a Trzepnicą i na NNW między Trzepnicą a Cieszanowicami (rys. 3). Od Cieszanowic płynie ona południkowo, by dalej, na 30 km biegu, skrócić ku NE. Przy ujściu do Pilicy jej przebieg ma kierunek równoleżnikowy (rys. 2).

Obecnie Luciąża uchodzi do Zalewu Sulejowskiego w okolicach Murowańca (1,5 km za E do Przyglowa) na wysokości 166,5 m n.p.m. Ogólny spadek koryta wynosi 1,7‰ (rys. 4), co umożliwiła zaliczenie Luciąży do rzek wyżynnych (K l i m a - s z e w s k i 1994). Dział wodny pierwszego rzędu między dorzeczem Wisły i Odry towarzyszy na całej długości zachodniemu skrzydłu jej dorzecza (rys. 1).

## RYS RZEŻBY OBSZARU MIĘDZY KODRĄBIEM A PIOTRKOWEM

Na obecną rzeźbę badanego terenu miały wpływ morfogenezy trzecio- i czwartorzędowa. Obszar ten stanowi strefę przejściową między rzeźbą charakterystyczną dla wyżyn Polski Południowej (G i l e w s k a 1999) a rzeźbą Nizin Środkowopolskich. Występują tu fragmenty powierzchni erozyjno-denudacyjnej z odpreparowanymi skałami podłoża oraz elementy rzeźby staroglacjalnej Nizu Polskiego, typowej dla Krainy Wielkich Dolin (D y l i k o w a 1973).

Kulminacje terenu otaczające dolinę, od południa – Góra Chełmo (323 m n.p.m.), i od południowego wschodu – Bąkowa Góra (279 m n.p.m.) oraz Czartoryja (267 m n.p.m.) związane są z wychodniami starszego podłoża. Są to kopulaste wzniesienia z zaokrąglonymi grzbietami (rys. 2), i kilkoma horyzontami denudacji trzeciorzędowej poniżej wierzchołków (K w a p i s z 1983), leżącymi na wysokości 250–270 m n.p.m. Zaznaczone są one na przykład na północnym stoku Chełmskiej Góry między Rzejowicami, Tworowicami a Chełmem. Choć trudno je wyodrębnić z powodu przykrycia starszej rzeźby przez utwory czwartorzędowe, M a n i k o w s k a (2000) uważa, że powierzchnie te w obrębie Góry Chełmo należy wiązać z plioceńską fazą denudacji, po aktywizacji pionowych ruchów w fazie styryjskiej (środkowy miocen), w której to nastąpiło odmłodzenie rzeźby w całym pasie wyżyn południowopolskich oraz intensywna erozja pokryw wietrzeniowych. W plejstocenie, a szczególnie w vistulianie, ukształtowała się tutaj fersialitowa strefa wietrzeniowa, która ulegała przekształceniom w wyniku wietrzenia mrozowego.

Formy trzeciorzędowej rzeźby strukturalnej przechodzą łagodnie ku północy w zdenurowane równiny, zbudowane z resztek pokryw czwartorzędowych, głównie lodowcowych i wodnolodowcowych. Równiny te rozcięte są dolinami i dolinkami denudacyjnymi.

Największe powierzchnie badanego terenu zajmują obszary wysoczyznowe, zawarte pomiędzy doliną Luciąży i Pilicy na wschodzie, a doliną Luciąży i Widadki z Grabią na zachodzie i północy. Na południu, w obrębie Wzgórz Radomszczańskich, wysoczyzny położone są na wysokości 200–240 m n.p.m. i oznaczają się najbardziej żywą rzeźbą na obszarze całej Wyżyny Łódzkiej (Dylik i Kowal 1973). Deniwelacje terenu wyrażone są w wysokościach względnych dochodzących nawet do 20–30 m (rys. 2, rys. 5, profile I–IV). Dalej ku północy, w kierunku Piotrkowa Trybunalskiego i Sulejowa, powierzchnie te przechodzą w coraz bardziej zwartą, płaską i monotonną Równinę Piotrkowską o wysokości 180–190 m n.p.m.

Rzeźba Równiny charakteryzuje się małymi wysokościami względnymi sięgającymi 5–10 m oraz małym nachyleniem powierzchni, maksymalnie do 1,5° (rys. 5, profile VII–X). Pierwotne powierzchnie zostały miejscami nadbudowane wydrami lub pokrywami piasków przewianych.

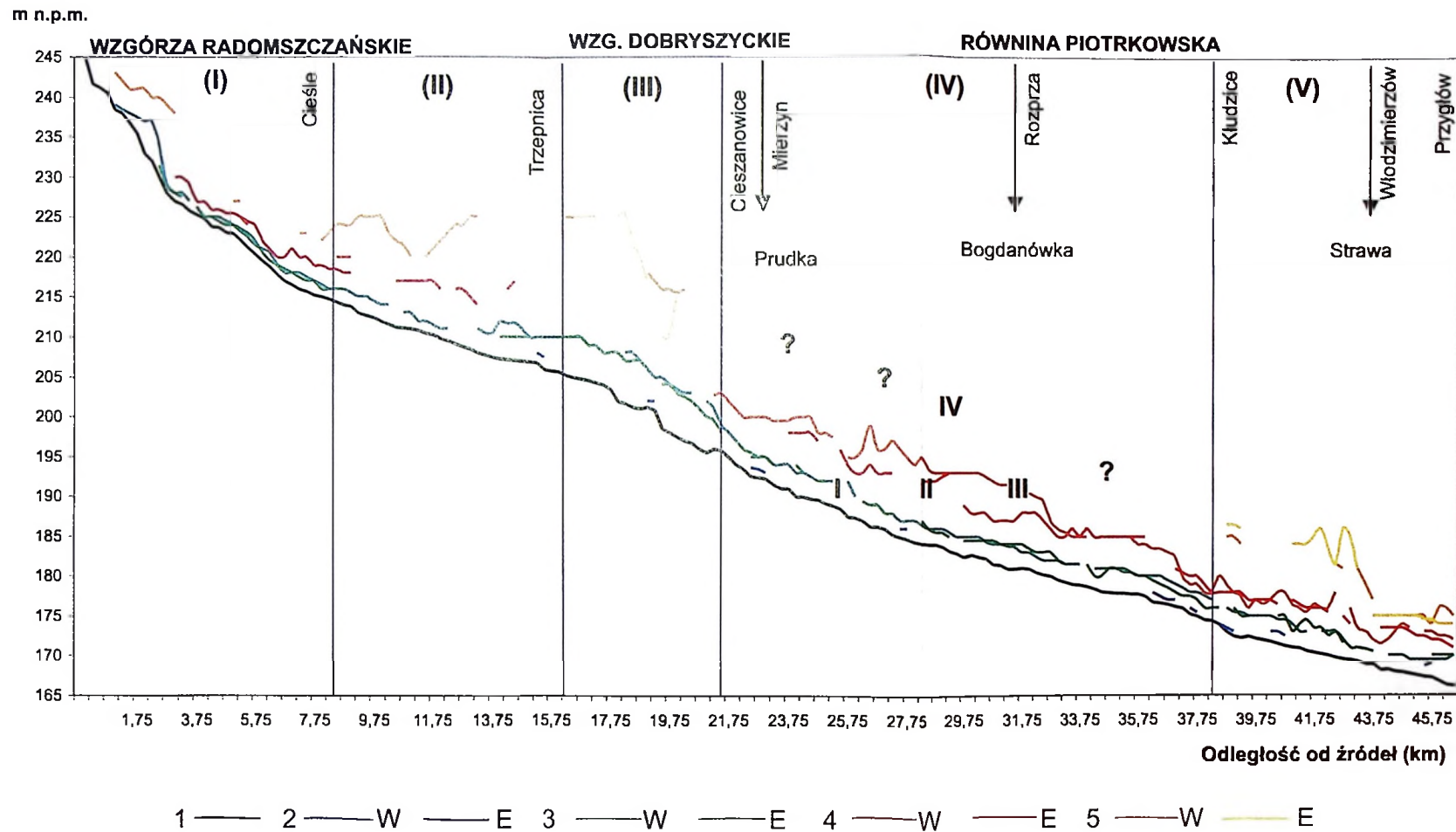
Mimo, że cała ta powierzchnia ulegała niewątpliwie przeobrażeniom i retuszowi w warunkach klimatu peryglacjalnego, udokumentowanym w wielu miejscach środkowej Polski (Dylik 1953; Goździk 1973, 1991; Kuydowicz-Turkowska 1975; Wieczorkowska 1975; Turkowska 1988, 1999, 2001), wysoczyzny na badanym obszarze wciąż urozmaicają wyniosłości w postaci wzgórz i pagórków moren czołowych akumulacyjnych, na południu o wysokości 220–240 m n.p.m. i wysokościach względnych dochodzących nawet do 25 m (rys. 5, profile II–IV). Leżące na południowym zachodzie na wysokości 230–240 m n.p.m. (rys. 5, profil I, część W) i na północnym wschodzie (rys. 5, profile VI–X, część E) równiny sandrowe i fluwioglacjalne, tworzą płaskie powierzchnie o deniwelacjach 2–7 m. Na wysoczyźnie występują formy wklęsłe począwszy od mis wytopiskowych, rynien i dolinek wód fluwioglacjalnych, dolinek denudacyjnych, mis deflacyjnych (Krysiak 1999), dolinek bocznych doptywów – Prudki, Bogdanówki, Strawy, Rakówki oraz innych beziemiennych cieków – a skończywszy na równinach utworzonych przez roślinność w różnych w zagłębieniach terenu. Największą i najbardziej wyrazistą w morfologii formą wklęsłą rozcinającą wysoczyznę jest dolina Luciąży.

#### CECHY RZEŻBY DOLINY LUCIĄŻY. PROBLEM I CEL PRACY

Na podstawie analizy morfometrycznej wykonanej na mapach topograficznych w skali 1:10 000 i przy użyciu arkusza kalkulacyjnego MS Excel (Wachcicka-Kotkowska 2001) dolinę Luciąży podzielono na pięć morfometrycznie i morfologicznie zróżnicowanych odcinków, dobrze czytelnych na rysunkach 2, 4, 5:

**(I) odcinek między Rzejowicami, Masłowicami na południu a Cieślami na północy tworzy asymetryczny basen, urozmaicony pod względem szerokości,**



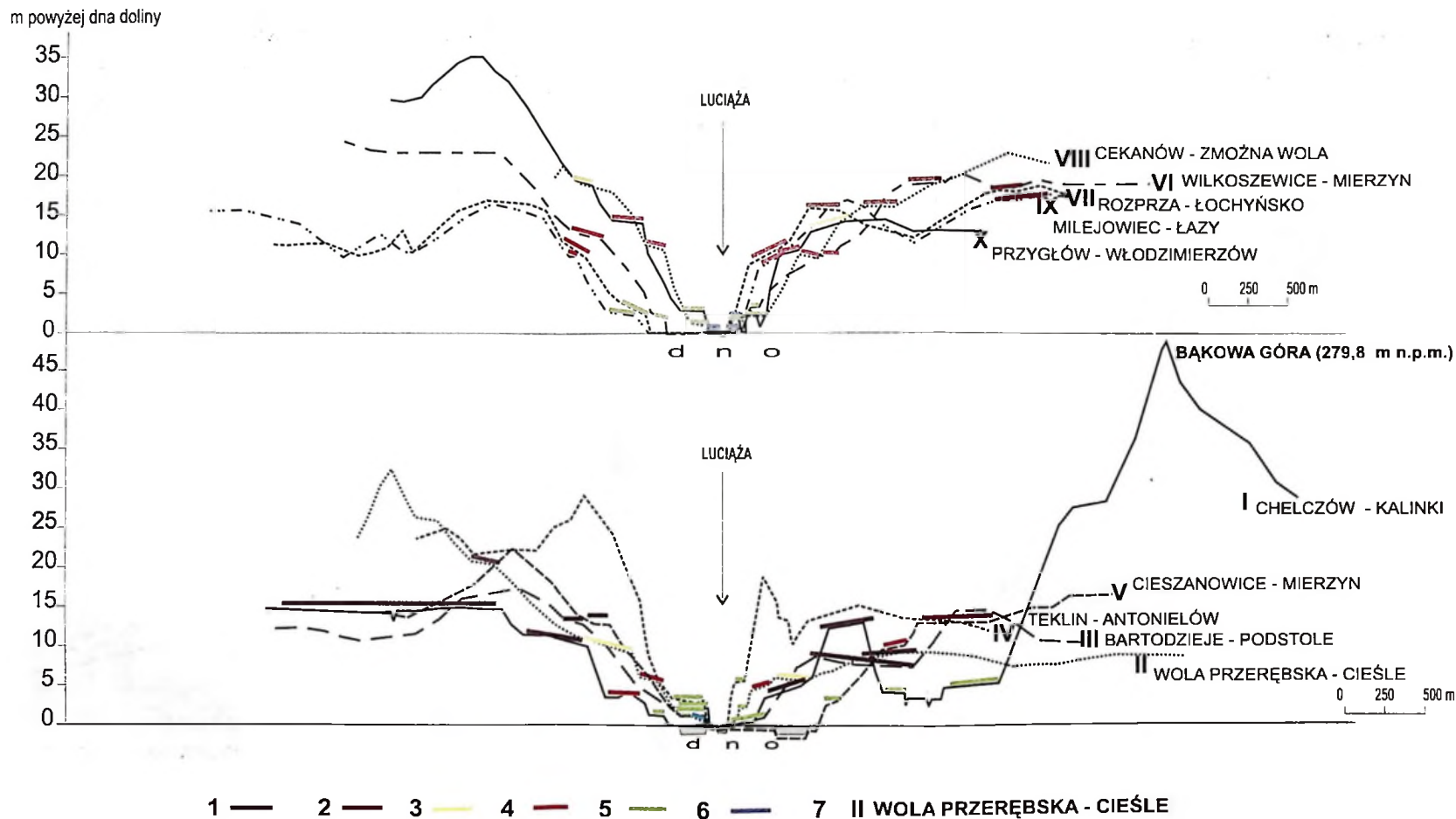


Rys. 4. Poziomy dolinne doliny Luciąży

poziomy rzeczne: 1 – dno doliny (holocen), 2 – terasa niska I (późny vistulian), 3 – terasa wysoka II (plenivistulian); poziomy pradolinne, fluwioglacjalne: 4 – niższy III (faza warka i grójca zlodowacenia warty), 5 – wyższy IV (faza odrzywołu zlodowacenia odry); E – wschodnia część doliny; W – zachodnia część doliny

Valley levels of the Luciąża valley

fluvial levels: 1 – valley floor (Holocene), 2 – low terrace I (Late Vistulian), 3 – high terrace II (Plenivistulian); levels of the marginal valley, fluvioglacial: 4 – lower III (Warka and Grójec Phases of Warta Glaciation), 5 – higher IV (Odrzywól Phase of Odra Glaciation); E – eastern part of the valley; W – western part of the valley



Rys. 5. Reprezentatywne profile poprzeczne przez dolinę Luciąży (poprowadzone co 4,5 km)

poziomy pozadolinne, sandrowe ze zlodowacenia odry: 1 – faza wieniawy, 2 – faza odrzywól; poziomy dolinne: pradolinne, fluwioglacjalne ze zlodowaceń środkowopolskich: 3 – wyższy IV (faza odrzywól zlodowacenia odry), 4 – niższy III (faza warki i grójca zlodowacenia warty); poziomy rzeczne: 5 – terasa wysoka II (plenivistulian), 6 – terasa niska I (późny vistulian); 7 – numer i orientacja profilu (rys. 3)

Representative cross-section profiles through the Luciąża valley (constructed with 4.5 km intervals)

overvalley outwash levels of Odra Glaciation: 1 – Wieniawa Phase, 2 – Odrzywól Phase, valley levels: levels of the marginal valley, fluvioglacial, of Middle Polish Glaciations: 3 – upper IV (Odrzywól Phase of Odra Glaciation), 4 – lower III (Warka and Grójec Phases of Warta Glaciation); fluvial levels: 5 – high terrace II (Plenivistulian), 6 – low terrace I (Late Vistulian); 7 – number and orientation of the profile (Fig. 3)

głębokości samej formy, długości i nachyleń stoków otaczających go Wzgórz Radomszczańskich. Wyróżniono tutaj poziom pozadoliny (sandrowy), na zachodzie i w centrum basenu, poziom pradolinny III/IV występujący jedynie w zachodniej części i wszechobecny, rozległy poziom wysoki II oraz dno.

**(II) odcinek między Cieślami a Trzepnicą** ma przebieg południkowy. Dolinę na tym odcinku charakteryzuje dość szerokie dno i dwa poziomy pradolinne (fluwioglacjalne) – III i IV – występujące jedynie w zachodniej części (mające kontynuację od zachodu w dolinkach bocznych, zawieszonych w okolicach Sobocina) oraz dwie terasy rzeczne II i I, przy czym ostatnia występuje tutaj wyspowo. Jest to odcinek łącznikowy między basenem (Wzgórzami Radomszczańskimi) a przełomem (Wzgórzami Dobryszyckimi). Sukcesywnie z południa ku północy wzrasta głębokość doliny, długość i nachylenie stoków. Na tym odcinku dolina jest asymetryczna. Stok wschodni jest bardziej nachylony i krótszy niż zachodni. Tak wyrażoną asymetrię można wiązać z wpływem peryglacjalnych warunków klimatycznych (Mycielska-Dowgiałło 1978).

**(III) odcinek między Trzepnicą a Cieszanowicami** stanowi wąską i głęboką dolinę przełomową w obrębie Wzgórz Dobryszyckich. Występują tutaj tylko poziomy terasowe II i I, wąskie dno i ślady poziomów sandrowych, nachylonych na zewnątrz przełomu – zarówno na północ, jak i na południe. W odcinku tym wyznaczono położenie działu wodnego, który funkcjonował w pewnym okresie rozwoju doliny na wysokości 225–230 m n.p.m. Interesujący jest tutaj fakt, że przy wzroście szerokości doliny, maleje szerokość jej dna. Zależność tę można by wytłumaczyć dynamiką podłoża związaną z występowaniem rowu Bełchatowa lub/i zatamowaniem biegu rzeki przez wydmy w okolicach młyna Łęgoń.

**(IV) odcinek między Cieszanowicami a Kłudzicami** tworzy dość szeroką, częściowo asymetryczną dolinę, o łagodnych, połączonych i dość długich stokach Równiny Piotrkowskiej. W dolinie zaznaczają się poziomy: pozadoliny (sandrowy), występujący jedynie po wschodniej stronie, pradolinny niższy III i dwie terasy rzeczne II i I oraz płaskie, szerokie dno. Stok w zachodniej części doliny jest bardziej nachylony i krótszy niż we wschodniej. Występująca w tym odcinku asymetria związana jest z litologią (różnowiekowe osady).

**(V) odcinek poniżej Kłudziec** ma przebieg równoleżnikowy, w ujściu otwiera się ku dolinie Pilicy. Morfometrycznie zbliżony jest do odcinka (III), choć w dolinie występują poziomy (podobnie jak w odcinku (IV)): pozadoliny (sandrowy), pradolinny niższy III, dwie terasy rzeczne II i I oraz wielopoziomowe dno. Jest nieco głębszy i węższy od odcinka (IV).

Poszczególne odcinki różnią się cechami rzeźby, takimi jak: szerokość, głębokość doliny, długość i nachylenie stoków, itd. Naczelną jednak cechą rzeźby dolinnej jest różna ilość i charakter poziomów dolinnych i sandrowych, co jest wynikiem odrębnej ewolucji jej pięciu odcinków.

Zróznicowanie doliny oraz równie odmienny jej charakter w stosunku do innych opisywanych dolin w regionie łódzkim, stały się przyczyną podjęcia badań tej formy. Za podstawowy cel badawczy przyjęto wyjaśnienie złożonej genezy doliny Łuciąży w aspekcie czasowo-przestrzennym. Postawiono hipotezę, że dolina Lu-

cięży jest formą poligeniczną i złożoną w rozumieniu Klimaszewskiego (1978) i przyjęto, że należy rozważyć jej morfogenezę w związku z:

- starszym podłożem,
- przebiegiem zlodowaceń środkowopolskich na tym obszarze,
- warunkami klimatycznymi w środowisku peryglacjalnym w vistulianie,
- holocenijskim cyklem umiarkowanym normalnym,
- działalnością człowieka.

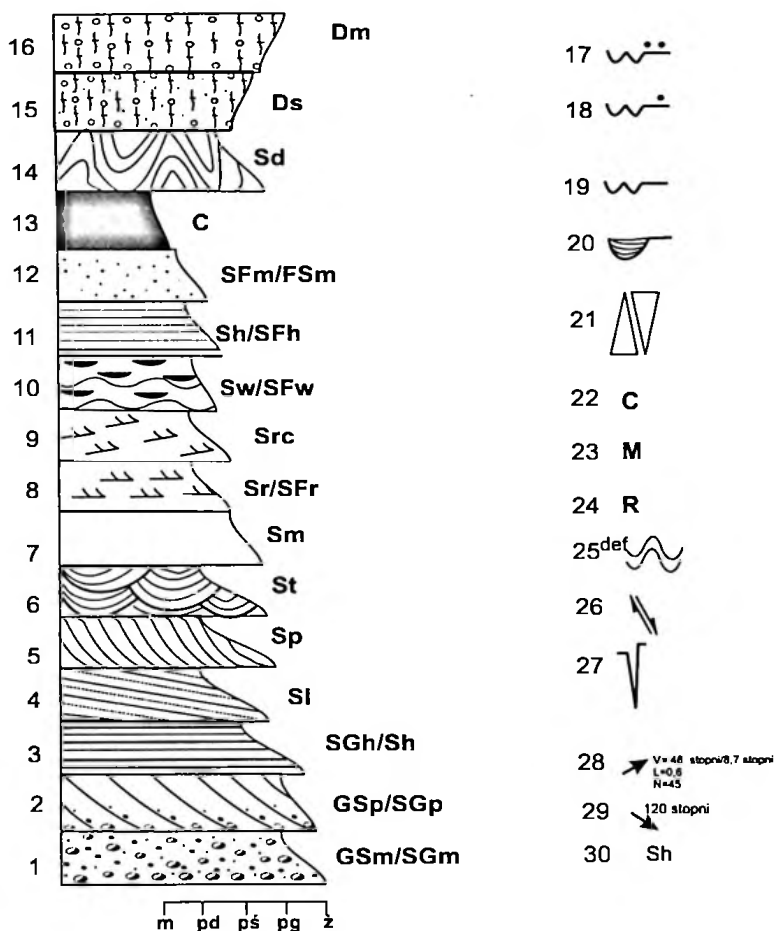
Realizacja tak nakreślonego celu wymagała użycia wielu metod i procedur badawczych.

## METODY BADAŃ

Przeprowadzone w latach 1993–1995 i 1997–1998 badania terenowe, polegały w głównej mierze na wykonaniu dokumentacji 55 odkrywek (rys. 3) o głębokości 1,2–10 m położonych w różnych sytuacjach morfologicznych. Szczególnie przydatne okazały się wykopy towarzyszące budowie czaszy zalewu „Cieszanowice” (Wachlecka-Kotkowska 1994, 1999) oraz odstonięcia w podcięciach meandrowych w odcinku ujściowym.

Dokonana na podstawie wykopów analiza budowy geologicznej doliny została uzupełniona około 300 sondami ręcznymi, do głębokości 4 m, zlokalizowanymi najczęściej wzdłuż linii szczegółowych przekrojów geologicznych (rys. 3). W wyniku przeprowadzonych prac dość dobrze poznano osady wyższych poziomów dolinnych i sandrowych. Natomiast w obrębie dna doliny, z powodu płytko zalegającego poziomu wód gruntowych (1,0–2,5 m), nie udało się nawet uchwycić granicy litologiczno-stratygraficznej między holocenem a plejstocenem. W terenie dokonano również wielu pomiarów morfometrycznych.

Analiza odkrywek w terenie polegała po określeniu ich sytuacji geomorfologicznej i szczegółowej lokalizacji topograficznej, wyróżnieniu głównych serii osadowych i określeniu ich cech strukturalnych. Pobrano próbki do analiz teksturalnych w różnych odcinkach różnych poziomów dolinnych i do datowań wieku bezwzględnego. Próbkę nie były pobierane w równych odstępach, ale z możliwie pojedynczych jednostek sedymentacyjnych (Mycielska-Dowgiałło 1995), z odkrywek o jasnej sytuacji geologicznej i z miejsc kluczowych dla wyjaśnienia problemu rozwoju doliny. Prześlędzono sposób wykształcenia osadów oraz warstwowania, które jest ważnym wskaźnikiem środowiska sedymentacji i sposobu transportu osadu (Roniewicz 1995). W terenie, przy opisie osadów wykorzystano kod litofacjalny i litogenetyczny Miałła i Rusta z 1978 (*vide* Brodzikowski, van Loon 1991; Krzyszkowski 1991a, b; Zieliński 1992, 1995, 1998; Brodzikowski 1993; Goździk, Zieliński 1996, 1997) zmodyfikowany przez Zielińskiego (1995, 1998) (rys. 6).



Rys. 6. Klucz do profili litofacjalnych

oznaczenia litologiczne: 1 – żwir ilasto-piaszczysty o strukturze masywnej, 2 – żwir/piasek żwirowy masywny, 3 – żwir/piasek żwirowy warstwowany poziomo, 4 – żwir/piasek żwirowy warstwowany przekątnie, 5 – piasek o niskokątowym warstwowaniu przekątnym, 6 – piasek o przekątnym warstwowaniu prostym, 7 – piasek o warstwowaniu przekątnym rynnowym, 8 – piasek masywny, 9 – piasek o przekątniej laminacji riplemarkowej, 10 – piasek o przekątniej laminacji riplemarków wstępujących, 11 – piasek mulkowaty o laminacji smużystej, 12 – piasek mulkowaty/mulfil laminowany poziomo, 13 – torf; 14 – piaski o zdeformowanej strukturze, 15 – diamiktyt smużysty (głina)

inne oznaczenia: 16 – powierzchnia erozyjna wielkiej skali z brukiem, 17 – powierzchnia erozyjna wielkiej skali, 18 – lokalny kontakt erozyjny, 19 – wypełnienie kanału, 20 – normalna i odwrócona sekwencja uziarnienia frakcjonalnego, 21 – zwarty szkielet ziarnowy; 22 – rozproszony szkielet ziarnowy, 23 – rytmite, 24 – osad zdeformowany, 25 – fałdy spływowo, 26 – uskoku normalne i odwrócone, 27 – klíny mrozowe, 28 – rozkład kierunku paleoprzepływu istotny statystycznie, zaznaczony wektor wypadkowy (V, L, N: azymut i wielkość wektora wypadkowego, ilość pomiarów), 29 – kierunek paleoprzepływu (bez istotności statystycznej), 30 – litofacie

### Key to sedimentary logs

lithological signatures: 1 – massive clayey-sandy gravel, 2 – massive gravel/gravelly sand, 3 – gravel/gravelly sand of horizontal stratification, 4 – gravel/gravelly sand of cross stratification, 5 – low-angle cross-stratified sand, 6 – planar cross-stratified sand, 7 – through cross-bedded sand, 8 – massive sand, 9 – ripple cross-laminated sand, 10 – sand of climbing-ripple cross-lamination, 11 – silty sand of flaster lamination; 12 – silty sand/silt/clay of horizontal lamination, 13 – peat, 14 – deformed sand, 15 – flaster diamicton (till)

additional signatures: 16 – large scale erosional surface with a pavement, 17 – large scale erosional surface, 18 – local erosional contact, 19 – scour infill, 20 – fining- and coarsening-up sequence, 21 – massive deposit, 22 – matrix-supported deposit, 23 – rhythmite, 24 – deformed deposit, 25 – flow folds, 26 – normal and reverse faults, 27 – ice-wedges, 28 – distribution of palaeocurrent direction statistically significant, mean vector marked (V, L, N: azimuth, coefficient of concentration, number of measurements), 29 – palaeocurrent direction (without statistical significance), 30 – lithofacies



W trakcie analizy litofacjalnej, oprócz cech teksturalnych i strukturalnych (litofacji), scharakteryzowano sposób warstwowania (R o n i e w i c z 1995; A l l e n 2000), skalę i geometrię jednostek depozycyjnych, sposób kontaktów między litofacjami (R o n i e w i c z 1995), kierunki paleoprądów (biegi i upady lamin w osadach piaszczystych przy warstwowaniach przekątnych, orientację gładzików w osadach gruboklastycznych) oraz potencjał zachowania warstw. Wskazano również na możliwości sedymentacji w warunkach normalnych lub/i katastroficznych, w tym zjawiska i procesy wyjątkowe (B r o d z i k o w s k i , v a n L o o n 1991) oraz na litofacje wskaźnikowe i ewentualną cykliczność sedymentacji. Następnie przystąpiono do ekstrapolacji osadów. Cały proces badawczy w terenie zakończył się scharakteryzowaniem środowiska sedymentacyjnego i określeniem przypuszczalnej pozycji stratygraficznej opisywanych osadów.

Następny etap stanowiły prace laboratoryjne. Miały one na celu poszerzenie analizy sedymentologicznej na podstawie ilościowego ujęcia cech teksturalnych. W latach 1999–2000 w Laboratorium Katedry Badań Czwartorzędu Uniwersytetu Łódzkiego wykonano analizy granulometryczne 580 próbek o wadze 100 g metodami – sitową dla osadów grubszych (540 próbek) i pipetową (40 próbek). Wyliczono wskaźniki uziarnienia F o l k a i W o r d a (1957). Przy próbkach o znacznej zawartości wielkich klastów w postaci dużych żwirów nie było możliwe obliczenie wszystkich wskaźników, gdyż nie istniało na przykład  $\phi 5$  czy  $\phi 16$ , co wyrażono symbolem ND (nie do obliczenia).

Dla każdego stanowiska, na podstawie wyliczonych wskaźników, w programie Corel Draw 7.0, graficznie przedstawiono cechy teksturalne osadów w zależności od głębokości zalegającego osadu. Następnie w programie MS Excel sporządzono zbiorcze wykresy opisujące cechy równowiekowych osadów. Zdaniem M y c i e l s k i e j - D o w g i a ł ł o (1995), na podstawie takich wykresów, możliwe jest rozgraniczenie poszczególnych środowisk sedymentacyjnych w badaniach regionalnych.

W ramach prac laboratoryjnych dla 580 próbek wykonano analizę morfoskopową z frakcji psamitowej 0,8–1,0 mm (minimum 100 ziaren w próbce) metodą C a i l l e u x (1942) w modyfikacji G o ź d z i k a (1980). Jak wiadomo, ze względu na subiektywizm w wyznaczeniu stopnia zaokrąglenia dla wszystkich próbek zastosowano jako uzupełniającą metodę K r u m b e i n a (1941). Należy podkreślić, że ziarna właśnie tej frakcji uważane są za najbardziej wrażliwe na zmienne warunki środowisk sedymentacyjnych, a więc za najlepsze przy rekonstrukcjach paleogeograficznych (B a l i Ń s k a - W u t t k e 1960; G o ź d z i k 1980, 2001; M y c i e l s k a - D o w g i a ł ł o 2001; W o r o n k o 2001). Wykonane analizy morfoskopowe stanowią cenne źródło informacji o warunkach sedymentacji i pochodzeniu materiału, późniejszej transformacji osadu (G o ź d z i k 1980; M y c i e l s k a - D o w g i a ł ł o 1995). Wykorzystywane są one powszechnie do celów stratygraficznych (B a l i Ń s k a - W u t t k e 1960; G o ź d z i k 1980, 2001; R o m a n , L i s i c k i 2000). Za szczególnie ważną należy uznać analizę obróbki ziarna kwarcowego, jako najbardziej wyrazistego wskaźnika środowiska transportu i sedymentacji (G o ź d z i k 1980, 1991, 1995a; W o r o n k o 2001), dlatego też znajduje ona szerokie zastosowanie w badaniach róż-

nych genetycznie osadów (G o ź d z i k 1973, 1980, 1991; N a l e w a j k o 1982; M a n i k o w s k a 1985; K o b o j e k S. 1990; T u r k o w s k a 1997c; W a c h e c k a - K o t k o w s k a 1998; K o b o j e k E. 2000).

W trakcie analiz morfoskopowych przeprowadzonych pod mikroskopem binokularnym ziarna rozróżniano według pięciu kategorii: RM (*ronds-mats propres* – matowe, zaokrąglone), EL (*emoussés-luisants* – zaokrąglone, obrobione, błyszczące), EM (*mediocreés* – pośrednie), NU (*non-usés* – bez obróbki) i C (*cassés* – pęknięte), chociaż M y c i e l s k a - D o w g i a ł ł o i W o r o n k o (1998) zaproponowały rozszerzenie spektrum wyróżnień do 7 grup ziaren.

Materiał organiczny w postaci torfów, namułu torfiastego i węgielków, pochodzący z odkrywek poddano datowaniu bezwzględnemu metodą  $^{14}\text{C}$  w laboratorium Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi (5 próbek Lod 882–886). Wyniki, na tle zestawienia zbiorczego datowań stanowisk w sąsiednich obszarach do 1995 roku (S z u m a ń s k i 1983; T r z e c i a k , B o r o w i e c 1996), były pomocne w określeniu faz stabilizacji koryta i zmian paleohydrologicznych na przelomie plejstocen–holocen oraz wpływu człowieka na uruchomienie różnorodnych procesów w systemach dolinnych.

Z glin faz pomaksymalnych zlodowacenia odry pobrano również 2 próbki do datowań metodą termoluminescencyjną w celu potwierdzenia wieku odrzańskiego (L i n d n e r 1977, 2001) lub ewentualnego uzyskania podstaw przesunięcia zasięgu lądolodu warty na południe (L i n d n e r , M a r k s 1995; K o w a l s k i , J a ś k o w s k i 1998), w kierunku Wzgórz Radomszczańskich. Z powodów finansowych ekspertyzy nie zostały jednak wykonane.

Zgromadzony materiał terenowy oraz wyniki analiz laboratoryjnych posłużyły do opracowań kameralnych. Korzystając ze szczegółowych map topograficznych w skali 1:10 000 całego dorzecza Luciąży opisano dolinę od strony morfometrycznej. Wyniki analiz laboratoryjnych i terenowych przedstawiono w formie statystycznej i graficznej, dzięki zastosowaniu licencjonowanych programów MS Excel, Corel Draw.

W celu wyjaśnienia roli podłoża w kształtowaniu doliny, na podstawie wierceń własnych i archiwalnych (S i w a 2000) sporządzono 25 przekrojów geologicznych (rys. 3) i zestawiono mapy podłoża przy wykorzystaniu arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 wraz z objaśnieniami (K w a p i s z 1983; Z i o m e k 1986; W a g r o w s k i 1987; K u r k o w s k i , P o p i e l s k i 1991; B r z e z i ń s k i 1992). Osady wypełniające dolinę charakteryzowano na podstawie szczegółowych przekrojów z wierceń ręcznych, przede wszystkim zaś na podstawie teksturalnej jak i strukturalnej analizy osadów (M y c i e l s k a - D o w g i a ł ł o , Z i e l i ń s k i 1997) w stanowiskach reprezentatywnych dla poszczególnych poziomów, w konkretnych częściach doliny. Wszystkie cechy osadów przedstawiono na rysunkach i opisano w jednolity sposób, stosując dla każdego stanowiska następujący schemat: litologia – cechy teksturalne – cechy strukturalne – warunki depozycji – interpretacja.

Przyjęto podział stratygraficzny i nazewnictwo zaproponowane przez L i n d n e r a (1988a, b, c, 1992). Bardziej szczegółowo skupiono się na podziale zlo-

dowaceń środkowopolskich (tab. 1) z uwzględnieniem propozycji wielu autorów, szczególnie R ó z y c k i e g o (1972), L i n d n e r a (1977, 2001) oraz B a r a n i e c k i e j (1984).

Tabela 1

Podział zlodowaceń środkowopolskich na jednostki różnego rzędu  
Division of Middle Polish glaciations into units of various rank

interglacjał cemski					
ZLODOWACENIA ŚRODKOWOPOLSKIE	zlodowacenie warty	stadial pomaksymalny – II (mławy, zlodowacenie północnopodlaskie)			
		interstadial regimiński			
		stadial pomaksymalny – I (wkry, zlodowacenie północnomazowieckie)	fazy:	pomaksymalna – III, ciechanowa	interfaza krubińska
				pomaksymalna – II, nasielska	
				pomaksymalna – I, zakroczymia	interfaza radzikowska
	maksymalna, tłuszcza				
	interstadial bugo-narwi (bużański)				
	zlodowacenie odry	stadial maksymalny (pilicy, zlodowacenie mazowiecko-podlaskie, stadial warty)	fazy:	pomaksymalna – IV, łączycy, kutna	
				pomaksymalna – III, ozorkowa	
				pomaksymalna – II, mszczonowa	
pomaksymalna – I, grójca					
maksymalna, warki					
interglacjał lubawski (grabówki, lubelski, wylezina, interstadial pilicy)					
zlodowacenie odry	stadial maksymalny, (radomki, kamiennej, stadial odry)	fazy:	pomaksymalna – II, odrzywołu		
				interfaza przytyka	
			pomaksymalna – I, wieniawy		
				interfaza wolanowa	
			maksymalna, gowarczowa		
przedmaksymalna, końskich					
interglacjał zbójna					

Opracowano na podstawie literatury (L i n d n e r 1971, 1977, 1988a, b, c, 1992, 2001; R ó z y c k i 1972; R ü h l e 1973; B a r a n i e c k a 1984); nazwy użyte w pracy zaznaczono czcionką pogrubioną.  
Pisownia jednostek zgodnie z zasadami stosowanymi przez Redakcję AGL.

Przy ewentualnym przesunięciu zasięgu zlodowacenia warciańskiego na południe, jak to zrobili L i n d n e r, M a r k s (1995) oraz K o w a l s k i, J a ś k o w s k i (1998), rozpatrywana geneza podłoża i wynikające z niego uwarunkowania doliny Łuciąży pozostałyby nie zmienione (ta sama geneza osadów i form polodowcowych zlodowaceń środkowopolskich). Korekcie uległoby jedynie rozmieszczenie zjawisk w czasie i nazewnictwo, według którego fazy recesyjne pomaksymalne odry (I – wieniawy i II – odrzywołu) zostałyby zastąpione fazami recesyjnymi łądolodu warty. Należałoby wtedy zweryfikować poglądy na temat wieku i etapów rozwoju sieci dolinnej także w innych obszarach środkowej Polski.

# BUDOWA GEOLOGICZNA PODŁOŻA DORZECZA LUCIAŻY

## TEKTONIKA

W obrębie aulakogenu środkowopolskiego, istniejącego od permu po kredę (P o ż a r y s k i, B r o c h w i c z - L e w i ń s k i 1979) powstały trzy jednostki tektoniczne: synklinorium brzeżne, antyklinorium kujawsko-pomorskie i synklinorium szczecińsko-łódzko-miechowskie (P o ż a r y s k i 1971). Dorzecze Luciaży położone jest w obrębie dwóch ostatnich. Leży ono w południowo-wschodniej części kredowej niecki łódzkiej (D y l i k o w a 1973), ograniczonej od południa pomostem przedborskim (K u r k o w s k i, P o p i e l s k i 1991), zwanym inaczej rygłem Kodrębia (S a m s o n o w i c z 1937), elewacją radomszczańską (radomskowską) (P o ż a r y s k i 1971) lub elewacją przedborską (S t u p n i c k a 1989), oddzielającą nieckę łódzką od niecki miechowskiej. W północno-wschodniej części obszaru występuje skrzydło wału kujawsko-pomorskiego w postaci antykliny Sulejowa, przechodzące ku południowi w północno-zachodnie obrzeżenie mezozoiczne Gór Świętokrzyskich (D y l i k o w a 1973; S t u p n i c k a 1989).

Na tym obszarze w szerokiej strefie dyslokacyjnej występują liczne struktury tektoniczne: synkliny, asymetryczne brachyantykliny, uskoki i fleksury (W ą g r o w s k i 1987). Geneza antyklin jest związana z tworzeniem się uskoków inwersyjnych w podłożu paleozoicznym w czasie ruchów fazy laramijskiej (S t u p n i c k a 1989), o przeważających kierunkach fałdów NW–SE (K w a p i s z 1983; W ą g r o w s k i 1987; B r z e z i ń s k i 1992). Pomędzy Sulejowem, Kodrębiem i Przedborzem (rys. 7) wyróżniono następujące podjednostki tektoniczne (od południa ku północy): antyklinę Smotryszowa, synklinę Zapolic, antyklinę Chełma, synklinę Masłowic, antyklinę Kalinek, synklinę Bąkowej Góry, antyklinę Kamieńska, synklinę Parzna-Kraszewic, antyklinę Bełchatowa, synklinę Piotrkowa-Smykowa, antyklinę Sulejowa oraz młodszy, fazy sawskiej, o kierunku NWW–SEE rów Bełchatowa, przecinający synklinę Parzna-Kraszewic na dwie części (rys. 7).

Antyklina Smotryszowa ograniczona jest od NE uskokiem odwróconym, o dość znacznej amplitudzie. W południowo-zachodniej części dorzecza Luciaży i południowo-wschodniej części dorzecza Widawki, w strefie elewacji radomszczańskiej, znajduje się również niewielki fragment NE skrzydła synkliny Zapolic, zbudowany z wapieni kampanu. Dwa duże uskoki występujące pomiędzy Zalesiem, Kościerz-

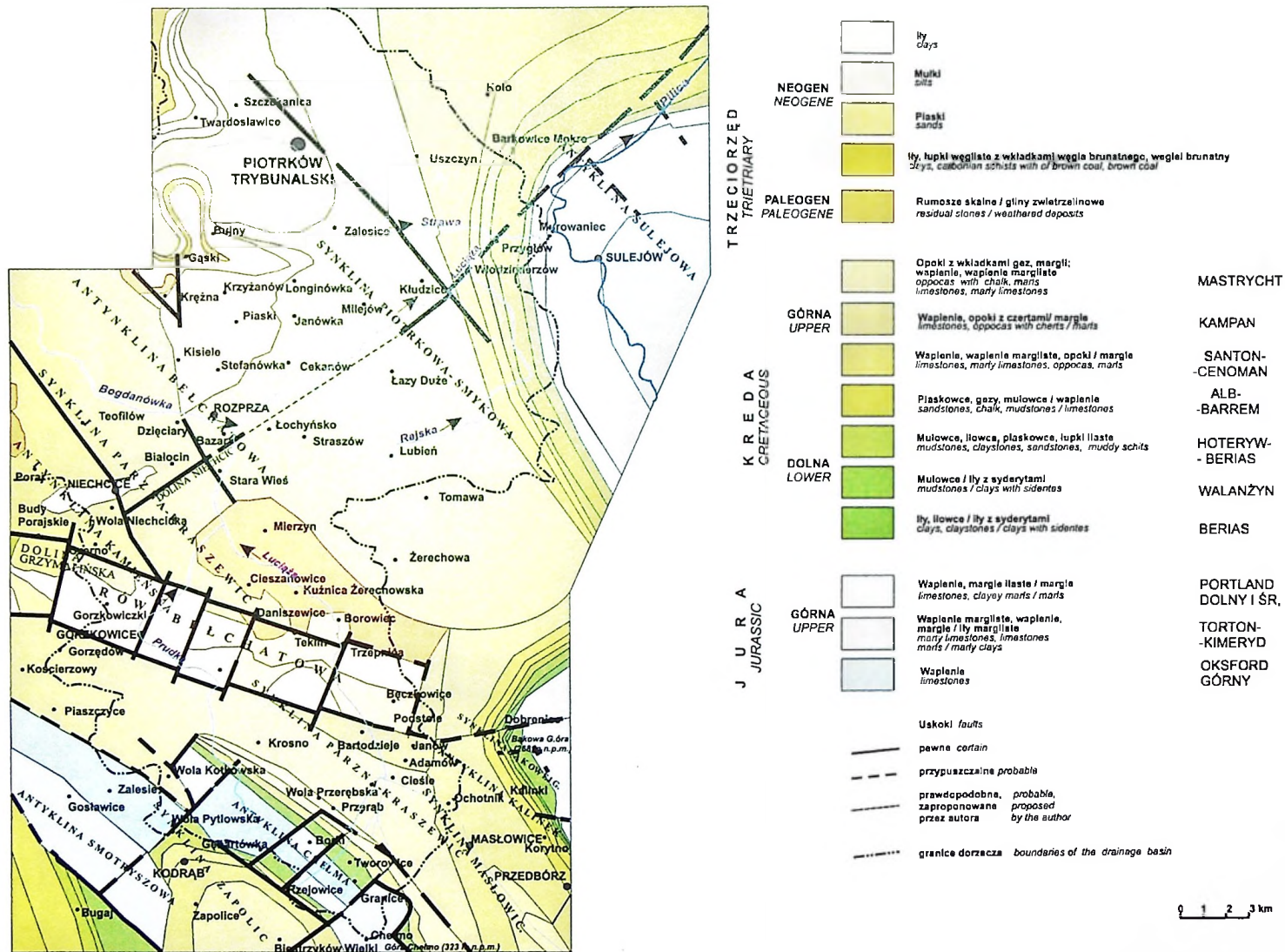
wami i Bugajem, w okolicach Kodrębia (rys. 7, 8) rozdzielające antykliny na południu sprawiają, że synklina Zapolic jest podzielona i ma charakter rowu tektonicznego (Wągrowski 1987).

Obie antykliny (Chełma i Smotryszowa) posiadają wiele cech wspólnych: w częściach osiowych odsłaniają się wapienie oksfordu, ich skrzydła mają częściowo formę dość płaskich fleksur. W obydwu występuje inwersja strukturalna w warstwach dolnomezozoicznych, związana z obecnością sztywnej serii, obejmującej utwory twardych wapieni od kimerydu po lias (Wągrowski 1987). Skrzydła obu antyklinali obcięte są prostopadłymi i równoległymi do osi uskokami, dzielącymi antykliny na bloki.

Północno-wschodnie skrzydło antykliny Chełma przechodzi w synklinę Parzna-Kraszewic w sposób ciągły, z tym że w skrzydle tym wygasa uskok, przechodzący dalej na wschód (Kwapisz 1983). Antyklina Chełma jest oddzielona od strefy fałdowej Gór Świętokrzyskich dyslokacjami dysjunktywnymi o kierunku świętokrzyskim NW–SE, z pewnym odchyleniem w kierunku NWW–SEE (Póżyński 1971). Druga, dość duża synklina Parzna-Kraszewic przechodzi na południu w synklinę Masłowic, zbudowaną z wapieni, opok i margli cenomanu–santonu, wapieni i margli kampanu oraz opok mastrychtu (rys. 7).

Południowo-wschodnia część badanego obszaru leży w obrębie antykliny Kalinek i synkliny Bąkowej Góry (jako „undulacji” na skłonie wału kujawsko-pomorskiego) w formie płaskich, szerokopromiennych wyniesień i obniżień o niewielkiej amplitudzie (Kwapisz 1983). Antyklinę Kalinek budują piaskowce albskie, piaski glaukonitowe cenomańskie, wapienie i opoki koniaku. Natomiast synklina Bąkowej Góry zbudowana jest z wapieni pelitycznych i margli kimerydu, z wyjątkiem powierzchni kulminacji Bąkowej Góry i Czartoryi, które utworzone są z piaskowców cenomanu i albu. Na granicy niecki łódzkiej i niecki miechowskiej stwierdza się gwałtowne zmniejszenie miąższości pokrywy mezozoicznej w obrębie opisanej elewacji (Stupnicka 1989).

Centralna i północna część dorzecza Luciąży znajduje się na obszarze południowej części parasyklinorium łódzkiego (Póżyński 1971), które zaczęło się zarysowywać podczas fałdowań młodokimeryjskich, a ostateczny kształt przybrało pod koniec kredy (Dylikowa 1973). Duże miąższości osadów wypełniających nieckę świadczą o znacznej subsydencji basenów morskich, zwłaszcza gómkredowych, w których osadzały się piaski glaukonitowe, wapienie, wapienie margliste, margle i opoki. Warstwy kredowe wypełniające nieckę uginają się zgodnie z przebiegiem jurajskiego podłoża, co sprzyja gromadzeniu się wód artezyjskich (Dylikowa 1973; Burchard *et al.* 1999; Turkowska 2001). Na obszarze tym występują również na przemian antykliny i synkliny, od zachodu kolejno: antyklina Kamieńska, synklina Parzna-Kraszewic, antyklina Bełchatowa i synklina Piotrkowa-Smykowa.

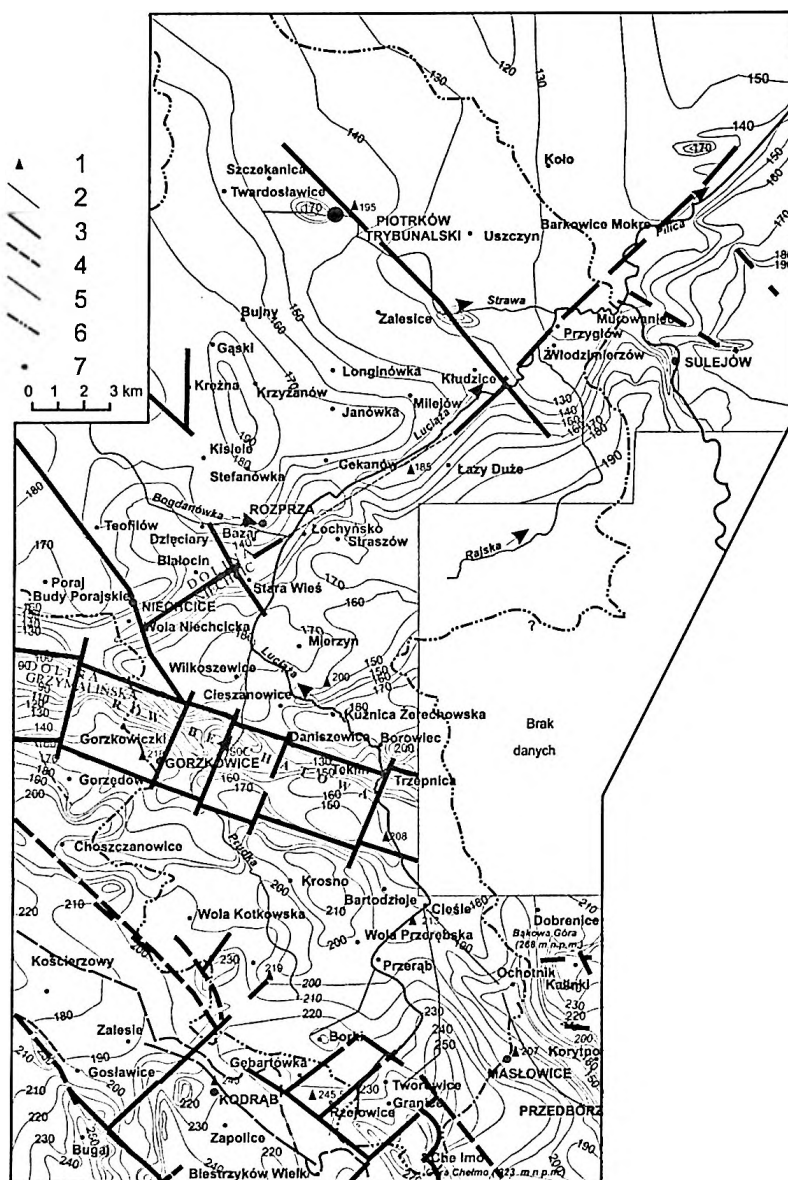


Rys. 7. Szkic geologiczny odkryty dorzecza Luciąży

wykonano na podstawie Objasnień do SMGP (Kwapisz 1983; Ziomek 1986; Wągrowski 1987; Kurkowski, Popielski 1991; Brzeziński 1992) oraz materiałów archiwalnych

Geological sketch without Quaternary sediments of the Luciąża valley

based on the legend for the Detailed Map of Poland (Kwapisz 1983; Ziomek 1986; Wągrowski 1987; Kurkowski, Popielski 1991; Brzeziński 1992) and archive data



Rys. 8. Ukształtowanie podłoża podczwartorzędowego

1 – punkty wysokościowe (współczesnej powierzchni); 2 – izohipsy; 3 – linie uskoku pewnych; 4 – linie uskoku niepewnych; 5 – linie uskoku niepewnych zaproponowanych przez autorke; 6 – granica dorzecza; 7 – miejscowości wykonano na podstawie Objśnień do SMGP (Kwapisz 1983; Ziomek 1986; Wągrowski 1987; Kurkowski, Popielski 1991; Brzeziński 1992) oraz materiałów archiwalnych

#### Configuration of the sub-Quaternary surface

1 – elevation points (of the present-day surface); 2 – contourlines; 3 – lines of certain faults; 4 – lines of uncertain faults; 5 – lines of uncertain faults proposed by the author; 6 – boundary of the drainage basin; 7 – places  
based on the legend for the Detailed Map of Poland (Kwapisz 1983; Ziomek 1986; Wągrowski 1987; Kurkowski, Popielski 1991; Brzeziński 1992) and archive data

Od północy do synkliny Zapolic przylega antyklina Kamińska, zbudowana z albskich piaskowców i mułowców. Od wschodu łączy się z nią duża synklina Parzna-Kraszewic, zbudowana z osadów wapiennych kampanu (K u r k o w s k i, P o p i e l s k i 1991). Dalej ku NE występuje antyklinalno-zrębowa forma Belchatowa, obciążona dwoma równoległymi uskokami na kierunku NW–SE (na linii Dzięciary–Stara Wieś) (rys. 7). Do tej strefy nawiązują uskoki poprzeczne o kierunku NE–SW w okolicy Białocina.

Na północy obszaru zainteresowań najrozleglejszą podjednostką tektoniczną jest synklina Piotrkowa-Smykowa wraz ze skrzydłami (K u r k o w s k i, P o p i e l s k i 1991), przebiegająca równolegle do osi kredowej niecki łódzkiej, zbudowana z wapieni, opok oraz margli kampanu i mastrychtu. Jej wschodnie skrzydło budują osady dolnej kredy, przechodzące gwałtownie ku wschodowi w osady wapieni górnourajskich (od oksfordu po portland) antykliny Sulejowa. B r z e z i ń s k i (1992) wyróżnia kilka generacji uskoków na granicy niecki łódzkiej i wału kujawsko-pomorskiego, na zachód od Sulejowa: uskoki związane z fazą deisterską (waryscydy), zgodne z przebiegiem struktur NW–SE (np. Kłudzice–Piotrków), uskoki związane z fazą laramijską i podzieleniem niecki na bloki, zgodne z pokredową dyslokacją (K o b y ł e c k i 1948) w postaci uskoku zlokalizowanego wzdłuż obecnej dolnej Luciąży i Pilicy w okolicach Sulejowa, o przebiegu SW–NE oraz uskok przebiegający wzdłuż rzeki Strawy o przebiegu W–E.

Najmłodsza jednostką tektoniczną jest rów Belchatowa o przebiegu równoleżnikowym. Wypełniony jest on między innymi węglonośnymi osadami neogenu (S t u p n i c k a 1989). Początek jego powstania należy wiązać z sawską fazą ruchów górotwórczych z przełomu oligocenu i miocenu, zaznaczonych w postaci uskoków dysjunktywnych pierwszego rzędu, największych na kierunkach NWW–SEE i W–E. Drugą generację stanowią uskoki prostopadłe do kierunku równoleżnikowego. Są one młodsze, o mniejszej amplitudzie i tną rów na mniejsze bloki z lokalnymi przesunięciami NNE–SSE. Trzecią, najstarszą generację występujących tutaj niewyraźnych uskoków, o kierunkach NW–SE wiąże się z tektoniką laramijską (C i u k 1980; K u r k o w s k i; P o p i e l s k i 1991). W kształtowaniu się rowu Belchatowa miały prawdopodobnie również udział procesy halokineetyczne (wysad solny Dębiny) (K r z y s z k o w s k i 1992). Jego pogłębianie się trwało przez cały neogen i plejstocen, o czym świadczą nakładające się znacznej miąższości osady glacialne i interglacialne kolejnych zlodowaceń (J u r k i e w i c z o w a 1961; B a r a n i e c k a 1971b).

#### UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI PODCZWARTORZĘDOWEJ

Osady trzeciorzędowe na badanym obszarze występują w dwojakiej postaci – paleogeńskich rumoszy skalnych (najczęściej wapiennych) pochodzenia erozyjno-denu-dacyjnego i osadów związanych z neogeńską akumulacją w śródlądowych zbiorni-



kach wodnych (iły, łupki, seria brunatnowęglowa z lignitem, piaski). Osady trzeciorzędowe pojawiają się tylko w dorzeczu środkowej i dolnej Luciąży. Nie tworzą zwartej pokrywy, lecz ukazują się w postaci izolowanych płatów (rys. 7). Rumosze paleogeńskie nawiercono w centralnej części dorzecza Luciąży, na północ od rowu Bełchatowa. Stanowią one zwarty, chociaż małej miąższości (około 1–3 m) płat pomiędzy miejscowościami Mierzyn, Cieszanowice, Trzepnica (rys. 7).

Kompleks skał neogeńskich nadbudowuje w istotny sposób powierzchnię podkenozoiczną, szczególnie w obszarach intensywnych ruchów tektonicznych we wschodniej części rowu Bełchatowa i w większych zakłębłościach synkliny Piotrkowa-Smykowa, między Piotrkowem a Rozprzą, oraz w okolicach Niechcic (rys. 7). Brak zwartości trzeciorzędu świadczy o intensywnych procesach denudacyjnych, szczególnie w starszym plejstocenie, a także o egzaracji podłoża przez nasuwające się łądolody południowopolskie i środkowopolskie.

Największą miąższość trzeciorzędu, osiągającą 106 m, stwierdzono w Gorzkowiczach, w rowie Bełchatowa. W Mierzynie wynosi ona 20 m, na południe i wschód od Piotrkowa 3–6 m. Osady neogeńskie, zdeponowane po okresie niszczenia i zrównywania starszych struktur podłoża, leżą niezgodnie na seriach utworów zarówno jurajskich, jak i kredowych; ścinają one wierzchołki antykliny Sulejowa oraz wypełniają zagłębienia (synkliny) mezozoicznej powierzchni, przyczyniając się do ostatecznego zatarcia cech jej ukształtowania.

Powierzchnia podczwartorzędowa nawiązuje ściśle do powierzchni mezozoicznej (rys. 8), zbudowanej głównie z kredowych osadów wapiennych. Na południu obszaru badań pierwszoplanową cechą rzeźby powierzchni podczwartorzędowej jest jej urozmaicenie wzgórzami ostańcowymi, przechodzącymi ku północy w równinę, rozciętą przez dolinę Niechcic i Włodzimierzowa (R u s z c z y ń - s k a - S z e n a j c h 1966) i łagodnie opadającą ku centrum w kotlinę między Piotrkowem a Barkowicami Mokrymi (rys. 8). Ten prosty układ, w środkowej części dorzecza Luciąży zaburza prawie równoleżnikowy przebieg rowu Bełchatowa z horstami, wyrażający się w rzeźbie w postaci wyraźnego obniżenia typu dolinnego – doliny grzymalińskiej (B a r a n i e c k a 1971b; B a r a n i e c k a , S a r n a c k a 1971; K u r k o w s k i , P o p i e l s k i 1991).

Generalnie podłoże nachylone jest z południa na północ. Najwyższymi wysokościami bezwzględными charakteryzują się wierzchołki wzgórz elewacji radomszczańskiej – Góry Chelmo (323 m n.p.m.) i Bąkowej Góry (268 m n.p.m.). Wysokości kształtują się średnio na poziomie 220–240 m n.p.m. Najniżej leżącym obszarem jest zachodnia część rowu Bełchatowa w okolicach Bud Porajskich (90 m n.p.m.), ale jest to bardzo wąska strefa doliny grzymalińskiej. Nisko położone, rozległe obszary występują w północnej części dorzecza, gdzie wysokości bezwzględne kształtują się między 120–140 m n.p.m. Zatem maksymalna różnica wysokości wynosi tutaj aż 226 m, średnio zaś 70–100 m, na dystansie 50 km (na linii Kodrąb–Piotrków Trybunalski).

Drugoplanową cechą opisywanej rzeźby podczwartorzędowej jest urozmaicenie równiny formami wklęsłymi. Na południu występuje wyraźna, wąska (2–3 km) i głęboko wcięta (około 50–60 m) forma przebiegająca od Ochotnika przez Ko-

rytno po Przedbórz, mająca swój początek na uskoku przechodzącym przez Dobrenice, skierowana ku SE, ku pra-Pilicy. Ma ona przebieg równoległy do kierunku laramijskiego NW–SE i biegnie w osi niecki Masłowic.

Najdłuższą i wyraźnie wklęsłą formą kopalną w obrębie dorzecza Luciąży jest dolina ciągnąca się od Starej Wsi po Barkowice Mokre (rys. 8). Jest to przedłużenie doliny Niechcic o przebiegu SW–NE, prostopadłe do kierunku laramijskiego i przecinające synklinę Piotrkowa-Smykowa oraz antyklinę Sulejowa. Jej częścią jest kopalna dolina we Włodzimierzowie opisana przez Ruszczyńską-Szenajch (1966). Ta duża forma, o długości około 25 km, nachylona jest ku NE. Stok południowo wschodni jest dość stromy (13–20°) i osiąga wysokość około 40 m. Urozmaica ją małe, prostopadłe dolinki oraz dolina pra-Pilicy, w okolicach Sulejowa.

Na odcinku Stara Wieś–Kłudzice istnieje największa zgodność powierzchni podczwartorzędowej i współczesnej. Występująca w północnej części dorzecza, leżąca na wysokości 160–170 m n.p.m., po obu stronach opisanych kopalnych form wklęsłych i kopalna wysoczyzna, podobnie jak obecna wysoczyzna, jest raczej płaska i mało urozmaicona drobnymi pagórkami.

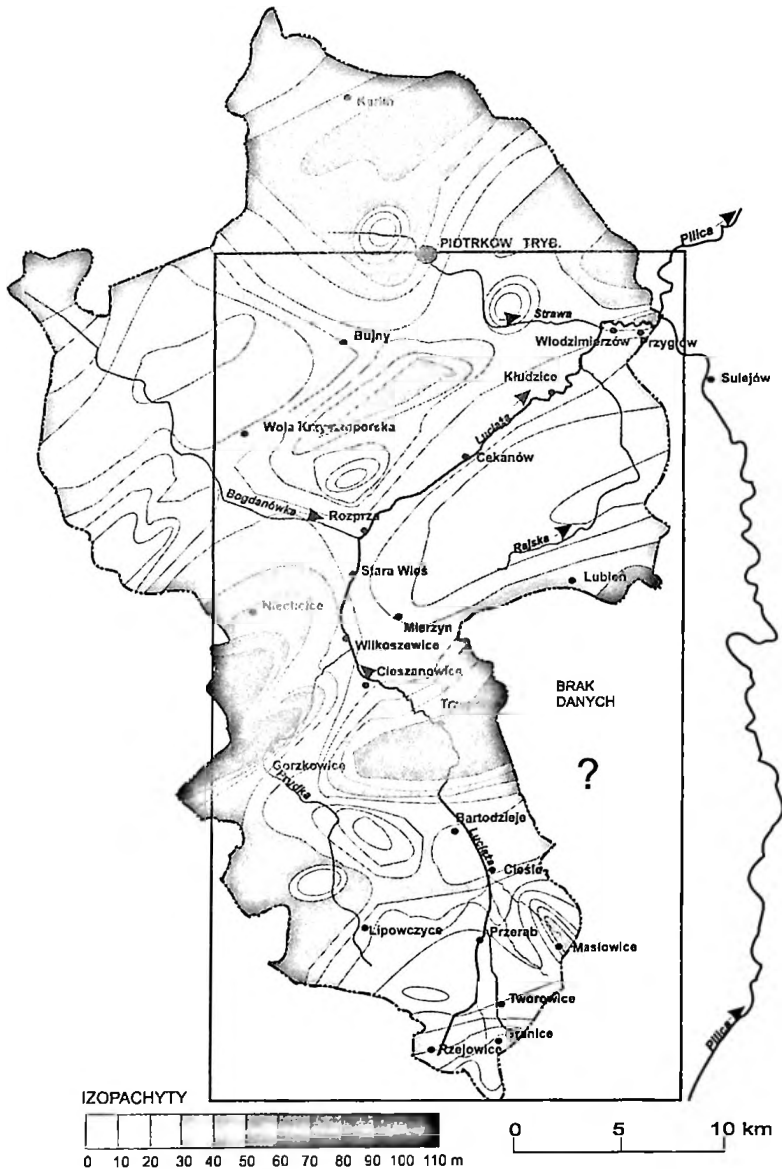
Zależności między rzeźbą współczesną a kopalną nie można znaleźć w wycinku dorzecza między rowem Bełchatowa a miejscowością Stara Wieś (2 km na N od Rozprzy), gdzie rzeki Prudka i Luciąża przepływają nad dwiema wyniosłościami podłoża, zbudowanymi ze zwietrzelin paleogeńskich i leżącymi na wysokości 170–180 m n.p.m. Nie ma zbieżności również na zachodzie, w międzyrzeczu współczesnej Luciąży i Bogdanówki, gdzie znajduje się kopalna dolina Niechcic (Ruszczyńska-Szenajch 1966), założona wzdłuż uskoku prostopadłego do kierunku laramijskiego (NW–SE) (rys. 7).

## ROZMIESZCZENIE I MIĄŻSZOŚĆ OSADÓW CZWARTORZĘDOWYCH

Utwory czwartorzędowe pokrywają 99% powierzchni dorzecza, rozkład ich miąższości obrazuje równoleżnikowy przebieg izopachyt (rys. 9). Generalnie miąższość czwartorzędu wzrasta od zera na południu do 60–70 m na północy, z wyjątkiem pasa środkowego, zajmowanego przez kopalne doliny – grzymalińską i Niechcic (rys. 9). Występują tutaj ekstremalne wartości miąższości dochodzące do 110 m. Wynikają one z subsydencji tego obszaru (Krzyszowski 1992) i jego względnego odizolowania od procesów niszczących (Baraniecka, Sarnacka 1971) oraz prawdopodobnie są wynikiem powracającej aktywności tektonicznej (Krzyszowski, Popielski 1991), między innymi przed interstadiałem pilicy (faza bełchatowska wg Krzyszowskiego 1992).

Na południu, w strefie elewacji radomszczańskiej, w okolicach Góry Chelmo (323 m n.p.m.), w okolicach Granic i Rzejowic jurajskie osady wapienne leżą na powierzchni lub są przykryte cienką warstwą zwietrzliny. W dorzeczu górnej

Luciaży, gdzie występują liczne zagłębienia krasowe, miąższość czwartorzędu waha się pomiędzy 8 a 42 m, średnio wynosi 10–20 m. Sama Luciaża i jej górnice dopływy mają źródła w wapieniach lub rumoszach skał mezozoicznych.



Rys. 9. Miąższość osadów czwartorzędowych w obszarze badań na tle dorzecza Luciaży

Thickness of Quaternary sediments

Na północ od Cieszanowic i Niechcic miąższości osadów czwartorzędowych osiągają wartości mieszczące się w granicach 40 m, zaś w okolicach Piotrkowa Trybunalskiego wzrastają do wartości 60–65 m (rys. 9). Zwarty kompleks osadów czwartorzędowych w wielu miejscach cienieje na wyniesieniach trzeciorzędowych podłoża (rys. 8), na przykład w Kolonii Witów koło Kłudziec (19 m) oraz w Kisielach (10 m) lub lokalnie grubieje w obniżeniach krasowych.

#### PLEJSTOCENSKIE UWARUNKOWANIA BUDOWY PODŁOŻA DOLINY LUCIĄŻY (OD PROTOPLEJSTOCENU DO INTERGLACJAŁU MAZOWIECKIEGO)

Na badanym obszarze utwory starszego plejstocenu reprezentowane są przez resztki osadów w przetrwałych dolinach np. Niechcic (R u s z c z y ń s k a - S z e - n a j c h 1966) – serie preglacjalne występujące jako piaski kwarcowe z krzemieniami bez materiału skandynawskiego (Z i o m e k 1986), przykryte osadami zlodowaceń południowopolskich (rys. 10, przekrój XIX). L e w i ń s k i (1928), na podstawie pięciu wierceń, wyróżnił w Piotrkowie cztery poziomy rzecznych osadów gruzowo-żwirowo-piaszczystych, z których dwa dolne (poziomy A i B) zaliczył do pliocenu, a wyższe (poziomy C i D) zdefiniował jako preglacjal. Poziomy C i D protoplejstocenu z Piotrkowa uznawano za przewodni profil wykorzystywany przy korelacjach stratygraficznych. B a r a n i e c k a (1984) podaje, że dwa górne poziomy odpowiadają wiekowo obu seriom poziomu kozienickiego i krasnystawskiego (M o j s k i 1999). R u s z c z y ń s k a - S z e n a j c h (1966) uznała, że w Piotrkowie i okolicach maksymalna miąższość protoplejstocenu wynosi zaledwie 10 m (rys. 10, przekrój XXV). Wiązała ona powstanie stropowej części tych osadów już z fazą anaglacjalną zlodowacenia południowopolskiego.

Łądolód narwi najprawdopodobniej nie dotarł na badany teren (L i n d n e r, M a r k s 1995). Z interglacjałem podlaskim (kromerskim) związane są rozmyte utwory mioceńskie i rezydwa krasowe (K l a t k o w a 1979). Zalegają one prawdopodobnie w zagłębieniach w postaci płytów. Wskutek intensywnej erozji w pierwszej części interglacjału powstały lub odnawiały się głęboko wcięte doliny (R ó ż y c k i 1972), towarzyszące rowowi Bełchatowa (B a r a n i e c k a 1971a, b). Doliny te uległy „zapadnięciu się” na skutek procesów tektonicznych i krasowych (K u r k o w s k i, P o p i e l s k i 1991; K r z y s z k o w s k i 1992).

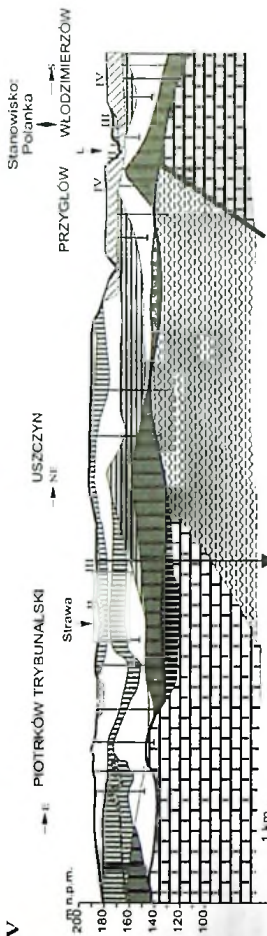
W przeważającej części obszaru dorzecza Luciąży, na erozyjnej powierzchni podłoża mezozoicznego występuje najstarsza seria glacialna związana z transgresją łądolodów południowopolskich (rys. 10, przekrój XIX). Lodowiec przykrył cały badany obszar. Łądolód ten po wycofaniu się pozostawił prawdopodobnie osady glacialne i glacialfluwialne znacznej miąższości, jednak wielkość tego zasypania możemy oceniać tylko pośrednio (K l a t k o w a 1972), analizując zredukowane resztki osadów zachowanych głównie w głębokich starych dolinach (rys. 10, przekroje I, III, XIX, XXV).

Jak wynika z analizy materiałów archiwalnych, kompleks osadów zlodowaceń południowopolskich wykazuje dwudzielność. Występują tu dwa poziomy glin (zlodowacenie san 1 i zlodowacenie san 2) rozdzielone warstwami piasków i żwirów fluwioglacjalnych źle wysortowanych, z dużą ilością blaszkowatych okruchów wapienia, które zostały opisane przez B r z e z i ń s k i e g o (1992) w Barkowicach Mokrych. Gliny zwalowe ze zlodowacenia san 1 i san 2 leżą płatowo, są całkowicie odwapnione i nie posiadają frakcji żwirowej (K w a p i s z 1983). Gliny te, miejscami podścielone są piaskami i rezydualnymi osadami gliniastymi (Z i o m e k 1986). Występują one w profilach głównie w północnej części dorzecza, w okolicy Kolonii Witów, Przygotowa, Jarost, Rokrzyk (rys. 10, przekrój XXV). Miąższość opisywanych osadów wynosi od 1 m do 15–20 m. Górny poziom osadów zlodowacenia san 2 jest niejednokrotnie reprezentowany również przez serie żwirowo-głazowe lub żwirowe, często występujące w stropie gliny lub łącznie z nią (np. w Starej Wsi), ale najczęściej w tym miejscu pojawia się bruk. Jest on wynikiem intensywnej erozji działającej w interglacjale mazowieckim, która w wielu miejscach była odpowiedzialna za całkowite usunięcie materiału glacialnego zlodowaceń południowopolskich. Erozja ta odbywała się w dwóch lub trzech etapach, przerywanych okresami nieznacznego poszerzania dolin (R ó ż y c k i 1972).

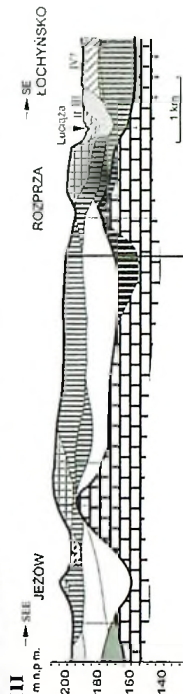
W interglacjale mazowieckim działały również procesy tektoniczne fazy mazowieckiej (B a r a n i e c k a 1975), które „wspomagały” erozję w dolinach, powodując ich pogłębianie (L i n d n e r *et al.* 1982; T r z m i e l, N o w a c k i 1987). Następnie formy dolinne wypełnione zostały osadami zarówno rzecznyymi, jak i jeziornymi, składającymi się z sekwencji czterech cykli sedymentacyjnych. Miąższość aluwioów określana jest na kilkadziesiąt metrów (B a r a n i e c k a, S a r n a c k a 1971; R ó ż y c k i 1972). W środkowej Polsce odpowiednie serie rozpoznano: w dolinie Pilicy w Barkowicach Mokrych i Olszewicach (R ũ h l e 1952; S o b o l e w s k a 1952; R ó ż y c k i 1957; J u r k i e w i c z o w a, M a m a k o w a 1960 *vide* B a r a n i e c k a 1984; R u s z c z y ń s k a - S z e n a j c h 1966), w dolinie Warty (K r z e m i ń s k i 1965), w dorzeczu Widawki, w rowie Belchatowa (B a r a n i e c k a 1971a, b; B a r a n i e c k a, S a r n a c k a 1971) i w dolinie Wolbórki (T u r k o w s k a 1989). W trakcie kartowania geologicznego na południu terenu badań nie stwierdzono jednoznacznie osadów z interglacjału mazowieckiego (K w a p i s z 1983; W ą g r o w s k i 1987). Istnieją jednak przypuszczenia, że w południowo-wschodniej części interglacjalne osady rzeczne występują w okolicach Masłowic, w kopalnej dolince nachylonej ku SE, ku pra-Pilicy.

W północno-zachodniej części dorzecza Luciąży, na osi staroczwartorzędowej kopalnej doliny Niechcic R u s z c z y ń s k a - S z e n a j c h (1966) opisała 34-metrową serię piaszczysto-żwirową z wyróżnionymi wcześniej cyklami: II, III, IV interglacjału mazowieckiego (rys. 10, przekrój XIX). Są to osady charakterystyczne dla depozycji wód stagnujących i starorzeczy. W podobnej sytuacji tektonicznej – wzdłuż uskoku pokredowego (K o b y ł e c k i 1948) ta sama autorka udokumentowała fragment doliny interglacjalnej we Włodzimierzowie (3 km powyżej ujścia

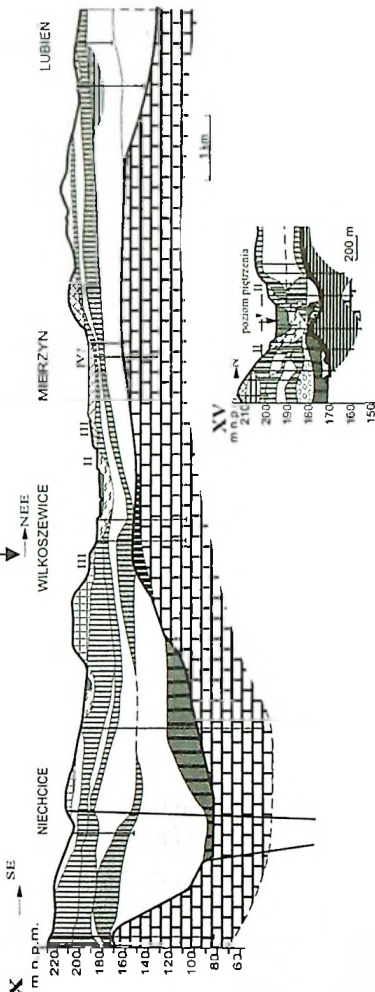
XXV



XXII

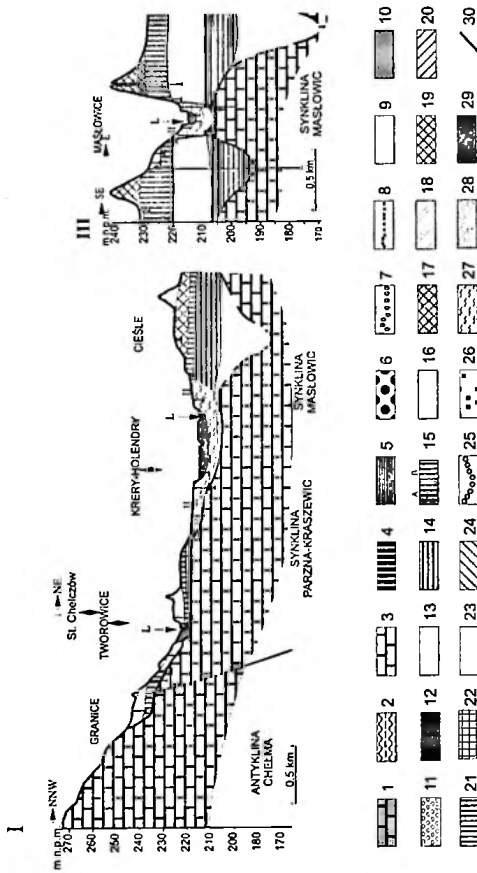


XIX



Rys. 10. Symetyczne przekroje geologiczne przez dolinę Luciąży

jur górna: 1 – wapień i margle; kreda dolna: 2 – mułowce, łowce, ily z syderytami; kreda górna: 3 – wapień, opoki, margle i piaskowce; trzciniec: 4 – węgle brunatne, lignity, 5 – piaski, ily, mulki i ilowce; czwartorzęd nierozdzielony: 6 – osady glinaste z miazem lokalnym, 7 – porwaki, 8 – bruk morenowy; protoplejstocen: 9 – piaski i mulki zastawkowe; plejstocen, zlodowacenie samo: 10 – piaski i mulki jezienne, 11 – piaski i żwiry wodolodowcowe, 12 – glina zwalowa, interglacial mazowiecki: 13 – piaski, mulki i żwiry rzeczne; zlodowacenie odry: 14 – piaski, mulki i ily zastawkowe, 15 – glina zwalowa (A – Jolna, B – góra), 16 – piaski i żwiry wodolodowcowe, 17 – piaski, żwiry, glazy morze czolowych (faza wienawy), 18 – piaski, żwiry poziomu srodowego (faza wienawy i odrzywołu), 19 – żwiry i piaski wodolodowcowe (faza odrzywołu), 20 – piaski, żwiry poziomu pradolinowego IV (faza odrzywołu); zlodowacenie warty: 21 – glina zwalowa, 22 – piaski, żwiry, glazy kermów, 23 – piaski i żwiry wodolodowcowe, 24 – piaski, żwiry poziomu pradolinowego III; interglacial ermski: 25 – brak erozyjny rzeczny, 26 – piaski, żwiry i mulki rzeczne; zlodowacenie wisy: 27 – piaski, żwiry i mulki rzeczne; nierozdzielone, 28 – piaski coliczne; holocen: 29 – piaski, mulki, żwiry rzeczne i torfy; 30 – usłoki



### Synthetic geological cross-sections through the Łuciąża valley

Upper Jurassic: 1 – limestones and marls; Lower Cretaceous: 2 – siltstones, claystones, clays with siderite; Upper Cretaceous: 3 – limestones, opokas, marls and sandstones; Tertiary: 4 – brown coal, lignite, 5 – sands, clays, silts and claystones; non-divided Quaternary: 6 – silty deposits with local rocks, 7 – rafts, 8 – moraine pavement; Propleistocene: 9 – dammed sands and silts; Pleistocene San Glaciation: 10 – lacustrine sands and silts, 11 – fluvioglacial sands and gravels, 12 – till; Mazovian Interglacial: 13 – fluvial sands, silts and gravels; Odra Glaciation: 14 – dammed sands, silts and clays, 15 – till (A – lower, B – upper), 16 – fluvioglacial sands and gravels, 17 – sands, gravels and boulders of frontal moraines (Wienawa Phase), 18 – outwash sands and gravels (Odrzywół and Wienawa Phases), 19 – fluvioglacial gravels and sands (Odrzywół Phase), 20 – sands, gravels of the marginal valley level IV (Odrzywół Phase); Warta Glaciation: 21 – till, 22 – sands, gravels, boulders of kames, 23 – fluvioglacial sands and gravels, 24 – sands, gravels of the marginal valley level III; Eemian Interglacial: 25 – fluvial erosional pavement, 26 – fluvial sands, gravels and silts; Vistulian Glaciation: 27 – fluvial sands, gravels and silts, 28 – aeolian sands; Holocene: 29 – fluvial sands, silts, gravels and peats; 30 – fauls

Luciaży do Pilicy). Nawiercona przez nią seria rzeczna jest włożona w glinę zwalową zlodowacenia san 2 lub osady starszego podłoża (Brzeziński 1992). W spągu serii występują gruboziarniste piaski i żwiry skał lokalnych, często ze zwietrzałym materiałem skandynawskim (Baraniecka 1984). W wyższych częściach profilu osady przechodzą od piasków średnioziarnistych, poprzez drobnoziarniste, do mułków w stropie. Piaski mułkowate i mułki piaszczyste, średniej miąższości 20 m (12–36 m), złożone zostały przez wody spokojnie płynące ku NE, do pra-Pilicy.

W rezultacie, u schyłku interglacjału zbożna rzeźba obszaru badań charakteryzowała się już dużym spokojem. Doliny: pra-Pilicy, Niechcic, grzymalińska i dolnej pra-Luciaży (w tym Włodzimierzowa) zasypane zostały potężnymi kompleksami aluwii. Obszary wysoczyznowe podlegały procesom denudacyjnym. A na południu, w strefie elewacji radomszczańskiej stare elementy rzeźby ulegały peneplenizacji.

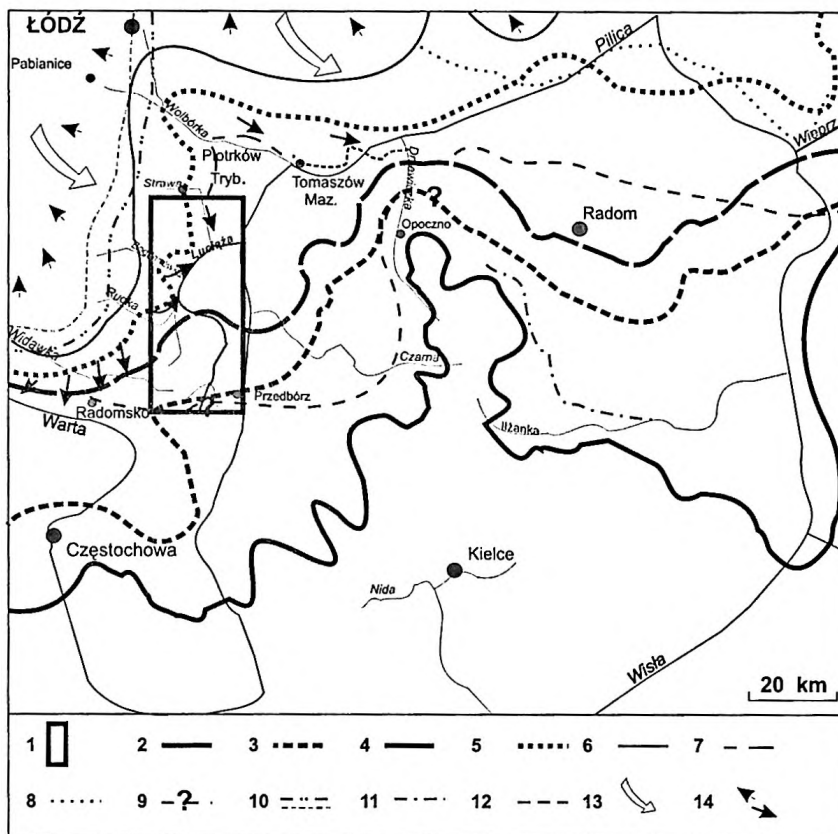
#### BUDOWA PODŁOŻA DOLINY NA TLE ZASIĘGU ZLADOWACENI ŚRODKOWOPOLSKICH I ICH FAZ RECESYJNYCH

W trakcie narastania pokrywy lodowej zlodowacenia środkowopolskiego, odrzańskie ponownie został zatamowany odpływ. Powstało między innymi zastoisko Pilicy (Różycki 1972; Lindner, Grzybowski 1982). Między Góry Świętokrzyskie a Jurę Polską lądolód wkroczył szerokim frontem (rys. 11), dzieląc się na loby – konecpolski i konecki, które otaczały wyniosłości pasma Przedborskiego, będące w tym okresie nunatakami (Różycki 1972). Na zachód od obszaru badań, w północnej części Jury Polskiej, Różycki i Lamparski (1982), na podstawie badań glin tego zlodowacenia, stwierdzili, że napływ mas lodowych odbywał się ze strony NE. Przy maksymalnym położeniu, podczas fazy gowarczowa, dotykał on stoków północnych i wschodnich pagórów i wzgórz, zamykając drogi odpływu wód z topnienia lądolodu (Lindner 1970, 1977). Dopiero pod koniec tej fazy, podczas recesji uformowała się wąska strefa marginalna (Lindner 1970, 1977; Różycki 1972).

Na terenie badań fazę gowarczowa charakteryzuje występowanie piasków i żwirów wodnolodowcowych dolnych, które leżą niezgodnie na osadach zastoiskowych o miąższości 2–3 m. Są one osadem powszechnie reprezentującym zlodowacenie odry. W Masłowicach przechodzą w osady fluwioglacjalne środkowe (faz pomaksymalnych). Często tworzą jeden poziom osadów wodnolodowcowych, tzw. nierozdzielonych o miąższości 10 m (rys. 10, przekrój III). Analizowane osady wodnolodowcowe dolne są źle wysortowane, a ich ziarna wykazują złe obtoczenie i noszą ślady silnie zaawansowanej abrazji (Kwapisz 1983).

Na północy terenu cykl odrzański zaczynają piaski i żwiry wodnolodowcowe dolne, o średniej miąższości 8 m. Zalegają one również niezgodnie, podobnie jak na południu, na osadach rzecznych pochodzących z interglacjału mazowieckiego (rys. 10, przekroje XIX, XXV). Prawdopodobnie odstaniają się w skarpie erozyjnej doliny Luciaży w okolicach Włodzimierzowa albo są przykryte glinami dolnymi lub górnymi.





Rys. 11. Zasięgi zlodowaceń środkowopolskich między Łodzią, Częstochową a Radomiem

1 – obszar badań; zasięgi faz recesyjnych lądolodu odry wg Lindnera (1977); 2 – fazy maksymalnej gowarczowa, 3 – fazy pomaksymalnej I, wieniawa, 4 – fazy pomaksymalnej II, odrzywól; zasięgi lądolodu warty wg: 5 – Baranieckiej, Sarnackiej (1971), Baranieckiej (1984), 6 – Różyckiego (1972), 7 – Turkowskiej (1992b), 8 – Żarskiego (1993), 9 – Lindnera, Marksa (1995), 10 – Krzemieńskiego (1997), 11 – Kowalskiego, Jaśkowskiego (1998), 12 – Rdzanego (2000); 13 – kierunki napływu mas lodowcowych wg Krzemieńskiego (1997); 14 – kierunki odwodnienia wg Krzemieńskiego (1997)

#### Extents of Middle Polish Glaciations between Łódź, Częstochowa and Radom

1 – study area; extents of recessional phases of the Odra ice sheet after Lindner (1977); 2 – Gowarczów maximum Phase, 3 – Wieniawa postmaximum Phase I, 4 – Odrzywól postmaximum Phase II; extents of the Warta ice sheet after: 5 – Baraniecka, Sarnacka (1971), Baraniecka (1984), 6 – Różycki (1972), 7 – Turkowska (1992b), 8 – Żarski (1993), 9 – Lindner, Marks (1995), 10 – Krzemieński (1997), 11 – Kowalski, Jaśkowski (1998), 12 – Rdzany (2000); 13 – directions of ice movement after Krzemieński (1997); 14 – directions of ice meltwater flow after Krzemieński (1997)

Na piaskach dolnych najczęściej zalega glina dolna ze stadiu maksymalnego fazy gowarczowa, która występuje na powierzchni tylko na południu, w rejonie Chełmskiej Góry. Jest to najczęściej glina zwałowa szara, zawierająca dużą ilość skał lokalnych o miąższości maksymalnie do 12 m (rys. 10, przekrój I). Od na-

stępnego poziomu glin jest ona miejscami oddzielona cienką, metrową warstwą piasków fluwioglacjalnych (środkowych).

Podczas następnej fazy recesyjnej pomaksymalnej I – wieniawy czoło łądolodu miało zarys łobowaty, przebiegało od Częstochowy, po Kodrąb, Przedbórz, Opoczno (rys. 11). Na obszarze badań uformowała się dość szeroka strefa stagnacji i deglacjacji, która była oparta na elewacji radomszczańskiej, gdyż rygiel stanowił poważną przeszkodę dla większego rozprzestrzenienia lodu (L a m p a r - s k i 1971). Faza wieniawy dała stosunkowo nieliczne i rozproszone formy akumulacji czołowomorenowej.

Osady glacialne wieniawy występują powszechnie na terenie badań i uczestniczą w budowie powierzchni terenu i podłoża doliny od Rzejowic aż do Trzepnicy. Łądolód odry z tej fazy pozostawił na południu dwa cienkie poziomy glin, które według W a g r o w s k i e g o (1987) dowodzą niewielkiej oscylacji łądolodu w obszarze elewacji radomszczańskiej. Budują one wysoczyznę morenową płaską i falistą, zdenudowną, występującą głównie po stronie wschodniej basenu, na przykład w okolicach Granic, Tworowic czy Masłowic. Są to gliny brązowe, żółto-brązowe, a miejscami szare, z niewielką domieszką frakcji żwirowej, o miąższości 1–10 m (średnio 5 m). Do głębokości 2–2,5 m są one zazwyczaj odwapnione (K w a p i s z 1983). W Tworowicach glina ta zalega bezpośrednio na podłożu mezozoicznym do głębokości 6 m p.p.t. i jest miejscami rozcięta (rys. 10, przekrój I).

Na południu, w okolicach Masłowic na gliny z nasunięcia pomaksymalnego I – wieniawy nałożony jest pas pagórków czołowomorenowych? i szczelinowych o wysokości 15–25 m i nachyleniu stoków 15° (rys. 10, przekrój III). Pagórki te zbudowane są ze skandynawskich głazów narzutowych oraz ze słabo wysegregowanych osadów żwirowo-piaszczystych, często zaglinionych, z soczewami glin zwałowych. Kulminacje wzgórz morenowych pokryte są zazwyczaj grubym materiałem żwirowo-głazowym, a jedynie z rzadka materiałem drobnopiaszczystym.

Na północy terenu, na glinach starszych występują piaski i żwiry, miejscami mulki wodnolodowcowe o średnim wysortowaniu ( $\delta = 1,08$ ). Rozdzielają one dwa kompleksy glin odrzańskich – starszych i młodszych. Występują one na powierzchni terenu, w dolinie Pilicy – w znanym stanowisku Barkowice Mokre (B r z e z i ń s k i 1992). W dolinie Luciaży w rejonie Włodzimierzowa i Przygłowa osady międzyglinowe mają miąższość 1–5 m.

Po wycofaniu czoła łądolodu odry o około 30–40 km na północ (interfaza przytyka), łądolód znów transgredował (faza pomaksymalna II – odrzywołu), osiągając linię położoną o 7–12 km na północ (rys. 11) od zasięgu fazy pomaksymalnej I – wieniawy. Na terenie badań granicę fazy odrzywołu wyznaczają Wzgórza Dobryszyckie (rys. 2) o przebiegu równoleżnikowym rozciągające się między Gorkowicami, Cieszanowicami, Trzepnicą a Żerechową (rys. 10, przekrój XV). Na wschodzie, na międzyrzeczu Luciaży i Pilicy zasięg łądolodu odrzywołu jest trudny do odczytania z powodu zamaskowania form odrzywołskich przez formy wydmowe. Dalej, w międzyrzeczu Czamej i Drzewiczki, wzgórza ciągną się lekkim łukiem w stronę Radomia (S a d ł o w s k a 1982). Na zachodzie terenu badań zostały one przykryte osadami glacialnymi następnego nasunięcia.

Faza pomaksymalna II – odrzywołu zlodowacenia odry największą rolę odegrała w budowie środkowej i północnej części obszaru badań. Gliny zwałowe tzw. górne są osadem powszechnie występującym. Tworzą one zwarty niemal horyzont o miąższości od 1 m do kilku metrów, maksymalnie 40 m w Niechcicach. Gliny te budują powierzchnię wysoczyzny morenowej Równiny Piotrkowskiej (rys. 2) i częściowo wzgórza czolowomorenowe. Są one zwarte, brązowe, nieco zwietrzałe i spiaszczone w stropie. Zawartość  $\text{CaCO}_3$  jest niewielka i wynosi 0,6 %; w ich masie przeważają klasty pochodzenia skandynawskiego (70 % skał krystalicznych). Udział skał lokalnych wynosi tylko 9 % (B r z e z i ń s k i 1992). Na obszarze transgresji łądolodu warty, w zachodniej części doliny Luciąży, ich ciągłość jest przerwana. W wielu miejscach gliny odrzywolskie są przykryte piaskami i żwirami fluwioglacjalnymi lub piaskami eolicznymi, na przykład w Żerechowej czy Antonielowie.

Osady fluwioglacjalne przykrywające glinę odrzywolską związane są z recesją łądolodu. Są to piaski i żwiry, drobno- i średnioziarniste o miąższości 1–4 m. Na północ od Mierzyna do ujścia Luciąży, we wschodniej części doliny Luciąży, osady te budują równinę sandrową (poziom wysoczyznowy) w Łazach-Dąbrówce i w Mierzynie II (rys. 10, przekroje XVIII, XIX) lub formy akumulacji szczelinowej – oz Mierzyna.

Następnym zdarzeniem glacialnym, które rzutowało na kształtowanie się rzeźby badanego obszaru i tworzenia się sieci dolinnej była transgresja łądolodu warciańskiego. Kwestia zasięgu warty (rys. 11) jest od dawna przedmiotem zainteresowania wielu badaczy (L e n c e w i c z 1927; B a r a n i e c k a 1971a; B a r a n i e c k a, S a r n a c k a 1971; K l a t k o w a 1972; K r z e m i ń s k i 1974, 1988, 1989, 1997; K l a j n e r t 1978; T u r k o w s k a 1992b, 2001; Ż a r s k i 1993; L i n d n e r, M a r k s 1995; R d z a n y 1997, 2000; K o w a l s k i, J a ś k o w s k i 1998; L i n d n e r 2001). Nie budzi wątpliwości, że łądolód objął całe dorzecze Widawki, sięgając Łodzi. Na południu dotarł do Radomska, a na zachodzie prawie do Wielunia (B a r a n i e c k a, S a r n a c k a 1971). Ostatnio zasięg ten przesunięto istotnie na południe (K o w a l s k i, J a ś k o w s k i 1998; R d z a n y 1997; T u r k o w s k a 2001), na wysokość fazy wieniawy, po elewację radomszczańską (L i n d n e r, M a r k s 1995). Maksymalny zasięg warty B a r a n i e c k a i S a r n a c k a (1971), B a r a n i e c k a (1993), a także K r z e m i ń s k i (1997) uzależniali od ukształtowania podłoża, na które nasuwał się łądolód.

Gliny zwałowe warciańskie występują tylko w zachodniej części terenu badań (rys. 10, przekroje XIX, XXII, XXV), między Piotrkowem a Kamieńskiem. W obrębie pierwszego z pięciu ciągów czolowomorenowych stadiału warty, w lobie Kamieńska (K r z e m i ń s k i 1997), miąższość glin wynosi 6–10 m (K u r k o w s k i, P o p i e l s k i 1991). Gliny te są silnie odwapnione. Między Niechcicami a Wilkoszewicami osiągają miąższość maksymalnie 20–25 m. W pewnych miejscach gliny warciańskie tworzą zwartą pokrywę, budującą płaską lub falistą morenę pomiędzy Równiną Piotrkowską a Wysoczyzną Belchatowską (rys. 10, przekroje XIX); w innych zostają przerywane seriami glacyfluwalnymi. W okolicach Wilkoszewic gliny warciańskie przykryte są płaszczem piasków i żwirów lodowcowych lub wodnolodowcowych. W Gościnniej koło Wilkoszewic żwiry i piaski lodowcowe o miąższości kilku metrów budują odosobnione kemy z wyciśniętym jądrem, typu szczu-

kwińskiego według klasyfikacji K l a t k o w e j (1972). Stwierdzone zaburzenia glaciastyczne (P a c i e j 2000) świadczą o zróżnicowanym przebiegu deglacjacji łądolodu warty w jego strefie brzeżnej.

#### PODŁOŻE DOLINY – ODCINKI (I) – (V)

Jak przedstawiono powyżej, dla rozwoju sieci dolinnej na badanym terenie istniały predyspozycje zarówno w budowie podłoża wglębnego (w tym tektoniczne), jak i czwartorzędowe uwarunkowania geologiczne. Największe znaczenie w formowaniu się doliny Luciąży miały: zlodowacenia środkowopolskie, głównie zlodowacenie odry i jego fazy recesyjne, pomaksymalne I – wieniawy i II – odrzywołu, a w zachodniej części zlodowacenie warciańskie stadiału maksymalnego – fazy warki i w niektórych obszarach – tektonika. Tego samego zdania jest K r z e m i ń s k i (1989), który wiąże genezę układu sieci rzecznej w zachodniej części regionu łódzkiego z cechami powierzchni początkowej, ukształtowanej przez zlodowacenia środkowopolskie.

Oczywiste jest, że specyficzna konfiguracja i budowa podłoża (elewacja radomszczańska, wzgórza ostańcowe, kredowa niecka łódzka, skłon wału kujawsko-pomorskiego, rów tektoniczny Bełchatowa i uskoki w dnach kopalnych dolin) wpływały bezpośrednio na charakter transgresji i deglacjacji łądolodu odry, a później ponownej transgresji łądolodu warciańskiego. Miało to istotne znaczenie, dla zróżnicowania charakteru i pierwotnego kierunku odpływu wód z toniejących łądolodów, choć oddziaływało już w sposób pośredni.

Z przeprowadzonej analizy budowy geologicznej dorzecza Luciąży wyróżniono pięć odcinków doliny, które ściśle nawiązują do podziału morfometrycznego:

**odcinek (I)** między Rzejowicami, Granicami i Masłowicami na południu, a Cieśłami na północy, o założeniach zarówno tektonicznych, jak i lodowcowych. Jest to obszar położony w obrębie aktywnej tektonicznie elewacji radomszczańskiej (faza bełchatowska) i związanych z nią wychodni podłoża mezozoicznego, a zarazem w strefie marginalnej fazy pomaksymalnej I – wieniawy zlodowacenia odry z uformowanym zagłębieniem końcowym, otoczonym pagórkami czołowomorenowymi, równiną sandrową i wzgórzami mezozoicznymi;

**odcinek (II)**, dolinny, między Cieśłami a Trzepnicą, o genezie lodowcowej, odziedziczony po drodze odpływu wód glacialnych, leżący na zapleczu wzgórz czołowomorenowych fazy wieniawy, w strefie marginalnej fazy pomaksymalnej II – odrzywołu zlodowacenia odry. Wysoczyzna polodowcowa wieniawska rozcięta jest proglacialnymi dolinami górnej pra-Prudki i górnej pra-Luciaży, nachylnymi ku południowi. Podłoże tego odcinka budują osady wypełniające rów Bełchatowa, jest to strefa zuskokowana. Nie udało się jednoznacznie określić wpływu rowu bełchatowskiego na przebieg i kształtowanie się doliny Luciąży.

Dla ewolucji dna doliny miały prawdopodobnie znaczenie ruchy tektoniczne, schyłkowoczwartorzędowe, holocenijskie (K r z y s z k o w s k i 1992);

**odcinek (III)** między Trzepnicą a Cieszanowicami, o założeniach postglacialnych, erozyjny, przełomowy, położony w całości w zwartej, wąskiej strefie czółowomorenowej fazy pomaksymalnej II – odrzywołu zlodowacenia odry, a więc pośrednio uwarunkowany glacialnie;

**odcinek (IV)** między Cieszanowicami a Kłudzicami, o genezie lodowcowej i częściowo erozyjnej, obejmujący zaplecze fazy odrzywołu, a jednocześnie będący bezpośrednim przedpolem położonej równolegle od zachodu strefy marginalnej zlodowacenia warty. Wysoczyzna odrzywolska rozcięta jest doliną marginalną zlodowacenia warciańskiego, połączoną od zachodu z dolinami proglacialnymi: Prudki, Bogdanówki itd. Dolina na tym odcinku, poniżej Starej Wsi, jest współkształtna do przebiegu kopalnej doliny Niechcic z interglacjału mazowieckiego, a może nawet z preglacjału;

**odcinek (V)** ujściowy, poniżej Kłudzic, o złożonej genezie tektoniczno-erozyjno-lodowcowej: założony wzdłuż aktywnego, pokredowego uskoku tektonicznego na granicy kredowej niecki łódzkiej i wału kujawsko-pomorskiego, w miejscu kopalnej doliny z interglacjału mazowieckiego (dolina Włodzimierzowa) oraz w obrębie ekstraglacialnej, marginalnej doliny warty, będącej kontynuacją szlaku odpływu do doliny Pilicy sprzed lobu Widawki. Prawdopodobnie istniała tu dolina intraglacialna, pochodząca z deglacjacji lądolodu fazy odrzywołu. Odcinek ten był zawsze genetycznie związany z systemem doliny Pilicy poniżej Sulejowa.

Bez wątpienia inicjalna dolina górnej Luciaży była jedną z pierwszych formujących się w regionie łódzkim, a całą formę dolinną można traktować jako dolinę poligeniczną i złożoną w rozumieniu K l i m a s z e w s k i e g o (1978) już na podstawie samej analizy podłoża.

## OSADY DOLINY LUCIAŻY

### BASEN GÓRNEJ LUCIAŻY MIĘDZY RZEJOWICAMI, MASŁOWICAMI I CIEŚLAMI (I)

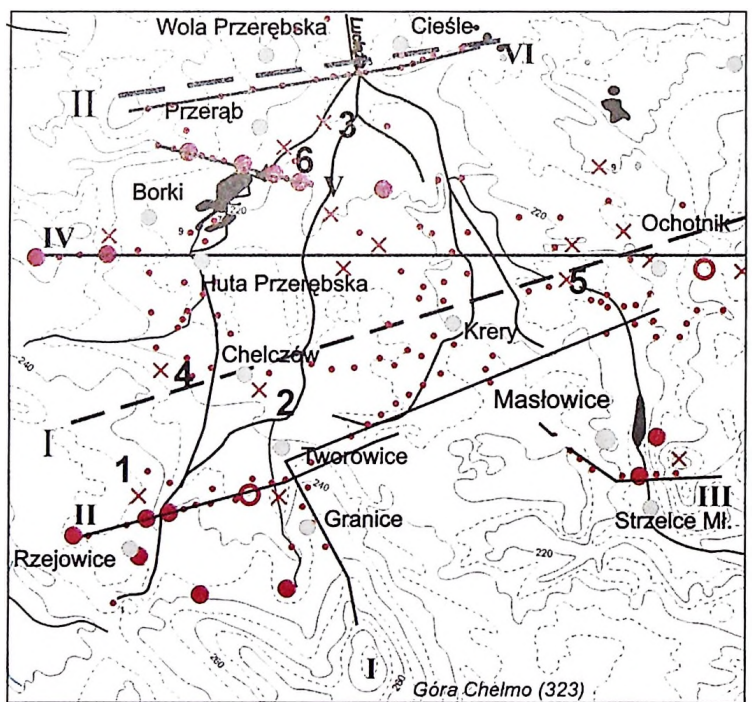
Opisywany odcinek leży w strefie elewacji radomszczańskiej, na obszarze misy końcowej fazy pomaksymalnej I – wieniawy. Basen wykazuje w swej budowie asymetrię. W budowie podłoża w jego wschodniej części uczestniczą przede wszystkim osady lodowcowe – gliny i żwiry moren czołowych i form szczelinowych, a w zachodniej – piaski i żwiry wodnolodowcowe. Na południu osady podłoża doliny Luciaży często zalegają bezpośrednio na osadach mezozoicznych. W odcinku tym wyróżniono najstarszy **poziom pozadoliny** (rys. 5, profil I), sandrowy, pochodzący z fazy wieniawy, opisywany na podstawie analiz osadów w stanowiskach Rzejowice i Chelczów (rys. 12). Są tu cztery **różnowiekowe poziomy dolinne. Poziomy fluwioglacjalne pradolinne: IV** z fazy odrzywołu i **III?** ze zlodowacenia warty? zinterpretowano na przekrojach geologicznych II, IV, V (rys. 13) i kartowania geomorfologicznego. Najciekawszym poziomem okazał się **poziom plenivistuliański rozlewiskowo-rzeczny wysoki II**, scharakteryzowany w stanowiskach: Rzejowice-wysypisko, Ochotnik i Cieśle-Piła (rys. 12) i na przekrojach I–V (rys. 10, 13, sygnatura II). Najmłodszy poziom – **holoceńskie dno doliny** – przedstawiono w stanowisku Przerąb-Piła (rys. 12).

### Osady poziomów fluwioglacjalnych

Osady glacialne z fazy wieniawy uzupełniają kompleks osadów akumulacji szczelinowej, piasków i żwirów fluwioglacjalnych teras kemowych oraz płatów sandrowych. Osady te związane są z deglacjacją podczas fazy wieniawy i formowaniem się sieci odpływu sandrowego. Na południu występuje ułożony równoleżnikowo ciąg osadów fluwioglacjalnych, wykształconych w postaci terasy kemowej. Jest ona „przyklejona” do północnego stoku Góry Chełmo półką o szerokości 100–500 m, zawieszoną wysoko, bo 20–25 m ponad dnem doliny Luciaży, na wysokości 245–235 m n.p.m. (rys. 10, przekrój I). Terasę budują piaski średnioziarniste ze żwirami oraz żwiry o miąższości kilku metrów (2–5 m), złożone głównie ze skał lokalnych: margli, wapieni i piaskowców. Cały kompleks leży na cienkiej, często zdenudowanej glinie zwałowej lub bezpośrednio na podłożu mezozoicznym. Omawiany poziom

rozprzestrzenia się na wschód i na zachód od północnego grzbietu Góry Chelmo. Na terenie badań poziom ten występuje w zachodniej części wsi Masłowice na wysokości 225 m n.p.m., 12 m ponad dnem dolinki bez nazwy (rys. 10, przekrój III) oraz w Granicach (rys. 10, przekrój I).

W okolicach Granic i Rzejowice zachodni skraj basenu buduje rozległa równina o szerokości 2–5 km, zbudowana z serii fluwioglacjalnej, leżącej miejscami na wieniawskiej glinie zwałowej (rys. 13, przekrój II). Nachylona jest ku zachodowi, ku dorzeczcu Widawki. Równina ta nawiązuje hipsometrycznie do wcześniej opisanego poziomu fluwioglacjalnego, sandrowego i leży na wysokości 240–245 m n.p.m. Poziom ten wyodrębniono na podstawie analizy morfometrycznej (rys. 5, profil I). W obrębie równiny, znajduje się **stanowisko Rzejowice** (rys. 14), leżące 1,1 km na północ od Rzejowice na wysokości 243 m n.p.m.

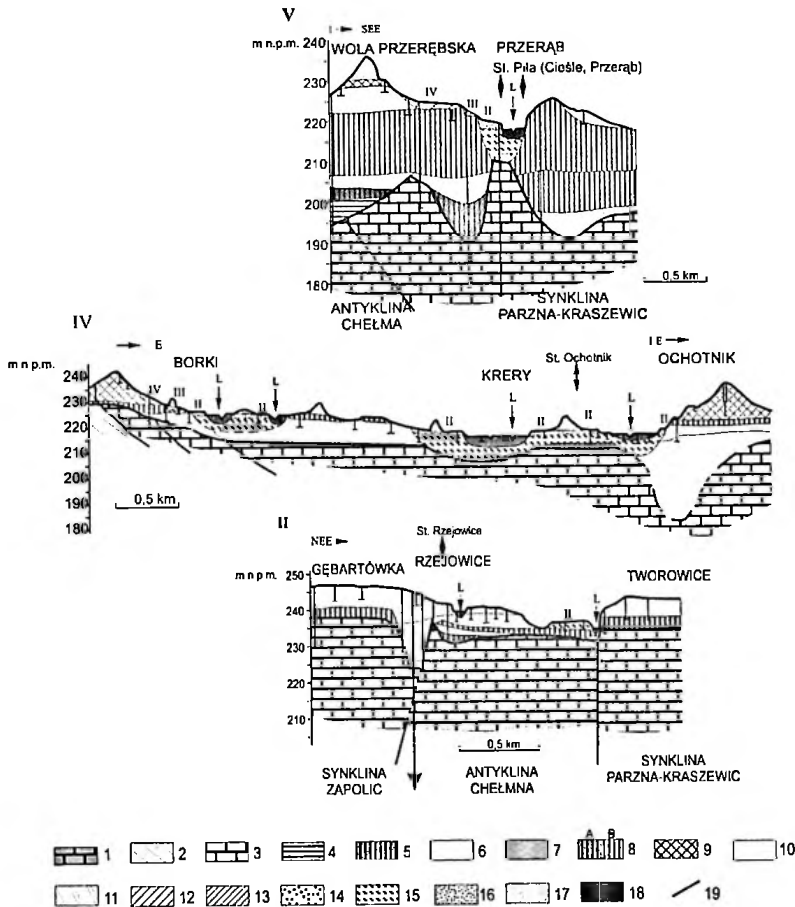


Rys. 12. Lokalizacja stanowisk w odcinku (I)

I – Rzejowice, 2 – Chelczów, 3 – Piła-Cieśle, 4 – Rzejowice-wysypisko, 5 – Ochotnik, 6 – Przerąb-Piła, x – inne stanowiska; pozostałe sygnatury opisane na rys. 3

Location of sites in the section (I)

x – other sites; for other explanation see Fig. 3



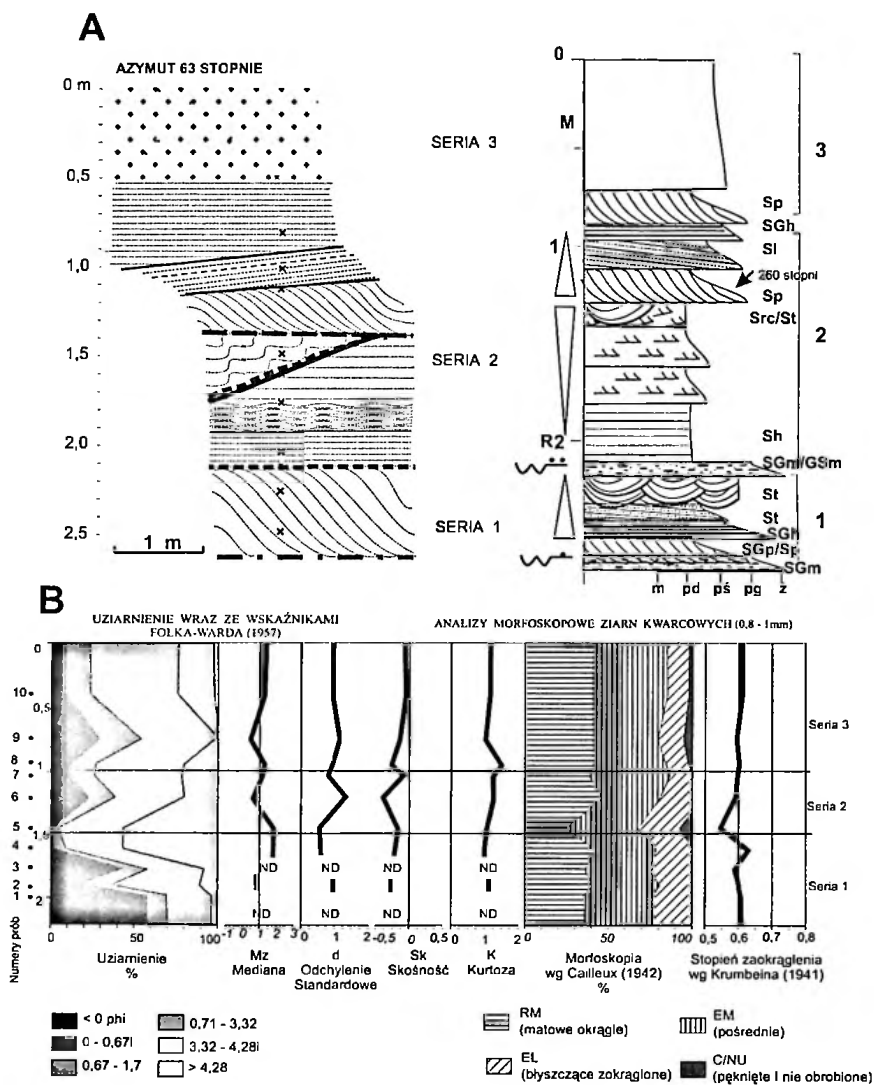
Rys. 13. Budowa geologiczna basenu górnej Luciąży na tle struktur elewacji radomszczańskiej

jura górna: 1 – wapień i margle; kreda dolna: 2 – mułowce, ilowce, ility z syderytami; kreda górna: 3 – wapień, opoki, margle i piaskowce; czwartorzęd, plejstocen, zlodowacenie sanu: 4 – piaski i mulki jeziorne, 5 – glina zwałowa; interglacjał mazowiecki: 6 – piaski, mulki i żwiry rzeczne; zlodowacenie odry: 7 – piaski, mulki i ility zastoiskowe, 8 – glina zwałowa (A – dolna, faza gowarczowa, B – górna, faza wieniawy), 9 – piaski, żwiry, glazy moren czołowych, 10 – piaski i żwiry wodnolodowcowe, 11 – piaski, żwiry poziomu sandrowego (faza wieniawy), 12 – piaski, żwiry poziomu pradolinowego IV (faza odrzywól); zlodowacenie warty: 13 – piaski, żwiry poziomu pradolinowego III; interglacjał eemski: 14 – piaski, żwiry i mulki rzeczne; środkowy pleniwistulian: 15 – piaski i mulki rzeczne; górny pleniwistulian: 16 – piaski i mulki rzeczne terasy wysokiej II; późny vistulian: 17 – piaski eoliczne; holocen: 18 – piaski, mulki, żwiry rzeczne i torfy; 19 – uskoki

### Geological structure of the upper Luciąża basin against structures of the Radomsko elevation

Upper Jurassic: 1 – limestones and marls; Lower Cretaceous: 2 – siltstones, clays with siderite; Upper Cretaceous: 3 – limestones, opokas, marls and sandstones; Quaternary, Pleistocene, San Glaciation: 4 – lacustrine sands and silts, 5 – till; Masovian Interglacial: 6 – fluvial sands, silts and gravels; Odra Glaciation: 7 – dammed sands, silts and clays, 8 – till (A – lower, Gowarczów Phase, B – upper, Wieniawa Phase), 9 – sands, gravels and boulders of frontal moraines, 10 – fluvio-glacial sands and gravels, 11 – outwash sands and gravels (Wieniawa Phase), 12 – sands, gravels of the marginal valley level IV (Odrzywól Phase); Warta Glaciation: 13 – sands, gravels of the marginal valley level III; Eemian Interglacial: 14 – fluvial sands, gravels and silts; Middle Plenivistulian: 15 – fluvial sands and silts; Upper Plenivistulian: 16 – fluvial sands and silts of the high terrace II; Late Vistulian: 17 – aeolian sands; Holocene: 18 – fluvial sands, silts, gravels and peats; 19 – faults





Rys. 14. Rzeżowice. Osady poziomu sandrowego w południowo-zachodniej części basenu Luciąży

A – cechy strukturalne; B – cechy teksturalne  
1 – seria żwirowo-piaszczysta; 2 – seria piaszczysta, warstwowana; 3 – seria piaszczysta o strukturze masywnej

Deposits of the outwash level in the south-western part of the Luciąża basin

A – structural properties; B – textural properties  
1 – gravelly-sandy unit; 2 – stratified sandy unit; 3 – massive sandy unit

Równinę w okolicach Rzejowic, do głębokości 5 m, budują głównie piaski średnio- i gruboziarniste oraz żwiry. Kompleks piaszczysto-żwirowy leży niezgodnie na bruku zalegającym na głębokości 5,7–6 m p.p.t. W spągu osad jest zróżnicowany litologicznie – obok żwirów, na głębokości 2,2–2,6 m (seria 1) występują pakiety słabo wysortowanych piasków średnio- i gruboziarnistych ( $Mz = 0,82 \Phi$ ), często okruchy skał lokalnych. Na głębokości 2,5 m żwiry tworzą masywny bruk korytowy (*SGm*), przechodzący ku górze w niezbyt wyraźnie warstwowany piasek gruby, o przekątnym warstwowaniu płaskim *SGp*. Kompleks spagowy na głębokości 215–220 cm zamyka litofacja bruku korytowego o strukturze masywnej *SGm*.

Na głębokości 0,9–2,2 m (seria 2) pojawiają się piaski średnioziarniste ( $Mz = 1,7\text{--}2,1 \Phi$ ) z domieszką drobnych i pojedynczych żwirków ( $Mz = 0,48\text{--}1,18 \Phi$ ) o średnim lub słabym wysortowaniu ( $\delta$  do 1,37). W spągu tej serii występują piaski słomkowe, drobnoziarniste, o miąższości 10 cm, o laminacji poziomej *Sh* i normalnym uziarnieniu frakcjonalnym. Ku górze przechodzą one w piaski średnioziarniste warstwowane horyzontalnie *Sh*, przewarstwione laminami piasków grubszych o miąższości 1–2 mm. Na głębokości 130 do 205 cm występuje odwrócone uziarnienie frakcjonalne. Widoczne jest tu następstwo litofacji *Sh–Sr/Sc* (osady pozakorytowe) – *St–Sp–Sl* (osady korytowe i przykorytowe).

Osady w stropie (seria 3), o miąższości prawie 1 m, zbudowane są z piasków średnioziarnistych, wzbogaconych w żwiry, co daje wrażenie „ospowatości”. Strop uległ przekształceniom postsedymencym i glebotwórczym.

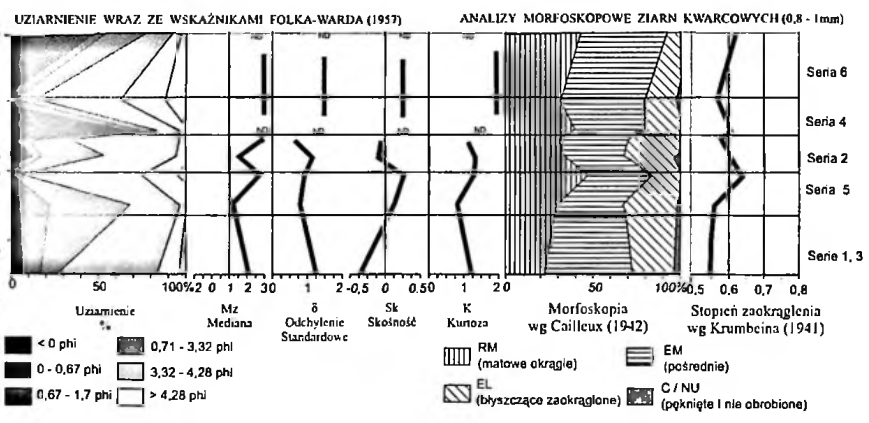
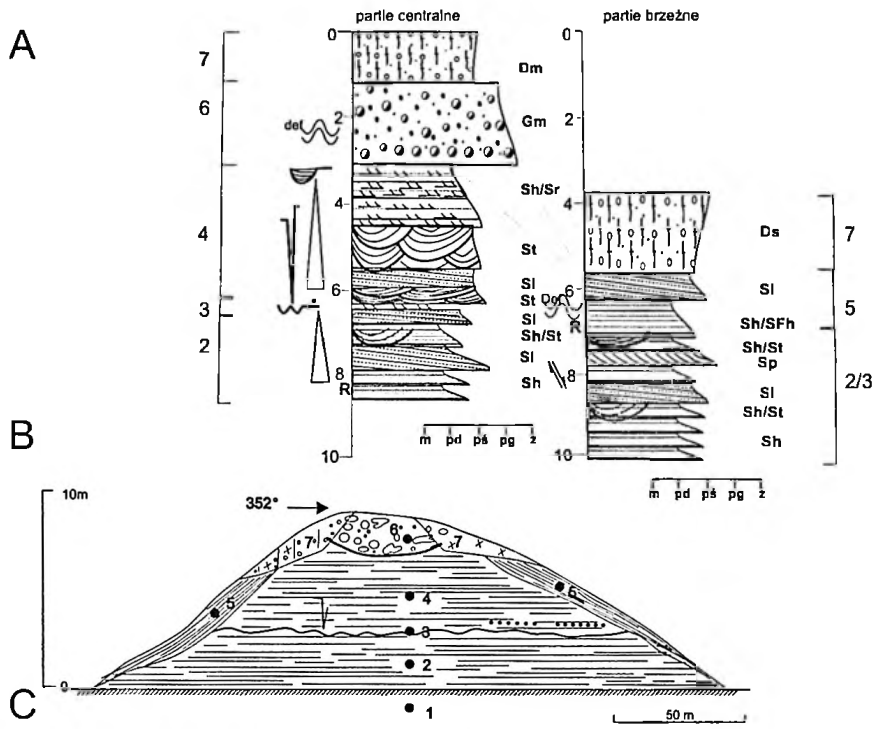
We wszystkich seriach cechy morfoskopowe wskazują na osad fluwioglacjalny, gdyż poszczególne typy ziaren kwarcowych występują we względnej równowadze. Udział procentowy ziaren z obróbką RM kształtuje się na poziomie 22,6–45,1 %, a zaokrąglonych błyszczących EL od 14,7 do 25,3 %. Najlicniejszą grupę stanowią ziarna pośrednie – EM (33,3–48,0 %), a najmniej liczną – ziarna bez obróbki NU i pęknięte C (do 10,0 %). Wskaźnik Krumbeina waha się w okolicach 0,6 i wskazuje na średnie zaokrąglenie krawędzi klastów. Z odczytu paleoprądów w warstwowaniach przekątnych na głębokości 120 cm wynika, że odpływ odbywał się na zachód (260°).

Przedstawione osady prawdopodobnie powstały w piaskodennej roztoce, o szerokich i płytkich korytach, z dobrze rozwiniętą równią zalewową, w środkowych częściach sandrów proksymalnych (Klimek 1972; Zieliński 1992). Być może są to stożki piedmontowe proglacjalne, budujące rozległe równiny akumulacyjne. Związane są one z deglacjacją na płaskim terenie zewnętrznej części misy końcowej i z rozproszonym, pulsacyjnym, sezonowym odpływem sandrowym ku zachodowi, do dorzecza Widawki. Za taką interpretacją przemawiają duże okruchy ( $Mz < 1 \Phi$ ) budujące osady oraz ich słabe wysortowanie. Z analizy wynika, że poziom sandrowy nie należy do doliny górnej Luciąży. Miał on jednak pośredni wpływ na wykształcenie doliny. Osady poziomu sandrowego są współcześnie erodowane przez górną Luciążę w okolicach Rzejowic – w nich wycięte jest dno i koryto rzeki (rys. 13, przekrój II).

Być może w formowaniu inicjalnej sieci rzecznej brały również udział wody odpływające z wewnętrznej, centralnej części basenu. Wewnątrz basenu znajdują się pagórki ciągnące się łukiem od Granic poprzez Chelczów do Przerębka i Cieśli (rys. 5, środkowa część profilu I), które na przedłużeniu północnego grzbietu Chelma dzielą basen na dwie części o odmiennym charakterze. Obecność tak regularnie położonych form o niemal południkowym przebiegu, różne style budowy podłoża doliny na wschodzie i zachodzie terenu oraz jego asymetria w rzeźbie skłoniły autorkę do bliższego przyjrzenia się tym formom. Uważane są one przez autorów (K w a p i s z 1983; W ą g r o w s k i 1987) arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 za pagórki częściowo wodno-morenowe, częściowo szczelinowe. W ich pobliżu występują równiny sandrowe.

Do analiz wybrano osady budujące pagór w Chelczowie. **Stanowisko Chelczów** położone w centrum okrągłego pagórka o płaskim wierzchołku odśłania osady w promieniu 200 m. Pagór ma wysokość 8,5–10 m, średnicę 300 m i leży 235 m n.p.m., tj. 8 m powyżej dna basenu i otoczony jest równiną sandrową. Schematyczną budowę wewnętrzną przedstawia rys. 15.

Pagór w Chelczowie zakorzeniony jest w piaskach gruboziarnistych, leżących niezgodnie na glinach bazalnych, brązowych. Na głębokości 6 m budują go żwiry i piaski najczęściej słabo wysegregowane, średnioziarniste ( $Mz = 2,19 \Phi$ ) barwy żółto-brązowej, z wkładkami piasków drobnoziarnistych i mułków. W litokompleksie spagowym (na głębokości 500–550 cm) dominującą litofacją jest *Sh*. Dopiero na głębokości 4 m p.p.t piaski średnioziarniste przechodzą w osady piaszczysto-mułkowe o miąższości 3–5 m. Piasek ten oddziela piaski bazalne, średnioziarniste od drobnoziarnistych słomkowych ( $Mz = 1,41–2,85 \Phi$ ). Formę tworzą głównie piaski dobrze wysortowane ( $\delta = 0,6–0,9$ ), warstwowane rynnowo *St* oraz piaski warstwowane niskokątowo *Sl*, a także piaski z mułkami o laminacji horyzontalnej *Sh/SFh* i riplemarkowej *Sr* (rys. 15A). Osad posiada struktury deformacyjne nieciągłe, synsedymantacyjne w postaci mikrouskoków typu *ice-contact* o zrzucie 20–30 cm. Na głębokości 405–465 cm „zakotwiczone” są epigenetyczne szczeliny kontrakcji termicznej z wtórnym wypełnieniem mineralnym. Kliny te występują regularnie, w odstępach sześćdziesięciocentymetrowych. Ponad strukturami występuje materiał nieco grubszy niż w całym pagórze. W stropie pagóra, w kulminacji leży seria żwirów o miąższości 1–1,5 m, wypełniająca bruzdę erozyjną. Są to osady słabo posegregowane, zaglinione, miejscami zawierające wtrącenia związków żelaza. Głównymi składnikami frakcji żwirowej są okrychy skał krystalicznych i wapieni mikrytowych z fauną paleozoiczną, o zwartym szkielecie ziarnowym *GSm*, częściowo zimbrykowane. Z grupy skał lokalnych najliczniej występują: opoki odwapnione, chalcodonity, gezy i krzemienie (W ą g r o w s k i 1987). Obok żwiru trafiają się pakiety soczewek piasków średnioziarnistych z pierwotnym warstwowaniem horyzontalnym, a także rozwleczenia i nagromadzenia głązów.



Rys. 15. Chelczów. Budowa pagórka kemowego (?)

A – cechy strukturalne; B – schemat budowy pagórka; C – cechy teksturalne  
 1 – piaski podłoża; 2 – piaski średnioziarniste warstwowe poziomo; 3 – warstwa żuzeluziona z wytrąceniami manganu; 4 – piaski średnio- i drobnoziarniste; 5 – piaski mulkowane z zaburzeniami typu *ice-contact*; 6 – żwirny wapienne, nieznacznie imbrykowane; 7 – glina ablacyjna

Structure of a kame hillock (?)

A – structural properties; B – scheme of a hillock structure; C – textural properties  
 1 – base sands; 2 – medium-grained horizontally laminated sands; 3 – iron layer with manganese precipitations; 4 – medium- and fine-grained sands; 5 – silty sands with ice-contact disturbances; 6 – calcareous gravels with a slight imbricate structure; 7 – till

Pagórek „otulony” jest gliną piaszczystą *Ds* (rys. 15, seria 7), a w dolnych partiach stoków osadem piaszczysto-mułkowym z zachowaną pierwotną laminacją *Sh*, *SFh*, *Sr*, wtórnie przemieszczonym postsedymentacyjnie, ewidentnie powyżej kąta naturalnego zsypania (rys. 15B). W serii tej występują synsedymentacyjne struktury deformacyjne typu *ice-contact* na długości 150 cm, przebiegające równolegle do współczesnego stoku.

Cechy powierzchni ziaren kwarcowych wykazują bardzo silne zróżnicowanie. W całym profilu dominują ziarna pośrednie EM (36,6–47,0 %). Od spągu ku stropowi wzrasta nieznacznie ilość ziaren dobrze obtoczonych, matowych RM, kształtując się w granicach 23–47 %.

Nie wyznaczono kierunków paleoprądów ze względu na brak warstwowań przekątnych i obecność wielu deformacji, ale na podstawie obserwacji warstwowań na kilku ścianach żwirowni o różnej ekspozycji można powiedzieć, że w północno-wschodniej części pagórka laminy zapadają na wschód, a w południowo-zachodniej na zachód. Natomiast kierunek imbrykacji ku południowi i południowemu wschodowi w osadach żwirowych (w spągu serii 6) wykazuje zbieżność z wcześniej wyznaczoną linią Góra Chełmo–Cieśle, dzielącą basen na dwie różne litologicznie części.

Opisane osady budują kem, który jest otoczony równinami sandrowymi. Za wodno-morenową genezę przemawia jedynie stropowa, stosunkowo cienka seria 6, budująca wierzchołek pagórka. Uporządkowany, w miarę jednorodny styl budowy wskazuje na działalność wód podczas deglacjacji arealnej. Osady były złożone przez wody fluwioglacjalne na kontakcie z martwym lodem. Sedymentacja zachodziła spokojnie, ale z przerwami. W wyniku zaostrzenia się warunków klimatycznych powstawały szczeliny kontrakcji termicznej, wypełnione osadami pochodzącymi z nawiania z obszarów ekstraglacjalnych. W miarę ocieplania i topnienia brył lodu sedymentacja nieprzerwanie trwała.

Pod koniec procesu osadzania, nastąpiła prawdopodobnie erozja o charakterze katastroficznym (nadsputykanym), a następnie spływ rumoszowy typu *debris flow* (Brodzikowski, van Loon 1991) osadów o dużej bezwładności (Gradziński *et al.* 1986), zlokalizowany w głównym, bardzo głębokim korycie wód lodowcowych, w warunkach terminoglacjalnych. Po wytopieniu lodu i cofnięciu ściany lodowej wciąż przemarznięte pakiety piaszczysto-mułowe, warstwowane spokojnie, uległy sztywnym zsuwom po stoku, czego dowodem są struktury typu *ice-contact*. Ostatnim etapem tworzenia formy było wytapianie się osadów diamiktycznych z pozostałych brył martwego lodu i przykrycie stoków częściowo upłynnionym diamiktonem.

Założenie opisywanej formy związane było przede wszystkim z elewacją podłoża, a to pośrednio wpływało na kierunek odpływu wód lodowcowych. Forma ta wraz z równinami sandrowymi dzieliła basen na dwie części. Rzeźba początkowa basenu (I), odziedziczona po fazie wieniawy (misa końcowa na wschodzie, równiny sandrowe na zachodzie, terasy kemowe na południu i kemy w centrum) miała wpływ na rozwój inicjalnej doliny górnej Luciaży. Na podstawie analizy osad-

dów potwierdzono, że opisane poziomy fluwioglacjalne nie należą bezpośrednio do elementów dolinnych.

W trakcie badań nie znaleziono stanowiska o jasnej sytuacji morfologicznej w obrębie poziomu pradolinowego III i IV, gdyż w wielu miejscach był on przykryty polami piasków przewianych (rys. 13, przekrój IV). Zdaniem Wągrowski (1987) wyższy poziom doliny IV w basenie nadbudowują osady rzeczne tworzące poziom III, warciańskie o miąższości 2 m. Prawdopodobnie poziom ten występuje w środkowo-zachodniej części basenu, w Borkach, pod wydmą. Badania strukturalno-teksturalne osadów wykonane dla tego stanowiska wymagają jeszcze uzupełnienia.

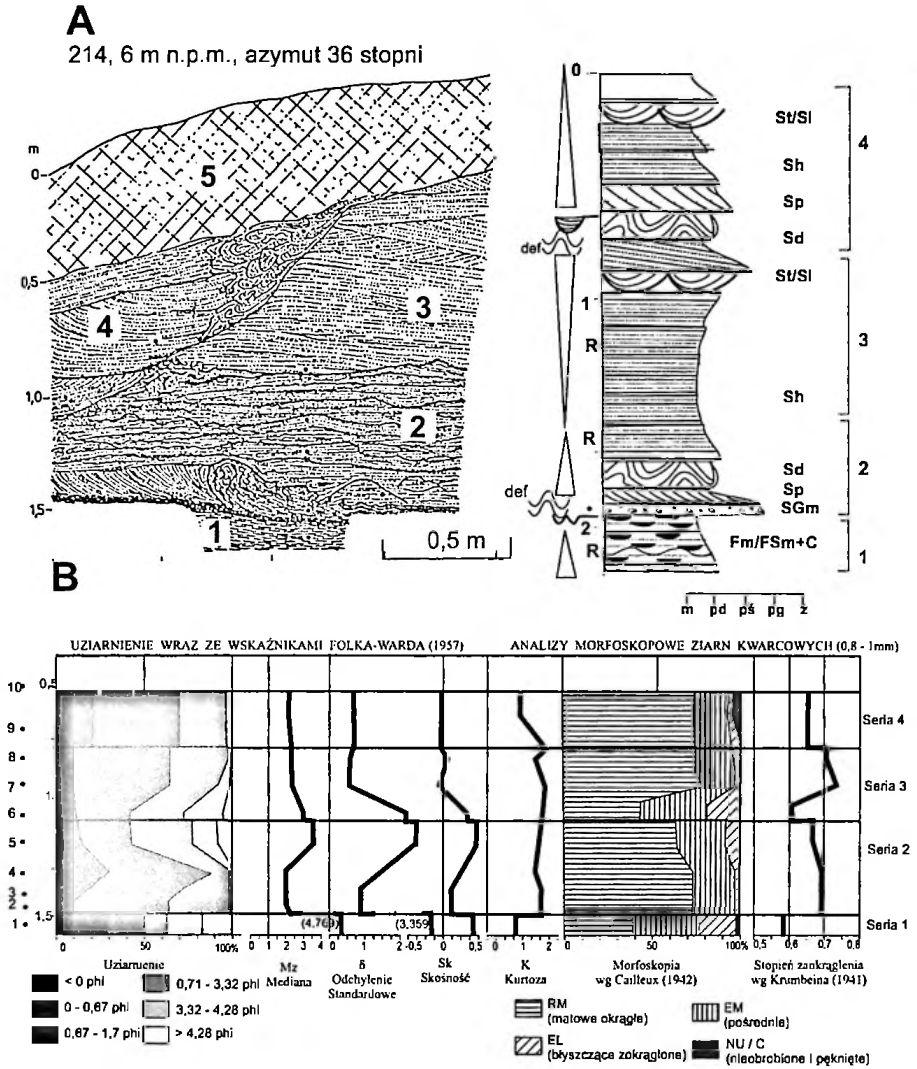
## Osady poziomu wysokiego II

Terasa nadzalewowa II wysoka zbudowana jest z piasków różnoziarnistych, przeważnie średnioziarnistych, barwy szarej, o miąższości 2–4 m (Wągrowski 1987). Osady te nadbudowują erozyjne wcięcie, które osiągnęło w Przerębie 8 m, a w Masłowicach 10 m (rys. 10, przekrój III).

Największe powierzchnie basenu, do głębokości średnio 0,5–1, m zajmują bardzo drobne piaski słomkowe, pylaste. Są one bardzo dobrze wysortowane, sypkie, o cechach zbliżonych do osadów opisywanych jako lessopodobne. Tworzą górną część terasy/poziomu? wysokiej/-ego? II. Pod osadami lessopodobnymi zalegają piaski średnioziarniste z pojedynczymi żwirami, podkreślone granicą erozyjną w spągu (Kwapisz 1983). W dolnej części terasy, na głębokości 1–2 m p.p.t., występują osady mułkowe i mułkowo-piaszczyste. Są one nałożone na gliny zwalowe z fazy wieniawy lub zalegają niezgodnie na podłożu mezozoicznym.

Często terasa wysoka II jest nadbudowana wydmami i pokrywami piasków eolicznych. Wysokości względne wydm dochodzą do 8 m, a ich szerokość u podstawy osiąga 100–150 m. Wydmom towarzyszą pola piasków eolicznych o miąższości 1–2 m. Piaski te – średnioziarniste i drobnoziarniste, luźne – występują na północ od drogi Radomsko-Przedbórz oraz w okolicach Ochotnika, Borek, Krer.

Do analiz wybrano trzy stanowiska (rys. 12) w różnych sytuacjach morfologicznych, reprezentatywne i charakteryzujące wszystkie procesy biorące udział w budowie opisywanego poziomu. Na północy basenu (I) opisano **stanowisko Piła-Cieśle** (strefa centralna; około 1 m od koryta Luciąży, w połowie odcinka między młynem w Cieślach i młynem w Pile (Przerąb), położone na wysokości 214,4 m n.p.m., 1,9 m ponad poziom koryta (rys. 16)), na zachodzie – **stanowisko Rzejowice-wysypisko** (strefa brzeżna; 1,3 km na południe od wsi Borki, usytuowane na wysokości 236 m n.p.m., 3 m powyżej dna, w części peryferycznej terasy wysokiej II, w miejscu ujścia jednej z koncentrycznie skierowanych suchych dolin na poziom rozlewiskowo-rzeczny wysoki II (rys.17)) i na wschodzie – **stanowisko Ochotnik** (izolowana wyspa, ostaniec terasy nadzalewowej w dnie, u podnóża wydmy zwanej Kocankową Górą; na wysokości 218,8 m n.p.m. i 2,2 m powyżej dna doliny (rys.18)).



Rys. 16. Piła-Cieśle. Budowa terasy wysokiej II

A – cechy strukturalne; B – cechy teksturalne

1 – seria mulkowa z detrytusem; 2 – seria mulkowo-piaszczysta; 3 – seria piaszczysta warstwowana; 4 – seria piaszczysta z zaburzeniami; 5 – nasyp

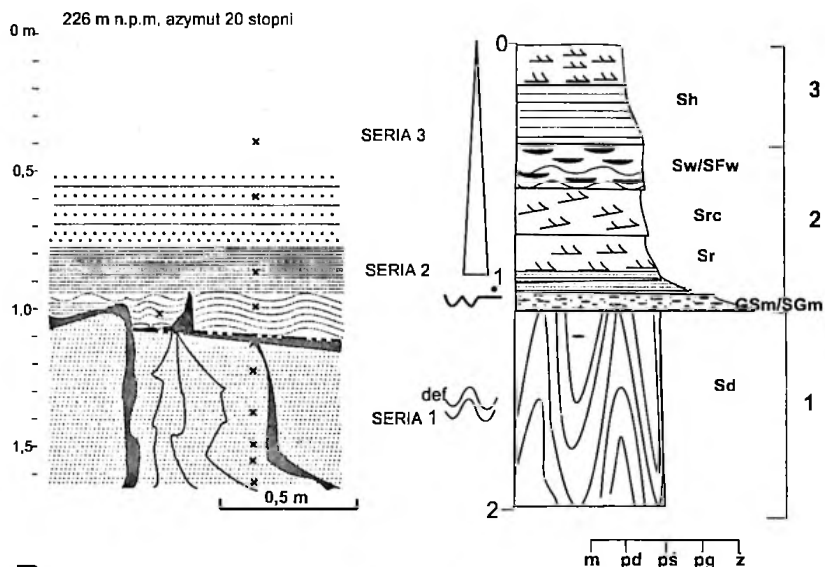
Structure of the high terrace II

A – structural properties; B – textural properties

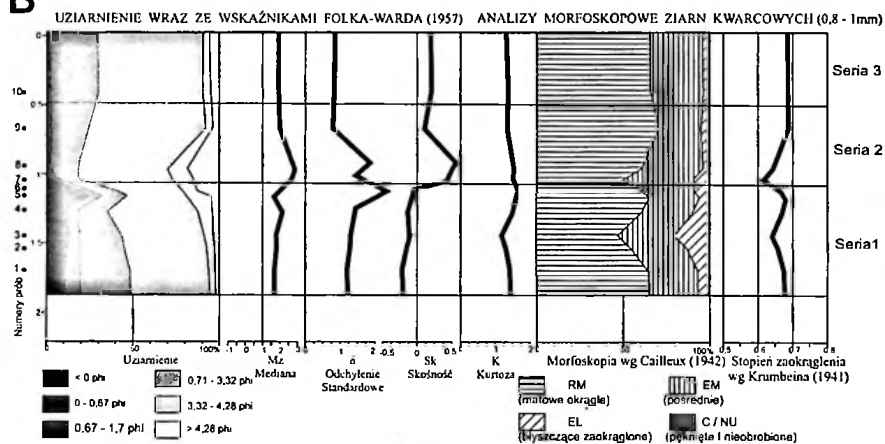
1 – silty unit with detritus; 2 – silty-sandy unit; 3 – sandy stratified unit; 4 – sandy deformed unit; 5 – anthropogenic scarp



## A



## B



Rys. 17. Rzeżowice-wysypisko. Budowa brzeżnej części terasy wysokiej II

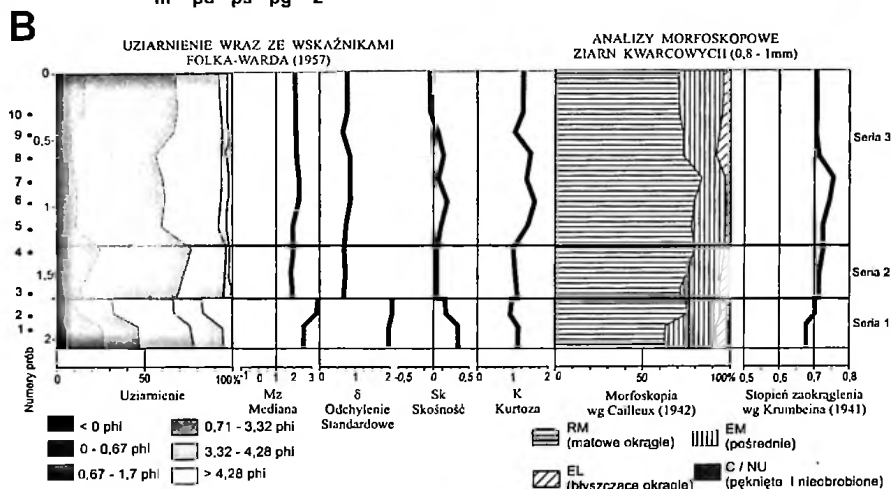
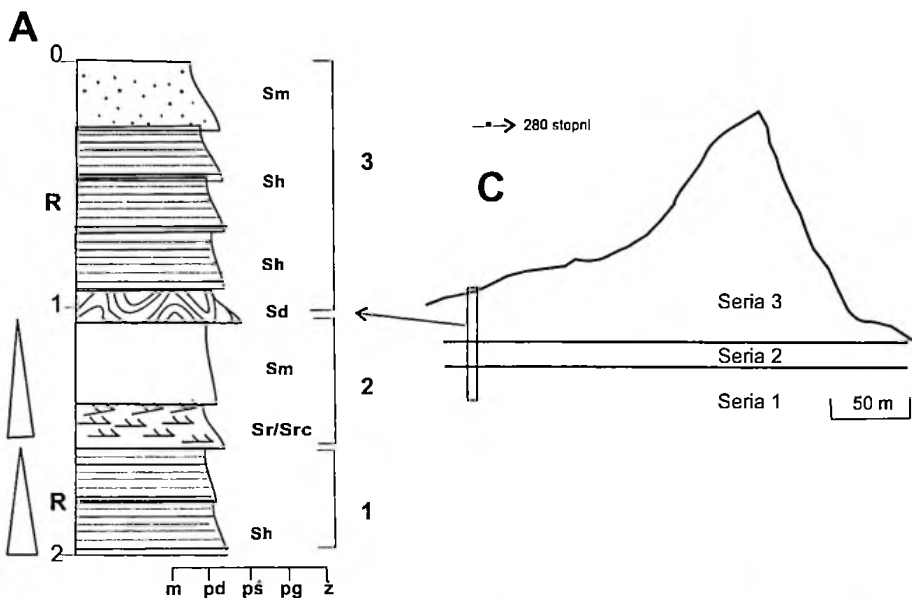
A – cechy strukturalne; B – cechy teksturalne

1 – seria piaszczysta, zaburzona; 2 – seria piaszczysta, warstwowana; 3 – seria drobnopiaszczysta (lessopodobna)

Structure of the marginal part of the high terrace II

A – structural properties; B – textural properties

1 – deformed sandy unit; 2 – stratified sandy unit; 3 – fine-grained (loesslike) unit



Rys. 18. Ochotnik. Kontakt osadów eolicznych i rzecznych

A – cechy strukturalne; B – cechy teksturalne; C – schemat budowy wydmy i jej podłoża  
1 – seria mulkowo-piaszczysta; 2 – seria drobnopiaszczysta; 3 – seria z wykształconymi poziomami gleb (kopanej i współczesnej) w piaskach drobnopiaszczystych

Contact between aeolian and fluvial deposits

A – structural properties; B – textural properties; C – structure of a dune with its base  
1 – silty-sandy unit; 2 – fine-grained unit; 3 – unit containing soil horizons (fossil and present) in fine-grained sands

We wszystkich stanowiskach można było wyróżnić trzy zasadnicze serie osadowe. Pod powierzchnią terenu, na głębokości 6 m, występuje glina wieniawska, która nadbudowana jest kompleksem mułowo-piaszczystym i piaszczysto-mułkowym (seria 1). W spągu, pod brukiem zalega muł szaroniebieski zwarty, masywny *Fm/FSm* z częściovą laminacją *Fh/FSH/FSr* i z częściami detrytusu organicznego *C* (rys. 16, seria 1). Najczęściej spotykanym osadem są piaski lub piaski mulkowate ( $Mz = 2,86-4,1$  Phi) słabo wysortowane ( $\delta = 1,2-1,4$ ) (rys. 16B, 18B, seria 1) lub wybitnie źle wysortowane ( $\delta = 1,96-2,07$ ) (rys. 17B, seria 1). Są to rytmicznie warstwowane piaski bardzo drobnoziarniste i mulkowate, o laminacji poziomej *Sh/SFh* (rys. 18A, seria 1). W stanowisku Rzejowice-wysypisko w serii tej pojawiają się struktury deformacyjne *Sd*, wykształcone w postaci stojącego fałdu z wieloma gładzami o średnicy 12–15 cm, włączonymi w osady piaszczyste.

W obrębie serii 1 rozkład uziarnienia jest zróżnicowany; zbliżony do normalnego i mezokurtyczny (rys. 16B, seria 1), lewostronnie skośny, skrajnie leptokurtyczny (rys. 17B, seria 1) oraz prawostronnie skośny, mezokurtyczny (rys. 18B, seria 1). Obróbka ziaren kwarcowych jest dość wysoka. W serii 1 przeważają ziarna okrągłe, matowe RM (od 48,2 do 64,7 %). Stosunkowo mało jest ziaren błyszczących, zaokrąglonych EL, bo tylko 9,8–23,2 % w próbce (rys. 16B, 17B, 18B).

Serię 1 przykrywa na głębokości 115–150 cm zwarty płaszcz bruku ( $Mz = 1,67$  Phi) masywnego *SGm* o miąższości 2 cm (rys. 16A, 17A). Drobny bruk jest częściowo zlitfikowany przez związki żelaza (rys. 18A). Nad nim, na głębokości 135–147 cm, niespokojnie zalega warstwa piaszczysto-mułowa z deformacjami typu gęstościowego w stanowisku Piła-Cieśle (rys. 16A) oraz piaski o spokojnym warstwowaniu riplemarkowym *Sr*, falistym *Sw* i horyzontalnym *Sh* czy bezstrukturalnym, masywnym *Sm*, *Sd* (rys. 17A, 18A). W stanowisku Ochotnik, w stropie serii 2 występują smugi żelaziste i pojedyncze nagromadzenia drobnych żwirów. Widać tutaj stopniowe przejście między piaskami podłoża (fluwalnymi) a eolicznymi (rys. 18C). Dokładne ustalenie tej granicy jest trudne z powodu niewyraźnego warstwowania piasku pod glebą kopalną, ze skupieniami żelaza, silnie cementującego osad. Między poziomem piasku z humusem a piaskiem żelazistym leży kilkucentymetrowa warstwa piasku białego, plamistego, wskazujący na inicjalną strefę wybielenia gleby (poziom A2 gleby kopalnej), bez śladów warstwowania, z niewielkimi strukturami deformacyjnymi *Sd*. Osady te budują środkową serię 2 o miąższości 30–50 cm (rys. 16, 17, 18, seria 2). Są to piaski drobno- i średnioziarniste ( $Mz = 1,66-2,1$  Phi), średnio wysortowane ( $\delta = 0,72-0,79$ ), często zażelazione. W stanowisku Rzejowice-wysypisko serię 2 reprezentują piaski drobnoziarniste ( $Mz = 2,6-2,9$  Phi), słabo wysortowane ( $\delta = 1,75-1,97$ ), o dość dużym udziale frakcji pylastej w ogólnej masie osadów, co uzasadnia występowanie silnie dodatniej skośności ( $Sk = 0,49-0,52$  – rys. 17B).

Seria 2 przechodzi agradacyjnie w serię 3. Tworzą ją osady piaszczysto-pyłowe, bardzo sypkie (rys. 17, seria 3) lub piaszczyste, w obrębie których w Ochotniku wykształciły się dwie gleby: jedna – współczesna – tuż pod powierzchnią i druga – kopalna – na głębokości 50–80–100 cm (rys. 18, seria 3). Najbardziej zróżnicowany pod względem budowy jest strop poziomu w stanowisku Piła-Cieśle (rys. 16, serie 2, 3, 4), gdyż budują go osady mineralne, piaszczyste i organiczne (rys. 16, serie 3, 4, 5).

Serię 3 tworzą głównie piaski drobnoziarniste, prawie pylaste ( $Mz = 2,05-2,07 \Phi$ ), średnio wysortowane ( $\delta = 0,78-0,86$ ), charakteryzujące się rozkładem uziarnienia prawie symetrycznym, skrajnie leptokurtycznym. Są to piaski o laminacji falistej  $Sw/FSw$  i riplemarkowej  $Sr$ , które przechodzą ku górze w laminowane poziomo piaski  $Sh/FSh$  o normalnym uziarnieniu frakcjonalnym. Występują tu jedynie litosomy pływowe, tafloidalne małej skali.

Ciekawą strukturę posiadają partie brzeżne serii 4 w stanowisku Piła-Cieśle (rys. 16A). Piaski białe  $St, Sl$  „wgrzyzają się” schodowo ku górze, tworząc rynienki drugiego i trzeciego rzędu – stąd falbankowość kontaktu między seriami. W partii brzeżnej widoczne są zaburzenia w strukturze osadów o charakterze niestabilnościowym.

Obróbka ziaren kwarcowych w osadach analizowanego poziomu jest jednorodnie wysoka i rośnie ku stropowi, o czym świadczy wysoka frekwencja ziaren RM (68,4–73,4 %) i wysoki wskaźnik zaokrąglenia Krumbeina (0,7–0,75). W osadzie prawie nie pojawiają się ziarna bez obróbki (NU) i ziarna pęknięte (C) (rys. 16B, 17B, 18B). Zbliżone wskaźniki obróbki występują w dolinach o podobnej długości Studwi-Przysowy i Ochni, w strefie pradoliny warszawsko-berlińskiej (G o ź d z i k , W a c h e c k a 1992; W a c h e c k a 1992). Osad ten ze względu na swoje specyficzne cechy teksturalne można nazwać fluwioperyglacialnym (G o ź d z i k 1991), gdyż udział w tworzeniu poziomu II brały prawdopodobnie procesy stokowe, fluwialne i eoliczne.

Dolna część osadów (seria 1) powstała w zimnym (peryglacjalnym?), prawdopodobnie wczesnovistuliańskim lub środkowoplenivistuliańskim zbiorniku wodnym, częściowo przepływowym, o czym świadczą struktury  $FSh, FSr$  i namyte części organiczne – częściowo o przepływie liniowym lub rozproszonym. W centralnej części basenu depozycja zachodziła w warunkach depozycji zawieszinowej, w parapelagicznej, marginalnej części słabo nachylnego skłonu zbiornika. Przemawiają za tym leżące powyżej struktury deformacyjne. Gdyby nie odkryto ich obecności, osady spągowe należałoby wiązać ze strefą marginalną równiny dennej zbiorników glacialimnicznych (B r o d z i k o w s k i 1993).

W partiach brzeżnych tworzyły się osady w obrębie stożków dystalnych bocznych dolin piaskodennej rozutki peryglacjalnej, przy udziale procesów masowych (kongeliflukcji – spąg osadów i splukiwania – strop osadów). Na stokach tego zbiornika woda mogła zimą działać cementująco (lód–cement) lub w czasie roztopów powodować ona zaburzenia w bilansie denudacyjnym stoku, upłynnienie osadu i powstanie lobów kongeliflukcyjnych w warstwie czynnej.

Następnym etapem była erozja. Nastąpiło okresowe, częściowe wynurzenie osadów, postsedymentacyjne utlenianie związków żelaza, procesy masowe na skłonie zbiornika, a następnie intensywna akumulacja osadów prądowych serii 2 i 3. Do zimnego zbiornika peryglacjalnego dostawały się przede wszystkim osady terygeniczne, o dość dużym stopniu obróbki w środowisku eolicznym. Akumulacja ta miała charakter pozakorytowy na dużej przestrzeni okresowych rozlewisk na dnie basenu, w dolnym reżimie przepływu. Taki system mógł funkcjonować przy niewielkich, cyklicznych powodziach, związanych w miesiącach wiosenno-letnich z odmarzaniem warstwy czynnej. Ziarna opadały w wyniku suspensji i zanikającej trakcji, stąd jednorodność teksturalna i strukturalna osadów.

Po uformowaniu się cokołu terasy wysokiej II, w późnym vistulianie działały wyłącznie procesy eoliczne. Piasek eoliczny nie pochodził z lokalnych, otwartych powierzchni basenu (różna struktura i tekstura), był prawdopodobnie nawiewany z kierunku od W poprzez NW do N (J a ś k o w s k i 1981; G o ź d z i k 1991). Podczas ocieplenia, na kopalnym stoku w stanowisku Ochotnik wykształciła się prawdopodobnie allerödзка gleba kopalna z poziomem iluwalnym. Dalszy jej rozwój był związany z procesami diagenety i migracji roztworów związków żelaza. Jak sugerują J a ś k o w s k i (1981) i M a n i k o w s k a (1985) mogła ona ulec modyfikacji z powodu rozwoju smug żelazistych.

Ostatnim etapem, najmłodszym, jest akumulacja serii 4 w stanowisku Piła-Cieśle. Miała ona miejsce po erozji osadów pozakorytowych i wycięciu rynny o głębokości około 80 cm. Niszczenie strefy przykorytovej i brzeżnej części aluwów pozakorytowych związane było z najnowszą historią doliny – z prostowaniem koryta Luciąży i wzmożeniem procesów erozji wglębnej, krótkim transportem i redepozycją osadu. W wyniku melioracji, wyprostowania koryta i nagłego podniesienia się poziomu wody podczas powodzi, rzeka wylewając na obszary przyległe, niszczyła osady vistuliańskie, redeponując je i namywając holocenijskie części organiczne.

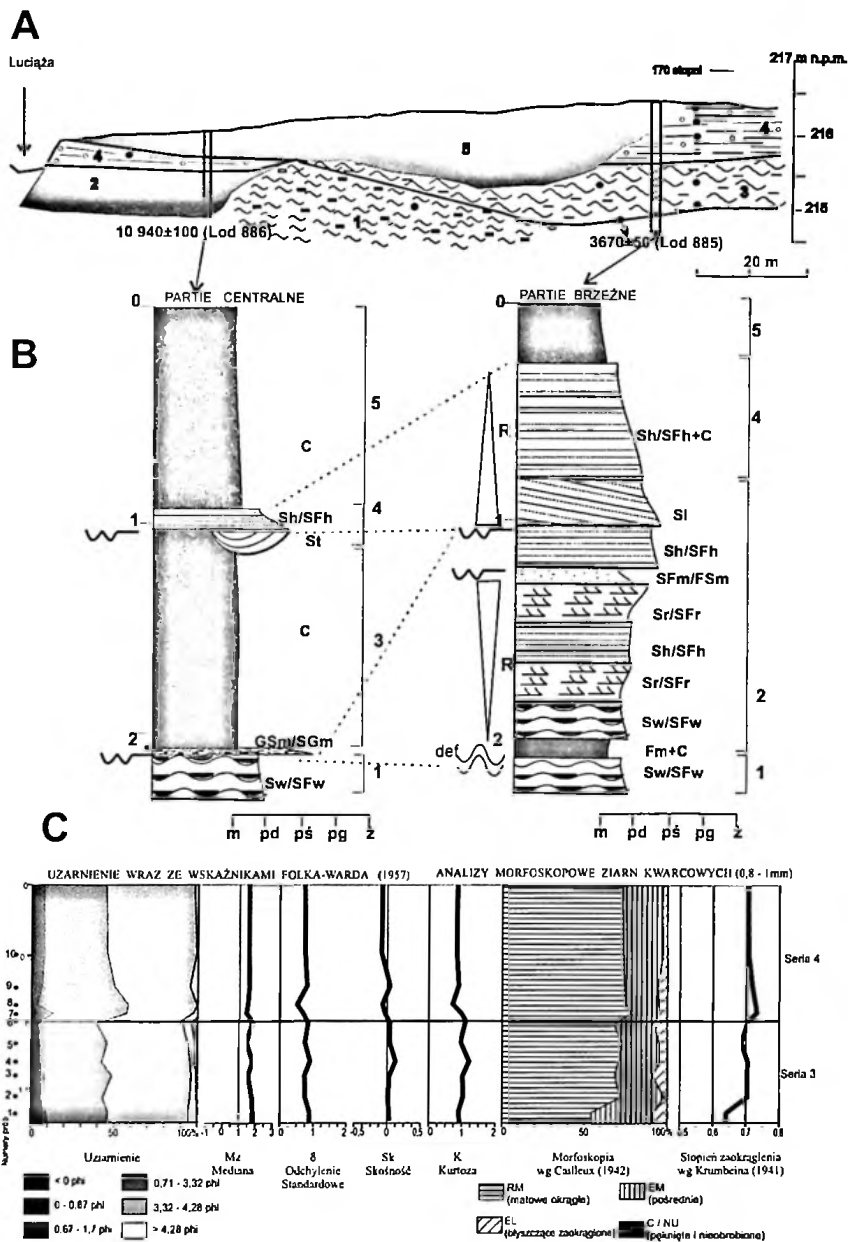
We wszystkich trzech stanowiskach potwierdzono poligeniczność osadów wypełniających plenivistuliański basen o charakterze rozlewiskowo-rzeczny i podkreślono złożoność procesów kształtujących opisane osady. Budują one poziom określony jako wysoki II, a nie terasę w rozumieniu T u r k o w s k i e j (1996a).

#### Osady dna doliny

Dno basenu tworzą podmokłe, zabagnione tereny, usiane siecią rowów melioracyjnych. Dno zbudowane jest w przeważającej części z osadów organicznych oraz z osadów wód stojących (torfy, namuły, piaski humusowe). Budują je holocenijskie piaski brązowe lub szare z domieszką części organicznych. Torfy i namuły torfiaste zajmują dno basenu na zachód od Ochotnika. Ich miąższość waha się w granicach 0,8–3 m. Niewielkie ilości klastycznych aluwów rozproszone są w masie utworów organicznych. Czasami aluwia tworzą piaszczystą groblę, włożoną w utwory organiczne.

Dzięki wykopom pod prywatne stawy rybne o długości 120 m i głębokości do 2 m, w stanowisku Przerąb-Piła udało się prześledzić budowę dna w przekroju poprzecznym na całej jego szerokości. **Stanowisko Przerąb-Piła** położone jest 1 km na południe od stanowiska Cieśle-Piła (rys. 12), w obrębie dna na wysokości 216 m n.p.m., koło dawnego młyna w Przerębiu-Pile.

Główną masę wypełniającą dolinę holocenijską stanowią torfy o różnym stopniu rozłożenia, których obecność stwierdzono na długości 100 m po jednej stronie doliny. Ich miąższość wynosi około 2 m (rys. 19A). Opisywane torfy podścielone są piaskami i namułami z częściami organicznymi (gałązkami). W spągu występują muły szare, podobne do tych ze stanowiska Cieśle-Piła. W partiach brzeżnych wykopu, na ostatnich 17 metrach, prześledzić można piaski szare i mulki piaszczyste niebiesko-szare, kontaktujące się z torfem na kopalnym stoku.



Rys. 19. Przerząd-Piła. Cechy osadów budujących brzeżne partie dna

A – przekrój przez dno doliny; B – cechy strukturalne; C – cechy teksturalne; 1 – muł (il?) niebieski z detrytusem; 2 – torf dobrze rozłożony; 3 – mułek szary z detrytusem; 4 – piaski drobnoziarniste; 5 – torf słabo rozłożony

Properties of deposits forming the marginal parts of the valley floor

A – section through the valley floor; B – structural properties; C – textural properties; 1 – blue silt (clay?) with detritus; 2 – well composed peat; 3 – grey silt with detritus; 4 – fine-grained sands; 5 – poorly composed peat

Najniżej, pod torfami, na głębokości poniżej 2 m p.p.t, w partii brzeżnej wykopu, występują niewysortowane ( $\delta = 3,36$ ) mulki szare masywne *FSm* serii 1 z detrytusem roślinnym C ( $Mz = 4,7$  Phi – rys. 19). Na tych osadach zalega torf, którego spąg datuje się na  $10\ 940 \pm 100$  BP (Lod 886).

W partii brzeżnej dna mulki szaroniebieskie (seria 1) przykrywają piaski słomkowe mulkowane serii 3 piaszczysto-mulkowej ( $Mz = 2,0-3,2$  Phi) o zróżnicowanym, malejącym ku górze wysortowaniu ( $\delta = 0,79-2,6$ ) (rys. 19C). Są one pozostawione w szczątkowej formie tylko na kopalnym stoku holocenińskiej doliny na głębokości 90–180 cm. W partii brzeżnej mulki serii 1 przechodzą ku górze granicą erozyjną w piaski mulkowane (seria 3) o laminacji poziomej *Sh/SFh* i riplemarkowej *Sr*, o odwróconym uziarnieniu frakcjonalnym. W spągu występują piaski drobnoziarniste i mulki o laminacji falistej *SFw* z detrytusem roślinnym. Okres, z jakiego pochodzą części organiczne, zalegające na głębokości 185–200 cm, ustalono na  $3\ 670 \pm 50$  BP (Lod 885).

Przy korycie i przy stoku doliny holocenińskiej, na piaskach mulkowatych i mulkach piaszczystych (seria 3), leżą piaski serii 4 – drobnoziarniste w spągu i średnioziarniste w stropie ( $Mz = 2,0-2,9$  Phi). Piaski te warstwowane są niskokątowo *Sl* lub horyzontalnie *Sh*, a w partiach brzeżnych zdarzają się zaburzenia *Sd* lub pojedyncze pakiety drobnych struktur o przekątnym warstwowaniu rynnowym *St* (rys. 19B). Stabilizację warunków sedymentacji potwierdza wzrost wysortowania od słabego ( $\delta = 2,2$ ) do średniego ( $\delta = 0,64$ ).

Ostatnia, 5 seria, nie została poddana szczegółowym analizom teksturalnym. Jest to najmłodszy osad, złożony z torfów brązowych, w spągu dość dobrze rozłożonych, bez wyraźnych warstwowań. W partii przykorytowej współczesnej rzeki, na dystansie 30–35 m, występuje niewielkiej miąższości (10–15 cm) przewarstwienie piaszczyste.

Analiza powierzchni oraz kształtu ziaren kwarcowych wskazuje na rosnącą ilość ziaren dobrze obrobionych RM, od 55,5 % do 78,2 % w stropie (rys. 19C).

Seria 1 prawdopodobnie powstała w obrębie równiny marginalnej zbiornika jeziornego, już wczesnovistuliańskiego lub środkowoplenivistuliańskiego (?) w warunkach zanikającej przeróbki prądowej zawiesiny, stąd słabe wysortowanie. Następnie erozja około 11 000 BP usunęła większość aluwii górnoplenivistuliańskich. Dało to początek innemu stylowi sedymentacji pozakorytowej. W późnym vistulianie i wczesnym holocenie, w podłużnym obniżeniu o szerokości 200 m utworzyła się zróżnicowana równia zalewowa – zewnętrzna (serie 2 i 3) o charakterze basenu popowodziowego oraz wewnętrzna (seria 4), przykorytowa. Najmłodszym etapem (seria 5) była sedymentacja w basenie popowodziowym. Tworzyło się bagno zewnętrznej równi zalewowej, w którym odbywała się ciągła akumulacja torfów w wilgotnym i ciepłym klimacie, prawdopodobnie od atlantyku i subatlantyku (Starkel 1977, 1999; Kamiński 1993; Kobjek E. 2000) do czasów współczesnych – w warunkach podniesienia poziomu wód gruntowych, podtapiania roślinności i systemów korzeniowych. Pewnym potwierdzeniem tego faktu jest data  $3\ 670 \pm 50$  BP (Lod 885), uzyskana z materiału organicznego w piaskach na obrzeżu zbiornika holocenińskiego. Przewarstwienia niewysortowanego piasku białego, występującego przy współczesnym korycie dowodzą, że w pewnych okresach występowały powodzie o zasięgu lokalnym.



## DOLINA LUCIĄŻY MIĘDZY CIEŚLAMI A TRZEPNICĄ (II)

Znajomość budowy geologicznej podłoża i osadów wypełniających dolinę Luciąży między Trzepnicą a Cieślami (rys. 20) oparta jest na szczegółowym kartowaniu geomorfologicznym i geologicznym, na 90 sondach do 4 m wzdłuż sześciu przekrojów (rys. 10, przekrój V, rys. 21, przekroje VI–X) oraz na kilku wierceniach archiwalnych. Brak wykopów i możliwości dokonania głębszych wierceń w tym odcinku uniemożliwił dokładniejszą analizę osadów dolinnych.

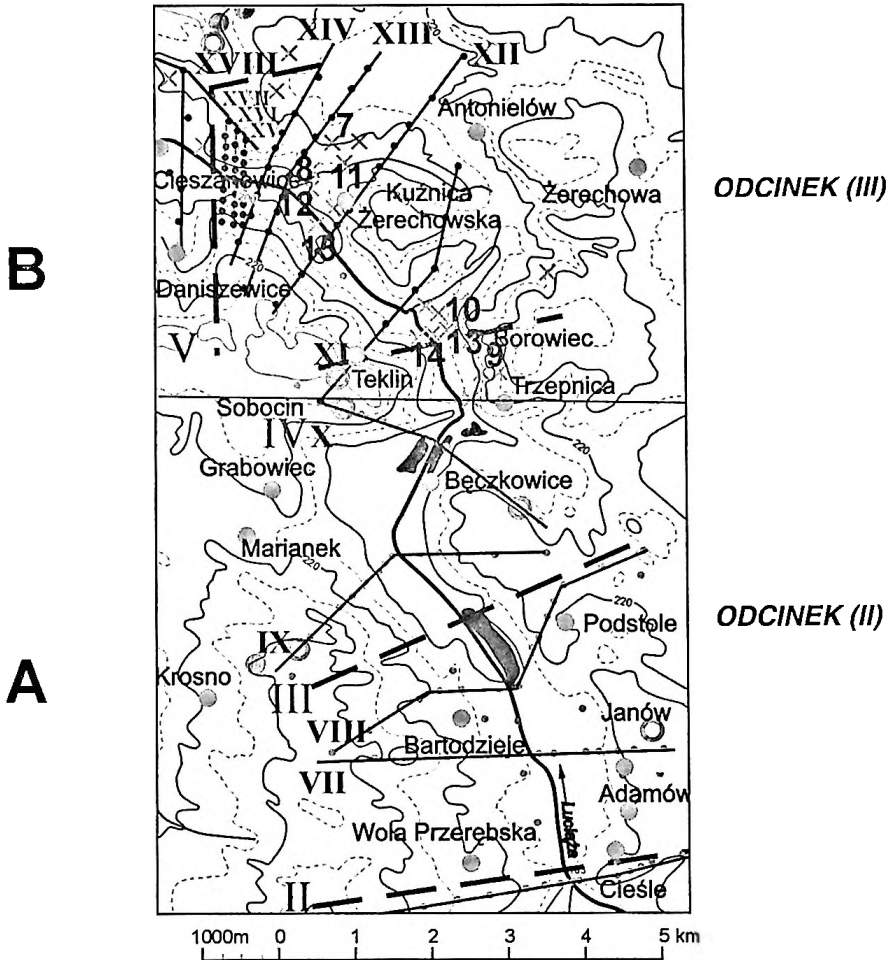
Odcinek (II) znajduje się na bezpośrednim przedpolu lądolodu fazy pomaksymalnej II – odrzywołu, w strefie proglaclalnej lądolodu odry. W podłożu doliny występują szare gliny z fazy wieniawy i fazy gowarczowa. Na podstawie analizy morfometrycznej wyróżniono cztery poziomy nadzalewowe oraz **dno**. Dwa górne poziomy wstępnie określono jako **poziomy fluwioglaclalne, pradolinne IV** (z fazy odrzywołu zlodowacenia odry) i **III** (ze zlodowacenia warty), a dwa niższe przyjęto za **plenivistuliańską terasę wysoką II**, oraz fragmentarycznie pojawiającą się **późnovistuliańską terasę niską I**.

### Osady poziomów pradolinnych IV i III

Najwyżej leżący na tym odcinku poziom pozadoliny o charakterze wybitnie erozyjnym widoczny jest w postaci rozległego spłaszczenia na stoku glacialnym. Występuje tylko w zachodniej części doliny, w okolicach Woli Przerębskiej (rys. 21, przekrój VI). Na tym odcinku poziom ten nazwany został poziomem Bartodziejów. Leży on na wysokości 225–220–225 m n.p.m., to jest 11–16 m powyżej dna doliny.

Poziom pradolinny wyższy IV nie występuje na półmocy. Jak wynika z analizy wierceń, na powierzchni terenu między Trzepnicą a Bartodziejami, po obu stronach doliny, bezpośrednio na glinie brązowej wieniawskiej występuje ciągła, o miąższości 10–20 cm, warstwa bruku złożonego z głazików o średnicy do 10 cm. Bruk ten występuje na stoku w bardzo wąskiej strefie. W kierunku południowym charakter tego poziomu zmienia się (rys. 21, przekrój IX, X). Z erozyjnego staje się on erozyjno-akumulacyjnym, czego dowodzi cienka pokrywa piasków średnioziamistych, miejscami żwirów słabo wysortowanych, o miąższości od 0,5 m w centrum do 2,6 m w okolicach Woli Przerębskiej (rys. 21, przekroje VI, VII, VIII). Poziom ten należy wiązać z sandrem zewnętrznym, proglaclalnym typu dolinnego, istniejącym na przedpolu lądolodu odrzańskiego fazy pomaksymalnej II – odrzywołu. Jest on miejscami przykryty kilkunastocentymetrową warstwą piasków pylastych peryglacialnych, vistuliańskich.

W centralnej części odcinka (II), w zachodniej jego stronie, pomiędzy Bartodziejami a Grobowcem, poziom wyższy IV gwałtownie rozszerza się, a zarazem obniża z 225 do 220 m n.p.m. (rys. 21, przekrój VIII), gdyż łączy się z nim prostopadle sucha dolina, obecnie zawieszona. Jest ona założona na piaszczystej, brązowej glinie wieniawskiej. Występuje, podobnie jak poziom Bartodziejów, tylko w zachodniej części doliny i na południu, w zamknięciu basenu, na zachód od Cieśli.



Rys. 20. Lokalizacja linii przekrojów w odcinkach (II) – A i (III) – B oraz stanowisk w odcinku (III)

7 – Mierzyn I; 8 – Cieszanowice; 9 – Trzepnica-Dunajek; 10 – Borowiec VI; 11 – Kuznica Żerechowska I; 12 – Cieszanowice; 13 – Borowiec III; 14 – Borowiec VII; 15 – Kuznica Żerechowska II; x – inne stanowiska; pozostałe sygnatury opisane na rys. 3

Location of cross-sections in the sections (II) – A and (III) – B and of sites in the section (III)

x – other sites; for other explanation see Fig. 3

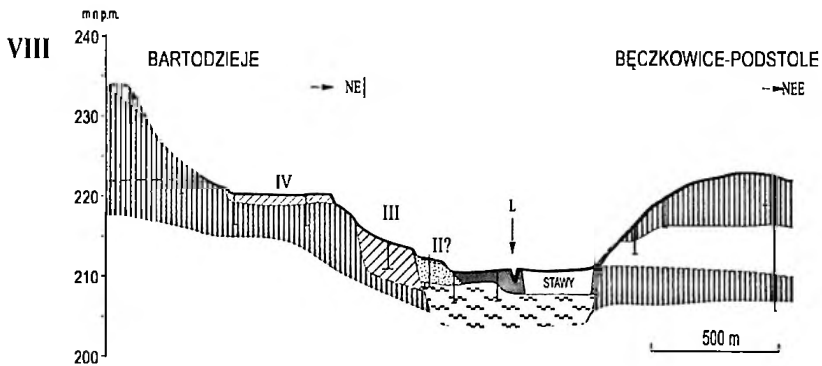
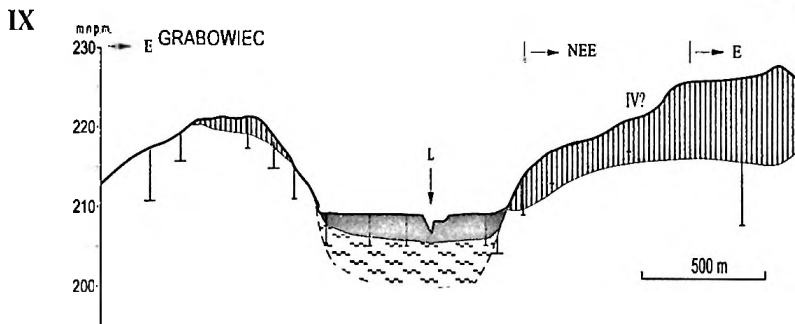
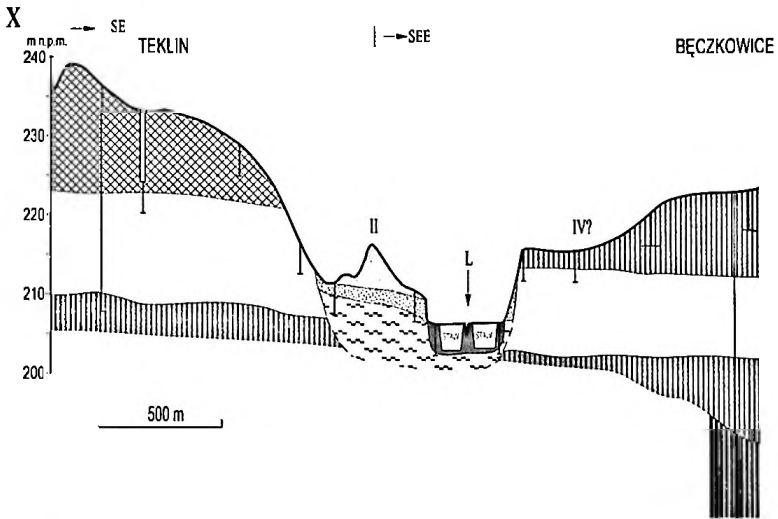
Poziom pradolinny niższy III włożony jest w glinę szarą, dolną (z fazy gowarczowa). Pojawia się również na południe od Grabowca. Od zachodu na poziom ten uchodzi system dolin bocznych, szczególnie dobrze rozwiniętych w Grabowcu (na N od Bartodziejów). Osady piaszczyste tworzące poziom pojawiają się dopiero w centrum odcinka – w Bartodziejach (rys. 21, przekroje VII, VIII). Jest on zbudowany z piasków drobnoziarnistych. Na zachodzie, w miejscach ujść bocznych dolin, nadbudowują go piaszczyste osady proluwalne o miąższości 0,5–4 m.

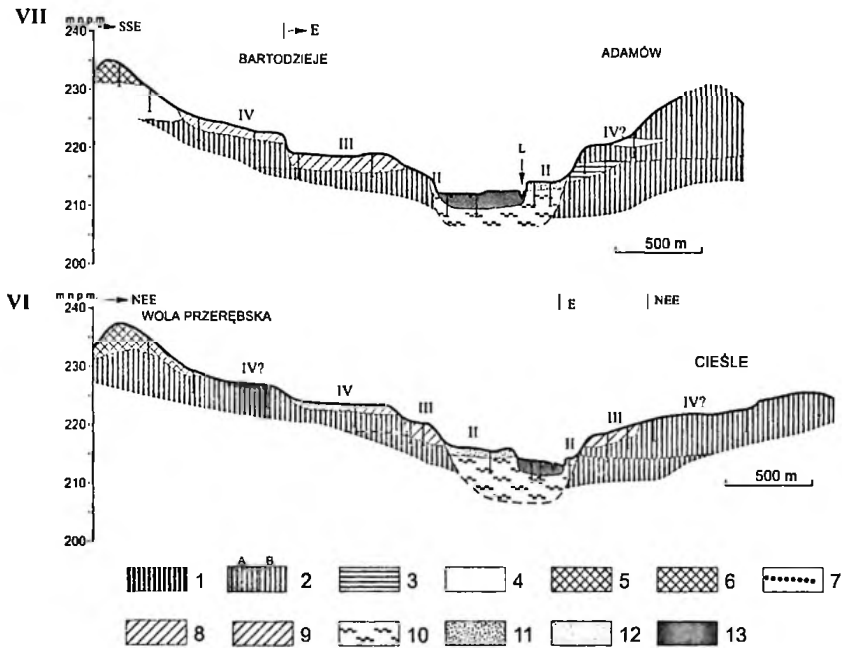
Poziom pradolinny niższy III zbudowany jest z dobrze wysortowanych średnioziarnistych, warstwowych piasków o barwie żółtej i miąższości 2–2,3 m. Na południu, w okolicach Woli Przerębskiej, miąższość wzrasta do 3–3,3 m (rys. 21, przekrój VI) i zaczyna dominować nieco grubszy materiał. W Cieślach opisany poziom pojawia się po raz pierwszy i jest jedynym po wschodniej stronie doliny. Na południu budują go piaski dobrze wysortowane, żółte, o miąższości zaledwie 1,9 m (rys. 21, przekroje VI, VII, VIII). Poziom ten ma charakter erozyjno-akumulacyjny i prawdopodobnie ma genezę mieszaną – rzeczno-fluwioglacialną. Podobnie jak wyższy IV, poziom III jest nachylony ku południowi i ma swą kontynuację w basenie.

#### Osady terasy wysokiej II

Terasa wysoka II w odcinku (II) doliny występuje w okolicach Trzepnicy (na SW od Trzepnicy), w Bartodziejach oraz w Woli Przerębskiej, Adamowie i Cieślach (rys. 21, przekroje VI–X). Terasa wykształcona jest w postaci nieciągłej półki przylegającej do stoku, oddzielonej wyraźną 2–2,5-metrową krawędzią erozyjną od dna dolinnego. Nie występuje ona w zasadzie po wschodniej stronie doliny. Powierzchnia terasy wysokiej II wykazuje nachylenie ku północy, przeciwne niż nachylenie poziomów III i IV i schodzi z rzędnej 216 m n.p.m. w Cieślach do rzędnej 210 m n.p.m. w Trzepnicy.

Terasa wysoka II ma charakter poziomego erozyjno-akumulacyjnego. W dolnej części tworzą ją osady piaszczysto-mułkowe, a w górnej piaszczyste, oddzielone od siebie granicą erozyjną. Dolną część budują białoszare, nieraz rudawe mulki i piaski mulkowane, czasem z niewielką ilością detrytus roślinnego, o miąższości co najmniej 5–6 m, a nawet 8 m. Głębokość wcięcia w glinę dolną, odrzańską wyniosła więc nie mniej niż 18 m, do poziomu około 200 m n.p.m. Seria mulkowo-piaszczysta, prawdopodobnie środkowopleniwistuliańska, stanowi główną masę osadu wypełniającego dolinę na tym odcinku (rys. 21, przekroje VI–X). Część dolna terasy oddzielona jest od części górnej drobnym brukiem piasków średnio- i gruboziarnistych, miejscami żwirów o średnicy do 3 cm. Występuje on na głębokości: 180 cm w Trzepnicy, 150 cm w Bartodziejach i Cieślach oraz 120 cm w Grabowcu. Miąższość osadów górnej części terasy wysokiej II jest zatem niewspółmiernie mała w stosunku do osadów części dolnej. Górna część, prawdopodobnie gómolpeniwistuliańska, zbudowana jest z osadów grubszych – z średnioziarnistych piasków ze żwirkami, słomkowych dobrze wysortowanych. Czasem w partiach brzeżnych w budowie terasy współczesniczą ciemnożółtą, średnioziarniste piaski, stokowe. Opiswane osady nie występują w środkowej części odcinka, gdzie zostały całkowicie usunięte. W zachodniej części doliny, terasa wysoka II w najlepszym stanie zachowała się w Sobocinie (1,5 km na SW od Trzepnicy). Jest tu przykryta wydmą o wysokości 5 m (rys. 21, przekrój X).





Rys. 21. Przekroje geologiczne poprzez dolinę Luciąży między Trzepnicą a Cieślemi

trzeciorzęd: 1 – węgle brunatne, lignity; czwartorzęd, plejstocen, zlodowacenie odry: 2 – glina zwalowa (A – dolna, faza gowarczowska, B – górna, faza wieniawy), 3 – piaski, mulki i ropy zastoiskowe, 4 – piaski i żwiry wodnolodowcowe, 5 – piaski, żwiry, głazy kamów (faza wieniawy), 6 – głazy, żwiry i piaski wodnomorenowe (faza odrzywołu), 7 – bruk z rozmycia gliny, 8 – piaski i żwiry poziomu pradolinowego IV (faza odrzywołu); zlodowacenie warty: 9 – piaski, żwiry poziomu pradolinowego III; środkowy plenivistulian: 10 – mulki i piaski rzeczne; górny plenivistulian: 11 – piaski rzeczne terasy wysokiej II; późny vistulian: 12 – piaski eoliczne; holocen: 13 – piaski, mulki, żwiry rzeczne i torfy

#### Geological cross-sections through the Luciąża valley between Trzepnica and Cieśle

Tertiary: 1 – brown coal, lignite; Quaternary, Pleistocene, Odra Glaciation: 2 – till (A – lower, Gowarczów Phase, B – upper, Wieniawa Phase), 3 – dammed sands, silts and clays, 4 – fluvioglacial sands and gravels, 5 – sands, gravels, boulders of kames (Wieniawa Phase), 6 – fluvioglacial boulders, gravels and sands (Odrzywól Phase), 7 – morainic pavement, 8 – sands and gravels of the marginal valley level IV (Odrzywól Phase); Warta Glaciation: 9 – sands, gravels of the marginal valley level III; Middle Plenivistulian: 10 – fluvial silts and sands, Upper Plenivistulian: 11 – fluvial sands of the high terrace II; Late Vistulian: 12 – aeolian sands; Holocene: 13 – fluvial sands, silts, gravels and peats

#### Osady dna dolinowego i terasy niskiej I

Holocénskie dno budują namuły torfiaste, mulki z domieszką piasków, brunatno-czarne torfy. Pokrywają one większą część powierzchni dna; ku spągowi przechodzą w brunatne piaszczyste namuły torfiaste, w których zawartość materii organicznej jest mniejsza, i następnie w piaski różnoziarniste. Największe rozprze-strzenie na opisywanym odcinku doliny mają płyty równin torfowych między Adamowem a Trzepnicą. Miąższość torfów wynosi od 0,5 m do 3,0 m. W Soboci- nie i Grabowcu znajdują się ślady dawnej eksploatacji torfów, zaznaczone w krajo-

brazie w postaci dołów potorfowych. K r y s i a k (1999) zaliczył tutejsze torfy do siedlisk hydrogenicznych i wskazał na stabilność alimentacji wodnej w ich obrębie.

Osady dna wyraźnie oddzielone są powierzchnią erozyjną od niżej leżących piasków mułkowatych budujących trzon terasy wysokiej II. Bruk tworzą piaski gruboziarniste, o miąższości 5–15 cm, dobrze obtoczone i wysortowane. Na przykład w Grabowcu bruk ten leży na głębokości 3,0 m, w Bartodziejach na 3,8 m a w Bęczkowicach na 2,5 m.

W wielu miejscach, z powodu założenia stawów rybnych (rys. 21, przekroje VIII, X), nie jest możliwe ustalenie pełnej budowy osadów holocenijskich. Krajobraz dna urozmaicają dwa kompleksy stawów – w Bartodziejach, o powierzchni 38 ha (6 stawów) i w Trzepnicy o powierzchni 27 ha (5 stawów). Z analizy ich głębokości (na podstawie mapy topograficznej w skali 1:10 000) wynika, że ich dna sięgają prawdopodobnie do osadów plenivistuliańskich.

Na podstawie wierceń można powiedzieć, że w dolinie występują dwa poziomy torfu holocenijskiego, oddzielone od siebie sekwencją piasków o drobniejszym ku górze ziarnie. Poziom góry, stanowi tworzący się współcześnie torf brązowy. Jest on słabo rozłożony, z widocznymi makroszczątkami. Torf ma miąższość 30–50 cm, podścielony jest namułami, które ku niższemu partiom przechodzą w piaski, najpierw drobnoziarniste a potem w średnioziarniste, szare, miejscami z detrytusem roślinnym. Na głębokości około 110–150 cm pojawia się drugi poziom torfów o miąższości 20–80 cm, dość dobrze rozłożonych, brunatno-czarnych, prawdopodobnie atlantyckich.

W północnej części omawianego odcinka, w Grabowcu, w brzeżnej części dna występuje ciągła pokrywa torfów o miąższości 2–3,3 m. Z kolei na południe od Bęczkowic, oraz przy dawnym PGR w Bartodziejach występują wyłącznie osady mineralne, głównie piaski drobno- i średnioziarniste, które tworzą wśród torfów jakby podłużne groble. Być może są to ostańce osadów późnovistuliańskich, budujących terasę niską I, pogrzebane wśród osadów holocenijskich. Osady te mogą być również świadectwem agradacji przykorytowej lub korytowej holocenijskiej rzeki o małym spadku, tworzącej głównie wały przykorytowe zbudowane z części mineralnych.

Z jednej strony widoczne są w morfologii erozyjne krawędzie doliny holocenijskiej, które w tym przypadku mogą świadczyć o wzmożonych ruchach wznoszących, neotektonicznych rowu Bełchatowa (faza schyłkowoczwartorzędowa wg K r z y s z k o w s k i e g o 1992). Nie ma również pełnej sekwencji osadów. Z drugiej strony ciekawym wydaje się fakt, że obecnie dno podlega subsydencji. Z powodu zbyt słabego rozpoznania opisywanego odcinka nie można wysnuwać daleko idących wniosków co do tendencji rozwoju doliny w holocenie.

### DOLINA LUCIAŻY MIĘDZY TRZEPNICĄ A CIESZANOWICAMI (III)

Dolina Luciaży na odcinku Trzepnica–Cieszanowice rozcina Wzgórza Dobryszyckie – wzgórza czołowomorenowe fazy pomaksymalnej II – odrzywołu. Wyjaśnienie genezy i określenie czasu powstania przełomu jest równoznaczne z wyzna-

zeniem początku współczesnego kierunku odpływu Luciąży. Zagadnienie to stanowi jeden z ważniejszych problemów badawczych postawionych w pracy. Jest to najlepiej poznany odcinek doliny, najciekawszy i najbardziej atrakcyjny pod względem różnorodności form rzeźby. Jest on krajobrazowo upodobniony do pojezierzy (wzgórza czołowomorenowe, zalew „Cieszanowice”).

Dzięki realizacji budowy zbiornika „Cieszanowice”, w ramach rozpoznania geologicznego zrealizowano 120 otworów wiertniczych od 25 do 40 m głębokości, wykonano 30 wierceń dodatkowych (rys. 3) oraz 425 sond ręcznych. Materiały te wykorzystano do zestawienia siedmiu przekrojów geologicznych (rys. 10, przekrój XV, rys. 22, przekroje XI–XVIII), w tym w trzech ciągach położonych kilkadziesiąt metrów od siebie w pobliżu dzisiejszej zapory.

Prace ziemne przy budowie zapory i pogłębianiu dna zalewu stworzyły możliwość szczegółowych analiz osadów w przełomie, w części zaporowej w 11 stanowiskach i w cofce w 13 stanowiskach (rys. 3, 20). Zebrano wiele materiałów na podstawie odsonień w różnych sytuacjach morfologicznych, często na kontaktach serii o różnej genezie. Niestety na skutek zalania wszystkie stanowiska opisane w publikacji stały się obecnie niedostępne.

W odcinku tym wyróżniono dwie **terasy rzeczne** – **wysoką II** i **niszą I** oraz **wielopoziomowe dno** (rys. 4, 5). Oprócz tego istnieje tu poziom sandrowy, wykształcony morfologicznie jako **poziom pozadoliny** (rys. 4, 5, profil IV), opisany w stanowisku Mierzyn I.

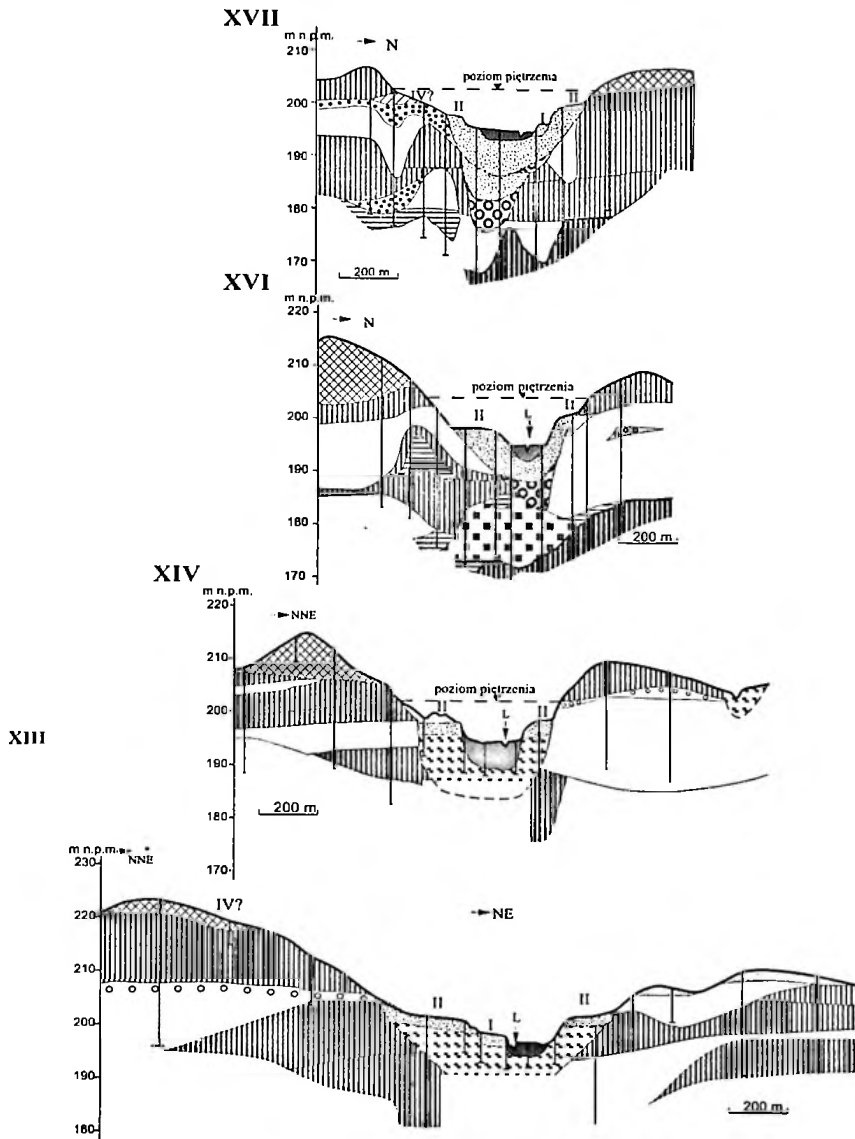
#### Osady poziomu sandrowego

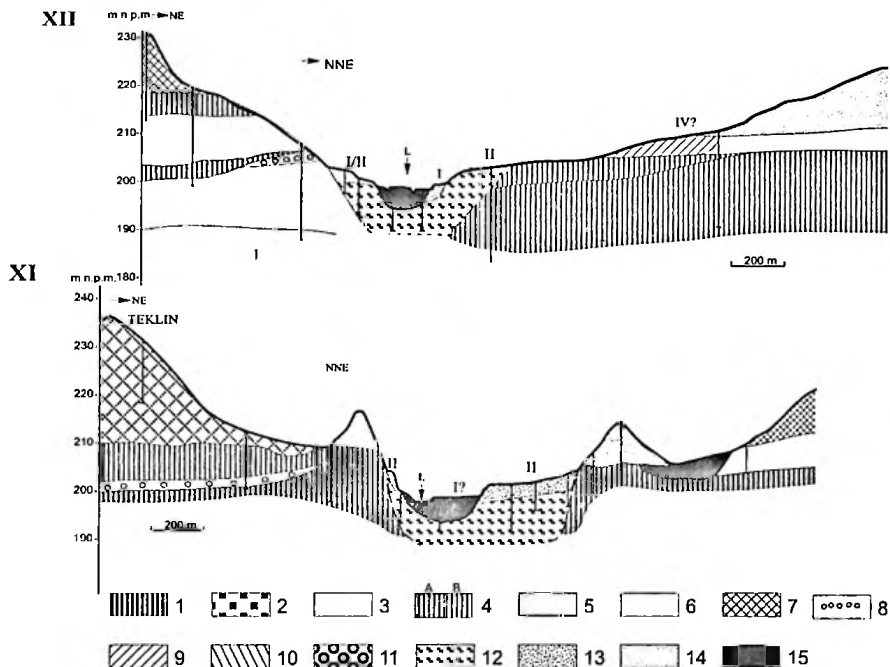
Budowę poziomu sandrowego prześledzono w dwóch miejscach: Trzempnicy i Mierzynie, na północnej krawędzi wykopanej misy zalewu. **Stanowisko Mierzyn I** leży na wysokości 211 m n.p.m., na przedłużeniu równiny morenowej, urozmaiconej miejscami formami fluwioglacjalnymi, a otulającej pagórki czołowomorenowej od północy, u podnóża ozu Mierzyna. Analizy osadów dokonano w trzech ścianach, położonych w odległości 200 m od siebie, około 1 km na NE od zapory (rys. 23).

Osady budujące podłoże i poziom wodnolodowcowy (?) (rys. 22, przekroje XII, XIII) to w przeważającej części piaski i żwiry, przechodzące w stropie w gliny brązowe. Osady piaszczysto-żwirowe tworzą ponad dziesięciometrową serię. Rozciągają się po wschodniej stronie doliny (rys. 10, przekrój XV, rys. 22, przekroje XIV, XIV, XVII). Ich strop leży na tej samej wysokości 198–201 m n.p.m., tj. 9,5–16,5 m powyżej poziomu dna. W opisywanych osadach wyróżniono trzy serie (rys. 23).

Seria 1, dolna, zbudowana z osadów pozakorytowych występuje na głębokości poniżej 255 cm. W jego skład wchodzi dość słabo wysortowane piaski drobnziarniste, w spągu warstwowane horyzontalnie *Sh*. Ku górze przechodzą w 20–30 cm miąższości piaski o warstwowaniach przekątnych riplemarków wstępujących *Src*. Miejscami przykryte są one piaskami drobnymi o laminacji falistej *SFw* lub piaskami średnioziarnistymi *Sh*. Sporadycznie występują muły masywne *Fm*,







Rys. 22. Przekroje geologiczne przez dolinę Luciąża na północ od Trzepnicy

trzeciorzęd: 1 – węgle brunatne, lignity; czwartorzęd, plejstocen: 2 – porwaki; interglacial nazowiecki: 3 – piaski, mulki i żwiry rzeczne; zlodowacenie odrzy: 4 – glina zwalowa (A – dolna, faza gowarczowska, B – górna, faza wieniawy), 5 – piaski, mulki i ropy zastoiszkowe, 6 – piaski i żwiry wodnolodowcowe, 7 – piaski, żwiry, glazy moren czołowych (faza wieniawy), 8 – glazy, żwiry i piaski wodno-morenowe (faza odrzywołu), 9 – bruk z rozmycia gliny, 10 – piaski i żwiry poziomu pradolinowego IV (faza odrzywołu); interglacial emski: 11 – żwiry rzeczne; vistulian: 12 – mulki i piaski rzeczne, 13 – piaski rzeczne terasy wysokiej II i niskiej I, 14 – piaski coliczne; holocen: 15 – piaski, mulki, żwiry rzeczne i torfy

#### Geological cross-sections through the Luciąża valley north of Trzepnica

Tertiary: 1 – brown coal, lignite; Quaternary, Pleistocene: 2 – rafts; Masovian Interglacial: 3 – fluvial sands, silts and gravels; Odra Glaciation: 4 – till (A – lower, Gowarczów Phase, B – upper, Wieniawa Phase), 5 – dammed sands, silts and clays, 6 – fluvioglacial sands and gravels, 7 – sands, gravels and boulders of frontal moraines (Wieniawa Phase), 8 – water-morainic boulders, gravels and sands (Odrzywól Phase), 9 – morainic pavement, 10 – sands and gravels of the marginal valley level IV (Odrzywól Phase); Eemian Interglacial: 11 – fluvial gravels; Vistulian: 12 – fluvial silts and sands; 13 – fluvial sands of the high terrace II and low terrace I, 14 – aeolian sands; Holocene: 15 – fluvial sands, silts, gravels and peats

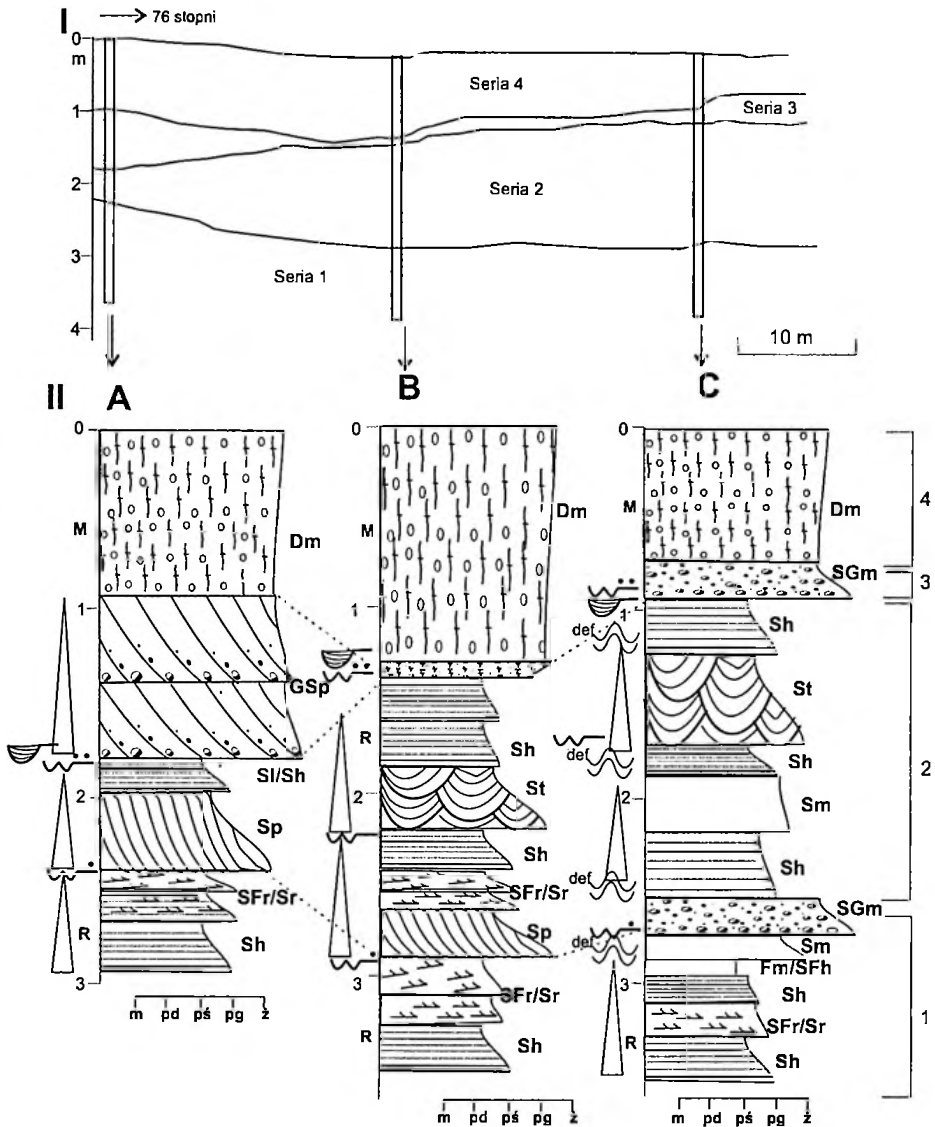
mające kilkucentymetrową miąższość (rys. 23C). Osad zawiera postsedymentacyjne wtrącenia orsztynu.

Seria 2, środkowa, zaczyna się granicą erozyjną na głębokości 250–290 cm. Tworzą ją słabo wysortowane, jasnoszare piaski średnio- i gruboziarniste w spągu *Sp* i *Sm* o miąższości 30–46 cm. W piaskach masywnych *Sm* występują synsedymencyjne struktury typu obciążeniowego oraz nagromadzenia manganowe, natomiast w piaskach litofacji *Sp* spotykane są mułkowe toceńce. Struktury *Sp* przechodzą ku górze w *Sl* lub/i *Sh*, czyli piaski średnioziarniste warstwowane niskokątowo lub/i horyzontalnie (rys. 23A). Podrzednie występują jasne, drobne piaski o laminacji przekątnej riplemarkowej *Sr/Src*. Całość kompleksu zamykają dwie litofacje *St*, wykształcone w postaci megariplemarków o miąższości 28–50 cm (rys. 23B) oraz *Sh* (piaski drobno- i średnioziarniste, warstwowane horyzontalnie, dość dobrze wysortowane). Górna część serii 2 została w wyniku erozji lokalnie usunięta.

Seria 3, górna, rozpoczyna się ciągłą granicą erozyjną na głębokości 82–183 cm, nadbudowaną 75 cm pakietem, od żwirów o przekątnym warstwowaniu *Gp* w spągu poprzez żwiry piaszczyste *GSm* i piaski gruboziarniste *SGm*, bardzo słabo wysegregowane w stropie (rys. 23A). Litofacje *Gp*, *SGm*, *GSm* stanowią spąg brązowych osadów diamiktycznych – diamiktonów piaszczystych *DSh*, miejscami smugowanych lub też diamiktonów masywnych *Dm*. W górnej partii diamiktony te noszą ślady przekształceń glebowych i ślady wietrzenia. Występuje w nich ciągły poziom płaszczka kamienistego na głębokości 50–70 cm. Spąg kompleksu stanowi odpowiednik bruku morenowego.

Osady opisane w stanowisku Mierzyn I reprezentują piaskodenną roztokę z równią przykorytową o wykształconych szerokich korytach. Ostatnim etapem było wytapianie osadów gliniastych na bryłach martwego lodu i przykrycie piaszczystych osadów korytowych, fluwioglacjalnych osadami glaciogenicznymi, supraglacjalnymi. Potwierdzono, że opisywany poziom ma szczątkowy charakter wysoczyzny, pozadoliny i nie należy go wiązać z formowaniem się sieci odpływu podobnego do współczesnego. Występuje on na różnych wysokościach i w różnych miejscach w odcinku (III), tj. 8,5–16,5 m powyżej dna. Uwidacznia się on w postaci wąskich i niewielkich spłaszczeń podkulminacyjnych na stokach, np. w okolicach Daniszewic (rys. 22, przekroje XII–XIII). Brak jednorodnego nachylenia tego poziomu w konkretnym kierunku (tutaj w kierunku NW) wyklucza jego „dolinne” pochodzenie.

Prawdopodobnie poziom ten związany był z deglacjacją arealną i ma charakter szczątkowy. Nie istnieją zatem podstawy do stwierdzenia, że podczas fazy odrywołu zlodowacenia odry w dolinie Luciąży w całym odcinku (III) odbywał się konsekwentny odpływ wód lodowcowych skierowany ku północnemu-zachodowi. Na tej podstawie można wykluczyć genezę przełomu, jako odziedziczonego po odpływie lodowcowym.



Rys. 23. Mierzyn. Cechy strukturalne osadów podłoża i ich korelacja przestrzenna

I – ogólny szkic odsłonięcia; A, B, C – wybrane profile sedimentologiczne

Structural properties of base deposits and their spatial correlation

I – general outline of the exposure; A, B, C – selected sedimentary logs

## Osady terasy wysokiej II

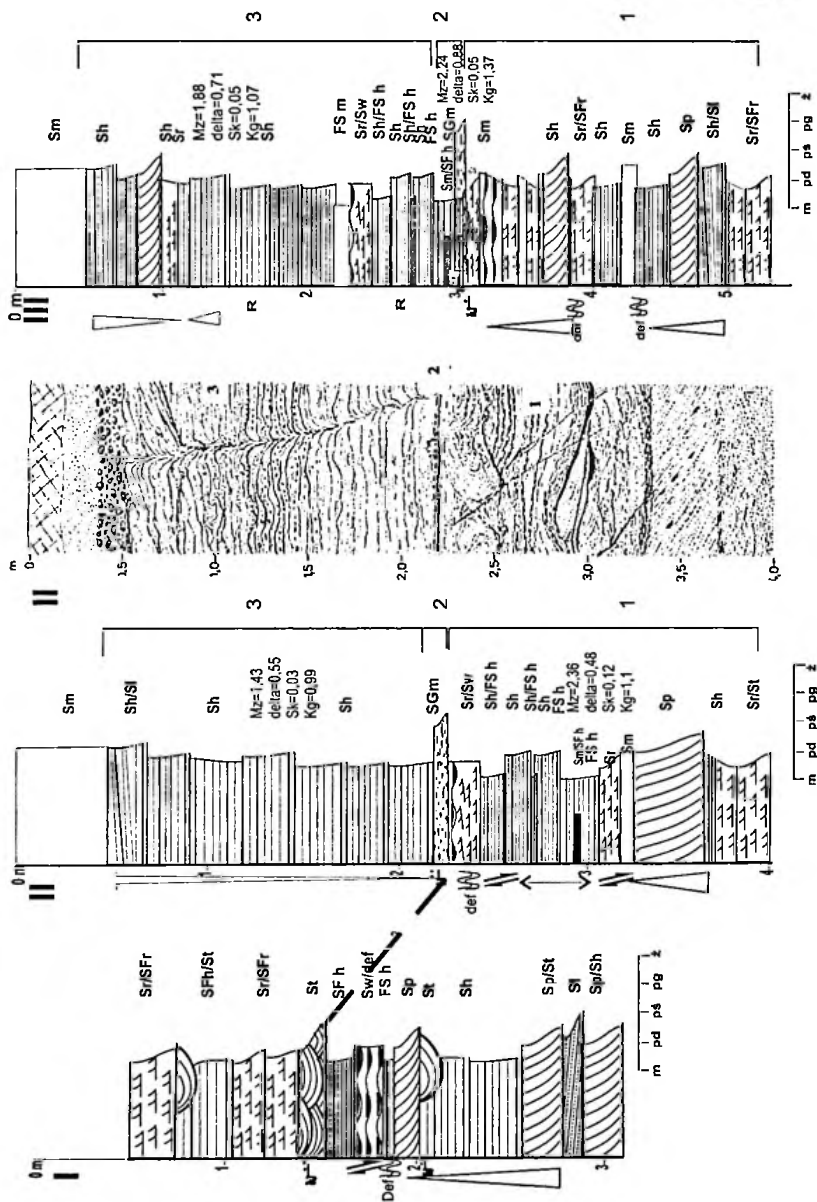
Na podstawie materiałów archiwalnych wiadomo, że osady budujące terasę wysoką II są zróżnicowane. W Trzepnicy, na południu przelomu, na głębokości 4,6–8,0 m, i dalej nawiercono piasek średnioziarnisty z drobnym żwirem a miejscami drobnoziarnisty piasek żółto-szary (rys. 22, przekroje XI, XII, XIV). W centrum przelomu, na wysokościach 197,6–198–200 m n.p.m., nie przewiercono tej serii ośmiometrowymi wierceniami. Seria zbudowana jest z piasków drobnych, szarych, bardzo dobrze wysortowanych. Poniżej 3,5 m występuje bruk, złożony z piasków gruboziarnistych i żwirów. Zapewne oddziela on górą część od dolnej aluwii terasy wysokiej II. Podobna sytuacja w budowie tego poziomu występuje tuż przed zaporą.

Dopiero w pobliżu zapory, w partii osiowej doliny, na głębokości 15,7–19,9 m p.p.t., udokumentowany jest potężny kompleks osadowy, opisany jako „pospółka szara z otoczkami”. Zalega ona na ile trzeciorzędowym lub na osadach gliniasto-wapiennych (rys. 22, przekroje XVI, XVII). Seria grubych klastów, o ponad czterometrowej miąższości, pochodzi zapewne z rozcięcia wzgórz czołowomorenowych fazy odrzywołu z poziomu 225 m n.p.m. do rzędnej spągu bruku 176,54 m n.p.m., a więc głębokość wcięcia rzeki podczas tworzenia przelomu wynosiła prawie 50 m (dokładnie nie mniej niż 48,46 m).

Z analizy i przeglądu wszystkich przekrojów w okolicach zapory (rys. 22, przekroje XVI, XVII) wynika podobne położenie bruku erozyjnego. Na głębokości 19,6–22,0 m od dna, dolinę wypełniają osady reprezentowane przez piaski pylaste i piaski drobnoziarniste, przechodzące w piaski średnioziarniste ze żwirem w stropie. Maksymalna miąższość kompleksu rzecznoego (bez bruku) wynosi tutaj 16,8 m, a minimalna 9,4 m. Seria górna, zbudowana głównie z piasków posiada miąższość 2–4 m (średnio 3,5 m), a dolna, piaszczysto-mułkowa około 12–15 m, a więc proporcje miąższości osadów serii górnej do dolnej wynoszą około 1:4.

Do szczegółowej analizy budowy osadów aluwialnych wybrano stanowiska zarówno po południowej, jak i północnej stronie wzgórz morenowych. Są to: Trzepnica-Dunajek, Cieszanowice-Mierzyn, Cieszanowice z Kuźnicą Żerechowską I i Borowcem VI (rys. 20, 24, 25). Dwa pierwsze i trzy ostatnie, ze względu na symetryczne położenie po obydwu stronach przelomu, będą opisywane łącznie i porównywane.

**Stanowiska Trzepnica-Dunajek (211 m n.p.m.) i Cieszanowice-Mierzyn (205 m n.p.m.)** położone są wysoko, bo 7 m powyżej powierzchni dna, w partii brzeżnej terasy wysokiej II, na którą uchodzą suche doliny. W przeszło pięciometrowych wykopach uchwycono kontakt stropu i spągu terasy wysokiej II. Wybór stanowisk, o podobnym położeniu ponad dnem i podobnych litologicznie, stanowił bez wątpienia ważny element badań mających na celu wyciągnięcie wniosków natury paleogeograficznej. Przeanalizowano również budowę górnej części terasy w różnych jej częściach po obu stronach przelomu, w takiej samej pozycji w stosunku do dna (2 m powyżej jego poziomu) w stanowiskach Cieszanowice (w centrum terasy), **Kuźnica Żerechowska** (u wylotu bocznej dolinki) oraz **Borowiec VI** (u podstawy stoku).

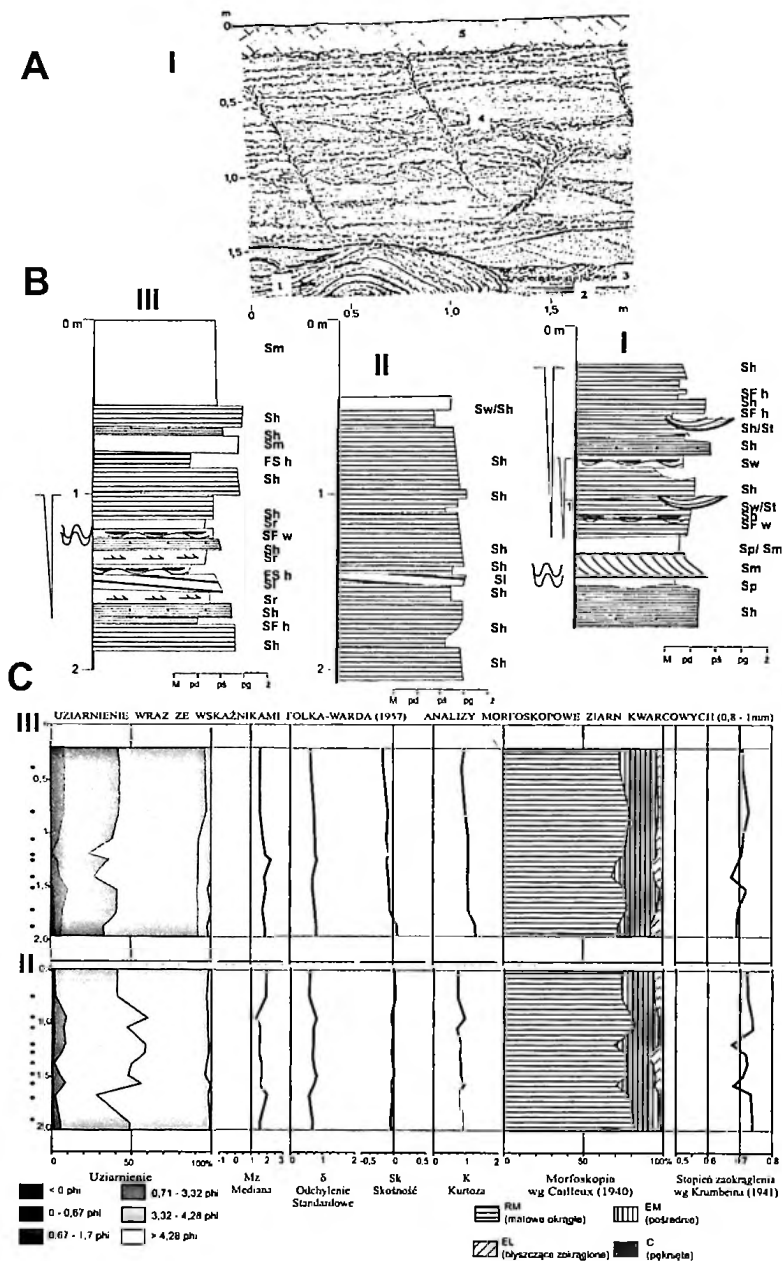


Rys. 24. Cechy strukturalne osadów terasy wysokiej II

I, II – Trzebnica-Dunajek; III – Cieszanowice-Mierzyn  
 1 – seria piaskzysto-mulkowa (średniokowy plenivistulian); 2 – seria żwirowa; 3 – seria piaskzysta (góry plenivistulian)

Structural properties of deposits of the high terrace II

I – sandy-silty unit (Middle Plenivistulian); 2 – gravelly unit; 3 – sandy unit (Upper Plenivistulian)



Rys. 25. Budowa stropu terasy wysokiej II

I – Cieszanowice; II – Kuźnica Żerechowska I; III – Borowiec VI

A – ogólny szkic odsłonięcia; B – cechy strukturalne; C – cechy teksturalne

1 – porwak piaszczysty; 2 – piaski mulkowane; 3 – drobne żwiry; 4 – piaski, mulki z klinami syngenetycznymi; 5 – nasyp

## Structure of the top of the high terrace II

A – general outline of the exposure; B – structural properties; C – textural properties

1 – sandy raft; 2 – silty sands; 3 – fine gravels; 4 – sands, silts with syngenetic wedges; 5 – anthropogenic scarp

W profilu pionowym osady terasy wysokiej II przedstawiają dwa odrębne style sedymentacyjne. W stropie (seria 3) występują piaski średnio- i drobnoziarniste. Na głębokości 220–300 cm, pod brukiem (seria 2), występują osady generalnie drobniejsze – drobnopiaszczyste, miejscami mułkowate (rys. 24I, II, III, seria 1). W Cieszanowicach-Mierzynie w spągu występują piaski drobnoziarniste, bardzo dobrze wysortowane ( $\delta = 0,48$ ) o laminacji poziomej *Sh* (rys. 24III), a w Trzepnicy-Dunajku – piaski drobnoziarniste ( $Mz = 2,36$  Phi) o laminacji *Sh* i laminacji przekątnych riplemarków wstępujących *Src*. Rozkład uziarnienia jest silnie dodatni ( $Sk = 0,12$ ) i skrajnie leptokurtyczny (rys. 24I, II).

Seria dolna nadbudowana jest w obu przypadkach dość dobrze wysortowanymi ( $\delta = 0,88$ ) piaskami średnimi o ziarnie drobniejącym ku górze, warstwowanymi przekątnie *Sp* i niskokątowo *Sl*, o miąższości 0,5 m. W Mierzynie-Cieszanowicach (rys. 24III) piaski średnioziarniste są pokryte są cienką warstwą piasków drobnoziarnistych ( $Mz = 2,24$  Phi), laminowanych poziomo *Sh* z namytymi grudkami detrytusu roślinnego. Wskaźnik skośności *Sk* jest lekko ujemny ( $-0,05$ ), a rozkład jest leptokurtyczny ( $Kg = 1,37$ ). W Trzepnicy-Dunajku występują miniuskoki normalne, postsedymentacyjne (rys. 24II), o amplitudzie zrzutu 2–4 cm, skierowane prostopadle do osi współczesnej doliny.

Górna część serii I zbudowana jest z osadów najdrobniejszych – piasków żółtych, bardzo drobnoziarnistych, o laminacji poziomej *Sh* zalegających na przemian z mułkami i mułkami piaszczystymi, o laminacji poziomej *Fh*, *FSh*, a miejscami falistej *SFw*, *FSw*. Osad ma charakter rytmu o pokroju tafloidalnym, miejscami z niewielkimi ugięciami. W stropie serii występują liczne deformacje postsedymentacyjne małej skali w postaci minipogrzów (rys. 24II). Deformacje ciągle przechodzą dalej ku górze w inwolucje o rozmiarach dochodzących nawet do 20–35 cm. Sekwencję zamykają mułki masywne *Fm* z wytrąceniami pojedynczych części organicznych w Cieszanowicach-Mierzynie (rys. 24III). W Trzepnicy-Dunajku mułki te zostały prawdopodobnie zerodowane (rys. 24II). W dnie odkrywki, w Cieszanowicach (rys. 25A, sygn. 1, 2) występuje struktura (być może porwak) z zachowanym pierwotnym warstwowaniem horyzontalnym i riplemarkowym, zagrzebana w piaskach średnioziarnistych, warstwowanych horyzontalnie *Sh*, również częściowo zniszczona przez erozję.

Na głębokości 210–295 cm występuje drobny bruk (seria 2), który oddziela piaszczysto-mułkowy kompleks osadowy terasy wysokiej II (seria 1) od kompleksu piaszczystego (seria 3) (rys. 24I, II, III, rys. 25A, sygn. 3).

Najlepiej poznaną serię 3 budują piaski warstwowane horyzontalnie *Sh* – od drobnoziarnistych w spągu serii, poprzez średnioziarniste *Sl*, *Sh* do gruboziarnistych *SGh* na głębokości 1,5 m. Naprzemianległe cienkie (2–3 cm) ławice piasku średnioziarnistego i drobnoziarnistego, wskazują na cykliczność depozycji. Ławice te mają pokrój tafloidalny i są wyraźnie pod kątem 6–7° nachylone ku osi doliny. W Cieszanowicach, powyżej bruku, występują piaski średnioziarniste o strukturze riplemarków *Sl* średniej skali, które wyżej ustępują piaskom drobnoziarnistym o laminacji poziomej *Sh*, *SFh*. Z analiz kierunkowych wynika, że rzeka płynęła tutaj w kierunku północno-zachodnim, zbliżonym do współczesnego (azymut osi ryńien 315°, nachylenie lamin 12°). Miejscami pojawiają się piaski



mułkowate o laminacji falistej *SFw* lub riplemarkowej *Sr*. Przykryte są one piaskami średnioziarnistymi bezstrukturalnymi, poddanymi pedogenezie. W tej serii zdecydowanie dominuje litofacja *Sh*, w różnych jej odmianach.

Osady urozmaicają dwie generacje syngenetycznych klinów zmarzlinowych, zakorzenionych w litofacji *Sh*, lekko nachylonych zgodnie ze spadkiem stoku (rys. 24II, 25A). Górne kliny, o długości do 1,5 m występują regularnie, równolegle do siebie, w odstępach co 60–70 cm, są ledwie zaznaczone w osadzie i bardzo wąskie (1–2 cm). Drugą generację struktur kontaktacji termicznej reprezentuje w partii stropowej płytki (50–60 cm), ale szeroki (15–20 cm) syngenetyczny klin (rys. 24II, 25A). W okolicach Cieszanowic i Mierzyna G o ź d z i k (1973) opisywał podobne struktury (kliny i inwolucje) w terasie wysokiej II, wiążąc je z okresem ostatniego zlodowacenia (Cieszanowice) lub przełomu plejstocen–holocen (Mierzyn).

Na podstawie analiz uziarnienia 20 próbek, osad można uznać za jednorodny (rys. 25C). Tworzą go piaski średnioziarniste ( $Mz = 1,48-2,12 \text{ Phi}$ ), średnio wysortowane ( $\delta = 0,7-0,8$ ). Rozkłady uziarnienia są wszędzie zbliżone do normalnego, szczególnie w Kuźnicy; wskaźnik *Sk* mieści się w granicy 0 a *Kg* wynosi około 1, co wskazuje na podobne i jednorodne warunki sedymentacji.

Dominują ziarna z obróbką nabytą w środowisku eolicznym, o dobrze zmatowionych powierzchniach, okrągłe *RM*, których liczebność w próbce jest niezwykle wysoka, od 68,21 do 81,75 %. Wskaźnik zaokrąglenia *Krumbaina* również jest wysoki (0,68–0,77). Zredukowana jest ilość ziaren *EL*, charakterystycznych dla środowiska fluwialnego. Wynosi ona tutaj zaledwie 2–12 % (rys. 25C). Nie występują ziarna bez obróbki *NU*.

Osady reprezentujące serię 1 to aluwia, płytkiej, wczesnovistuliańskiej lub środkowoplenivistuliańskiej piaskodennej rzeki. Trudno jest jednoznacznie stwierdzić, jaki typ rzeki funkcjonował w tym okresie – czy jest to rzeka meandrująca z wykształconym wałem brzegowym (Mierzyn-Cieszanowice) lub z górną częścią odsypu meandrowego, przelewowego (Trzepnicy-Dunajku) czy też rzeka roztokowa. Zbyt mała ilość odsonięć nie pozwoliła na dokonanie szczegółowych analiz, a tym samym na wysnucie wniosków natury paleogeograficznej. W osadach udokumentowano zaburzenia postsedymentacyjne, będące wynikiem obecności osadu w obrębie wieloletniej zmarzliny. Śladami przebywania ich w strefie biernej są deformacje nieciągłe, porwaki, a w warstwie czynnej, często uwodnionej, zaburzenia synsedymentacyjne takie jak: inwolucje, pograży, struktury kropłowe. Drobnociarniste osady, uwodnione z powodu różnic sorpcyjnych, utworzyły struktury warstwowania niestatecznego. Po sedymentacji niektóre z nich uległy przemarznięciu i jako sztywne bloki zsunęły się po erozji nachylonym stoku, ku osi tworzącej się doliny przedlomowej.

Po erozji śródvistuliańskiej nastąpiła zmiana stylu sedymentacji. Świadectwem erozji jest zdeponowany bruk (seria 2), który został przykryty osadami serii 3. Osady serii 3 tworzą górną część terasy wysokiej II. Charakteryzują one górnoplenivistuliańską, peryglacialną, piaskodenną rzekę roztokową, zasilaną i przetwarzającą osady w głównej mierze przy udziale spłukiwania i dostawy eolicznej, płynącą niezmiernie płytkimi, szerokimi korytami w obrębie warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny o cyklicznych, sezonowych wezbraniach w okresie tajania (wiosna, lato) i niezwykle wydatnym tempie agradacji w jednorodnie stabilnych warunkach sedymentacji. Prawdopodobnie podczas niżówek (jesień, zima) osad był cy-

klicznie przemarznięty i przewiewany. Wraz z jego agradacją narastała wieloletnia zmarzlina, czego dowodem jest regularna sieć syngenetycznych klinów. Cechy teksturalne dowodzą, że osady terasy wysokiej II tworzyły się w jednorodnych warunkach w środowisku peryglacialnym, przy współdziałaniu procesów eolicznych i stokowych (kongeliflukcji i splukiwania).

Nachylony ku północy ciągły bruk oraz osady piaszczyste na nim leżące i tworzące górną część terasy wysokiej II, występujące po obu stronach przełomu, wskazują na ciągłą akumulację rzeczną, zachodzącą być może już od środkowego plenivistulianu. Sedymentacja osadów rzecznych w przełomie (III) przebiegała na pewno podczas górnego plenivistulianu.

### Osady terasy niskiej I

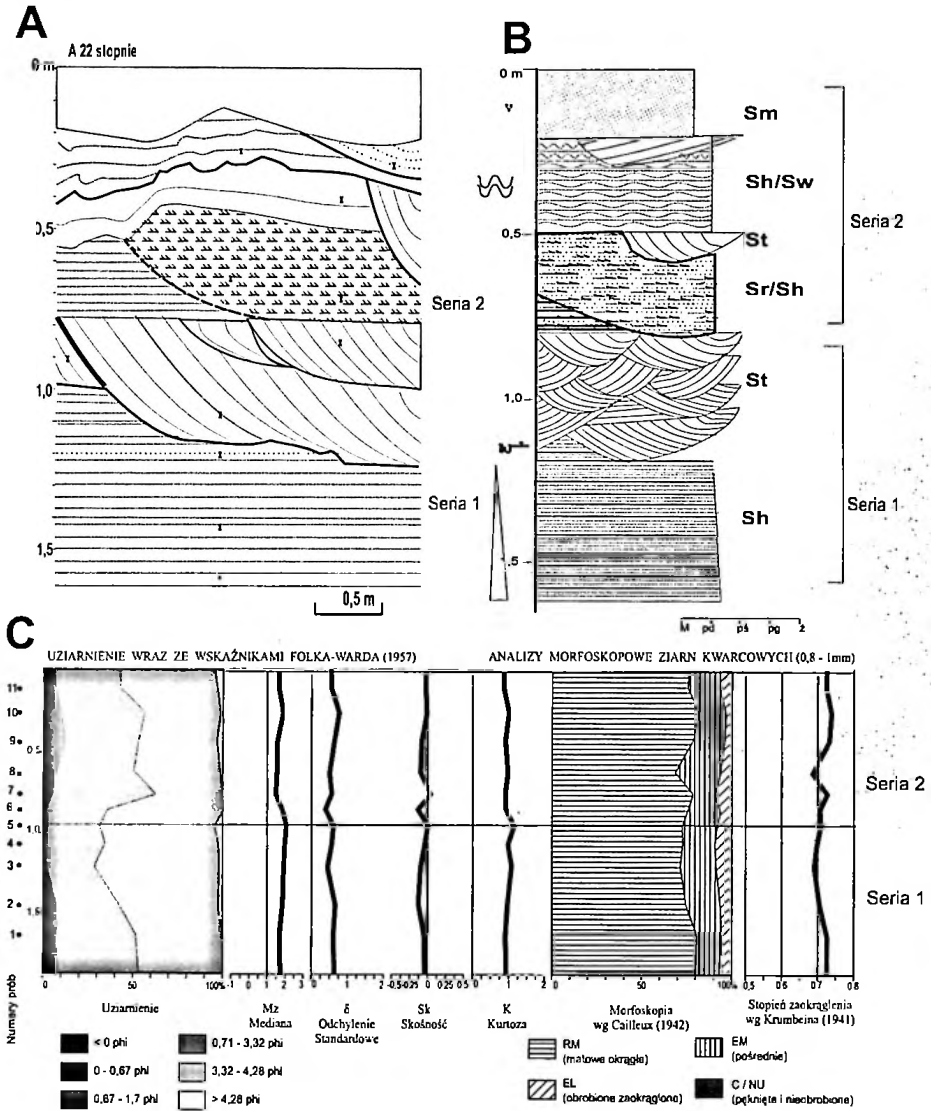
Osady mineralne terasy niskiej I tworzą nieciągłe listwy lub ostańce erozyjne, na których niegdyś lokowane były młyny. W **stanowisku Borowiec III** (rys. 26A) ukazana jest budowa takiego ostańca o wysokości 1,75 m powyżej poziomu dna dolinnego, niemalże przylegającego do nieczynnego już koryta Luciaży, 100 m na północ od młyna Borowiec.

Terasę niską I budują piaski (seria 2) podścielone na głębokości 170 cm mułkiem piaszczystym, rudo-szarym (seria 1), należącym do dolnej części terasy wysokiej II. W stropie osad zwieńczony jest pokrywą eoliczną (seria 3), obecną na wszystkich poziomach dolinnych w przełomie (rys. 26).

Serię 1 rozpoczynają słomkowo-rude piaski drobnoziarniste o laminacji poziomej *Sh*, wykształcone w postaci rytmitu (rys. 26B). Są one rozcięte bruzdą erozyjną o głębokości co najmniej, 0,5 m. Bruzda wypełniona jest białymi piaskami średnioziarnistymi, warstwowanymi przekątnie, rynnowo *St*, które są nadbudowane piaskami drobno- i średnioziarnistymi o laminacji poziomej *Sh* oraz riplemarkowej *Sr*, o normalnym uziarnieniu frakcyjnym, z widocznym smugowaniem (R o n i e w i c z 1995; A l l e n 2000). Miejscami są one rozcięte przez rynny *St* i wypełnione piaskami średnioziarnistymi (seria 2). Między seriami 2 i 3 nie ma granicy erozyjnej. Wszelkie zakłócenia w stropie serii 1 są wypełnione przez osady piaszczyste serii 2, o strukturze masywnej *Sm*, z widocznymi miejscami warstwowaniem horyzontalnym *Sh*.

W świetle charakterystyk teksturalnych 11 próbek osad można określić jako homogeniczny (rys. 26C). Średnia średnica ziaren *Mz* jest podobna i wynosi 1,22–1,74  $\Phi$ , co pozwala zaklasyfikować osad do piasku średnioziarnistego na granicy drobnoziarnistego. Piasek charakteryzuje się dobrym wysortowaniem ( $\delta = 0,55$ ). W części stropowej i spągowej piasek jest wzbogacony we frakcje grubsze, a w centralnej w drobniejsze.

Analizy morfoskopowe wskazują na obróbkę osadu w środowisku eolicznym, czego wyrazem jest dominująca frekwencja ziaren kwarcowych matowych, okrągłych *RM*, wynosząca w spagu 66,66–71,82 % i wzrastająca w stropie do 80,64 % (rys. 26C). Nie notuje się ziaren bez obróbki *NU* i pękniętych *C*, mało jest ziaren błyszczących zaokrąglonych *EL* (poniżej 8 %). Z analiz teksturalnych wynika, że osad tworzył się w jednorodnym i dość stabilnym środowisku sedymentacyjnym, pogłębiającym właściwości aluwii plenivistuliańskich.



Rys. 26. Borowiec III. Cechy strukturalne i teksturalne osadów budujących terasę niską I

A – ogólny szkic odsłonięcia; B – cechy strukturalne; C – cechy teksturalne  
 1 – piaski drobnziarniste (plenivistulian); 2 – piaski różnziarniste (późny vistulian)

### Structural and textural properties of deposits of the low terrace I

A – general outline of the exposure; B – structural properties; C – textural properties  
 1 – fine-grained sands (Plenivistulian); 2 – vari-grained sands (Late Vistulian)

Agradacja osadów serii 2 przebiegała w sposób cykliczny (wiosną – roztopy, wezbrania, jesienią – niszczące). Na zmianę powstawały struktury sedimentacyjne charakterystyczne dla stanów niskich – w subsrodowisku korytowym i ławice piasków reżimu górnego, płaskiego dna z lokalną erozją, odpowiedzialną za tworzenie paleokoryt na równi zalewowej.

Ostatnim etapem było tworzenie się pokrywy eolicznej, zmienionej przez procesy glebotwórcze. Brak struktur sedimentacyjnych w całej serii 3 uniemożliwia odtworzenie warunków sedimentacyjnych. Cechy teksturalne wskazują na osad peryglacialny, a strukturalne na osad złożony w rzece albo roztokowej (w spagu) albo meandrującej (w stropie).

### Osady dna doliny

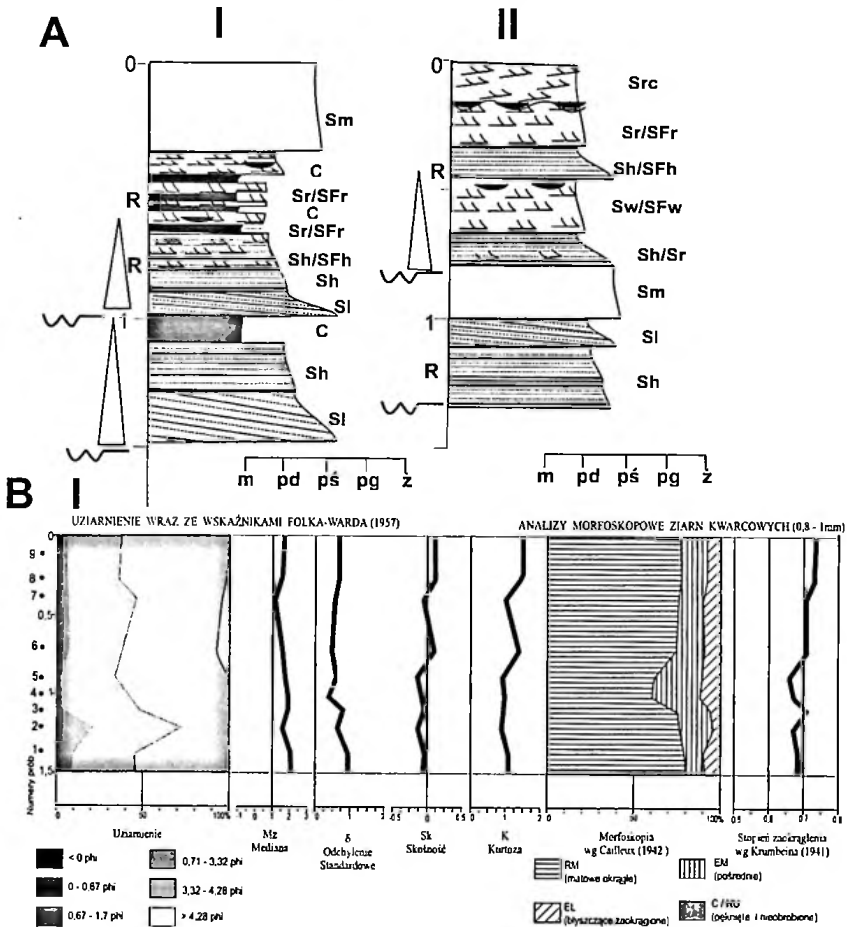
Przed 1998 rokiem w odcinku (III) dno było wielopoziomowe, rzeka meandrowała w wąskim pasie 100–300 m. Miąższość osadów holoceniowych w dnie doliny wzrasta od 1,8 m na południu w Trzeczynie do 5,8 m w obszarze zapory. W okolicach Trzeczyny dno wyścielone zostało piaskami drobnoziarnistymi z przewrstwieniami torfu brunatno-brązowo-szarego.

W środkowej części przelomu, w okolicach młyna Wygoda, pod 80 cm miąższości warstwą piasków drobnych jasnoszarych występuje 30 cm pokład torfu. Torf miejscami jest podścielony piaskami drobnoziarnistymi, żółto-szarymi, w spagu z pakietem piasków średnioziarnistych ze żwirkami. Całość zalega na bruku z piasków grubych i żwirów występujących na głębokości 2,6 m. Po drugiej stronie doliny miąższość osadów holocenu wynosi 2 m. Dno budują tylko osady mineralne – piaski drobnoziarniste z drobnymi żwirami. Być może mamy tutaj do czynienia z osadami późnowistuliańskimi pogrzebanymi wśród aluwii holoceniowych. W Kuźnicy Żerechowskiej, obok osadów wyłącznie organicznych o miąższości 1,2–1,8 m, spotyka się również wkładki torfów o miąższości 30–50 cm, zawarte pomiędzy osadami mineralnymi.

Przed zaporą miąższość osadów dna wzrasta do 4,4–4,6 m (rys. 22, przekrój XIV). W okolicach dawnego młyna Trzciniec, na 80 cm warstwie piasków drobnoziarnistych, zalega 40 cm warstwa ciemnobrunatnych piasków średnioziarnistych, a pod nimi czterometrowa warstwa piasków drobnych z częściami organicznymi. W spagu piasków, na głębokości 30–90 cm, trafiają się również torfy brunatne z przewrstwieniami namulów.

Z sekwencji osadów holoceniowych i z analizy morfologii dna można wywnioskować, że agradacja aluwii holoceniowych zachodziła w rzece meandrującej. Rozcięcie terasy wysokiej wynosiło tu aż 9,3 m (200–190,7 m n.p.m.). Holoceniowa forma dolina powstała w wyniku erozji i została zaledwie w połowie wypełniona aluwiami.

Charakterystyka sedimentologiczna osadów przeprowadzona po dwóch stronach przelomu w dwóch stanowiskach – Borowiec VII (w połowie drogi między Nowym Młynem a młynem Borowiec, obecnie 130 m na południe od nowej, asfaltowej drogi okalającej zalew) i Kuźnica Żerechowska-młyn (około 100 m od koryta Luciąży i około 150 m na północ od młyna Kuźnica Żerechowska) potwierdzają złożoność budowy dna (rys. 27A).



Rys. 27. Cechy strukturalne (A) i teksturalne (B) osadów dna

I – Kuznica Żerechowska; II – Borawiec VII

Structural (A) and textural (B) properties of the floor deposits

W stanowisku Kuznica Żerechowska-młyn występują osady mineralno-organiczne, odsonięte do głębokości 1,5 m. Spąg budują piaski średnioziarniste, warstwowane niskokątowo *Sl*. Górny człon składa się z czterech części. Zaczyna go pakiet namułów z częściami organicznymi *C*, o miąższości 5 cm. Namuły nadbudowane są piaskami średnioziarnistymi o charakterze rytmitu *Sh*, ławic o normalnym uziarnieniu frakcjonalnym, które ku stropowi przechodzą w drobnoziarniste w piaski riplemarkowe *Sr* z namytymi częściami organicznymi. Stropową część tworzy torf *C* słabo rozłożony, podścielony kilkucentymetrową warstwą namułu. Występują tu na zmianę litofacie *Sr* z *C*.

Natomiast w stanowisku **Borowiec VII**, do głębokości 1,4 m spotyka się jedynie osady mineralne (Mz około 1,6 Phi – rys. 27A) – bardzo dobrze i dobrze wysortowane. Na głębokości 130 m, pojawiają się piaski średnioziarniste, warstwowane niskokątowo *Sl*, przechodzące ku górze w piaski warstwowane horyzontalne *Sh*, zabarwione w wyniku procesów postsedymantacyjnych na kolor ciemnorudy, niemal brązowy. Następnie, na głębokości 80–106 cm, występują piaski średnioziarniste masywne *Sm* o rozproszonym szkielecie ziarnowym z postsedymantacyjnymi wtrąceniami związków żelaza.

Ostatnia, stropowa część osadowa, o miąższości 78–80 cm, obejmuje piaski średnioziarniste o laminacji poziomej i riplemarkowej *Sh/Sr* z pojedynczymi nieregularnymi warstewkami rudego, zorsztynizowanego piasku. Osad w przeważającej części jest wzbogacony w ziarna grubsze, szczególnie w spagu, o czym świadczą ujemne wskaźniki skośności ( $Sk = -0,118 - 0,0$  – rys. 27B).

Analizy morfoskopowe wskazują na dominację ziaren matowych okrągłych RM (66,66–75,0 %), noszących ślady obróbki w środowisku eolicznym (rys. 27B). Cechy teksturalne wykazują podobieństwo do analogicznych cech aluwiiw plenivistuliańskich. Można więc powiedzieć, że rzeka holocenińska, podobnie jak późnowivistuliańska, przetransportowywała dobrze obrobione osady plenivistuliańskie. Cechy strukturalne i teksturalne pozwalają sądzić, że depozycja zachodziła w wąskiej holocenińskiej dolinie rzeki meandrującej, we wszystkich jej subśrodowiskach sedymentacyjnych.

#### DOLINA LUCIAŻY MIĘDZY CIESZANOWICAMI A KŁUDZICAMI (IV)

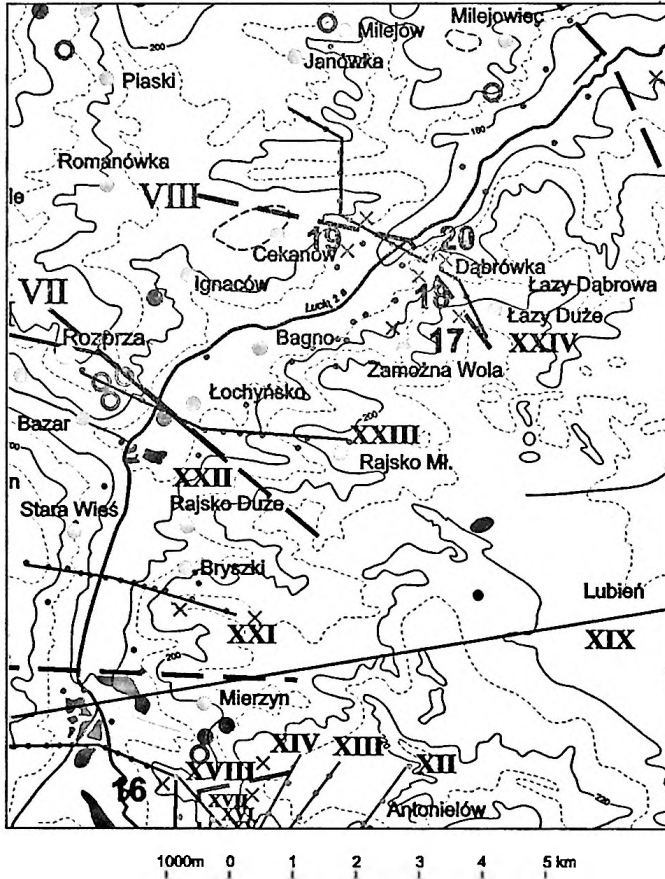
Odcinek między Cieszanowicami a Kłudzicami leży na zapleczu fazy pomaksymalnej II – odrzywołu zlodowacenia odry. Od zachodu dolina Luciaży graniczy z pagórkami czołowomorenowymi zlodowacenia warty – z fazy maksymalnej warki (rys. 11). W odcinku tym wyróżniono jeden **poziom** pozadolinny, **sandrowy** oraz poziomy dolinne: **poziom pradolinny niższy III**, **terasę wysoką II**, **terasę niską I** oraz **dno doliny**. Analiza dna z powodu braku wykopów oraz płytko położonego poziomu wód gruntowych ograniczona została do opisu wierceń, podobnie jak w odcinku (II) (rys. 3, 28). Na podstawie archiwalnych i ręcznych wierceń w odcinku (III) wyrysowano i zinterpretowano 7 przekrojów geologicznych (rys. 13, rys. 29, przekroje XX, XXII, XXIV) oraz przeanalizowano kilkanaście odkrywek o głębokości 1,5 m, najczęściej w wykopach pod wodociąg.

#### Osady poziomu pozadolinnego, sandrowego

W budowie podłoża doliny rysuje się asymetria – po zachodniej stronie doliny, wysoczyznę budują, warciańskie gliny brązowe i piaski wodno-morenowe, a po stronie wschodniej – piaski i żwiry fluwioglacjalne oraz gliny ze zlodowacenia odry (rys.

29, przekroje XX, XXII, XXIV), budujące wysoczyznę. Jest ona zdenudowana i częściowo pokryta polami piasków przewianych i wydmiarni.

W terenie widoczne jest rozległe podkulminacyjne spłaszczenie w Mierzynie, leżące 1,2 km na północ od wzgórz czołowomorenowych z fazy pomaksymalnej II – odrzywołu. **Stanowisko Mierzyn II** zlokalizowane jest na S od wsi, na wysokości 200 m n.p.m. (rys. 30A). W podłożu, pod brukiem, na 5 m głębokości, występuje piaszczysta brązowa glina. Na całej powierzchni spłaszczenia, na polach wszechobecne są głązy, a miejscami soczewy gliny. Tam też występują najlepsze w okolicy gleby.



Rys. 28. Lokalizacja przekrojów i stanowisk w odcinku (IV)

16 – Mierzyn II; 17 – Łazy; 18 – Dąbrówka I; 19 – Cekanów-Ignaców; 20 – Dąbrówka III; x – inne stanowiska; pozostałe sygnatury opisane na rys. 3

Location of cross-sections and sites in the section (IV)

x – other sites; for other explanation see Fig. 3

W odkrywcę o głębokości 3 m, o orientacji ściany równoległej do osi doliny, rysują się dwa różne style budowy tego poziomu, podkreślone granicą erozyjną. Serię 1, zalegającą poniżej 230 cm tworzą naprzemiennie słabo wysortowane słomkowe piaski średnioziarniste o przekątnej laminacji niskokątowej *S1* z piaskami o przekątnym warstwowaniu rynnowym *Sr*, małej skali, z podkreślonymi i nieciągłymi, rozmytymi powierzchniami erozyjnymi. Oprócz pojedynczych żwirów występują tam również pakiety piasków drobnych i mułkowatych, wyrażonych delikatnymi 1–2 cm laminami struktur riplemarkowych *Sr* (rys. 30A).

Serię 2, występującą na głębokości 100–230 cm, budują grubsze klasty, od piasków gruboziarnistych po żwiry i głaziki o średnicy do 10 cm, warstwowane przekątnie *GSp*, *Gp*. Osad ten odkładany był w trzech wyraźnych cyklach sedymentacyjnych z normalnym uziarnieniem frakcjonalnym. Tak duże ziarna musiały być przenoszone w korycie przez wody o dużej nośności. Osad mógł powstać w strefie górnego stożka sandrowego typu wewnętrznego, co potwierdza bliskie położenie odkrywki w stosunku do odrzywolskich wzgórz morenowych. Z pomiaru paleoprądów w piaskach grubych *Sp* wynika, że odpływ odbywał się w kierunku NNE. Zdaniem autorki wyklucza to warciański wiek tego poziomu.

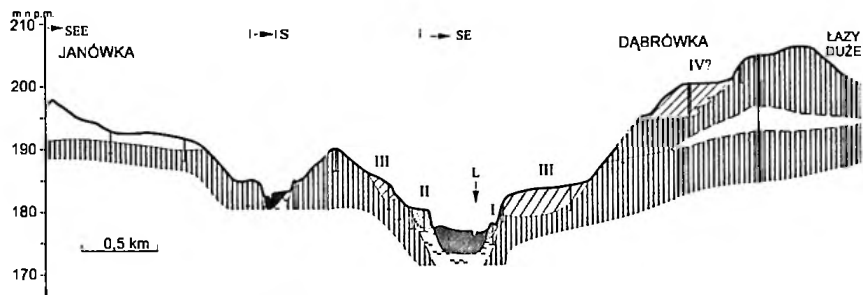
Być może ślady opisywanego poziomu sandrowego występują w kulminacji w Bryszakach (rys. 29, przekrój XXI), również po prawej stronie doliny, gdzie na wysokości 203 m n.p.m. stwierdzono dwumetrową serię fluwioglacjalną, zbudowaną z piasków średnioziarnistych żółtych, średnio wysegregowanych, podścielonych brukiem i piaskami gliniastymi brązowymi. Bez wątplenia występuje tu poziom o charakterze wysoczyznowym. Poziom ten nie został jednak opisany na podstawie szczegółowych analiz morfometrycznych z powodu jego wysokiego, fragmentarycznego położenia podkulminacyjnego i kulminacyjnego. Jest to tym bardziej trudne, gdyż obszar ten znajduje się na silnie zdenudowanej Równinie Piotrkowskiej o niezwykle łagodnych stokach we wschodniej części doliny, nielato jest zatem wyznaczyć krawędzie doliny. W profilu poprzecznym poziom ten zaznacza się poza krawędzią górną doliny. Został on wówczas potraktowany jako spłaszczenie na stoku gliniastym (np. w Łazach – rys. 29, przekrój XXIV).

Dругie, wymienione wcześniej, sporne stanowisko leżące w podobnej sytuacji morfologicznej, na podkulminacyjnym spłaszczeniu to **stanowisko Łazy** (rys. 28, rys. 29, przekrój XXIV, rys. 30B). Jest ono położone aż 27 m nad dnem – po prawej stronie doliny, na północy odcinka o rzędnej 200–202 m n.p.m. Kulminacja występuje tutaj na wysokości 206 m n.p.m.

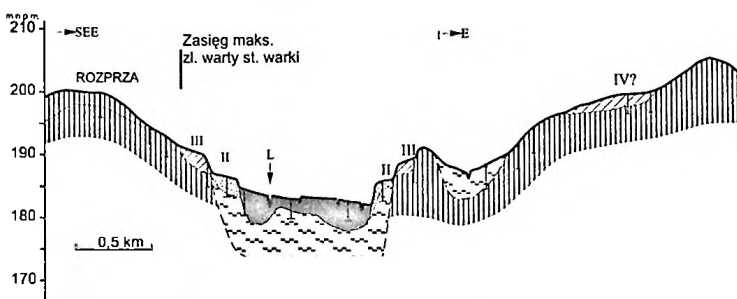
Poziom ten pokryty jest w całości piaszczystą gliną brązową, ablacyjną o miąższości 1,0–1,5 m, i strukturze fluidalnej (R u s z c z y ń s k a - S z e n a j c h 1998). Pod gliną występują słabo wysortowane żółte piaski średnio- i gruboziarniste, laminowane, a raczej smugowane na przemian z piaskami gliniastymi, brązowymi. Średnia miąższość jednej ławicy waha się od 2 do 7 cm, średnio wynosi 3 cm. Osady tworzące poziom mają pokrój tafłowy, horyzontalny, bez wyraźnego uziarnienia frakcjonalnego i ukierunkowania. Sprawiają wrażenie rytmu piaszczysto-gliniastego z dominującą frakcją piaszczystą i z wieloma deformacjami synsedymentacyjnymi, niestatecznymi, o niewielkiej amplitudzie do 2–5 cm. Nie zaburzają one jednak w istotny sposób całego stylu budowy tego „poziomu”. Pod glinami zalegają osady fluwioglacjalne. Cały kompleks posiada miąższość 8 m (rys. 29, przekrój XXIV) i zalega na linii brązowej, plastycznej, górnej, z pomaksymalnych faz łądoludu odry (odrzywołu?).



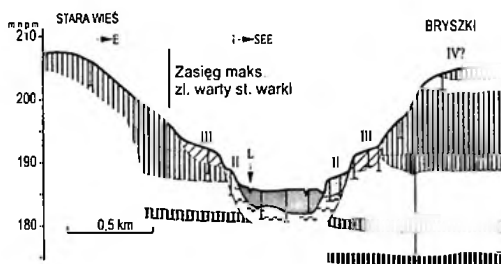
XXIV



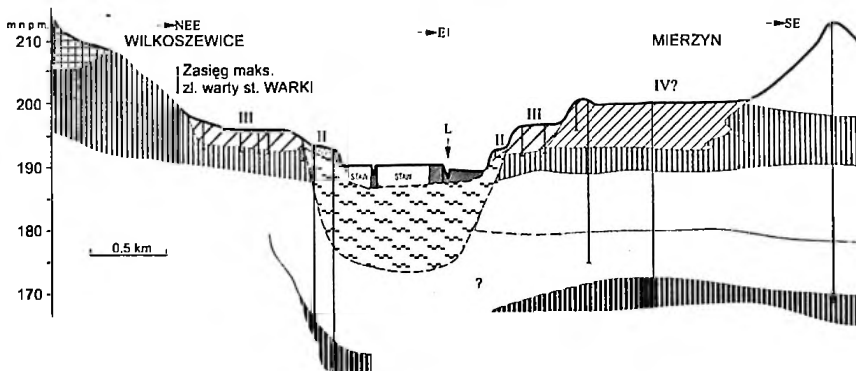
XXIII

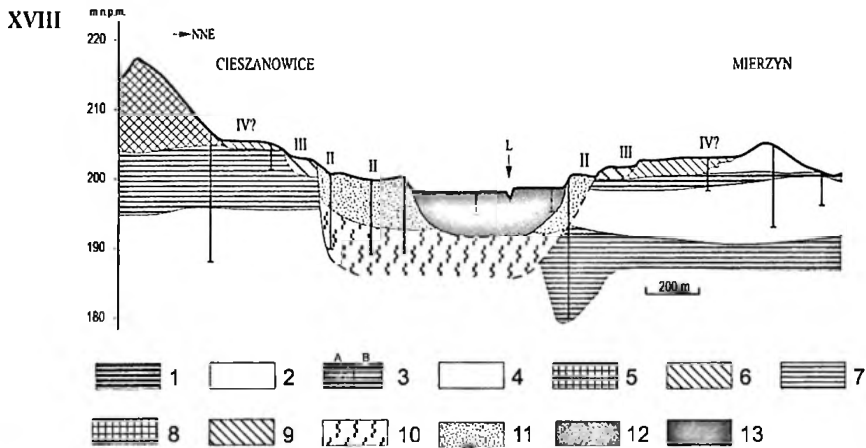


XXI



XX





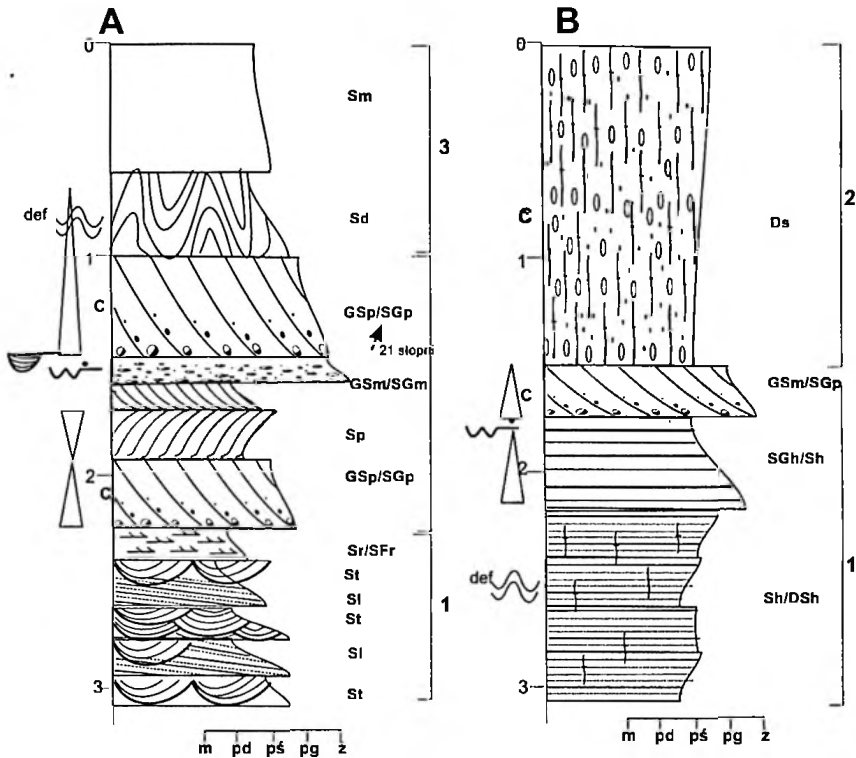
Rys. 29. Budowa geologiczna dorzecza dolnej Luciąży (poniżej Cieszanowic)

trzeciorzęd: 1 – węgle brunatne, lignity; czwartorzęd, plejstocen, interglacjał mazowiecki: 2 – piaski, mulki i żwiry rzeczne; zlodowacenie odrzy: 3 – glina zwalowa (A – dolna, faza gowarczowska i wieniawa, B – górna, faza odrzywołu), 4 – piaski i żwiry wodnolodowcowe, 5 – glazy, żwiry i piaski wodno-morenowe (faza odrzywołu), 6 – piaski i żwiry poziomu pradolinowego IV wyższego? (faza odrzywołu); zlodowacenie warty: 7 – glina zwalowa, 8 – piaski, żwiry, glazy kemów, 9 – piaski, żwiry poziomu pradolinowego III niższego; środkowy pleniwistulian: 10 – mulki i piaski rzeczne; górny pleniwistulian: 11 – piaski rzeczne terasy wysokiej II; późny vistulian: 13 – piaski rzeczne terasy niskiej I; holocen: 12 – żwiry, piaski, mulki rzeczne z detrytusem roślinnym i torfy

#### Geological structure of the lower Luciąża basin

Tertiary: 1 – brown coal, lignite; Quaternary, Pleistocene, Masovian Interglacial: 2 – fluvial sands, silts and gravels; Odra Glaciation: 3 – till (A – lower, Gowarczów and Wieniawa Phases, B – upper, Odrzywól Phase), 4 – fluvioglacial sands and gravels, 5 – water-moraine boulders, gravels and sands (Odrzywól Phase), 6 – sands and gravels of the marginal valley level IV? (Odrzywól Phase); Warta Glaciation: 7 – till, 8 – sands, gravels, boulders of kames, 9 – sands and gravels of the marginal valley level III; Middle Plenivistulian: 10 – fluvial silts and sands; Upper Plenivistulian: 11 – fluvial sands of the high terrace II; Late Vistulian: 12 – fluvial sands of the low terrace I; Holocene: 13 – fluvial gravels, sands, silts with plant detritus and peats

Pokrycie tego poziomu gliną sugeruje jego glacialne pochodzenie. Być może sedymentacja zachodziła na kontakcie z martwym i cienkim, płatowo zalegającym lodem. Możliwe, że podłoże to podczas okresów cieplejszych tajało; oddolnie wytapiała się z niego glina piaszczysta, smugowana, a przesiąknięcie go wodą spowodowało zaburzenia w warstwowaniu. Prawdopodobne jest, że po drugiej stronie doliny wykształciły się takie same fluwioglacialne osady budujące poziom wysoczyznowy, ale następne, warciańskie nasunięcie fazy maksymalnej warki przerwało i zredukowało znacznie ciągłość lateralną osadów cyklu odrzańskiego (rys. 29, przekroje XX, XXIII, XIV).



Rys. 30. Wybrane profile sedimentologiczne osadów poziomu sandrowego fazy odrzywól

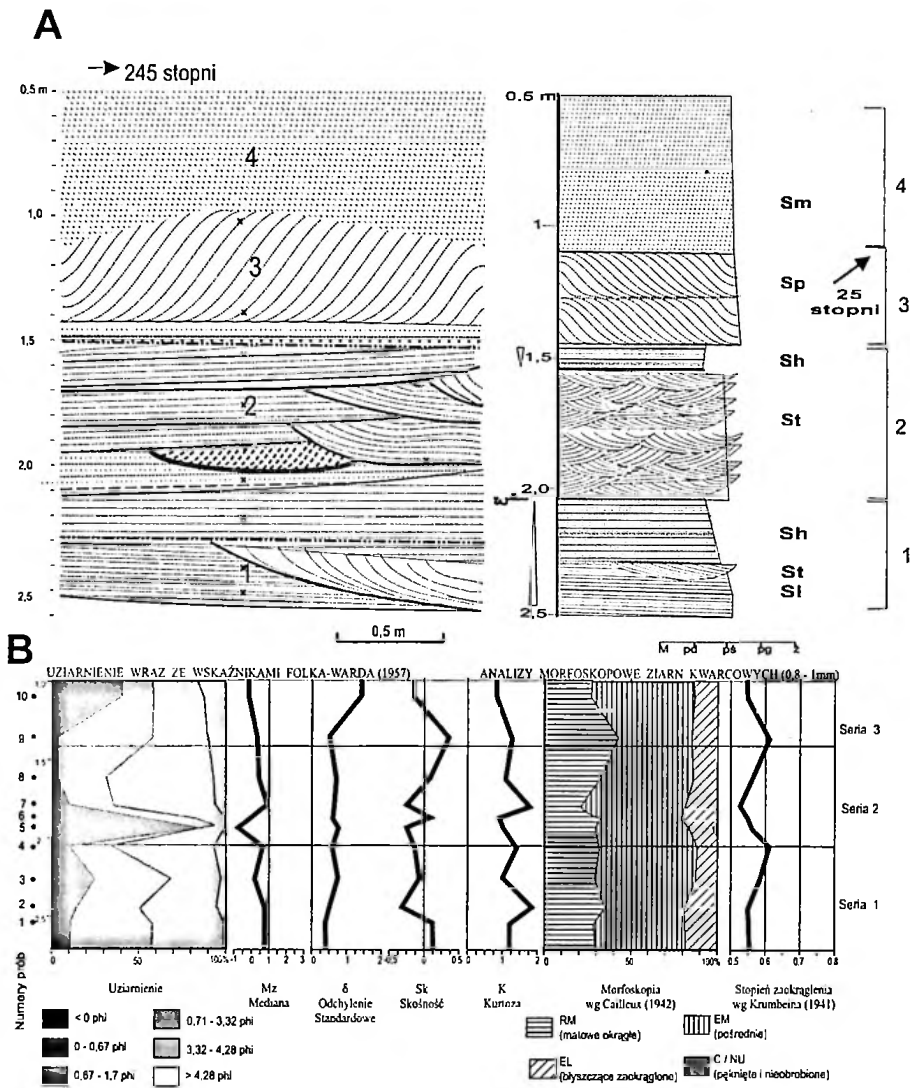
A – Mierzyn II; B – Łazy

Selected sedimentary logs of deposits of the outwash level of the Odrzywól Phase

### Osady poziomu pradolinowego niższego III

Piaski i żwiry zasypiania marginalnego ze zlodowacenia warty towarzyszą dolinie Luciąży po obu jej stronach, od ujścia Prudki w okolicach Wilkoszewic, aż do Murowańca. Średnia miąższość tej serii wynosi od 5 do 10 metrów (rys. 29, przekroje XX, XXIII, XIV). Osady biorące udział w budowie tego poziomu charakteryzują się średnim wysortowaniem, dużym zróżnicowaniem frakcji: od gruboziarnistych żwirów poprzez całą gamę piasków, po wkładki mułków.

Przykładem zróżnicowania litofacjalnego sedimentów warciańskich, budujących poziom pradolinowy niższy III są osady wykształcone w stanowisku Dąbrówka I (rys. 28, 31). **Stanowisko Dąbrówka I** zlokalizowane jest przy szosie prowadzącej z Łazów do Piotrkowa Trybunalskiego, 184,5 m n.p.m., 5,7 m ponad dnem doliny i 50 m od czoła tego poziomu, w odległości 4 km na północ od ujścia doliny Bogdanówki, traktowanej przez Krzemienieckiego (1989) jako lejka proglacialnego łądłodu warty.



Rys. 31. Dąbrówka I. Budowa poziomu pradolinowego niższego III

A – cechy strukturalne; B – cechy teksturalne

1 – piaski drobno- i średnioziarniste; 2 – piaski średnioziarniste; 3 – piaski średnio- i gruboziarniste; 4 – nasyp i piaski bezstrukturalne

Structure the marginal valley level III

A – structural properties; B – textural properties

1 – fine- and medium-grained sands; 2 – medium-grained sands; 3 – medium- and coarse-grained sands; 4 – anthropogenic scarp and structureless sands

W odkrywce o głębokości 2,5 m wyróżniono 3 serie: dolną (1), zalegającą poniżej 205 cm, środkową (2) na głębokości 140–205 cm i górną 3 (powyżej 140 cm). Strop (seria 4) został wyłączony z analiz z powodu jego przekształcenia w wyniku pedogenezy. Tworzą go piaski o miąższości 105 cm o strukturze masywnej *Sm*, ospowate (rys. 31A).

W spągu, w serii 1, osad charakteryzuje zmienna wielkość ziaren ( $Mz = 0,33-0,87 \text{ Phi}$ ) (rys. 31B). Tworzą go w większości piaski grube i średnie warstwowane niskokątowo *Sl*, i horyzontalnie *Sh*. W serii tej rysują się trzy odrębne cykle o normalnym uziarnieniu frakcjonalnym (rys. 31A), podkreślone małymi bruzdami erozyjnymi i wypełnione piaskami średnioziarnistymi megariplemarków *St*.

Seria 2, dość dobrze wysortowana ( $\delta = 0,54-0,82$ ), zaczyna się granicą erozyjną – brukiem o zwartej strukturze, przechodzącym ku stropowi w piaski grube ( $Mz = -0,873 \text{ Phi}$ ), a następnie średnie ( $Mz = 0,941 \text{ Phi}$ ), warstwowane przekątnie rynnowo *St*. Megariplemarki wypełniają płytkie i długie na 1–3 m rynny, których strop i skrzydła są rozmyte strukturami *Sl*. Przechodzą one ku gorze w piaski drobniejsze, o warstwowaniu horyzontalnym *Sh*.

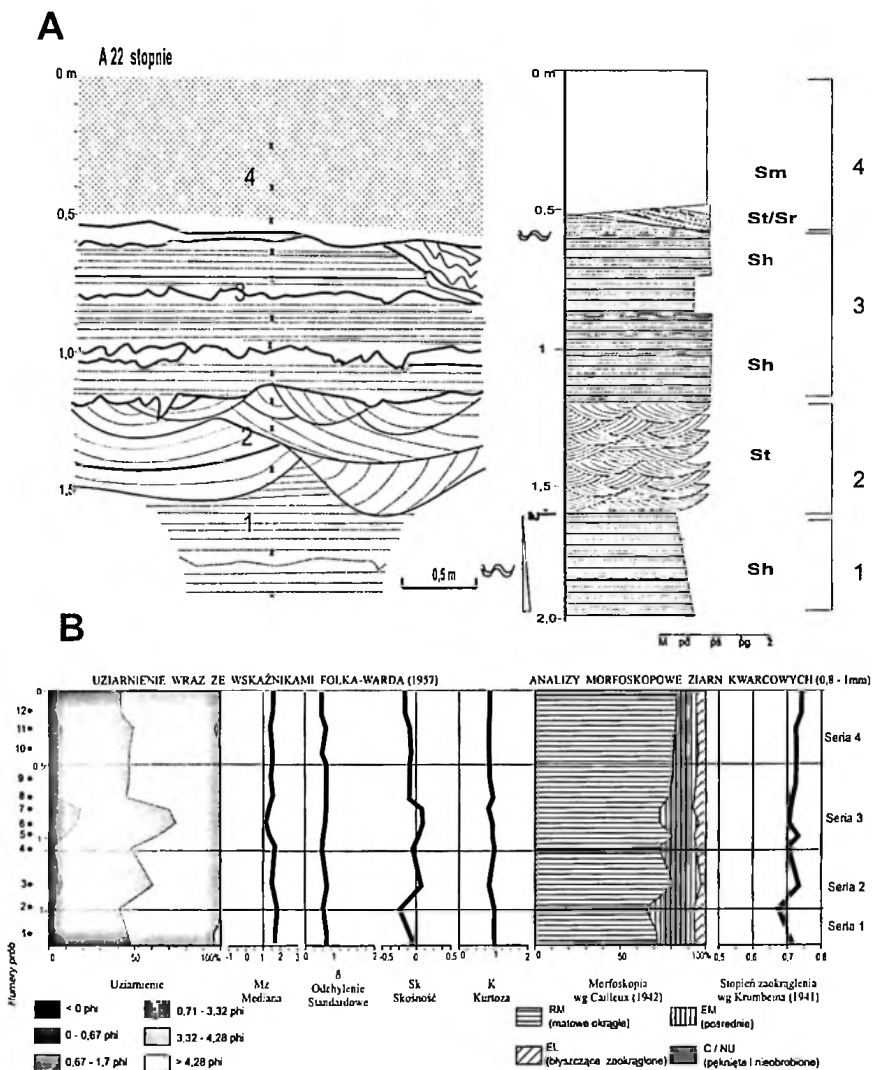
Przedostatnia, seria 3 (rys. 31) również zaczyna się brukiem, nadbudowanym piaskami średnio- i gruboziarnistymi, warstwowanymi przekątnie *Sp* o średniej skali (25–30 cm). W serii 3, wraz z ze zmianą frakcji, wysortowanie wzrasta ku stropowi do dość dobrego ( $\delta = 1,42-0,5$ ). Z pomiarów kierunkowych wynika, że odpływ odbywał się na NNE, w kierunku Pilicy ( $A = 25^\circ$ ).

Analizy morfoskopowe wykazały dominację ziaren pośrednich EM przy ich liźzebności w próbce wynoszącej 43,92–56,98 % (rys. 31B). Ziarna z wysoką obróbką stanowią mniejszość – i tak ilość RM utrzymuje się w granicach 27,99–34,57 %, a zawartość ziaren zaokrąglonych – EL wynosi najwyżej jedną piątą (12,93–21,50 %) udziału procentowego wszystkich typów ziaren.

Zaprezentowane osady charakteryzują środowisko piaskodennej roztoki, rozwiniętej w bliskim sąsiedztwie maksymalnego zasięgu lądolodu warciańskiego. Depozycja zachodziła cyklicznie w bliskiej strefie zasilania marginalnego. Cechy teksturalne świadczą o pochodzeniu fluwiogłacjalnym i o pulsacyjnej, zmiennej dynamice środowiska depozycji. Również badania kierunkowe i inne cechy osadów wypełniających poziom pradolinny niższy III potwierdzają związek warciańskiego odpływu marginalnego ze współczesnym przebiegiem doliny ku NE, ku pradolinie Pilicy.

### Osady terasy wysokiej II

Osady rzeczne terasy wysokiej II, wykształcone podobnie jak w odcinku (II), to piaski drobno- i średnioziarniste, zawierające często wkładki mułkowate. Do analizy wybrano stanowisko **Ignaców-Cekanów** położone na wysokości 183,8 m n.p.m., to jest 2,4 m powyżej dna doliny, na wąskiej i ciągłej listwie terasy wysokiej II, oddzielonej wyraźną krawędzią od dna doliny, około 150 m od czoła terasy (rys. 28, 32). Odkrywka o głębokości 2 m odsłania górną część terasy wysokiej II, zbudowaną z osadów średnio- i drobnopiaszczystych. Na głębokości 3,15 m, w wierceniu, pojawia się drobny bruk. Pod brukiem zalega piasek bardzo drobnoziarnisty, słomkowo-szary,



Rys. 32. Cekanów-Ignaców Cechy osadów budujących terasę wysoką II

A – cechy strukturalne; B – cechy teksturalne

1 – piaski drobnoziarniste dolne (środkowy plejstocen); 2 – piaski średnioziarniste (górny pleniwistulian); 3 – piaski drobnoziarniste górne. 4 – nasyp (górny pleniwistulian); 4 – nasyp

#### Properties of deposits of the high terrace II

A – structural properties; B – textural properties

1 – lower fine-grained sands (Middle Plenivistulian); 2 – medium-grained sands (Upper Plenivistulian); 3 – upper loesslike fine-grained sands (Upper Plenivistulian); 4 – anthropogenic scarp

z przewarstwieniami mułku szaro-rudego, który nie został tutaj przewiercony (spąg terasy wysokiej II). Górna część poziomu zbudowana jest z osadów o podobnych cechach teksturalnych. W całym profilu przeciętna średnica ziaren  $H_z$  jest zbliżona i wskazuje na piasek średnioziarnisty ( $M_z = 1,05-1,94 \text{ Phi}$ ) (rys. 32B), dość dobrze wysortowany ( $\delta = 0,50-0,76$ ). Rozkład uziarnienia jest zbliżony do normalnego.

Analiza cech strukturalnych wykazała istnienie trzech serii. W serii 1, dolnej, występują ławice piasków średnioziarnistych, warstwowanych poziomo  $Sh$  o drobniejącym ziarnie ku górze (rys. 32A). Są one rozcięte przez rozległe i płytkie rynny. Nadbudowują je piaski średnioziarniste o strukturze megariplemarków  $Sf$  średniej skali (seria 2) oraz piaski drobnoziarniste o laminacji poziomej  $Sh$  i o laminacji falistej  $Sw$ . Brak jest tutaj kontaktów erozyjnych. W stropie (seria 3) występuje wyraźna rynna wypełniona piaskami drobnoziarnistymi o laminacji riplemarkowej  $Sr$ . W osadzie występują smużki żelaziste (orsztynowe), międzylawicowe, synsedymentacyjne, nieco zdeformowane, o amplitudzie deformacji około 5 cm.

Analizy morfoskopowe wykonane dla 11 próbek wskazują na niezwykle wysoką obróbkę w środowisku eolicznym. Frekwencja ziaren dobrze obrobionych, matowych RM jest bardzo wysoka, wynosi 66,66–80,64 %. Ilość ziaren błyszczących EL jest znikoma, poniżej 8 %. Cechy obróbki pozwalają określić, że są one nabyte w środowisku eolicznym, peryglacialnym.

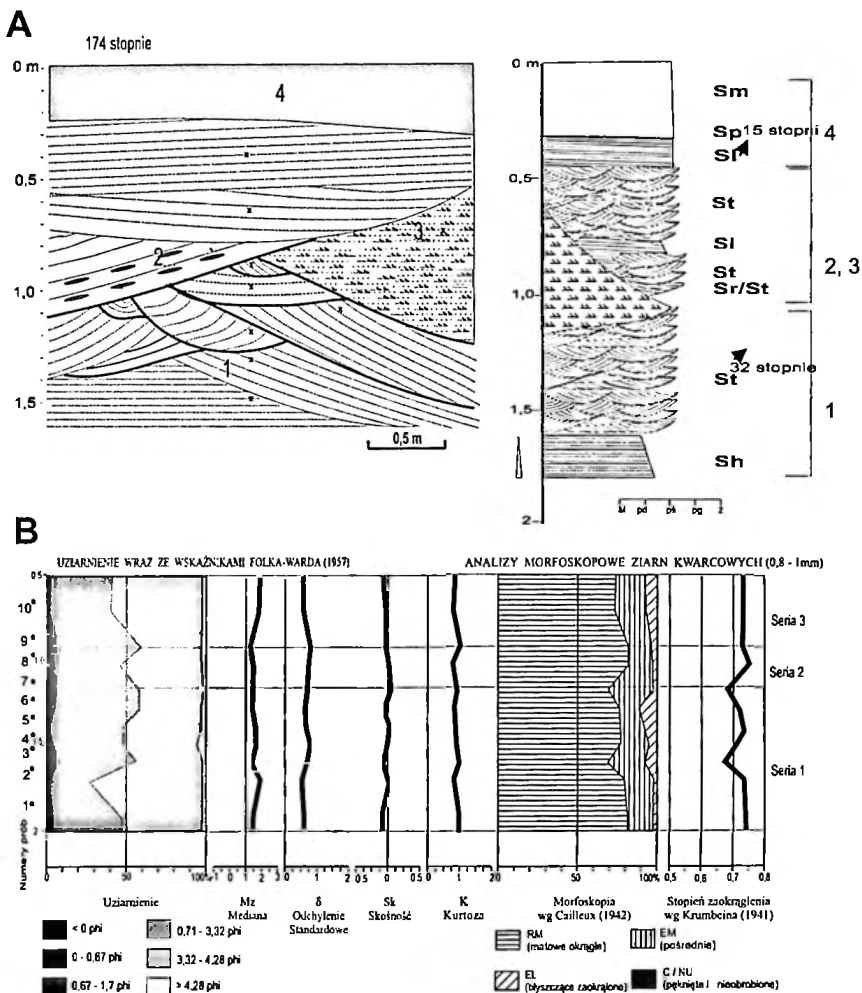
Opisany osad wykształcony jest w podobny sposób teksturalny i strukturalny jak osady w stanowiskach Kuźnica Żerechowska I i Cieszanowice. Powstał w podobnych warunkach sedymentacyjnych. Brak struktur zmarzlinowych w stropie terasy, świadczących o warunkach peryglacialnych, nie wyklucza jej górnoplenivistuliańskiej, fluwioperyglacialnej genezy.

### Osady terasy niskiej I i dna doliny

Miejscami dno doliny urozmaicone jest niewielkimi „wyspami” terasy niskiej. W takiej sytuacji leży stanowisko Dąbrówka III. Stanowisko to położone jest na wysokości 180,2 m n.p.m., 1,5 m ponad dno, 5 m od czoła terasy (rys. 28, 33). Teren wokół stanowiska jest niewielkim ostańcem o szerokości 20 m, przylegającym do poziomu wysokiego II (rys. 29, przekrój XXIV).

Terazę niską I budują słomkowe piaski średnioziarniste i drobnoziarniste, miejscami wzbogacone piaskami zarówno gruboziarnistymi, jak i mułkowatymi. Osad rozpoznano do głębokości 3 m, podzielono na 4 serie (rys. 33A): spagową (1), poniżej 130 cm, położone obok siebie na głębokości 30(40)–130 cm serie 2 i 3 oraz stropową (3), warstwę próchniczno-mineralną (seria 4), wyjątkowo opisaną w pracy ze względu na ciekawe struktury sedymentacyjne.

W serii 1 występują piaski średnio- i drobnoziarniste ( $M_z = 1,47 \text{ Phi}$ ) o normalnym uziarnieniu frakcjonalnym, warstwowane horyzontalnie  $Sh$ , o pokroju tafloidalnym i o rozproszonym szkielecie ziarnowym. Są one średnio wysortowane ( $\delta = 1,02$ ). Rozkład uziarnienia wykazuje skrajną leptokurtyczność ( $K_g = 1,704$ ) i silnie ujemną skośność ( $Sk = -0,27$ ) (rys. 33B).



Rys. 33. Dąbrówka III. Cechy osadów terasy niskiej I

A – cechy strukturalne; B – cechy teksturalne

1 – piaski średnioziarniste; 2 – piaski drobnoziarniste z mulowymi tocząciami; 3 – piaski drobnoziarniste o przewadze struktur riplemarkowych; 4 – piaski drobnoziarniste; 5 – nasyp ze skibami kopalnymi

## Properties of deepsits of the low terrace II

A – structural properties; B – textural properties

1 – medium-grained sands; 2 – fine-grained sands with silty balls; 3 – fine-grained sands of dominating ripple structures; 4 – fine-grained sands; 5 – anthropogenic scarp with fossil traces of ploughing

Na głębokościach 135–150 cm (seria 2) widoczny jest kontakt erozyjny, wyrażony w postaci głębokiej (do 50 cm) i szerokiej rynny (rys. 33A), na dnie której zauważalny jest drobny bruk ( $Mz = 0,73 \Phi$ ). Nadbudowany jest on piaskami średnioziarnistymi ( $Mz = 1,46-2,27 \Phi$ ) (rys. 32B), warstwowanymi przekątnie rynnowo,



średniej skali *Sf*. Osad cechuje dobre wysortowanie ( $\delta < 0,6$ ), z wyjątkiem kilku rynien wypełnionych grubszą frakcją ( $\delta = 1,41$ ). W spągu rynien widoczne są pojedyncze laminy z wkomponowanymi w nie rudymi, mułkowatymi tocząciami o kształcie dyskoidalnym i długości dochodzącej nawet do 8–10 cm. Rynna ta jest nadbudowana piaskami drobnoziarnistymi, warstwowanymi niskokątowo *Sl*, z łagodnym przejściem ze struktur *Sf* do struktur *Sl*.

Specjalnie do analiz uziarnienia, na głębokości 70 cm, pobrano opisywane mułowe toczące. Mułki ( $Mz = 3,21$  Phi) były dobrze wysegregowane ( $\delta = 0,54$ ). Rozkład uziarnienia charakteryzował się wybitnie dodatnią skośnością ( $Sk = 0,27$ ) i średnim jego spłaszczeniem ( $Kg = 1,13$ ). Przeprowadzone analizy morfoskopowe w ziarnach z tocząców nie wykazały różnic w stosunku do osadów otaczających.

Po drugiej stronie, na tej samej głębokości odkrywki, rynną górną *Sf* wypełniają piaski bardzo drobnoziarniste, o laminacji riplemarkowej *Sr*, ścięte bruzdą erozyjną z wypełnieniem piaszczystym o strukturze riplemarków średniej skali *Sf* (seria 3). Serię 3 zamykają litofacje piasków drobnoziarnistych warstwowanych niskokątowo *Sl*.

Strop jest zdeformowany kopalnymi strukturami skibowymi (seria 4). Został on antropogenicznie przekształcony w wyniku głębokiej orki z użyciem pługa. G o d ł o w s k i i K o z ł o w s k i (1988) uważają, że pług mógł być wykorzystywany na ziemiach polskich (a więc i tutaj, blisko grodu rozpierskiego) najwcześniej po epoce późnego średniowiecza. Obecnie struktury te zostały pogrzebane przez tworzącą się glebę bielicową.

W całym profilu dominują ziarna charakterystyczne dla środowiska eolicznego ( $RM = 67,8\text{--}80,91\%$ ). Jedną piątą ziaren to ziarna pośrednie (EM około 21%). Ziarna błyszczące, zaokrąglone EL stanowią mniejszość (do 10%). Prawie nie występują ziarna bez obróbki NU.

Opisane osady w kompleksie dolnym (seria 1) należą do dolnych partii terasy wysokiej II, złożonej przez piaskodenną dystalną roztokę, prawdopodobnie górnoplenivistuliańską. Osady te stanowią podłoże terasy niskiej I, o charakterze erozyjno-akumulacyjnym. Struktury sedimentacyjne w seriach 2 i 3, wskazują na depozycję w środowisku korytowym, w warunkach częściowego przemarznięcia osadu. Mułkowe toczące, wypełniające rynnę oraz wysoka obróbka ziaren kwarcowych, potwierdzają tezę, że rzeka późnovistuliańska redeponowała częściowo przemarznięte osady górnoplenivistuliańskie, podobnie jak w stanowisku Borowiec III. Morfologia doliny oraz cechy nietypowo wykształconych osadów sytuują opisywane stanowisko w późnym vistulianie. Trudno jednoznacznie wypowiedzieć się tutaj o typie rozwinięcia koryta.

Namuły i piaski den dolinnych i teras zalewowych zalegających na piaskach, mułkach to charakterystyczne osady holocenijskie o miąższości 1–5 m. W stropie piasków rzecznych występują przegłębienia wypełnione torfem i stanowiące podmokłości. Naczelną cechą jest zatorfienie dna. Dno to zbudowane jest z namułów torfiastych, mułków z domieszką piasków, torfów. Ku spągowi torfy przechodzą w brunatne, piaszczyste namuły torfiaste, w których zawartość materii organicznej jest mniej-

sza, a te z kolei w rytmie mineralno-organiczny oraz piaski różnoziarniste. Torfy mają miąższość wynoszącą około 1 m. Rozmieszczenie torfów i osadów mineralnych wykaże pewne przestrzenne zróżnicowanie.

W południowej części omawianego odcinka, w okolicach Mierzyna i Starej Wsi, w brzeżnej części dna występuje ciągła pokrywa torfów o miąższości 2–3,8 m. Z kolei na północ od Rozpry występują przede wszystkim osady mineralno-organiczne, głównie piaski drobno- i średnioziarniste, które tworzą wśród torfów jakby podłużne groble. Być może są to ostańce późnowistuliańskiej terasy niskiej I, które człowiek wykorzystywał przez średniowiecze do lokacji osad (G o ź d z i k 1982).

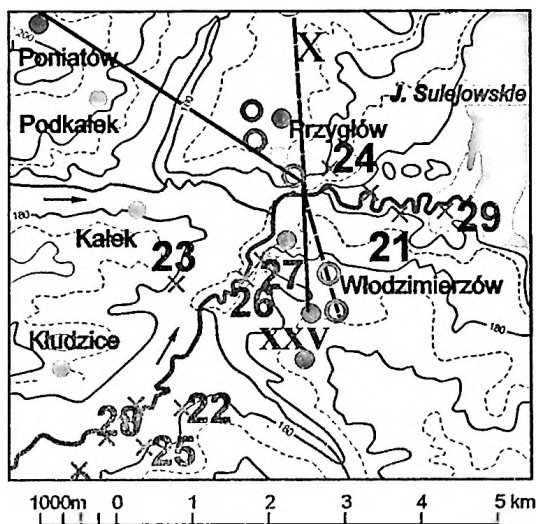
Z analizy wierceń wynika, że osady dna wyraźnie oddzielone są powierzchnią erozyjną od niżej leżących piasków mułkowatych. W okolicach Wilkoszewic, Grobli koło Cieszanowic, Rozpry w dnie wykopano stawy o głębokości maksymalnie do 4,2 m (średnio 2,8–3,5 m). Ich podłoże sięga środkowopolenivistuliańskich osadów piaszczysto-mułkowych. Z powodu zagospodarowania doliny nie jest możliwe ustalenie pełnej budowy osadów holocenijskich.

Podobnie jak w odcinku (II) dno doliny budują dwa poziomy torfu holocenijskiego, oddzielonego od siebie sekwencją piasków o drobniejszym ziarnie ku górze. Dolny torf, starszy, jest dobrze rozłożony i zalega na różnych głębokościach. Górny torf, młodszy, tworzący współczesne dno stanowi osad słabo rozłożony, z widocznymi makroszczątkami. Często podścielony jest namułami, które ku niższym partiom przechodzą w mułki, te zaś w piaski, najpierw drobnoziarniste, a potem w średnioziarniste szare, miejscami z detrytusem roślinnym.

Na tej samej głębokości jak w odcinku (II), na około 110–150 cm, pojawia się drugi poziom torfów – prawdopodobnie atlantyckich, o miąższości około 50 cm, dość dobrze rozłożonych. Jednak dominują osady mineralne, najczęściej „poprzerastane” żywnymi namułami torfiastymi, tworzące rozległe powierzchnie płaskiego dna. Stąd szerokie dno doliny Luciąży w odcinku (IV) między Cieszanowicami a Kłudzicami od średniowiecza stanowiło na ziemi piotrkowskiej jeden z większych kompleksów łąk i pastwisk. Na tych obszarach ludność do niedawna utrzymywała się z hodowli bydła. Z tego też powodu, w odróżnieniu od odcinka (II), dno uległo silniejszym przekształceniom.

#### DOLINA DOLNEJ LUCIĄŻY PONIŻEJ KLUDZIC (V)

Dolina dolnej Luciąży poniżej Kłudzic biegnie wzdłuż uskoku pokredowego, w miejscu kopalnej doliny z interglacjału mazowieckiego, być może z preglacjału. Ten szlak odpływu był wykorzystywany również podczas zlodowaceń środkowopolskich. Jednak warciański okres odpływu marginalnego powiązano tutaj z kształtowaniem się doliny *sensu lato*. Podłoże doliny budują odrzańskie gliny górne i osady fluwioglacjalne. W odcinku tym wyróżniono: **poziom** pozadolinny, **sandrowy** oraz poziomy dolinne: **poziom pradolinny niższy III**, **terasę**



Rys. 34. Lokalizacja przekroju geologicznego i stanowisk w odcinku (V)

21 – Przyglów-Polanka (i Bunkier); 22 – Kludzice Nowe III; 23 – Kałek; 24 – Przyglów-wieś; 25 – Kludzice Nowe I; 26 – Włodzimierzów I; 27 – Włodzimierzów III; 28 – Kludzice III; 29 – Przyglów-letnisko; x – inne stanowiska; pozostałe sygnatury opisane na rys. 3

Location of cross-section and sites in the section (V)

x – other sites; for other explanation see Fig. 3

wysoką II, terasę niską I i wielopoziomowe dno (rys. 4, 5). Poniżej Przyglowa wszystkie poziomy doliny Luciąży nawiązują do doliny Pilicy.

W odcinku (V) skartowano około 35 ścian o głębokości 1–6,4 m. Nie wszystkie umieszczono na rys. 3 z powodu ich dużego zagęszczenia. Często analizowane osady ujawniały się w podcięciach erozyjnych meandrującej Luciąży. Pobrano 430 próbek z osadów dolinnych do analiz teksturalnych. Z dna doliny pobrano również dwie próbki do datowań  $^{14}\text{C}$ . Przedstawiono 9 stanowisk reprezentatywnych dla poszczególnych poziomów morfologicznych (rys. 34), tj. zaledwie około 50–60 % zgromadzonego materiału.

Ślady osadów starszych od osadów  
poziomu pradolinowego niższego III

Do analizy budowy najstarszych elementów w dolinie wybrano osady odsłaniające się w **stanowisku Przyglów-Polanka**. Wybór jest dość nietypowy, gdyż w zasadzie stanowisko to hipsometrycznie znajduje się na poziomie pradolinowym niższym III, ale w jego brzeżnej części. Stanowisko jest o tyle ciekawe, że leży w zbliżonej do Barkowic Mokrych sytuacji morfologicznej (rys. 10, przekrój XXV). Odsłaniają się w nim

w spągu osady podłoża doliny – starsze niż warciańskie. W odróżnieniu od Barkowic osady piaszczyste nie są przykryte gliną odrzańską, górną, ale osadami warciańskimi.

Osady występujące w ścianie o wysokości 6,4 m to głównie piaski. Wydzielono cztery różne litologicznie serie: dolną, spągową drobnopiaszczysto-mułkową (seria 1), znajdującą się poniżej 600 cm, gruboziarnistą, żwirowo-głazowo-piaszczystą (seria 2 na gł. 500–600 cm), piaszczystą (seria 3), występującą się na głębokości 350–500 cm i ostatnią, piaszczystą, stropową (seria 4), zalegającą powyżej 340 cm (rys. 35).

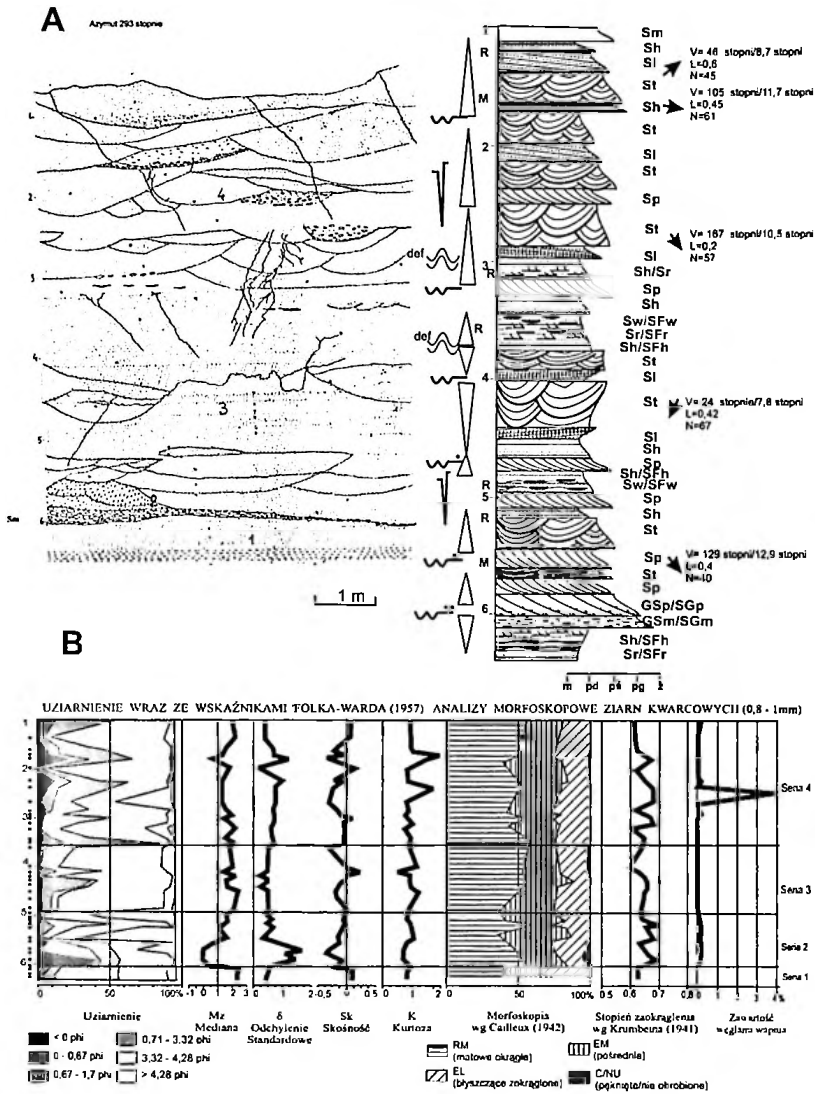
Podział na cztery serie ma bezpośrednie uzasadnienie w przeciętnej średnicy ziaren  $Mz$  (rys. 35B). W spągu, poniżej 600 cm, dominują piaski drobnodziarniste i bardzo drobnodziarniste ( $Mz > 1,89 \text{ Phi}$ ), o odwróconym uziarnieniu frakcjonalnym. Piaski mulkowe żółte, o strukturze masywnej  $SFm$ , przechodzą ku górze w piaski mulkowe i piaski bardzo drobnodziarniste, o laminacji horyzontalnej ( $SFh$ ,  $Sh$ ). Nad nimi występuje bruk (seria 2) z ostrymi krawędziami, nie obtoczony, ( $Mz = -0,04 \text{ Phi}$ ). Budują go żwiry i drobne głazy, w skład których, oprócz skał skandynawskich, wchodzi w około 50 % lokalne skały podłoża mezozoicznego: wapienie muszlowe, opoki, margle i krzemienie o strukturze masywnej w spągu, przechodzące ku górze w żwiry i piaski gruboziarniste. Najczęściej spotykane warstwowania to przekątne  $Sp$  lub rynnowe  $St$ .

Seria 2, na głębokości 350–500 cm, przechodzi agradacyjnie w serię 3. Serię 2 i 3 budują piaski drobne ( $Mz = 1,61\text{--}2,33 \text{ Phi}$ ). Osady są spokojniej warstwowane i bardziej jednorodnie strukturalnie. Zaczynają się w spągu rytmem piasków drobnodziarnistych, jednorodnych, słomkowych o laminacji poziomej  $Sh$  i o warstwowaniu riplemarkowym  $Sr$ . Miejscami osad ten jest rozcięty 20–30 cm bruzdami erozyjnymi, wypełnionymi piaskami średniodziarnistymi, o warstwowaniu przekątnym rynnowym  $St$ . W stropie serii 3 zakotwiczone są struktury szczelinowe kontrakcji termicznej z wtórnym wypełnieniem o głębokości 1 m. Występują one regularnie, co 1 m, i można je zaklasyfikować do epigenetycznych. Na głębokości 4 m, znaleźć można pojedyncze, podobne struktury z pierwotnym wypełnieniem mineralnym (rys. 35A).

Ostatnia, seria 4, stropowa, składa się dwóch członów. Sekwencja dolna rozpoczyna się na głębokościach 310–350 cm piaskami słomkowymi średniodziarnistymi ( $Mz = 1,3\text{--}1,88 \text{ Phi}$ ), podścielonymi w spągu drobnymi piaskami ( $Mz = 2,0\text{--}2,5 \text{ Phi}$ ) o strukturze megariplemarków  $St$  o głębokości do 40 cm (rys. 35B). Zauważalne są również struktury  $St/Sl$ , które na głębokości około 180–200 cm przechodzą w niskokątowe  $Sl$ . W stropie serii 4 występują kolejne szczeliny, prawdopodobnie kontrakcji termicznej, w odstępach co 2 m, ale ich strop jest nieczytelny.

Najlepiej wysortowane osady występują w serii 1, 3 i w spągu serii 4, wartość odchylenia standardowego  $\delta$  wynosi tam poniżej 0,7, co wskazuje na średnie i dobre wysortowanie osadu. Najgorzej wysortowany jest bruk serii 2 i strop serii 4 ( $\delta = 1,4\text{--}1,9$ ).

Cechy morfoskopowe wskazują niewielkie, choć istotne podobieństwa serii 1 i 3 oraz 2 i 4. Mniejszą frekwencją ziaren z dobrą obróbką RM charakteryzują się serie nieparzyste i strop. Poniżej 600 cm, w serii 1, zawartość ziaren RM waha się pomiędzy 36,3 a 42,8 %, w serii 3 – pomiędzy 26,1 a 48,7 %, średnio wynosi 40%. Tak mała liczba ziaren RM występuje również do głębokości 150 cm (RM od 29,8 % do 40,0 %).



Rys. 35. Przyglów-Polanka. Budowa podłoża doliny na kontakcie z warciańskim poziomem pradolinny III

A – cechy strukturalne; B – cechy teksturalne  
1 – piaski drobnoziarniste i mulki piaszczyste (interglacjał mazowiecki/zlodowacenie odry?); 2 – żwiry i piaski; 3, 4 – piaski średnio- i drobnoziarniste (zlodowacenie wartu)

Structure of the valley base at the junction with the Wartian marginal valley level III

A – structural properties; B – textural properties  
1 – fine-grained sands and sandy silts (Masovian Interglacial/Odra Glaciation?); 2 – gravels and sands; 3, 4 – medium- and fine-grained sands (Warta Glaciation)

Są to osady o obróbce pośredniej, już nie fluwiogłacialne, lecz jeszcze nie peryglacialne. Dostyc duże zmatowienie występuje w serii 2 i spagu serii 4, dochodzi nawet do 63,7 % ziaren RM (na głębokości 525 cm), średnio 45 %, co klasyfikuje osad na pograniczu pokryw fluwioperyglacialnych. Fluktuacje wskaźników wizualnej oceny stopnia zaokrąglenia Krumbeina potwierdzają wcześniejszą analizę morfoskopową. W seriach 1, 3 i w stropie serii 4 wynosi on około 0,6, natomiast w seriach 2 oraz 4 od 0,64 do 0,68 (rys. 35B).

Kierunki paleopradów, zmierzone na różnych głębokościach, przedstawione są na rys. 35A. Z przeglądu wyników badań kierunkowych wynika, że następowało nakładanie się kierunków NW→N→NNE→NEE przebiegu doliny Pilicy z kierunkami NE→E – przebiegu doliny dolnej Łuciąży. Mogło więc w tym samym czasie następować mieszanie się materiału niesionego przez obydwie rzeki, lub też mógł dominować tylko jeden, wybrany kierunek odpływu.

Drobnziarniste osady serii 1 są reprezentowane prawdopodobnie przez osady rzeczne schyłku interglacjału mazowieckiego lub fazy anagłacialnej zlodowacenia środkowopolskiego – zastoiska pilicy (?). Powstały one w subśrodowisku pozakorytowym, na równi zalewowej w dość jednorodnych, spokojnych warunkach sedymentacyjnych. Są one erozyjnie ścięte (ekstragłacialnymi/fluwiogłacialnymi?) osadami serii 2.

Osady serii 3 charakteryzują osady powstałe na granicy subśrodowiska korytowego i pozakorytowego, w strefie pływicyz przykorytowych, a ostatni, górny człon należy prawdopodobnie wiązać z warciańskim odpływem w środowisku piaskodennej, dystalnej roztoki. Materiał budujący pochodził z różnych źródeł i mieszał się – ze środowiska peryglacialnego, cechującego się dobrą obróbką niesionego przez wody pra-Pilicy oraz z odpływu marginalnego, roztokowego sprzed łobu Widawki.

Reasumując, można powiedzieć, że osady w stanowisku reprezentują (od spagu): osady rzeczne ze schyłku interglacjału wielkiego/fazy anagłacialnej zlodowacenia odry (seria 1), osady fluwiogłacialne być może odry (seria 2, 3?) lub/i interstadiału pilicy (seria 3?) traktowane jako osady podłoża doliny oraz osady fluwioperyglacialne, marginalne warty (seria 4), wypełniające dolinę.

### Osady poziomu pradolinnego niższego III

Poziom pradolinny III zbudowany jest głównie z piasków średnio- i drobnziarnistych, miejscami z przewarstwieniami drobnych żwirów. Ich miąższość wynosi 2–4 m. Wybrano stanowisko **Kłudzice Nowe III** (rys. 36), położone 5,5 m powyżej dna, w podcięciu meandrowym. Powierzchnia poziomu, na którym leży stanowisko jest idealnie płaska. Wyróżniono cztery serie (rys. 36): 1 – spagową, dwudzielną występującą poniżej 535 cm, serię 2, między 455 a 535 cm, serię 3, leżącą na głębokości 455–330 cm i stropową serię 4, zalegającą poniżej 330 cm.

Analiza cech teksturalnych dla 40 próbek (rys. 36B) potwierdza, że zasadnicza część poziomu pradolinnego III zbudowana jest głównie z piasków średnio- i drobnziarnistych. Największe zróżnicowanie występuje w spagu, w serii 1, na głębokości 550 cm ( $Mz = -0,09-3,20 \text{ Phi}$ ). Poniżej 520 cm występują piaski bardzo drobne, o laminacji poziomej *Sh*, miejscami piaski mułkowate *SFh*, rozcięte

bruzdą erozyjną, wypełnioną piaskami grubymi i średnimi, o warstwowaniu rynnowym *St*. Na głębokości 515 cm występuje ciekawa struktura sedymentacyjna z zachowanymi strukturami wtórnego wypełnienia rynny różnymi osadami. Przykryta jest niezgodnie piaskami drobnoziarnistymi o strukturze *Sr* i *Sh*. Występuje tutaj wyraźna dyskordancja pomiędzy osadami serii 1 i 2.

Serię 2 zaczyna bruk, który jest przykryty przez dość drobne osady ( $Mz = 1,09-2,33$  Phi), przechodzące ku górze w nieco grubsze serii 3 i 4 ( $Mz = 0,73-2,46$  Phi). Na głębokości 450 cm występują piaski średnioziarniste warstwowane przekątnie *Sp* średniej skali (30 cm). Do głębokości 325 cm są one rozmyte różnoziarnistymi *St* i *Sl* różnej skali (rys. 35A, seria 3).

Pomiędzy seriami 3 i 4 występuje agradacyjny kontakt. W obrębie piasków średnio- i drobnoziarnistych, na głębokości 220 cm, widoczna jest zmiana struktury sedymentacyjnej warstwowania na niskokątowe *Sl* oraz przekątne proste *Sp*. Sedymentację kończą piaski warstwowane horyzontalnie *Sh*.

Analizy morfoskopowe również różnicują osad na cztery serie. W całym osadzie dominują ziarna RM. Generalnie następuje ich spadek w kierunku stropu, z wartości 59,48 % do 36,36 %. Więcej niż połowa ziaren RM w próbce występuje w seriach 1, 2, 3. Ziarna pośrednie EM występują dość licznie (około 30 %). Ubytek ziaren RM rekompensowany jest obecnością ziaren błyszczących zaokrąglonych EL, szczególnie w części stropowej, gdzie ich ilość wzrasta z 7,14 do 23,53 %. W przybliżeniu wskaźnik zaokrąglenia Krumbeina dla wszystkich serii wynosi 0,65. Z cech teksturalnych wynika, że serie 1, 2 i 3 mają cechy pokryw fluwioperyglacialnym, a seria 4 znajduje się na pograniczu osadu o cechach fluwioglacjalnych i fluwioperyglacialnych. Być może seria 4 nie należy już do osadów budujących poziom pradolinny niższy III.

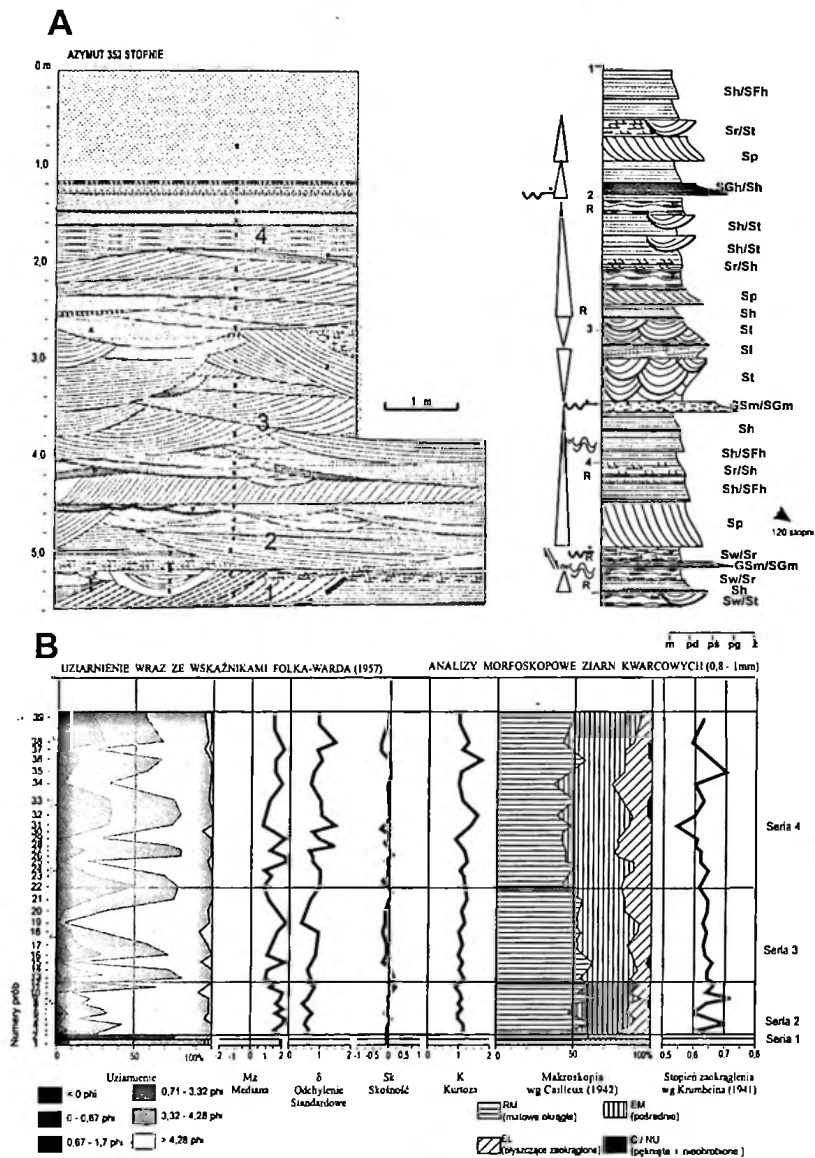
Osady w spagu odkrywki utworzyły się w środowisku piaskodennej rzeki, w środowisku równi zalewowej, jeszcze przed zlodowaceniem warty, prawdopodobnie w interstadiale pilicy. Nie można jednoznacznie określić sposobu odpływu i skali paleokoryt, a także wyjaśnić przyczyny powstania dyskordancji pomiędzy seriami 1 i 2. Być może przyczyną jej powstania były ruchy tektoniczne fazy bełchatowskiej.

Górną część osadową, o miąższości 450 cm, reprezentują osady deponowane przez piaskodenną roztokę ekstraglacjalną wieku warciańskiego, o szerokich i głębokich korytach. Sedymentacja odbywała się kanałach międzyodsypowych, o czym świadczą występujące powszechnie struktury megariplemarkowe.

### Osady terasy wysokiej II

Aluwia vistuliańskie włożone są w twory wodnolodowcowe niższego poziomu pradolinnego III erozyjno-akumulacyjnego (rys. 10, przekrój XXV) i występują w wąskiej strefie. Poziom ten tworzą na powierzchni piaski drobno- i średnioziarniste, o miąższości 2–6 m, z wkładkami mułków. Terasie w okolicach Przygotowa towarzyszą osady eoliczne.

Do prezentacji wybrano trzy różne stanowiska występujące w obrębie analizowanego poziomu (rys. 34). Pierwsze – **stanowisko Kałek** zlokalizowane jest w zachodniej części doliny, na wysokości 4,4 m ponad poziom dna doliny, w starym podcięciu meandrowym, powyżej świeżego starorzecza (rys. 37). Na mapach z lat



Rys. 36. Kludzice Nowe III. Cechy strukturalne (A) i teksturalne (B) osadów poziomu pradolinowego III

1 – piaski różnoziarniste i mulki; 2 – piaski drobnoziarniste; 3, 4 – piaski średnio- i drobnoziarniste

Structural (A) and textural (B) properties of deposits of the Wartian marginal valley level III

1 – vari-grained sands and silts; 2 – fine-grained sands; 3, 4 – medium- and fine-grained sands



siedemdziesiątych widać, że rzeka Luciąża podmywała tutaj erozyjnie brzeg, dzięki czemu do głębokości 370 cm odsłonięte zostały osady.

W budowie terasy wysokiej II biorą udział piaski średnioziarniste i drobnopiaszczyste, w stropie żwiru, a na głębokości 4,75–6 m mulki piaszczyste z pojedynczymi żwirami i piaski bardzo drobnopiaszczyste. W litologii rysują się trzy człony. Dolny jest podkreślony mozaiką przemazów orszynowych, sprawiających wrażenie silnych deformacji. Środkowy człon jest piaszczysto-mulkowy, warstwowany bardzo spokojnie, zaś górny – drobnopiaszczysto-mulkowy.

Partie dolną budują piaski średnioziarniste ( $Mz = 1,26-2,35 \Phi$ ), dobrze wysortowane ( $\delta \cong 0,8$ ), z wyjątkiem pakietu żwirów na głębokości 320 cm. Dominują tu struktury megariplemarkowe piasków średnio- i drobnopiaszczystych, żółtych, w ławicach o różnych skalach warstwowania *Sl*. Między nimi występują strefy piasków średnioziarnistych, warstwowanych niskokątowo *Sl*, lub pakiety, małe rynienki piasków grubszych warstwowanych przekątnie rynnowo średniej skali *Sl*. W stropie serii 1 występuje szczelina kontrakcji termicznej, wtórnie wypełniona materiałem mineralnym, o głębokości przeszło 100 cm. Jej strop jest erozyjnie zniszczony.

Druga seria, zawarta między drugim a trzecim metrem głębokości, zbudowana jest z piasków średnioziarnistych, przechodzących ku stropowi w piaski bardzo drobne ( $Mz = 1,72-2,65 \Phi$ ), bardzo dobrze i dobrze wysortowane ( $\delta \cong 0,5$ ). Rozpoczyna się granicą erozyjną rynien asymetrycznych średniej skali, do głębokości 30 cm, wypełnionych w spągu piaskami średnioziarnistymi o przekątnym warstwowaniu rynnowym *Sl*. Ławice piasków drobnopiaszczystych *Sl* na głębokości 233 cm pokryte są osadami drobnopiaszczystymi, o warstwowaniu riplemarkowym *Sr*, przechodzącymi miejscami w piaski mulkowe *SFr*. Cały cykl kończą piaski drobnopiaszczyste, o laminacji poziomej *Sh*. Drobne szczeliny w stropie opisywanej serii to struktury postsedymentacyjne, związane z migracją związków żelaza.

Osady serii 3 występują na głębokości 70–200 cm i reprezentują w dolnej części piaski średnioziarniste, o przekątnym warstwowaniu rynnowym, średniej skali *Sl*. Rynnom towarzyszą struktury niskokątowe *Sl*, być może wchodzące w skład połączonych skrzydeł większych rynien. Całość nadbudowana jest piaskami o strukturach *Sl* i *Sh*. Osad ten jest silnie zaburzony. Na głębokości 185 cm, w strukturach *Sl*, w spągu serii 3, występuje mały bloczek inkorporowanego osadu, z zachowaną pierwotną strukturą warstwowania. Powszechnie występują również postsedymentacyjne deformacje osadów, powstałe w wyniku migracji i nagromadzeń związków żelaza między ławicami w sposób chaotyczny – poziomy, a także pionowy, upodabiające się często do form kontrakcji termicznej lub deformacji typu *ice-contact*.

Ostatnią, stropową, serię 4 tworzą żwiru i piaski żwirowe o normalnym uziarnieniu frakcyjnym. Osady o strukturze *GSr* wypełniają bruzdę erozyjną. Wysortowanie sukcesywnie maleje od średniego aż do jego całkowitego braku w stropie ( $\delta = 0,5-1,82$ ). W seriach 3 i 4 występuje największe zróżnicowanie litologiczne osadów – od pyłów ( $Mz = 3,73 \Phi$ ) po głaziki o średnicy 2–3 cm w stropie. Te duże zmiany wskaźników uziarnienia (rys. 37B) świadczą o cyklicznych okresach stabilizacji i destabilizacji warunków depozycji.

Poniżej trzeciego metra, dominują ziarna z obróbką eoliczną RM, ale ich ilość spada ku stropowi serii z wartości 53,50 % do 35,43 %. Najsilniej zoelizowana jest seria 2, czego wyrazem jest wysoki poziom ziaren RM, wynoszący 48,62–

67,52 %, przy znikomym udziale ziaren błyszczących EL (około 10 %). Zawartość ziaren błyszczących EL nie przekracza 8 %, a pośrednich EM 40 %.

Osady serii 1, 2, 3 powstały w subsródownisku korytowym. Odptyw rejestrowany jest od wezbrania (litofacie megariplemarkowe *St*), prawie do zamarcia przepływu i depozycji w fazie dolnego płaskiego dna (*Sh*) i słabych prądów przydennych (*Sr*). Ze względu na wysoką obróbkę, wyrażającą się wartościami 55–79 % ziaren RM, należy zaznaczyć, że powstał on w warunkach peryglacialnych. Wyklucza się jego depozycję w interglaciale eemskim, kiedy to powszechnie przeważał typ rzek meandrujących.

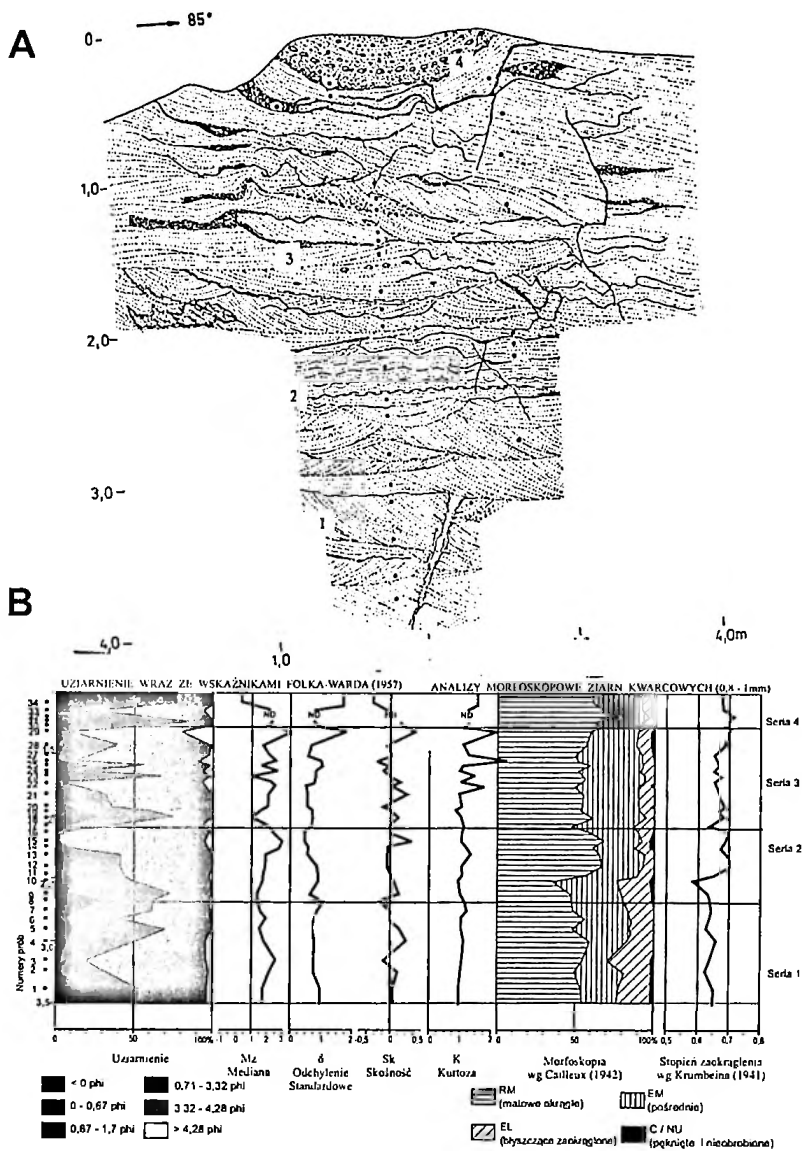
Osady serii 4 przedstawiają zapis wielkiego rozmycia w dnie koryta i następnie akumulację pokrywy żwirowej i żwirowo-piaszczystej. Akumulacja ta zachodziła prawdopodobnie jeszcze w warunkach peryglacialnych, o czym świadczą cechy teksturalne osadów.

Opisywane osady budują partię brzeżną terasy wysokiej plenivistuliańskiej, powstałej w piaskodennej rzece peryglacialnej. Spąg budują peryglacialne osady środkowoplenivistuliańskie, może wczesnovistuliańskie. Wykluczono tutaj występowanie osadów eemskich. Strop terasy nadbudowany został osadami piasków tzw. górnych, późnovistuliańskich (niweoeolicznych wg K l a t k o w e j 1985, 1989). W stanowisku Kałek występuje dosyć pełna sekwencja rzecznych osadów vistuliańskich, a więc osady te mogą być reperowymi dla doliny dolnej Łuciąży. Część środkowa opisywanych osadów jest podobnie wykształcona podobnie jak w stanowisku Trzepnica-Dunajek.

Następnymi stanowiskami, w którym zarejestrowano obecność osadów budujących terasę wysoką II są – Przyglów-wieś i Kłudzice Nowe I (rys. 34, 38). **Stanowisko Przyglów-wieś**, zlokalizowane jest tuż przy ujściu Łuciąży do zalewu (166,7 m n.p.m.), około 700 m na zachód, na wysokości 170 m n.p.m., 2,7 m ponad dno, w zachodniej części doliny. **Stanowisko Kłudzice Nowe I** mieści się na początku opisywanego odcinka (około 5 km na W od ujścia), 4,6 m powyżej dna, po prawej stronie doliny.

W obu stanowiskach rysuje się wyraźna dwudzielność osadów, podobnie jak w odcinku (III). W spągu występują mułki piaszczyste i piaski drobnoziarniste (seria 1), w stropie zaś piaski średnioziarniste i drobnoziarniste (seria 2).

W dolnej serii przeważają osady drobniejsze ( $M_z = 1,40\text{--}2,87 \Phi$ ), lepiej wysortowane ( $\delta \approx 0,5\text{--}0,6$ ) niż osady nadległe. Na granicy serii spągu i stropu wskaźniki wysortowania wykazują najniższe wartości ( $\delta > 1,1$ ). Seria dolna, słabiej zaznaczona w Przyglowie, wyrażona jest piaskami bardzo drobnoziarnistymi, o strukturze falowej *Sw*, o laminacji poziomej *Sh* i riplemarkowej *Sr*. Występują wyraźne cykle o ziemie drobniejącym ku górze. W Nowych Kłudzicach I odsłaniają się struktury małej skali warstwowań przekątnych prostych *Sp*, mikrodelt o miąższości 4–6 cm, a następnie megariplemarków *St*, zbudowanych z piasków średnioziarnistych. Jednak seria 1 nie kończy się jeszcze na tych strukturach sedymentacyjnych. W Kłudzicach Nowych I zarejestrowano prawdopodobnie ogromne skrzydło rynny lub skłon delty (progradacyjnych foresetów), o głębokości powyżej dwóch metrów (rys. 38AII).



Rys. 37. Kalek. Budowa osadów terasy wysokiej II w partii brzeżnej

A – cechy strukturalne; B – cechy teksturalne; 1 – piaski średnioziarniste (wczesny vistulian?); 2 – mulki i piaski (środkowy plenivistulian); 3 – piaski różnoziarniste (górny plenivistulian), 4 – piaski grubo- i średnioziarniste (późny vistulian?)

#### Structure of deposits of the high terrace II at the marginal part

A – structural properties; B – textural properties; 1 – medium-grained sands (Early Vistulian?); 2 – silts and sands (Middle Plenivistulian); 3 – vari-grained sands (Upper Plenivistulian); 4 – coarse- and medium-grained sands (Late Vistulian?)

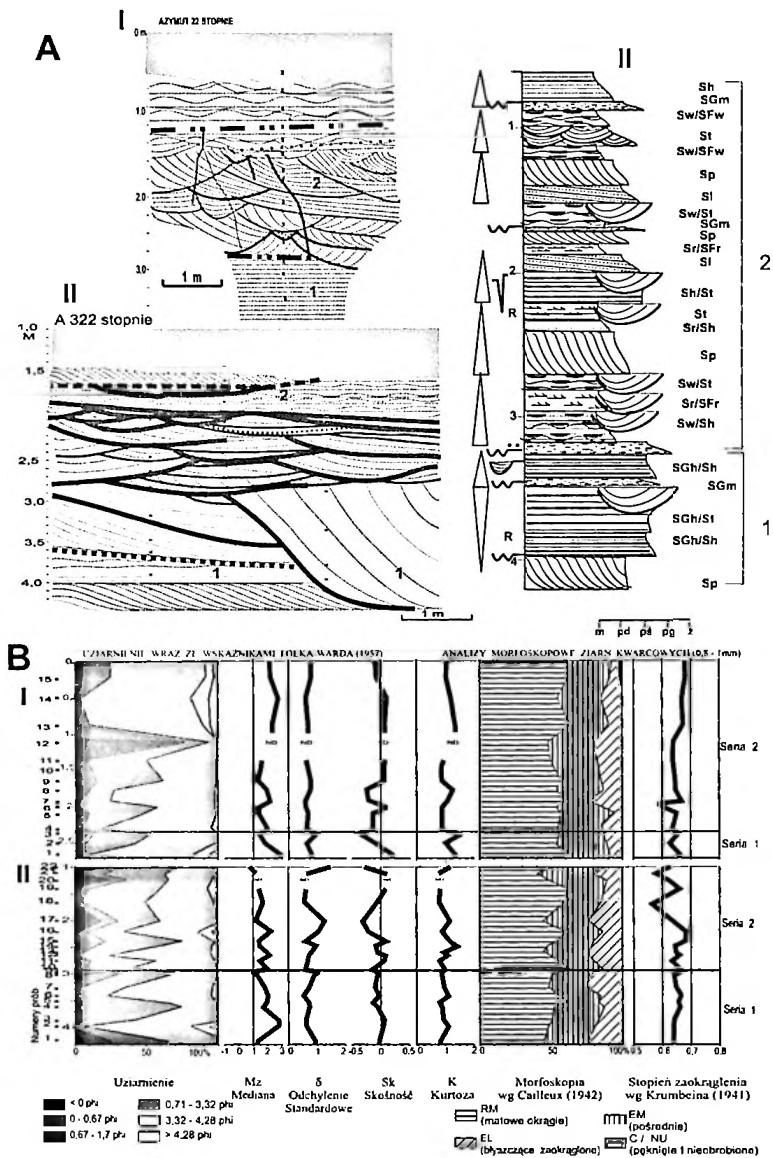
Jednakże niemożliwe było uchwycenie dalszej części tych interesujących struktur sedymentacyjnych. Należą one z pewnością do form depozycyjnych, wielkoskalowych (Zieliński 1998), o warstwowaniu przekątnym prostym (*Sp* typu foreseowego) lub przekątnym rynnowym *St*. Struktura ta jest zbudowana z dość jednorodnego materiału piasków średnioziarnistych, z rzadko spotykanymi glazikami w spągu, o ledwie zauważalnym normalnym uziarnieniu frakcjonalnym (rys. 38BII).

Seria górna, bardziej gruboziarnista, zbudowana jest najczęściej z piasków dość dobrze wysortowanych – średnioziarnistych z domieszką drobnych ( $Mz = 1,08-2,05$  Phi). Kontakt z niżej leżącymi osadami jest raczej agradacyjny, mimo że 3–5 cm powyżej tej granicy dostrzec można inkorporowane glaziki o pięciocentymetrowej średnicy. W spągu serii 2, na głębokości około 270 cm, powszechnie występują piaski średnioziarniste o przekątnym warstwowaniu rynnowym *St*, poprzedzielane miejscami cienkimi ławicami struktur niskokątowych *Sl* (Kłodzice Nowe I). Ławice ryńien powtarzają się cyklicznie na głębokości 170–280 cm (rys. 38AII). Całość jest nadbudowana piaskami średnioziarnistymi, o warstwowaniu niskokątowym *Sl*, przechodzącym lokalnie w warstwowania przekątne proste *Sp*. W Przygłowie góry człon osadowy zawiera struktury postsedymentacyjne z wieloma wytrąceniami związków żelaza; podobne jak w Kałku. Bardzo ważną strukturą jest klin syngenetyczny z pierwotnym wypełnieniem, sięgający do głębokości 253 cm, do stropu serii piaszczysto-mułkowej (serii I).

Analizy morfoskopowe w obu stanowiskach, w dwóch seriach, nie wykazują zbyt silnych zróżnicowań i choć dominują ziarna RM, o wysokiej, charakterystycznej dla środowiska eolicznego obróbce, to i tak ich frekwencja jest dość niska w porównaniu z analogicznymi osadami na przykład w basenie (I). Frekwencja ziaren RM waha się w Przygłowie i Kłodzicach Nowych I od 48 do 62 % (rys. 38 BI, II). Prawidłowością jest, że maksima występują na granicy serii I i 2 oraz punktowo w stropie. Liczebność ziaren pośrednich EM w próbce oscyluje między wartościami 16,52 a 42,69 %, a ziaren błyszczących, zaokrąglonych EL od 9,89 do 25,22 %. Wskaźnik Krumbeina jest stały i wynosi średnio 0,55.

Osady serii dolnej powstały w warunkach peryglacialnych środkowego plenivistulianu; na początku w środowisku pozakorytowym piaszkodennej rzeki (roztokowej lub meandrującej (?)), przy współdziałaniu sflukiwania z okresową sedymentacją korytową, odsypową, mikrodeltaową (Nowe Kłodzice I) (Wachecka-Kotkowska 1997). Na nią wchodzi stabilne, duże koryto, w przekroju poprzecznym częściowo podobne do anastomozującego? wzoru koryta (Gradziński *et al.* 1986; Krzyszkowski 1991a, b).

Serie górnoplenivistuliańskich, piaszczystych aluwiów, powstały w piaszkodennej, peryglacialnej rzece roztokowej z niewykształconą z powodu ukształtowanej wąskiej strefy przepływu równią zalewową, co sprawia, że dominują w niej koryta roztokowe, z głębokimi kanałami międzyodsypowymi, w których deponowane były głównie megariplemarki (*St*). Klipy syngenetyczne świadczą o klimacie peryglacialnym i przemarznięciu osadu, mimo niewielkich wskaźników



Rys. 38. Budowa terasy wysokiej II

I – Przyglów-wieś; II – Kludźce Nowe I

A – cechy strukturalne; B – cechy teksturalne; 1 – piaski różnoziarniste z przewagą drobnych (środkowy pleniwistulian); 2 – piaski średnioziarniste (góry pleniwistulian)

Structure of the high terrace II

A – structural properties; B – textural properties; 1 – vari-grained sands with the domination of fine sands (Middle Plenivistulian); 2 – medium-grained sands (Upper Plenivistulian)

obróbki („tylko” 50 % ziaren RM). Jest to spowodowane dwoma czynnikami – erodowaniem i przerabianiem osadów starszych, mniej obrabionych (interglacjału mazowieckiego, zlodowaceń środkowopolskich – czynnik lokalny) oraz orientacją doliny W–E, na linii głównych kierunków wiatrów (czynnik klimatyczny). Dolina stanowiła tutaj tunel aerodynamiczny, gdzie cząstki o dobrej obróbce, niesione przez wiatr, nie dostawały się do systemu fluwialnego. Dolina pełniła bowiem jedynie funkcję tranzytową.

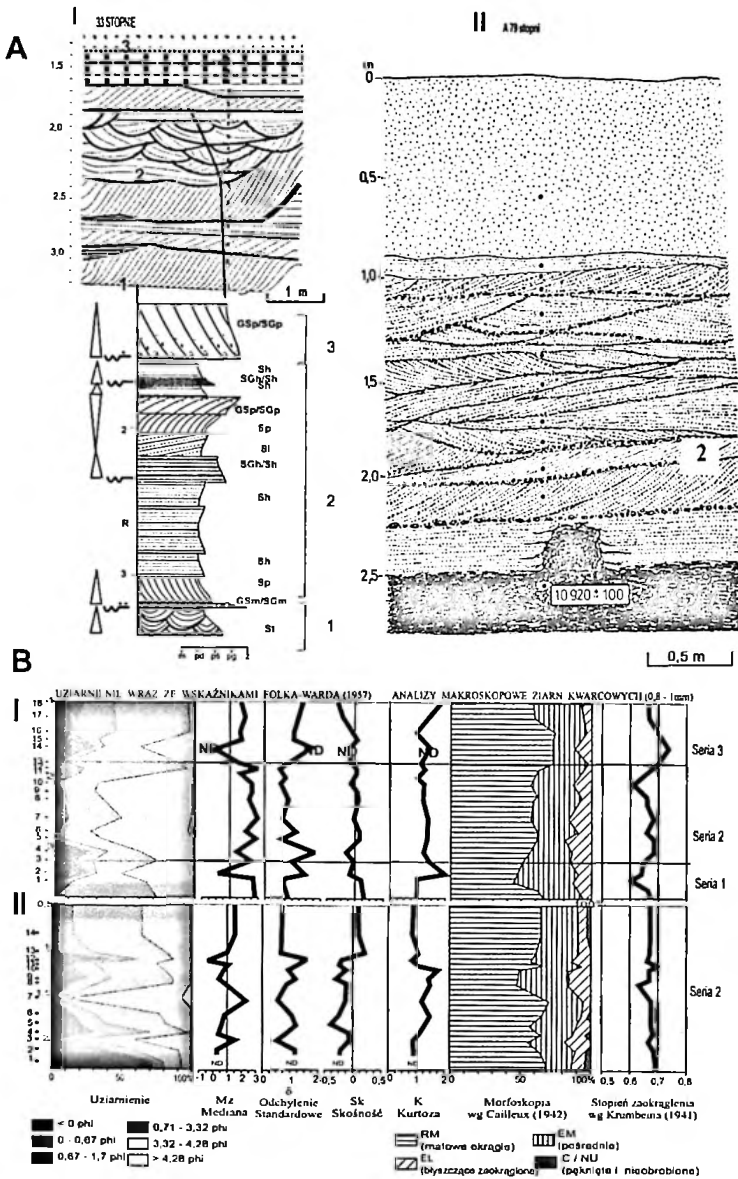
### Osady terasy niskiej I

W trakcie prac skartowano dwie odkrywki o różnej wysokości ścian po prawej stronie doliny (rys. 34, 39). Pierwsze z nich – stanowisko Włodzimierzów I zlokalizowane jest wysoko, bo 3,2 m ponad poziomem rzeki. Drugie leży nieco niżej, 2,20–2,5 m ponad dno doliny, w odległości 300 m na południe od pierwszego (stanowisko Włodzimierzów III). Odmierna morfologia i cechy morfometryczne (szczególnie górnej części) sugerowały, że są to dwa różne poziomy. W trakcie szczegółowych badań strukturalnych i teksturalnych osadów wykazano, że są to osady równowiekowe. Opisano je łącznie, gdyż w nich tkwi prawdopodobnie rozwiązanie problemu dotyczącego momentu transformacji koryta. Dodatkowo, dla uściślenia ram czasowych, we Włodzimierzowie III na głębokości 250 cm pobrano próbki torfu do analiz  $^{14}\text{C}$ .

Występują tu osady średnio- i drobnoziarniste piaszczyste: w stanowisku Włodzimierzów III, podścielone torfem, a w stanowisku Włodzimierzów I podesłane i nadbudowane piaskiem gruboziarnistym i żwirami. We Włodzimierzowie I wyróżniono trzy odrębne serie (seria 1, poniżej 330 cm, seria 2, na głębokości 175–330 cm i seria 3, powyżej 175 cm). Natomiast we Włodzimierzowie III wyodrębniono dwie różne litologicznie serie: serię I, spągową, zbudowaną z torfów, występującą poniżej 250 cm i nadbudowaną przez bardzo drobne piaski (na głęb. 230–250 cm) oraz serię 2 stanowiącą główne „tworzywo” wypełniające terasę, powyżej 230 cm. Seria ta odpowiada serii 2 we Włodzimierzowie III.

We Włodzimierzowie I serię 1 budują piaski drobnoziarniste a we Włodzimierzowie III serię 1 tworzą torfy czarne, dobrze rozłożone C, powstałe *in situ*, na które nałożone są namyty torfiaste, wciskające się na 15 cm w postaci diapira w nadległe laminy piasku bardzo drobnoziarnistego o laminacji poziomej *Sh* (rys. 39A). Odpowiednikiem litofacjalnym osadów mineralno-organicznych Włodzimierzowa I są białe piaski średnioziarniste na głębokości 270 cm ( $M_z = 1,88 \text{ Phi}$ ), dość dobrze wysortowane ( $\delta = 0,57$ ) we Włodzimierzowie III. Jest tam widoczny namyty detrytus roślinny, podkreślający warstwowanie przekątne proste dużej skali *Sp* (foresetów) i ławice *Sh*.

W serii 2, w piaskach różnoziarnistych występują trzy powierzchnie bruków ( $M_z < 0,04 \text{ Phi}$ ) (rys. 39BI). Bruki oddzielają osady piaszczyste ( $M_z = 1,06\text{--}2,43 \text{ Phi}$ ). Najczęściej osad jest słabo wysortowany ( $\delta < 1$ ). Bruk erozyjny, nadbudowany jest 15–20 cm pakietem piasków średnioziarnistych, o przekątnym warstwowaniu prostym *Sp* i megariplemarków średniej skali *St* (rys. 39AI, II). Miejscami wchodzą tu drobne laminy piasków warstwowanych niskokątowo *Sl*. Ławice piasków średnioziarnistych *St* przypominają warstwowanie złożone, podkreślone lokalnymi granicami erozyjnymi. Przykryte są piaskami o warstwowaniu przekątnym prostym *Sp* i horyzontalnym *Sh*. W stopie widoczna jest pojedyncza szczelina kontrakcji termicznej, epigenetyczna z wtórnym, mineralnym wypełnieniem.



Rys. 39. Osady budujące terasę niską I

I – Włodzimirzów I; II – Włodzimirzów III

A – cechy strukturalne; B – cechy teksturalne; 1 – seria piaszczysta (górny plenivistulian); 2 – seria mineralno-organiczna (późny vistulian); 3 – seria piaszczysto-żwirowa (późny vistulian lub eoholocen)

Deposits of the low terrace I

A – structural properties; B – textural properties; 1 – sandy unit (Upper Plenivistulian); mineral-organic unit (Late Vistulian); 3 – sandy-gravelly unit (either Late Vistulian or Eoholocene)

Ostatnim ogniwem biorącym udział w budowie terasy niskiej I jest seria 3 we Włodzimierzowie I, którą budują niewysortowane ( $\delta > 1$ ) piaski średnio- i gruboziarniste ( $Mz < 0,96 \Phi$ ). Osad w stropie jest i wzbogacony w ziarna grubsze ( $Sk = -0,11$ ).

W osadzie, we wszystkich seriach, dominują ziarna z wysoką obróbką RM (do 74,78 %), średnio we wszystkich seriach frekwencja wynosi 50–60 %. Mniej liczne są ziarna pośrednie EM, ale ich udział jest zróżnicowany (14,13–39,64 %). Ziarna bez obróbki NU pojawiają się śladowo. Cechy teksturalne opisanych osadów wskazują na nieco lepszą obróbkę niż w osadach budujących terasę wysoką II oraz większą i bardziej zróżnicowaną dynamikę środowiska sedymentacyjnego.

We Włodzimierzowie I górny człon, o miąższości 170 cm, nadbudowany jest osadami proluwialnymi – osadami stożka doliny bocznej z zaznaczonymi trzema cyklami wzmożenia przepływów. W spągu ławic występują piaski gruboziarniste i żwiry *SGm*, *Gm* o strukturze masywnej, a w stropie – piaski gruboziarniste warstwowanie horyzontalne *SGh*, *GSh*. W intersekcji prostopadłej do osi formy doliny ławicy wykazują nachylenie jednostajne ku dolinie.

Dolny człon osadów we Włodzimierzowie III tworzą osady późnovistuliańskie organiczne i organiczno-mineralne. Osady te powstały w subśrodowisku basenów popowodziowych, w bagnie, na dystalnych częściach równiny zalewowej, a jego sedymentacja kończyła się po  $10\,920 \pm 100$  BP. Synchronicznie, 150–200 m obok, we Włodzimierzowie I, tworzyły się wielkoskalowe odsypy meandrowe.

Ostatni etap we Włodzimierzowie III to nadbudowanie terasy niskiej I osadami proluwialnymi. W trakcie krótkotrwałych, rozproszonych wezbrań, wody były przeciążone osadem i płynęły całą szerokością stożka. Do systemu doliny Luciąży dostawał się więc materiał ze stoku, w warunkach szybkiej depozycji, w strefie spadku nośności przepływu.

Wspólna dla obu stanowisk seria 2 wskazuje tu na piaskodenną rzekę meandrującą, z boczną migracją paleokoryt w dolinie i dużym tempem agradacji w warunkach peryglacialnych w późnym vistulianie i z wykształconą przed 10 920 BP równiną zalewową. Zatem transformacja koryta z wzoru roztokowego na meandrującą nastąpiła już przed młodszym dryasem, w allerödzie. Intensywna działalność procesów stokowych doprowadziła do nadbudowania pierwotnej powierzchni terasy niskiej I we Włodzimierzowie I (morfometrycznie zaliczanej wcześniej do wysokiej II), prawdopodobnie na granicy plejstocen–holocen.

### Osady dna doliny

Piaski rzeczne budujące dno doliny występują sporadycznie w rejonie Luciąży na całej długości rzeki. Są to piaski średnioziarniste i drobnoziarniste, słabo wysortowane, z częściami organicznymi, zawodnione. Również w dnie występują namuły den dolinnych i torfy.

Do analizy sedymentologicznej wybrano stanowisko Kłudzice III (rys. 40) oraz pomocniczo Przyglów-letnisko (bez analiz teksturalnych z powodu dużej ilości detrytusu roślinnego). Zestawiono dane w postaci profili z różnych stanowisk, ze szczególnym wyeksponowaniem stanowiska Przyglów-letnisko, ze względu na uzyskane



datowania  $^{14}\text{C}$  (rys. 41). **Stanowisko Kłudzice III** leży na początku odcinka, 173,5 m n.p.m., tj. 1,9 m powyżej poziomu rzeki, w ostańcu meandrowym, który obecnie porasta młodnik sosnowy. Stanowisko to wybrano pod kątem wyznaczenia okresów stabilizacji koryta, erozji i morfotwórczej działalności człowieka w dolinie.

Głównym osadem uczestniczącym w budowie poziomu wyższego dna są piaski wszystkich frakcji, wyodrębnione w trzech seriach (rys. 40A): serii 1 – spagowej, poniżej 130 cm, spod których „wystają” korzenie sfosylizowanych pni, prawdopodobnie liściastych drzew. Serię 2 tworzą gruboziarniste i średnioziarniste piaski zalegające na głębokości 60–130 cm i piaski drobnoziarniste w stropie (seria 4). W odkrywcze występuje ciągły poziom żarowy, z którego zostały pobrane węgielki do datowań  $^{14}\text{C}$  (seria 3).

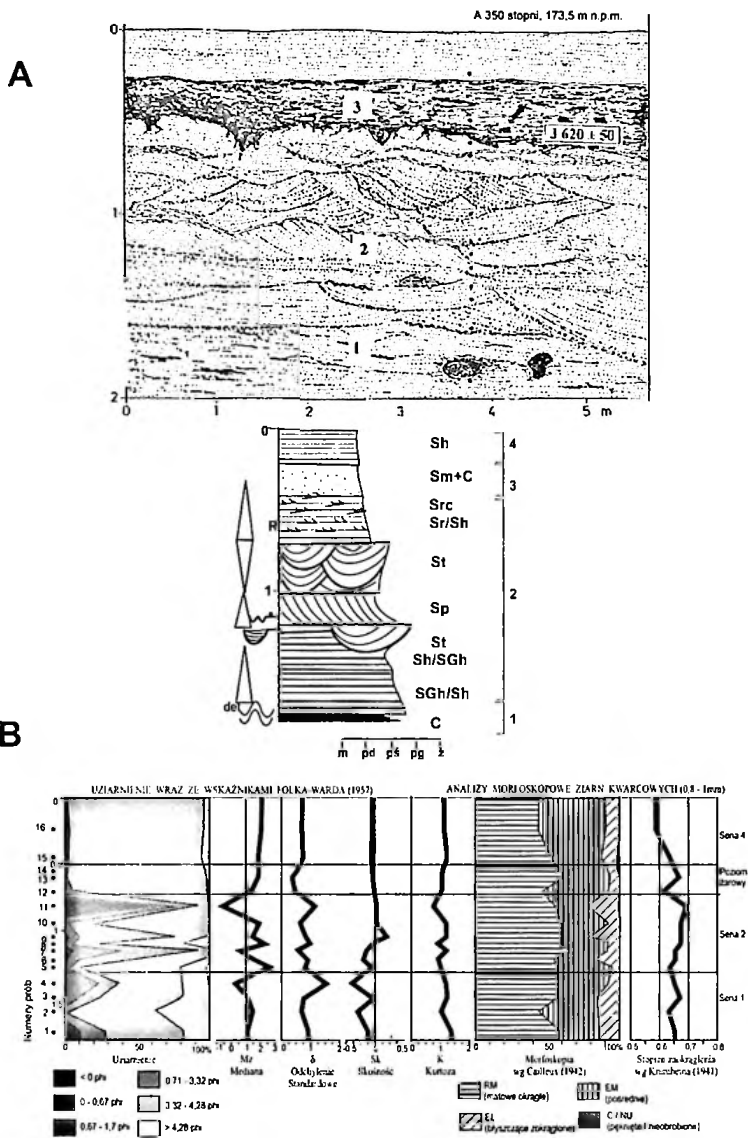
Analiza teksturalna, wykonana na bazie 13 próbek, wykazała zróżnicowanie osadu (rys. 40B). W spągu przeciętna średnica ziaren (Mz wynosi około 1 Phi) ulega nieznacznym wahaniom. W spągu i podłodze odkrywki (seria 1) „wychodzą” obalone pnie prawdopodobnie liściastych drzew, które są często spotykane na Wyżynie Łódzkiej w dolinach: Neru (Turkowska 1988), Moszczenicy (Kamieński 1993) i Rawki (Kobojek E. 2000). Są one pogrzebane w osadach różnoziarnistych – w kilkucentymetrowych ławicach piasków gruboziarnistych, warstwowanych horyzontalnie *SGh* z *Sh*, mających charakter rytmu. Miejscami ustępują one piaskom średnioziarnistym, warstwowanym niskokątowo *Sl*. Osad ten ma rude zabarwienie.

Serię 1 rozpoczynają piaski średnioziarniste, warstwowane przekątnie, rynnowo, średniej skali *Sl* (seria 2). Jest ona najbardziej zróżnicowana litologicznie seria (Mz = -0,47–2,31 Phi) oraz strukturalnie. Tworzą ją struktury rozległych i dość głębokich (do 50 cm), asymetrycznych rynien *Sl* z sąsiadującymi strukturami warstwowanych przekątnych *Sp*, z ośrodkowym do koryta frontem progradacyjnym. Całość piasków różnoziarnistych *Sl* nadbudowują piaski drobnoziarniste, warstwowane riplemarkowo *Sr* i pojedyncze kilkumilimetrowe smugi mułków szarych *SFh/SFr*, które przechodzą w 10–15 cm ławice jednorodnych, drobnoziarnistych piasków o laminacji poziomej *Sh*.

Homogeniczność uziarnienia wykazuje seria 3, góma (Mz  $\cong$  2,0 Phi), w całości dobrze wysortowana (rys. 40B). Słomkowo-białe piaski drobnoziarniste, o laminacji *Sh* przechodzą ku górze, prawdopodobnie w paleopedolit (seria 3), z wykształconym poziomem humusowym (na głębokości 30–55 cm), mineralno-organicznym, ciemnoszarym, bezstrukturalnym *Sm*, z widocznymi węgielkami *in situ* (rys. 40A). Węgielki wydatowano na  $3\ 620 \pm 50$  (Lod 884).

Strop pedolitu jest wyraźnie płaski. Na nim leżą zgodnie piaski żółte, drobno- i średnioziarniste (seria 4) w kilkumilimetrowych pakietach z laminacją płaską, równoległą *Sh*, zaliczaną przez Gózdziaka (1998) do 6 typu warstwowanych piasków pokrywowych. W spągu serii 3 tylko częściowo można odczytać jego strukturę, gdyż strop podlega procesom pedogenezy.

Osad charakteryzuje dobra, choć niejednorodna obróbka z dominacją ziaren mato-wych, okrągłych RM. Ich zawartość jest raczej stała, z „wychyleniami” w seriach 1 i 2, i wynosi 45,76–65,57 %, natomiast spada sukcesywnie od spągu ku stropowi w serii 3 z poziomu 62,90 do 44,87 %. Dość duży i zróżnicowany udział mają ziarna pośrednie EM (19,26–46,15 %). Wskaźnik Krumbeina spada niejednorodnie ku stropowi od 0,67 do 0,58.

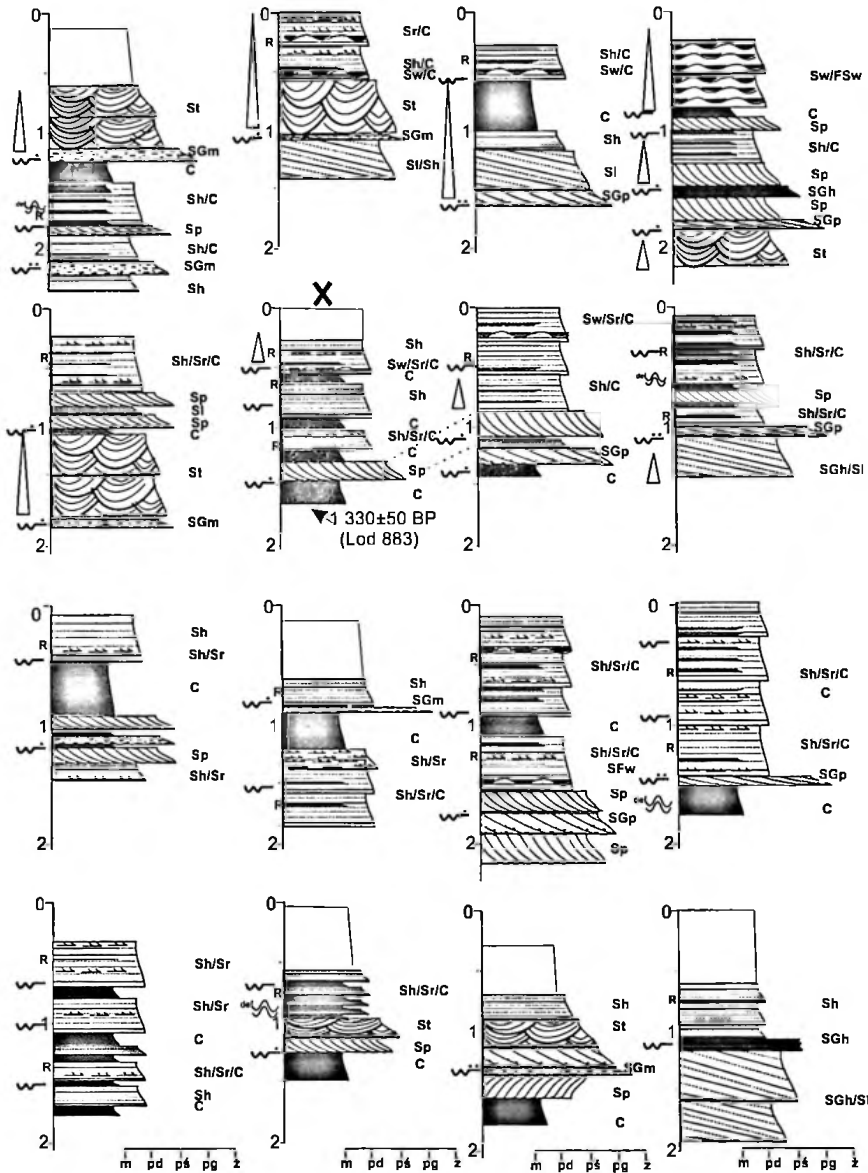


Rys. 40. Kludzice III. Osady budujące wyższy poziom dna

A – cechy strukturalne; B – cechy teksturalne; 1 – seria piaszczysto-żwirowa z zagrzebanymi pniami drzew (atlantyk?); 2 – seria piaszczysta odsypów meandrowych i wału brzegowego; 3 – warstwa gleby kopalnej z poziomem żurowym; 4 – pokrywa eoliczna

#### Deposits of the upper level of the floor

A – structural properties; B – textural properties; 1 – sandy-gravelly unit with the buried tree trunks (Atlantic?); 2 – sandy units of point bars and levee; 3 – fossil soil with fireground horizon; 4 – aeolian cover



Rys. 41. Zbiornicze profile sedymentologiczne osadów dna w odcinku ujściowym

x - Przyglów-leśniko

Comparative sedimentary logs of valley floor deposits in the mouth section

Osady w opisywanym stanowisku powstawały w piaskodennej rzece meandrującej z zagrzebanymi w spągu atlantyckimi pniami drzew, a w stropie z wykształconym paleopedolitem i poziomem żarowym na wale brzegowym, datowanym na przełom epoki brązu i neolitu. W środkowej Polsce wiąże się to z czasem kultury trzcinieckiej i rozwojem pasterstwa (Gąsior 1975). Ochłodzenie się klimatu w subboreale spowodowało uruchomienie procesów eolicznych w dolinie o orientacji W–E. Procesy te wzmogły się na obszarach pozbawionych roślinności i zakończyły się najpóźniej w subatlantyku, przed  $1\ 330 \pm 50$  BP (Łód 883). Z obliczeń szacunkowych wynika, że tempo agradacji w rzece było wyższe niż tempo erozji, dla osadów znajdujących się pomiędzy pniami a węgielkami (6 600–3 600 BP) i wynosiło ca 0,017 mm/rok. Tempo przyrostu pokrywy eolicznej nie było mniejsze niż 0,075 mm/rok.

Najmłodsze osady w dolinie udokumentowano w **stanowisku Przyglów-letnisko**, zlokalizowane na niższym lub wyższym poziomie zalewowym (Wachec-Kotkowska 2000). Zaprezentowano go na tle 17 stanowisk (rys. 41) opisanych pod kątem cech strukturalnych aluwii budujących dno na całym odcinku (V).

Dno zbudowane jest z osadów mineralno-organicznych. Przeważają jednak osady mineralne, a wśród nich słomkowe piaski średnio- i drobnociąmiste, miejscami podścielone piaskami bardzo grubymi i grubymi. Rzadko zdarzają się osady mułkowe. Z osadów drobniejszych występują namuły i pakiety mineralno-organiczne barwy szarej. Osady organiczne wykształcone są w postaci torfów, namułów torfiastych, kredy jeziornej ze szczątkami malakofauny, sfosylizowanych pni drzew oraz węgielków (stanowisko Kłudzice III).

Z przeglądu ogólnego budowy dna rysują się następujące cechy osadów dna (rys. 41):

- są złożone na pierwotnym złożu (torfy) lub redeponowane (osady mineralne);
- występują między nimi granice erozyjne, rozcinające zarówno osady organiczne, torfiaste jak i osady mineralne (starsze od osadów dna na głębokości około 2 m);
- charakterystyczna jest cykliczność sedymentacji i drobnienie ku górze ziarna, najczęściej w dwóch – trzech dużych cyklach;
- cykliczność sedymentacji jest szczególnie dobrze zaznaczona w stropowych częściach, osad jest wykształcony w postaci rytmu mineralno-organicznego *Sh/Sr/C*;
- dominują osady pozakorytowe równi zalewowej proksymalnej i dystalnej (bagny), basenów popowodziowych, wykształcone w postaci lamin litofacji *Sh*, *SFh*, *Sr*, *C*, miejscami nawet stożków krewasowych (*Sh*, *Sl*, *Sr*) lub wypełnień starorzeczyc (*C*). Współdominującymi facjami są *Sh/Sr* i *C*;
- osady korytowe występują najczęściej w spągu odsłoniętych podcięć i są zaznaczone granicą erozyjną w postaci ciągłego 2–3 cm bruku o strukturze masywnej, przechodzą one w piaski średnociąmiste, a następnie drobnociąmiste wszelkich typów warstwowań przekątnych: *Sp*, *St*, *Sl*, a więc reprezentują różne części odsypu meandrowego ze strefą talwegu włącznie;

– uzyskane daty: w torfie we Włodzimierzowie, datowanym na  $10\ 920 \pm 100$  (Lod 882), w poziomie konarów i pni drzew na głębokości 1,5–2 m korelowanym z atlantykiem (stanowisko Kludzice III) oraz w stanowisku Przyglowie-letnisku, w namule torfiastym, datowanym na  $1\ 330 \pm 50$  BP (Lod 883) pozwalają uchwycić trzy okresy stabilizacji koryta, przedzielane okresami wzmożonej działalności rzeki (trzy generacje meandrów) w wąskim pasie meandrowym.

Przedstawiona charakterystyka sedymentologiczna wskazuje na klasyczne formy depozycyjne charakterystyczne dla środowiska korytowego i pozakorytowego rzeki meandrującej: odsypy meandrowe, wały brzegowe, stożki krewasowe, również zalewową (proksymalną i dystalną) oraz starorzecza.

Wszystkie przedstawione miejsca charakteryzują środowisko klasycznej rzeki meandrowej o różnym stopniu rozwinięciu koryta, z trzema generacjami meandrów, w tym dwóch holoceńskich. Holoceńskie okresy stabilizacji koryta wyznaczono na okres atlantyku i subatlantyku. Obecnie Luciąża w odcinku (V) wykazuje tendencje erozyjne, dno ulega obniżaniu, z wyjątkiem samego ujścia, które w wyniku podparcia przez wody Zbiornika Sulejowskiego jest nadbudowywane około 0,1 m osadami mineralno-organicznymi.

# MORFOGENEZA DOLINY LUCIAŻY

## UWARUNKOWANIA GLACJALNE

Dolina Luciaży, leżąca w południowo-wschodniej części regionu łódzkiego, należy do najstarszych dolin tego obszaru. Decydujące znaczenie dla morfologii doliny Luciaży miały zdarzenia związane ze zlodowaceniarni środkowopolskimi, a szczególnie z fazami pomaksymalnymi łądolodu odry (rys. 42, tab. 2). Inicjalny odpływ w dolinie Luciaży przebiegał w trzech niezależnych etapach cyklu glacialnego:

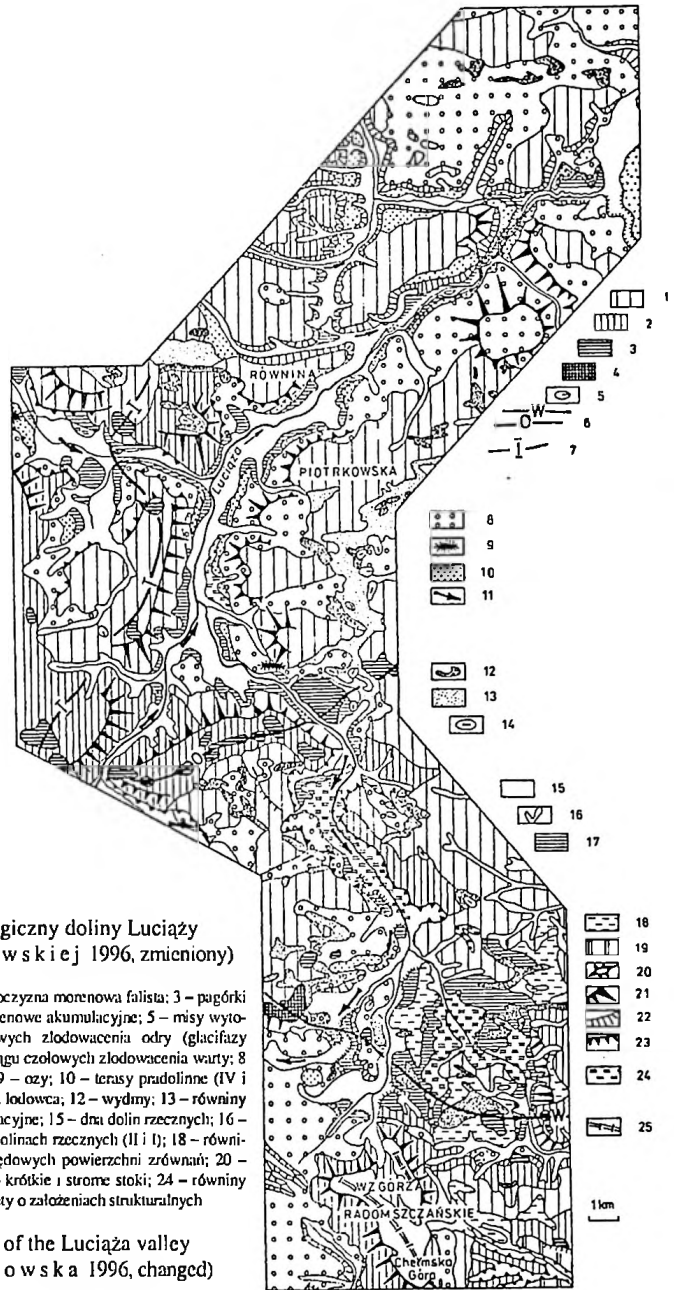
- etap fazy pomaksymalnej I – wieniawy zlodowacenia odry,
- etap fazy pomaksymalnej II – odrzywołu zlodowacenia odry,
- etap fazy warki i grójca łądolodu warty.

**Położenie w obszarze o zróżnicowanym wieku i przebiegu zdarzeń glacialnych** było powodem różnej genezy doliny w poszczególnych jej odcinkach. Etapy tworzenia się, sposobu organizacji i późniejszej transformacji odpływu w ujęciu czasowo-przestrzennym przedstawia tabela 2.

### Rola łądolodu odrzańskiego w kształtowaniu doliny Luciaży

Łądolód odrzański fazy pomaksymalnej I – wieniawy miał oscylacyjny charakter zarówno podczas transgresji jak i zaniku, wyrażony formowaniem się dolin marginalnych, proglacialnych oraz form czołowomorenowych (L i n d n e r 1971, 1977). Jednocześnie zanik łądolodu miał charakter arealny (K w a p i s z 1983; W a g r o w s k i 1987). Zależał on głównie od konfiguracji podłoża mezozoicznego (K r z e m i ń s k i 1988, 1989, 1997) w obrębie elewacji radomszczańskie.

Najpierw nastąpiło zmniejszenie grubości łądolodu, a następnie doszło do powstania kilku przetań i rozpadu łądolodu na szereg brył martwego lodu. Jedna z przetań, związana z wyniosłością starszego podłoża w rejonie elewacji (na kierunku SW–NE), założona została pomiędzy zanikającym lodem a stokami wzgórz mezozoicznych. W wyniku sedymentacji osadów w szczelinie uformowała się wąska półka terasy kemowej (rys. 10, przekroje I, III) przyklejona do północnych stoków Góry Chełmo (rys. 42). Grzbiet Chełma i jego przedłużenie ku północy, w postaci poprzecznej elewacji tektonicznej, stanowił ówczesny dział wodny – tutaj również została założona kolejna szczelina. Miała ona kształt łuku, rozdzielającego dwa kierunki odwodnienia łądolodu, a zarazem kształtowania się załączków sieci dolinnej w odcinku (I). Czynnikiem ten był głównym powodem asymetrii basenu pod względem budowy geologicznej, a to z kolei zdecydowało o asymetrii w wykształceniu późniejszych form (rys. 5, profil I).



Rys. 42. Szkic geomorfologiczny doliny Luciaży  
(wg Wa chec kiej -Kotkowskiej 1996, zmieni ony)

1 – wysoczyzna morenowa płaska; 2 – wysoczyzna morenowa falista; 3 – pagórki morenowe akumulacyjne; 4 – wzgórza morenowe akumulacyjne; 5 – misy wytopiskowe; 6 – linia ciągu moren czołowych zlodowacenia odry (glacifazy W – wieniawy, O – odrzywółu); 7 – linia ciągu czołowych zlodowacenia warty; 8 – równiny sandrowe i wodnolodowcowe; 9 – ozy; 10 – terasy pradolinne (IV i III); 11 – miejsce i kierunki wypływu wód z lodowca; 12 – wydmy; 13 – równiny piasków przewianych; 14 – zagłębienia deflacyjne; 15 – dna dolin rzecznych; 16 – suche doliny; 17 – terasy akumulacyjne w dolinach rzecznych (II i I); 18 – równiny denudacyjne; 19 – fragmenty trzeciorzędowych powierzchni zrównań; 20 – ostańce; 21 – długie stoki; 22 – stoki; 23 – krótkie i strome stoki; 24 – równiny torfowe i piasków humusowych; 25 – grzbiety o założeniach strukturalnych

Geomorphological sketch of the Luciaża valley  
(after Wa chec kiej -Kotkowska 1996, changed)

1 – flat till plateau; 2 – undulating till plateau; 3 – accumulation moraine hillocks; 4 – accumulation moraine hills; 5 – kettle holes; 6 – line of frontal moraines of the Odra Glaciation (W – of the Wieniawa Phase, O – of the Odrywół Phase); 7 – line of frontal moraines of the Warta Glaciation; 8 – outwash and fluvioglacial plains; 9 – eskers; 10 – terraces of marginal valleys (IV and III); 11 – directions of meltwater; 12 – dunes; 13 – aeolian plains; 14 – deflation depressions; 15 – valley floors; 16 – dry valleys; 17 – accumulation terraces in river valleys (II and I); 18 – denudation plains; 19 – fragments of Tertiary planation surfaces; 20 – residuals; 21 – long slopes; 22 – slopes; 23 – short and steep slopes; 24 – organogenic plains; 25 – structural ridges

Cykle morfogenetyczne w dolinie Luciąży  
Morphogenetic cycles in the Luciąża valley

Morfogenetyczna	Cykl	Faza	Odcinek (I)	Odcinek (II)	Odcinek (III)	Odcinek (IV)	Odcinek (V)
MORFOGENEZA GLACJALNA	ODRZAŃSKI	WIEŃAWY	Odcinek zlodowcaony – zagłębienie konicowe wieniany, deglacja arealna, uwarunkowana starszym podłożem – kształtowanie poziomu przedolodowego (teras kenowych, kenów, sandów), zbudowanego z osadów piaszczysto-zwirowych o miąższości 1–10 m, odpływ na SE do Pilicy i na SW do Wj-dawki; dodatni bilans akumulacji.	Dolina proglacjaalna odrzywału, część proksymalna – tworzenie poziomu erozyjnego Bartolzie-jów wyższego IV, przekształcenie na południu od Grabowca (dopływ boczny od strony W) w poziom erozyjno-akumulacyjny w okoli-cach Woli Przerabskiej; akumulacja osadów o miąższości 1–6 m, od-pływ na S.	Formowanie się strefy czółowo-morenowej; brama lodowcowa w Trzępicy; prawdopodobny zew-niężny drenaż kłokodu (m S) i we-wnętrzny (na N); ślady wysoko zawie-szonego poziomu sanidrowego, zbu-dowanego z osadów flawio-glacial-nych – żle wystawione wych piaszków i żwirów. Dział wodny na wysokości 220–225 m n.p.m. różnicujący kie-ruunki odpływu w dolinie.	ODCINKI ZLODOWACONE Prawdopodobnie organizacja odpływu w podlodowym obniżeniu (dolnie intraglacjaalne?), połączonym z do-liną pra-Pilicy, założonym na linii doliny z interglacjiu mazowieckiego. W odcinku (IV) na kontakcie wysoczy-ny z lodem, w pozycji podkominacyjnej, tworzenie terasy kenowej (poziom przedolodowy); w odcinku (V) poziom włożony w osady schyłku interglacjiu mazo-wieckiego – zastoińska Pilicy. Akumulacja 2–10 m piaszków średnioziarnistych i gliniastych, nieco przemitych, ruchy neotektoniczne?	
		WARKI i GRÓCA	Dolina mierzana – rzezczna, pery-glacjaalna (odwadniająca wierzga odrzywału na północy) i proglacjaalna warty na południe od Grabowca. Po fazie erozji w interesadiale pilicy, akumulacja osadów piaszczystych interstadiów o miąż-szości 3–6 m, budujących nachylony ku południowi poziom III niższy, mierzany (rzezczno-flawio-glacjaalny). Rozcięcie poziomu III u schyłku warty	Dolina mierzana – rzezczna, pery-glacjaalna (odwadniająca wierzga odrzywału na północy) i proglacjaalna warty na południe od Grabowca. Po fazie erozji w interesadiale pilicy, akumulacja osadów piaszczystych interstadiów o miąż-szości 3–6 m, budujących nachylony ku południowi poziom III niższy, mierzany (rzezczno-flawio-glacjaalny). Rozcięcie poziomu III u schyłku warty	Przedmiotem są strefy czółowo-morenowej; brama lodowcowa w Trzępicy; prawdopodobny zew-niężny drenaż kłokodu (m S) i we-wnętrzny (na N); ślady wysoko zawie-szonego poziomu sanidrowego, zbu-dowanego z osadów flawio-glacial-nych – żle wystawione wych piaszków i żwirów. Dział wodny na wysokości 220–225 m n.p.m. różnicujący kie-ruunki odpływu w dolinie.		
		WARGIAŃSKI	Dolina mierzana – rzezczna, pery-glacjaalna; nadbudowanie 2 m warstwą piaszków i żwirów poziomu IV w zachodniej części; utworzenie się poziomu mierzanego III/IV; odpływ ku SW, dalsza subsydencja centralnej i północnej części odcinka	Dolina mierzana – rzezczna, pery-glacjaalna, ze słabo zachowanymi śladami od-pływu, pojedyncze ustanie w dnie, budujące terasę niską I, odpływ na N.	Przedmiotem są strefy czółowo-morenowej; brama lodowcowa w Trzępicy; prawdopodobny zew-niężny drenaż kłokodu (m S) i we-wnętrzny (na N); ślady wysoko zawie-szonego poziomu sanidrowego, zbu-dowanego z osadów flawio-glacial-nych – żle wystawione wych piaszków i żwirów. Dział wodny na wysokości 220–225 m n.p.m. różnicujący kie-ruunki odpływu w dolinie.		
MORFOGENEZA PERYGLACJALNA	WISTUŁAŃSKI, RZECZNY	WISTUŁAŃSKI	Rozwisko w dnie, stożki napływowe w wyłotu dolin bocznych, udział proce-sów poprzecznych w budowie rozde-głego poziomu wysokiego II o charak-terze rozlewiskowo-jeziernym, zbu-dowanego z osadów piaszczysto-mulko-wych i mulkowych (spąg); strop prze-wiany; osady lessopodobne leżące na piaszczach drobno- i średnioziarnistych o wysokiej coizacji; dodatni bilans aku-mulacji.	Dolina rzezczna, peryglacjaalna, z dodatni bilans akumulacji, ze słabo zachowanymi śladami od-pływu, pojedyncze ustanie w dnie, budujące terasę niską I, odpływ na N.	Przedmiotem są strefy czółowo-morenowej; brama lodowcowa w Trzępicy; prawdopodobny zew-niężny drenaż kłokodu (m S) i we-wnętrzny (na N); ślady wysoko zawie-szonego poziomu sanidrowego, zbu-dowanego z osadów flawio-glacial-nych – żle wystawione wych piaszków i żwirów. Dział wodny na wysokości 220–225 m n.p.m. różnicujący kie-ruunki odpływu w dolinie.		
		PÓŻNOVISTUŁAŃSKI	Faza erozji przed 10 900 BP, przejście do meandrowego rozwinięcia koryta, basen popowodziowy w dnie (osady organiczne i mineralno-organiczne), po 10 900 BP dodatni bilans akumulacji. Brak w morfologii wyraźnej terasy niskiej I.	Dolina rzezczna peryglacjaalna, z dodatni bilans akumulacji, ze słabo zachowanymi śladami od-pływu, pojedyncze ustanie w dnie, budujące terasę niską I, odpływ na N.	Przedmiotem są strefy czółowo-morenowej; brama lodowcowa w Trzępicy; prawdopodobny zew-niężny drenaż kłokodu (m S) i we-wnętrzny (na N); ślady wysoko zawie-szonego poziomu sanidrowego, zbu-dowanego z osadów flawio-glacial-nych – żle wystawione wych piaszków i żwirów. Dział wodny na wysokości 220–225 m n.p.m. różnicujący kie-ruunki odpływu w dolinie.		
		WISTUŁAŃSKI, RZECZNY	Wydmy i pola wydnowe, łowa-rzyszące wszystkim elementom dolin-nyim, zbudowane z piaszków średnio-ziarnistych o miąższości 8–20 m (fragment zachodniego skrzydła pusz-czy pilickiej).	Dolina rzezczna peryglacjaalna, z dodatni bilans akumulacji, ze słabo zachowanymi śladami od-pływu, pojedyncze ustanie w dnie, budujące terasę niską I, odpływ na N.	Przedmiotem są strefy czółowo-morenowej; brama lodowcowa w Trzępicy; prawdopodobny zew-niężny drenaż kłokodu (m S) i we-wnętrzny (na N); ślady wysoko zawie-szonego poziomu sanidrowego, zbu-dowanego z osadów flawio-glacial-nych – żle wystawione wych piaszków i żwirów. Dział wodny na wysokości 220–225 m n.p.m. różnicujący kie-ruunki odpływu w dolinie.		
MORFOGENEZA UMARROWANA	RZECZNY, ODPOWIEDZIALNY ZA Kształtowanie dna	Wydmy i pola wydnowe, łowa-rzyszące wszystkim elementom dolin-nyim, zbudowane z piaszków średnio-ziarnistych o miąższości 8–20 m (fragment zachodniego skrzydła pusz-czy pilickiej).	Dolina rzezczna peryglacjaalna, z dodatni bilans akumulacji, ze słabo zachowanymi śladami od-pływu, pojedyncze ustanie w dnie, budujące terasę niską I, odpływ na N.	Przedmiotem są strefy czółowo-morenowej; brama lodowcowa w Trzępicy; prawdopodobny zew-niężny drenaż kłokodu (m S) i we-wnętrzny (na N); ślady wysoko zawie-szonego poziomu sanidrowego, zbu-dowanego z osadów flawio-glacial-nych – żle wystawione wych piaszków i żwirów. Dział wodny na wysokości 220–225 m n.p.m. różnicujący kie-ruunki odpływu w dolinie.			
		Rzodęły basen sedimentacyjny, dominacja osadów organicznych (Kre-ny), drobnoklasycznych (mad); groble piaszczyste w dnie (osady korytowe rzeki meandrującej?); dodatni bilans akumulacji, około 5 cm/rok.	Dolina rzezczna o meandrowym rozwinięciu koryta z dwoma cy-klanii erozyjnym i płaskim dnie. Pierwszy odpowiedzialny jest za prawie całkowite usunięcie osadów vistulańskich (wziewie min. 7 m), dolina wygląda jak rywna, szeregol-nie po prawej stronie; dna płaskie, odcienie krawędzi erozyjną od poziomów II, III. Wysłana osadami mineralno-organicznymi, miejscami głębokie starorzecza 4 m, wypet-niane torfami, zamaskowane przez współczesne nady, odpływ na N, NNW; obszar aktywny tektonicznie.	Wydmy i pokrywy eoliczne na dnie w dol-nych Pilicy i Luciąży.	Dolina podobnie wy-kształcona jak w od-cinku (II).	Dolina podobna jak w odcinku (II), meandrowe rozwinięcie koryta – dwie generacje staro-rzeczy holocenckich na wielo-poziomym dnie; dwa okre-sy stabilizacji koryta (atlantyk i subatlantyk), między nimi ujemny bilans akumulacji, prawego brzegu. Osady budują-ce dno to wleby kłeczne, redeponowane osady mine-ralno-organiczne.	
		Na lokalnych działach wodnych ciągły wydm z glebaniami kopalnymi (atlantyk), nadbudowanie starszych form eolicz-nych, bifurkacje.	Melioracje, wyprostowanie koryta, stawy rybne w Przerębie, młyn w Pile i Cieszkach, osuszenie dna (kolonizacja oleniańska), współczesne erozja wglębiona, rozcięcie poziomu dna około 1,5 m (Ciesze-Pila).	Dalsza sedymentacja osadów wydnowych na dnie w dolnym Luciąży i Pilicy.	Dalsza sedymentacja osadów wydnowych na dnie w dolnym Luciąży i Pilicy.	Akumulacja piaszków eolicznych na osadach meandrowym w Kłeczach w wyniku defor-sacji i pożarów (0,7 mm/rok), między 3 600 BP a 1 300 BP.	
ANTROPICZNY	ANTROPICZNY	Melioracje, wyprostowanie koryta, stawy rybne w Przerębie, młyn w Pile i Cieszkach, osuszenie dna (kolonizacja oleniańska), współczesne erozja wglębiona, rozcięcie poziomu dna około 1,5 m (Ciesze-Pila).	Melioracje, wyprostowanie koryta, stawy rybne w Trzępicy, Barto-dziejach, Brezkowicach; doly po-torfowe w dnie.	Formowanie się późnego pasa wy-wistulianu, kontynuacja z późnego vistulianu, zsypanie się osadów do rzeki w okolicach młyna Łęgot.	Stady osadnictwa epoki kamiennej (IV–II w/ p.n.e.) i brzoza, osadnic-two „miejskie” z IX w. w Ropczy (obwoława-nia), wiodący we-wczesnym średniowie-czu, silna deforestacja, kilka młynów, meliora-cje, stawy rybne Ciesza-mowie, Mierzaniu, Roz-przy, 5 młynów, kolej, drogi.		



Rozszerzające się przetainy były zasypywane osadami fluwioglacjalnymi. Utworzyły one pagórki kemowe w okolicach Chelczowa i Przerębia. W miarę rozszerzania się drugorzędnej szczeliny, założonej na linii strukturalnej, pagórki łączyły się z równiną sandrową. Równina ta opadała ku zachodowi (st. Rzejowice) i nawiązywała do szlaku odpływu górnej pra-Widawki (rys. 42). Formowanie się stropu kemów i równiny akumulacyjnej w centrum basenu przypadało na czas wolnego, etapowego zaniku lądolodu w końcowej fazie deglacjacji (st. Chelczów).

Najdłużej, aż do końcowej fazy deglacjacji, pozostały najgrubsze bryły martwego lodu w obniżeniach, w misie wytopiskowej między Przerębiem a Ochotnikiem i Kramami, we wschodniej części basenu (rys. 13, przekrój IV, rys. 42). Po ostatecznym stopieniu lodu obniżenia te mogły być zajęte przez system jezior, chociaż na ich osady nie natrafiono. Być może zostały one uprzątnięte podczas młodszych faz zlodowacenia środkowopolskiego i w wyniku wynoszących ruchów neotektonicznych.

Sięgający do równoleżnikowej linii Trzepnica–Cieszanowice lądolód fazy pomaksymalnej II – odrzywołu pozostawił na swoim przedpolu zespół form marginalnych (odcinek (III)), zbudowanych z piasków i żwirów lodowcowych, pokrytych miejscami gliną (rys. 13, przekrój X, rys. 22, przekroje XI–XVII, rys. 42). Deglacjacja miała charakter mieszany. Najpierw utworzyła się dość zwarta strefa czołowomorenowa Wzgórz Dobryszczyckich między Cieszanowicami a Trzepnicą, która była świadectwem dłuższego postoju lądolodu. W trakcie deglacjacji zaczęła się organizować regularna sieć dolin odpływu lodowcowego, skierowanego na południe, a potem na zachód do dorzecza górnej pra-Widawki, na zewnątrz lądolodu. Odpływ wód lodowcowych podczas zlodowacenia odrzańskiego miał w odcinkach (I) i (II) kierunek przeciwny do współczesnego.

W wyniku erozji wód proglacjalnych powstały nachylone ku południowi doliny górnej pra-Prudki i górnej pra-Luciaży (odcinek (II)) o przebiegu prostopadłym do krawędzi lądolodu odrzywołu. Odcinek (II) zawdzięcza swoje powstanie wodom proglacjalnym, wypływającym bramą lodowcową w Trzepnicy. Wody te kierowały się najpierw na południe ku basenowi (I), do miejsca położonego relatywnie najniżej, między Borkami a Rzejowicami – a później, częściowo wykorzystując wykształcony już podczas fazy wieniawy szlak odpływu, skręcały w Borkach na południowy zachód (rys. 42), do dorzecza górnej pra-Widawki. Wody proglacjalne wyłobity więc rozległą dolinę o szerokości 1,5–2 km i głębokości około 20 m. Być może również kulminacje po wschodniej stronie doliny odcinka (II) zostały częściowo zniszczone i zdarte w wyniku erozji (rys. 21, przekroje VI, VII, IX, X, sygnatura IV?). Wody te, płynąc na południe i erodując, napotykały na coraz większe przeszkody w postaci wzniesienia powierzchni wysoczyzny w okolicach Woli Przerąbskiej i Cieśli do wysokości 230 m n.p.m. W wyniku spadku wydolności zaczęły akumulować słabo wysortowane piaski i żwiry, budując poziom pradolinny IV wyższy (rys. 21, przekroje VI, VII, VIII). Ma on swą kontynuację w basenie (I), w okolicach Borek (rys. 13, przekrój IV).

W odcinku (II) dopływ wód proglacjalnych odbywał się również od strony zachodniej. W okolicach Grabowca istniały dolinki proglacjalne, o charakterze kanałów upustowych, rozcinające wysoczyznę i uchodzące prostopadle do doliny głównej (rys. 3, 42). Obecnie są one opuszczone i zawieszane nad dnem doliny Luciaży. Na dolinki te, w okolicach Grabowca, zwrócił również uwagę K r y s i a k (1999).

W odcinkach (IV) i (V), położonych na zapleczu moreny fazy odrzywołu w końcowej fazie deglacjacji, utworzyła się powierzchnia wysoczyzny lodowcowej i powierzchnie sandrowe Równiny Piotrkowskiej (rys. 42) o charakterze sandru typu wewnętrznego (Baraniecka 1969). Prawdopodobnie w okolicach Mierzyna i Łaz oraz w okolicach Przygłowa i Włodzimierzowa istniało podłużne zagłębienie podlodowe, wymodelowane przez wody roztopowe w strefie wewnętrznej łądolodu odry fazy odrzywołu, które zostało założone na linii uskoku pokredowego, wykorzystywane również przez rzekę w interglacjale mazowieckim. Obniżenie to było połączone z doliną środkowej Pilicy, która pełniła funkcję drenującą łądolód odrzywołski od środka. Drenaż odbywał się ku północy i północnemu wschodowi, a więc o kierunku zbliżonym do odpływu współczesnego.

W rozległej szczelinie, pomiędzy zalegającym lodem a świeżo utworzoną wysoczyzną, w pozycji podkulminacyjnej, powstał nieciągły poziom pozadoliny, sandrowy, np. w Łazach (rys. 29, przekrój XXIV). Występuje on tylko we wschodniej części doliny, gdyż w jej zachodniej części osady z nim związane zostały zniszczone lub przykryte przez nasuwający się łądolód warciański. Podobnych form, chociaż związanych z warciańską deglacją arealną w podlodowych obniżeniach, dostarcza na Wyżynie Łódzkiej dolina Rawki i pradolina warszawsko-berlińska (Klajnert 1978; Klajnert, Wasiaś 1989; Klajnert, Rdzany 1989; Kobojek E. 1996, 2000).

Po wycofaniu się łądolodu odry, w czasie interstadiału pilicy, ożywiła się działalność rzek. Z tego okresu najprawdopodobniej pochodzi rozcięcie poziomu pradolinowego wyższego IV w odcinku (II) i być może w odcinku (I). W odcinkach (IV) i (V) zaczęło się tworzenie inicjalnego odpływu w nowo powstałym, podłużnym obniżeniu. Strefa czołowomorenowa odcinka (III) stanowiła nadal lokalny dział wodny.

W schyłku zlodowacenia odry i na początku interstadiału pilicy, w obszarze elewacji radomszczańskiej, zachodziły prawdopodobnie silne ruchy tektoniczne (faza bełchatowska), szczególnie we wschodniej części odcinka (I). Tu prawie nie spotyka się osadów z fazy odrzywołu, co może świadczyć właśnie o ruchach wznoszących, sprzyjających niszczeniu i usuwaniu tych osadów. W innych odcinkach doliny o starszych założeniach – (IV) i (V) powierzchnia niezgodności (st. Kłudzice Nowe III) pomiędzy osadami tego okresu a osadami nadległymi (warciańskimi) wskazuje, że ruchy neotektoniczne miały wpływ również na warciańskie zasypanie, jakie nastąpiło w bardzo wąskiej strefie dolnych odcinków doliny. Być może, podczas interstadiału pilicy, doszło do ruchów tektonicznych (faza bełchatowska) na linii uskoku pokredowego w odcinku (V), możliwe, że również w odcinku (IV).

#### Rozwój doliny podczas zlodowacenia warciańskiego

Łądolód warciański nie przekroczył doliny Luciąży (rys. 11). Wzdłuż czoła lobu Widawki uformowała się zewnętrzna (rys. 42), pradolinna strefa odwodnienia (Klatkowska 1972). Bardziej skomplikowane odwodnienie przebiegało wewnątrz lobu (Baraniecka 1971a; Baraniecka, Sarnacka 1971; Klatkowska 1972; Krzemieński 1988, 1989, 1997), na obszarze poza terenem badanym przez autorkę. Według Klatkowskiej (1972, 1984) ekstraglacialny odpływ z lobu Widawki następował najkrótszą drogą, prostopadle do lobu w kierunku

ku NE, najpierw do pra-Luciaży, potem do pra-Pilicy. Krzemiński (1988, 1989, 1997) powiązał sieć dolinną na badanym obszarze z deglacją podczas głównego etapu postojowego (faza grójca). Utworzone w tym okresie doliny proglacjalne (Bogdanówki, Strawy z Rakówką) opisał jako lejki proglacjalne – doliny zbiorcze od strony brzeżnej łądolołu, a dolinę Luciaży w okolicach Rozpry jako dolinę marginalną, nawiązującą do ówczesnej pradoliny Pilicy. Wody sprzed lobu Widawki płynęły dalej na wschód – poprzez pradolinę Wieprza, do dorzeczy Prypeci i Dniepru, należących do zlewiska Morza Czarnego (Lindner, Marks 1995).

Na przedpolu I ciągu pagórków, wody proglacjalne odwadniające lob Widawki formowały się w szlak odpływu marginalnego, na zewnątrz, usypując piaszczysto-żwirowe pokrywy o miąższości 3–10 m, najlepiej wyształcone w okolicach Mierzyna, Plucic, Łochyńska, Dąbrówki, Kłudzie i Włodzimierzowa. Osady te, odstaniające się po obu stronach współczesnej doliny Luciaży, budują poziom pradolinny niższy III (rys. 4, rys. 29, przekroje XX–XXIV, rys. 31, rys. 36) w odcinkach (IV) i (V). W odcinku (IV) poziom ten jest typowo sandrowy. Im dalej od linii postoju lodowca, tym osady wodnolodowcowe opisywanego poziomu są coraz lepiej obrobione i wysortowane. Poniżej Kłudzie, w odcinku (V), ma on charakter poligeniczny. Być może w dolinie Pilicy ma on już cechy pokrywy fluwio-peryglacjalnej.

Podczas zlodowacenia warciańskiego wzgórze czołowomorenowe fazy odrzywołu, w okolicach Cieszanowic i Trzepnicy dalej stanowiły europejski dział wodny (rys. 42). Na południe od wzgórz odbywał się odpływ rzeczny do dorzecza górnej pra-Widawki, z którego wody przez pradolinę Warty-Prosny (Krzemiński 1989) kierowały się do środkowej Odry, należącej do dorzecza Łaby i zlewiska Morza Północnego.

Inny rodzaj odwodnienia podczas zlodowacenia warty następował w odcinkach (II) i (I). Tutaj odbywał się odpływ mieszany na wysokości 218–214–218 m n.p.m. Był to odpływ rzeczny w warunkach peryglacjalnych (na S od Trzepnicy) i zarazem proglacjalny (na S od Grabowca), skierowany na południe od odrzywolskich wzgórz czołowomorenowych. W odcinku (II), po zachodniej stronie doliny w Grabowcu, uchodzi dolinka, która pełniła podczas zlodowacenia warty rolę dolinki marginalnej, wykorzystującej dawny, proglacjalny szlak odpływu pochodzący z fazy odrzywołu. Świadectwem tego jest obecność w dolinie Luciaży erozyjno-akumulacyjnego poziomu pradolinno-rzeczno-niższego III, (rys. 21, przekroje VI–VIII, rys. 42). W odcinku (II), na południe od Bartodziejów, poziom ten występuje tylko po zachodniej stronie doliny, podczas gdy w zamknięciu basenu, w okolicach Cieśli, spotykamy go po jej obu stronach. Krysiak (1999) prawdopodobnie wiąże ten poziom z odpływem wód proglacjalnych, z wcześniejszego etapu rozwoju doliny podczas fazy odrzywołu.

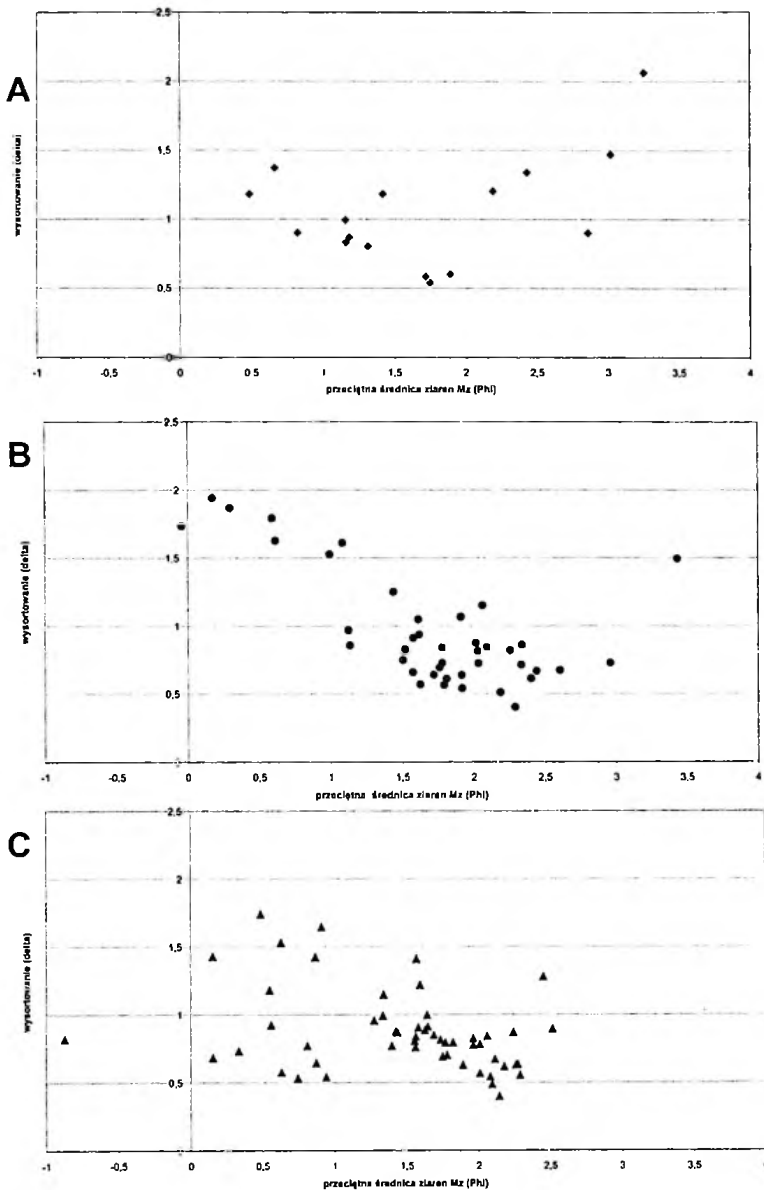
Zdaniem autorki w odcinkach (I) i (II), podobnie jak podczas fazy odrzywołu, warciański odpływ rzeczny odbywał się dalej w kierunku południowym. Jednak w basenie (I) nie znaleziono (lub znaleziono szczątki) osobnych poziomów dolinnych z tego okresu. Według Wągrowskięgo (1987) prawdopodobnie poziom pradolinny wyższy IV nadbudowany jest w okolicach Borek dwumetrową serią rzecznych piasków warciańskich poziomu pradolinno-niższego III (dlatego poziom ten opisano jako III/IV). Taka ciągłość sedymentacji może potwierdzać subsydencję centralnej, północnej i zachodniej części basenu (I), podczas gdy całko-

wite usunięcie warciańskich osadów na południu, w strefie uskoków na elewacji radomszczanskiej, może świadczyć o ruchach wznoszących. Tak więc jeszcze podczas zlodowacenia warty obszar ten prawdopodobnie podlegał zróżnicowanemu ruchom neotektonicznym.

Zestawienia wskaźników uziarnienia (przeciętnej średnicy ziarna z wysortowaniem) i struktur sedymentacyjnych dla osadów pochodzących ze zlodowaceń środkowopolskich (morfogenezy glacialnej) wskazują, że największą dynamiką odznaczał się odpływ wód w czasie fazy pomaksymalnej II – odrzywołu. Poziom pozadolinny, sandrowy z tego okresu budują osady piaszczysto-żwirowe, słabo i dobrze wysortowane ( $Mz = -0,03-3,47$  Phi;  $\delta = 0,48-1,98$ ). Środkowy wykres na rys. 43B reprezentuje pierwszy układ punktów według Mycielskiej-Dowgiałło (1995), gdzie wraz ze wzrostem przeciętnej średnicy ziaren zmniejsza się stopień wysortowania osadu. Układ ten charakteryzuje środowiska o bardzo dużej dynamice i dużej zmienności siły transportującej osad. Dowodem tak dużej dynamiki środowiska są również występujące w tych osadach struktury sedymentacyjne – są tu żwiry i piaski gruboziarniste o przekątnych warstwowaniach płaskich *SGp/Sp* cechujące depozycję w środowisku korytowym, najprawdopodobniej rzeki roztokowej. Osady facji pozakorytowej (*Sw/SFw*, *Sh/SFh*) występują w niewielkim procencie.

Niższą dynamiką charakteryzowały się wody roztopowe fazy warki i grójca zlodowacenia warty. Osady warciańskie ( $Mz = -0,03-3,37$  Phi;  $\delta = 0,48-1,98$ ) deponowane były prawdopodobnie w piaskodennej rzece roztokowej (rys. 44C). Za wnioskiem tym przemawia niejednorodnie ukośny kształt wykresu (rys. 43C), cechujący pierwszy typ rozkładu uziarnienia według Mycielskiej-Dowgiałło (1995). Rozproszenie punktów w lewej części można by tłumaczyć różną odległością od źródła zasilania i zróżnicowaną dynamiką wód wypływających sprzed lobu Widawki. W strefie proglacialnej, w Dąbrówce I (rys. 43 – lewostronna część wykresu C) występują osady grubsze ( $Mz < 1$  Phi), o zróżnicowanym wysortowaniu ( $\delta = 0,78-1,98$ ). Im dalej od źródła zasilania (np. w Kłudzicach Nowych III (rys. 43C, część dolna), tym materiał staje się coraz drobniejszy ( $Mz > 1$  Phi) i lepiej wysortowany ( $\delta = 0,48-1,22$ ). To zróżnicowanie potwierdza się w zestawieniu struktur sedymentacyjnych. Cechują one średnią i małą dynamikę środowiska. Obok struktur dość wysokoenergetycznych *St*, *Sp* występują struktury pochodzące z okresu zmożonego przepływu *SGm*, *SGh* czy *SGp*, a w małym procencie także struktury słabej przeróbki prądowej – *Sr*, *Sh/SFh* (rys. 44C).

Osady z fazy wieniawy, w porównaniu z młodszymi osadami cyklu glacialnego, charakteryzują się najniższą dynamiką, ale i największą różnorodnością środowisk sedymentacyjnych, na przykład środowiskiem limnicznym, paraglacilimnicznym, fluwioglacialnym, ablacyjnym i terminoglacialnym. Wyrazem tego są różne wskaźniki uziarnienia ( $Mz = -0,5-3,3$  Phi;  $\delta = 0,5-2$ ) i obróbka ziaren kwarcowych ( $RM = 22-47\%$ ) (rys. 43A, 45A). Na wykresie uziarnienia – współzależności przeciętnej

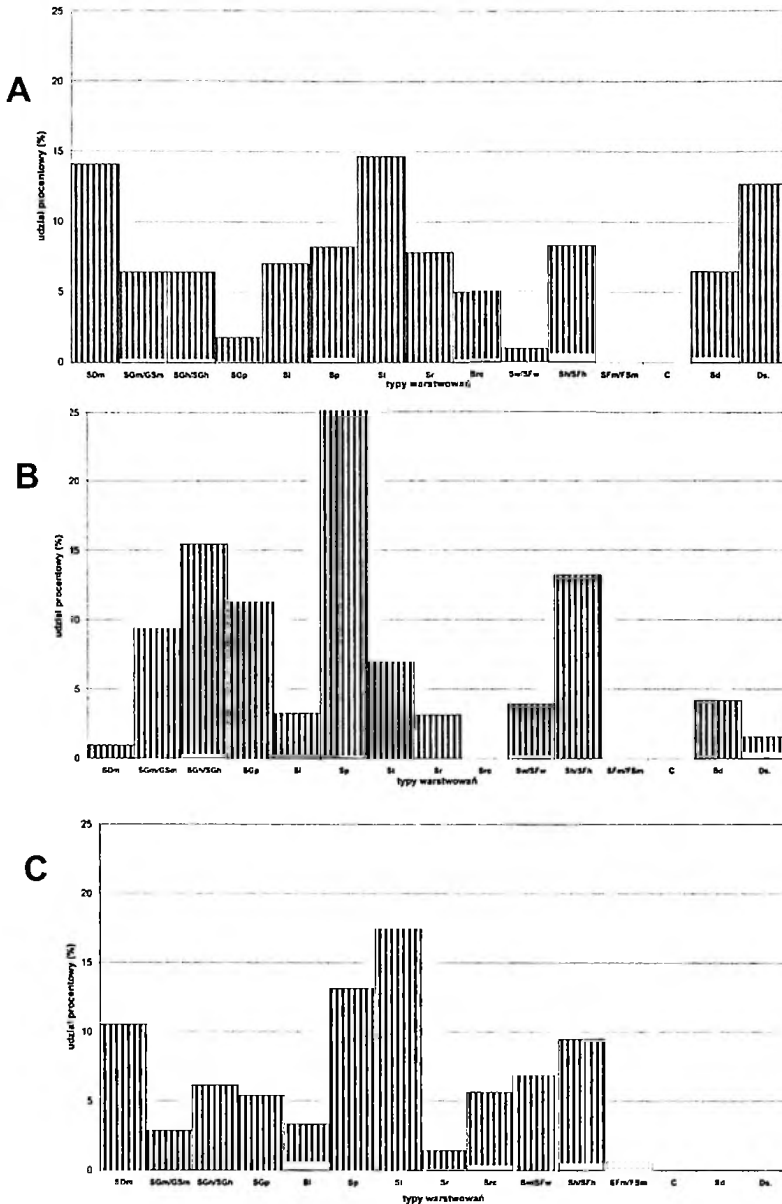


Rys. 43. Cechy uziarnienia w osadach cyklu glacialnego

złodowacenie odry: A – osady fluwioglacjalne fazy pomaksymalnej I, wieniawy, B – osady fluwioglacjalne fazy pomaksymalnej II, odrzywołu; złodowacenie warty: C – osady fluwioglacjalne fazy warki i grójca

#### Grain-size distribution in deposits of the glacial cycle

Odra Glaciation: A – fluvioglacial deposits of the postmaximum phase I (Wieniawa), B – fluvioglacial deposits of the postmaximum phase I (Odrzywół); Warta Glaciation: C – fluvioglacial deposits of the Warka and Grójec Phases

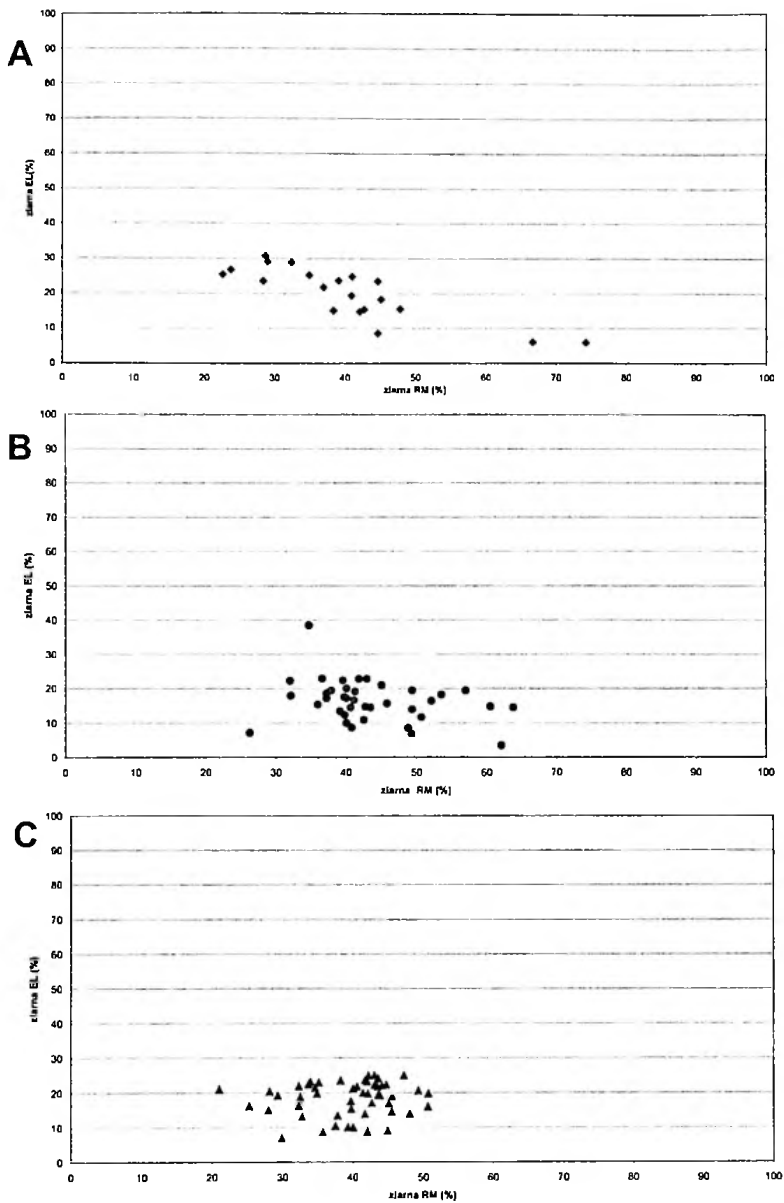


Rys. 44. Struktury sedymentacyjne w przebadanych osadach cyklu glacialnego

złodowacenie odry: A – osady fluwioglacjalne fazy pomaksymalnej I, wieniawy, B – osady fluwioglacjalne fazy pomaksymalnej II, odrzywółu; złodowacenie warty: C – osady fluwioglacjalne fazy warki i grójca

Sedimentary structures in studied deposits of the glacial cycle

Odra Glaciation: A – fluvioglacial deposits of the postmaximum phase I (Wieniawa), B – fluvioglacial deposits of the postmaximum phase I (Odrzywół); Warta Glaciation: C – fluvioglacial deposits of the Warka and Grójec Phases



Rys. 45. Obróbka ziarna kwarcowego w osadach morfogenezy glacialnej

złodowacenie odry: A – osady fluwioglacjalne fazy pomaksymalnej I, wieniawy, B – osady fluwioglacjalne fazy pomaksymalnej II, odrzywołu; złodowacenie warty: C – osady fluwioglacjalne fazy warki i grójca

#### Quartz-grain abrasion in deposits of the glacial morphogenesis

Odra Glaciation: A – fluvioglacjal deposits of the postmaximum phase I (Wieniawa), B – fluvioglacjal deposits of the postmaximum phase II (Odrzywół); Warta Glaciation: C – fluvioglacjal deposits of the Warka and Grójce Phases

średnicy ziaren ( $Mz$ ) i wysortowania ( $\delta$ ) punkty utworzyły rozwartą, nieco asymetryczną literę „v” oraz odrębnie wydzielony układ w linii prostej. Podobny kształt wykresu, chociaż o większym zróżnicowaniu parametrów  $Mz$  i  $\delta$ , opisała *Ludwiska-Kędzia* (2000) dla osadów doliny Bielnianki na odcinku Smyków-Daleszyce. Według *Mycielskiej-Dowgiałło* (1995) zaznaczają się tutaj co najmniej dwa układy punktów. Pierwszy z nich (w lewej części wykresu) charakteryzuje środowisko korytowe, w którym im materiał grubszy, tym jest gorzej wysortowany, a wraz ze zmniejszeniem się kompetencji przepływu, osadza się materiał coraz drobniejszy i coraz lepiej wysortowany. Drugi układ (środkowa część wykresu) może charakteryzować środowisko o znacznej zmienności siły transportującej. Układ ten jest typowy dla środowiska wód wezbraniowych. Układ pierwszy i drugi, tworzący literę „v”, został opisany w literaturze przedmiotu jako typowy dla aluwiiw polskich rzek (*Florek et al.* 1990; *Mycielska-Dowgiałło* 1995; *Ludwiska-Kędzia* 2000). Ostatni, podrzędny układ (prawa część wykresu), cechuje osady akumulowane w środowisku stagnującym, o okresowej dostawie materiału, głównie w czasie wezbrań. Podczas powodzi wraz ze wzrostem przeciętnej średnicy ziaren ( $Mz$ ), tylko w obrębie frakcji zawieszinowej, spada wysortowanie ( $\delta$ ). Taki układ jest reprezentatywny dla środowiska depozycji na przykład nad holocenijskich (*Ludwiska-Kędzia* 2000). Dominują tutaj piaski średnioziarniste o warstwowaniach przekątnych rynnowych ( $Sr$ ) środowiska korytowego (rys. 44A). Są też struktury charakteryzujące środowiska niskoenergetyczne ( $Sh$ ) oraz struktury deformacyjne ( $Sd$ ). Występowały również struktury typowe dla glin ablacyjnych ( $SDm, Ds$ ).

Etap glacialny był ważnym momentem w rozwoju doliny, gdyż stanowił etap wyjściowy dla ewolucji przyszłej doliny Luciąży. Powstała wtedy rzeźba inicjalna – zróżnicowana czasowo i przestrzennie. Pod koniec etapu glacialnego, u schyłku zlodowacenia środkowopolskiego, w wyniku zmian klimatycznych nastąpiła erozja wgłębna (faza kataglacialna). Była ona istotnym epizodem w kształtowaniu sieci dolinnej w środkowej Polsce (*Krzemiński* 1965, 1989; *Jewtuchowicz* 1967; *Kuydowicz-Turkowska* 1975; *Goździk* 1980; *Klatkova* 1984; *Turkowska* 1984, 1988; *Wieczorkowska* 1989, 1992; *Kamiński* 1993; *Koboжек E.* 2000; *Forysiak* 2003). Po zaniku pokrywy lodowej i wieloletniej zmarzliny nastąpił początek drenażu z zasilania podziemnego oraz wzrost splywu powierzchniowego, wynikający ze zwiększonych opadów atmosferycznych (*Krzemiński* 1989). Nowe warunki paleogeograficzne skutkowały zmianą geometrii koryt rzecznych (*Turkowska* 1988). W dolinie Luciąży nastąpiło rozcięcie poziome pradolinne niższego III (tab. 2). Osady na dnie basenu (I), szczególnie we wschodniej jego części, zostały częściowo uprzątnięte, w pozostałych odcinkach ((II), (IV), (V)) erozja ta osiągnęła znaczne wartości. Sądzi się, że współczesny obraz sieci dolinnej w regionie łódzkim przypomina ten ze schyłkowej części zlodowacenia warty (*Klatkova* 1984; *Turkowska* 1988; *Krzemiński* 1989, 1997; *Kamiński* 1993; *Koboжек E.* 2000; *Forysiak* 2003), a więc dolina Luciąży może być tutaj



wyjątkiem. W strefie Wzgórz Dobryszczyckich prawdopodobnie ciągle istniał dział wodny oraz dwie odrębne doliny nachylone na południe i na północ.

W interglacjale eemskim doliny w środkowej Polsce zostały pogłębione o około 20–30 m (G o ń d z i k 1980; K r z e m i ń s k i, P a p i ń s k a 1993). Doliny rzeczne dostosowały się w swym przebiegu do obniżen ze schyłku zlodowacenia środkowopolskiego. Uformowane zostały doliny rzeczne o zarysach zbliżonych do współczesnego, lecz nieco szersze od dzisiejszych (T u r k o w s k a 1988; L i n d n e r, M a r k s 1995; M a r k s, P o c h o c k a 1999; K o b o j e k E. 2000). Ruchy neotektoniczne na Niżu nie działały w znaczący sposób (M a r k s, P o c h o c k a 1999).

W świetle wykonanych badań nie udało się uchwycić jasno pozycji osadów eemskich w dolinie, dlatego eemski etap rozwoju doliny nie może być szczegółowo opisany. Prawdopodobnie w basenie (I) następowała sedimentacja jeziorna wód stagnujących (rys. 10, rys. 13, przekroje I, III, IV, V), kontynuowana jeszcze w vistulianie. W przełomie (III), w okolicach zapory zbiornika „Cieszanowice” nawiercono czterometrowej miąższości żwir, być może eemski. Na wysoczyźnie, w zagłębieniach bezodpływowych poza doliną i w dnie basenu (I) następowała sedimentacja osadów organicznych – torfów, gytii i mułów organiczno-mineralnych. Są one przykryte aluwiami vistuliańskimi lub holocenijskimi torfami albo są erozyjnie ścięte. Zostały one nawiercone przez autorkę lub opisane w wierceniach archiwalnych.

## ROZWÓJ DOLINY W VISTULIANIE

Przejście od eemu i fazy anaglacjalnej vistulianu do fazy pełni przyniosło poważne zmiany w sieci rzecznej (K r z e m i ń s k i 1989). Prawdopodobnie we wczesnym vistulianie, podobnie jak w eemie, w basenie (I) istniał zbiornik (stanowiska Cieśle-Piła i Przerąb-Piła), który był dalej zapełniany podobnymi osadami, choć o zdecydowanie niższej zawartości części organicznych a wyższej eolizacji, co świadczyłoby o postępującym ochłodzeniu klimatu i zubożeniu pokrywy roślinnej. Brak badań palinologicznych uniemożliwia zdecydowaną diagnozę wieku osadów i odtworzenie warunków paleogeograficznych. Trudno jest również odnieść się jednoznacznie do osadów wczesnovistuliańskich kopalnych teras, które prawdopodobnie mogą występować w stanowiskach Kałek, Cieszanowice-Mierzyn, może Trzepnica-Dunajek. Jednak w większości przypadków osady te mogły być usunięte w wyniku erozji z przełomu wczesnego vistulianu i dolnego plenivistulianu (K r z e m i ń s k i 1965; G a w l i k 1970; T u r k o w s k a 1988, 1997b; K o b o j e k E. 2000; P e t e r a 2003). Pozostałe osady zostały zapewne pogrzebane przez młodsze osady vistuliańskie.

Pierwszy cykl akumulacji rzecznej w vistulianie, według M a n i k o w s k i e j (1996), może mieć związek ze zlodowaceniem północnej części Polski, datowanym w dolinie dolnej Wisły na 70–50 ka BP. W dolinie Luciąży w tym okresie mogły powstawać piaski oraz mułki rzeczne stwierdzone w stanowiskach: Kludzice Nowe I,

Trzepnica-Dunajek, Kalek (dolny człon?). Podobnie wykształcone osady opisane jak w wyżej wymienionych stanowiskach napotkał Krzyszkowski (1991b) w formacji Czyżów w rowie Kleszczowa i zinterpretował je jako osady reprezentatywne dla systemów rzek klimatu peryglacjalnego. Cechy takich systemów to według niego: występowanie raczej stabilnych, głęboko wciętych koryt, ograniczona w zasadzie do wałów brzegowych sedimentacja w strefie przykorytowej, silna agradacja oraz ostre kontakty pomiędzy litofacjami. Głęboko wcięte koryto podkreślone zostało w stanowisku Kłudzice Nowe I. Osady wałów brzegowych opisano w stanowisku Trzepnica-Dunajek, a w Kałku wskazano na ciągłość sedimentacji osadów piaszczystych. We wszystkich wymienionych trzech stanowiskach uwypuklono także ostre kontakty między seriami.

Ustąpienie lądolodu stadiału świecia zapoczątkowało fazę erozji w dolinie, która doprowadziła do uprzątnięcia większości aluwów wczesnovistuliańskich, a przede wszystkim rozcięcia Wzgórz Dobryrzyckich (odcinek (III)). Bezpośrednim skutkiem tego było powstanie przełomu rzeczno o głębokości nie mniej niż 48,46 m (225(230)–176,44 m n.p.m.). Analiza budowy geologicznej potwierdza jego erozyjny charakter. W podłożu doliny Luciąży, w odcinku (III), nie rysuje się żadne obniżenie glacialne (rys. 10, przekrój XV, rys. 22, przekroje XVI, XVII). **Przełom ma charakter przelewowy lub kaptażu.** Dowodem tego jest seria grubych otoczaków o miąższości, co najmniej 4 m, zalegająca w okolicach Cieszanowic, na głębokości 15–19 m poniżej współczesnego dna (rys. 22, przekroje XVI, XVII). Stanowi ona residuum osadów glacialnych (również wodno-morenowych), budujących Wzgórze Dobryrzyckie. Być może przełom tworzył się wieloetapowo i nie był wynikiem potężnej, jednocyklicznej fazy erozji, ale kolejnych przelewów przez dział wodny podczas podwyższonych, epizodycznych, ale katastrofalnych, powodziowych stanów wód od dolnego vistulianu aż po środkowy plenivistulian. Zmierzone w Trzepnicy-Dunajku kierunki paleoprądów w serii mułkowo-piaszczystej, świadczą o tym, że odpływ w środkowym plenivistulianie odbywał się na NNE (364°).

Kolejnym potwierdzeniem erozyjnego charakteru odcinka (III) doliny jest występowanie **pierwszej synchronicznej terasy** w jej profilu podłużnym (rys. 3). Powierzchnia terasy występuje na wysokości 5–7 m ponad współczesne dno doliny (rys. 5, profil IV). Terasę tę oznaczono jako wysoką II, plenivistuliańską. Na rysunku 3, w odcinku (III) zauważalna jest linia przegięcia powierzchni terasy wysokiej II, mimo niejednorodnego, ale konsekwentnego nachylenia jej stropowej powierzchni na północ – z wysokości około 236 m n.p.m. do 170 m n.p.m. Już na tej podstawie wiek przełomu należałoby wiązać z okresem erozji eem–wczesny vistulian lub wczesny vistulian/plenivistulianu. Dlatego w świetle definicji doliny rzecznej (Krzyszkowski 1978, 1994) można powiedzieć, że dolina Luciąży w zarysie podobnym do współczesnej formy, istniała od górnego plenivistulianu.

Reasumując, na podstawie powyższych przesłanek i faktów można stwierdzić, że **odcinek (III)**, między Trzepnicą a Cieszanowicami, w obrębie wzgórz czolowomorenowych odrzywołu, jest doliną przełomową, o charakterze przelewowym (lub o charakterze kaptażu). Prawie pięćdziesięciometrowe rozcięcie Wzgórz Do-

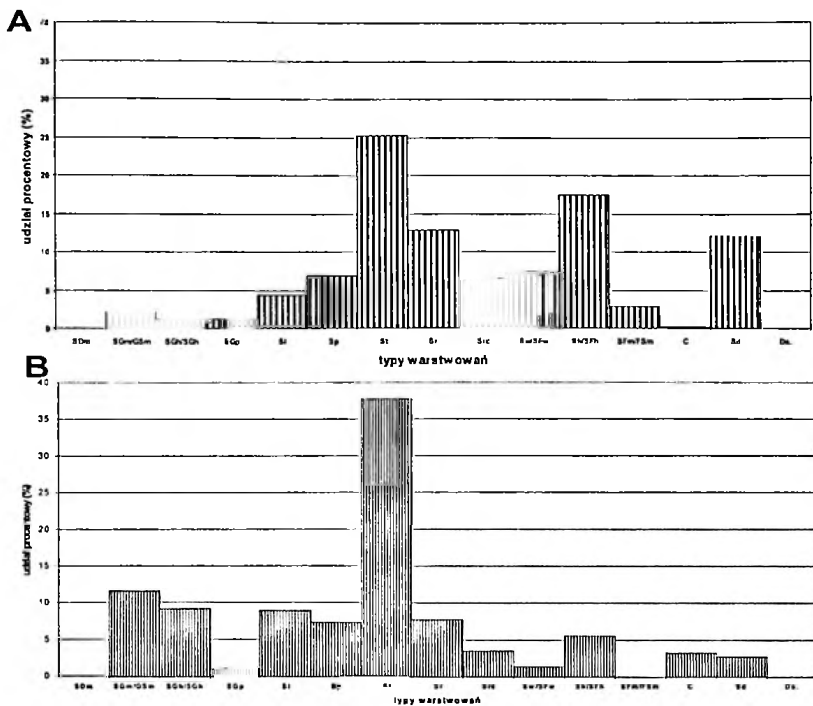
bryzycyckich powstało wskutek wielocyklicznej erozji z przełomu eemu i wczesnego vistulianu lub z granicy wczesny vistulian/plenivistulian.

Po fazie erozji utworzyła się dolina Luciąży jako podłużna forma nachylona ku N (NE), składająca się z odcinków (I)–(V). W nowopowstałej dolinie następowała akumulacja osadów piaszczysto-mułkowych. Osady mułkowo-piaszczyste powstawały we wczesnych okresach środkowego plenivistulianu (interstadiał grudziądza). Osady te stanowią główną masę wypełnienia całej formy dolinnej i budują dolny człon terasy wysokiej II (poziom dolinny wysoki II). W dolinie Luciąży w środkowym plenivistulianie tempo akumulacji aluwiołów było dość znaczne, o czym świadczy ich duża miąższość, oceniana na kilkanaście metrów. Duże miąższości, brak dostatecznych odsłonień w opisywanych osadach pozwoliły jedynie na ogólny zarys tego etapu rozwoju doliny.

Na podstawie wyników badań strukturalnych i teksturalnych osadów aluwialnych można powiedzieć, że w całej dolinie osady budujące dolny człon terasy wysokiej II powstawały w dolnym reżimie przepływu, w warunkach umiarkowanego, płytkiego i okresowo słabego przepływu lub stagnacji wód w subsródownisku górnego płaskiego dna i drobnoziarnistej depozycji zawiesinowej, z silnie rozwiniętą strefą zalewową i anormalnym tempem agradacji. Świadczą o tym struktury sedymentacyjne. W dolinie przeważała niskoenergetyczna depozycja pozakorytowa – mułków piaszczystych i piasków mułkowatych facji powodziowej (M a n i k o w s k a 1996) (rys. 46 – struktury *Sw/SFw*, *Sh/SFh*). W odcinku (III) w wyniku tego utworzyło się prawdopodobnie obniżenie z okresowym przepływem w środkowym plenivistulianie. Do doliny dostawał materiał pochodzący ze stoku, głównie w wyniku spukiwania. W innych częściach doliny było podobnie – odpływ zamierał w trakcie półroczia zimowego i ożywał podczas roztopów wiosennych.

W warunkach peryglacialnych w dolinie następowała duża dostawa materiału do rozległych obniżeń, spełniających rolę lokalnych baz denudacyjnych. Takim obniżeniem mógł być basen (I), o charakterze rozlewiskowo-jeziornym, zamknięty od północy w okolicach Cieśli. Sedymentacja zachodziła na początku w zbiorniku w części marginalnej o znikomym przepływie (spąg w stanowiskach Cieśle-Piła i Przerąb-Piła), o czym świadczą niebieskie mułki z detrytusem roślinnym.

Okolo okolo 20–22 ka BP miała miejsce erozja. Wraz z narastaniem czasy lądolodu wisły, erozja ta zniszczyła górną część pokrywy środkowoplenivistuliankiej. Wody spływające gwałtownie po bardzo płytko odmarzającym podłożu, w warunkach nagiej, pozbawionej pokrywy roślinnej powierzchni, osadziły szeroko rozpostarty, niegruby płaszcz osadów piaszczysto-żwirowych, przykrywając osady mułkowo-piaszczyste (stanowiska: Cieśle-Piła, Trzepnica-Dunajek, Cieszanowice, Borowiec VI, Ignaców-Cekanów, Kałek, Kludzice Nowe I, Przygłówek, itd.). Stwierdzone w stanowisku Trzepnica-Dunajek osady grubsze, piaszczysto-żwirowe, pochodzące z okresu transgresji lądolodu, zalegające niezgodnie na środkowoplenivistuliankiej serii piaszczysto-mułkowej, nieznacznie nachylone na północ, leżące okolo 3–4 m powyżej współczesnego dna jeszcze raz potwierdza, że odcinek (III) powstał przed środkowym plenivistulianem.



Rys. 46. Typy struktur sedymentacyjnych w przebadanych osadach aluwialnych morfogenezy peryglacialnej

plenivistulian: A – osady budujące terasę wysoką II; późny vistulian: B – osady budujące terasę niską I

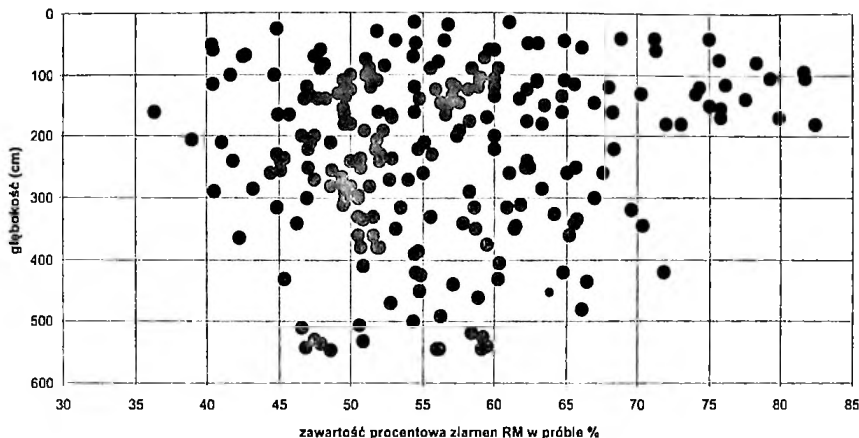
Types of sedimentary structures in studied alluvium of the periglacial morphogenesis

Pleistocene: A – deposits of the high terrace II; Late Vistulian: B – deposits of the low terrace I

Po fazie erozji w dolinie nastąpiła nagła zmiana charakteru odpływu powierzchniowego, a co za tym idzie stylu sedymentacji. Akumulacja osadów górnego członu terasy wysokiej II przypadła na stadiał główny zlodowacenia wisty – na góry plenivistulian. Okres ten cechował się intensywną agradacją związaną z przeciążeniem rzeki (Turkowska 1988). Nastąpiła wtedy sedymentacja osadu piaszczystego dobrze obrobionego (rys. 47, 48), deponowanego w ostrzejszych warunkach klimatu peryglacialnego. Dowodem na to jest występowanie w obrębie aluwioów regularnych syngenetycznych struktur szczelinowych (Goździk 1995b), powstałych synchronicznie z depozycją, w warunkach głębokiego przemarznięcia osadów np. w Cieszanowicach, Przyglowie.

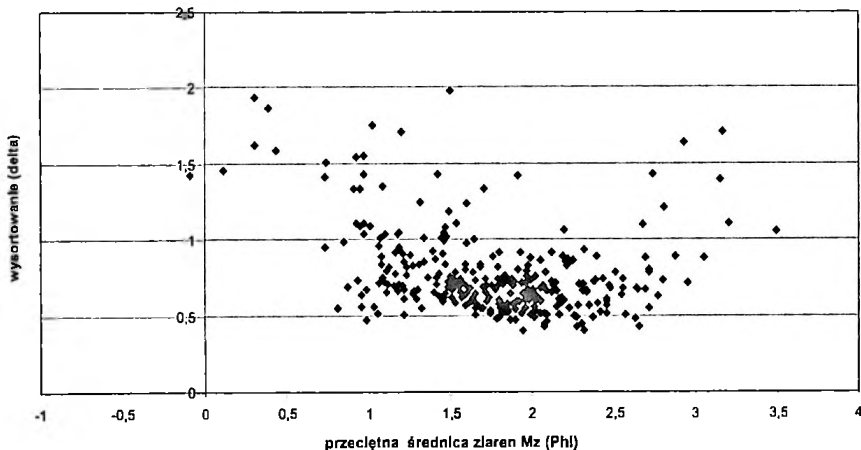
Mięższość kompleksu górnoplenivistuliańskiego w dolinie wynosi od 1,5 m (st. Cieszanowice, Przyglów) do 2–3 m (st. Kłudzice Nowe I). Niekiedy strop terasy jest urozmaicony tzw. piaskami górnymi z późnego vistulianu, będącymi efektem depozycji naśnieżnej (Klatkova 1985). Często ma również charakter rytmu piaszczyste-

go, powstałego przy udziale splukiwania (st. Trzepnica-Dunajek, Borowiec VI) i nadbudowywania stożkami bocznymi dolin (st. Kuźnica Żerechowska I, Cieszanowice).



Rys. 47. Zmiany obróbki ziarna kwarcowego w aluwiałach plenivistuliańskich wraz z głębokością

Changes in quartz-grain abrasion in the Plenivistulian alluvium



Rys. 48. Cechy uziarnienia osadów aluwiałnych cyklu peryglacialnego (vistulian)

Grain-size distribution in alluvium of the periglacial cycle (Vistulian)

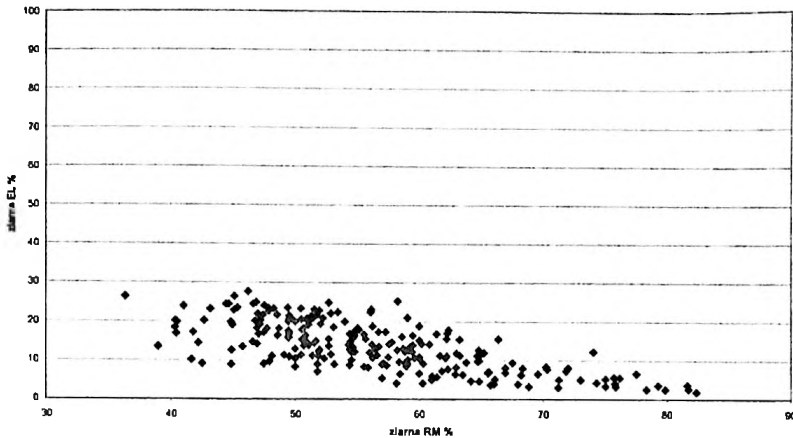
Boczna dostawa materiału ze zboczy (st. Borowiec VI) i suchych dolin (stanowiska Rzejowice-wysypisko i Cieszanowice) do doliny była powszechna i powodowała poszerzenie dna doliny. Dobrym tego przykładem zapelniania osadami nie tylko rzeczny jest basen (I) (rys. 10, przekrój I, rys. 13, przekrój IV) oraz dość rozległy odcinek (IV) Cieszanowice-Kłudzice. W obniżeniach zachodziła sedimentacja osadów pochodzących ze stoku oraz depozycja osadów deltowych, które stanowiły za-

czątek piaszczystych form aluwialnych, przede wszystkim facji powodziowej i w mniejszym stopniu korytovej (rys. 46).

Sedymentacja osadów w dolinie była uwarunkowana klimatycznie. Podczas roztopów wiosenno-letnich (ok. 4 miesiące) dno doliny zalewane było wodami powodziowymi rzeki roztokowej, z silnie wykształconą równią zalewową. Sedymentacja miała charakter powierzchniowy na przemarzniętym podłożu – najpierw wysokoenergetycznych (Sh) form depozycyjnych, tafloidalnych górnego płaskiego dna, a następnie struktur niskoenergetycznych (Sr), zanikających przepływów (rys. 46).

W miesiącach półroczna jesienno-zimowego następowało okresowe zamieranie przepływu. Do środowiska fluwialnego dostawały się wtedy klasty z wyraźną obróbką w środowisku eolicznym (rys. 47) (st. Ochotnik, Ciesłe-Piła), często tworząc pokrywy fluwioperyglacialne. Transportowane przez wiatr ziarna w wyniku suspensji (G o ź d z i k 1998) mogły być przechwytywane przez wszelkie powierzchnie wodne i tam osadzone (G o ź d z i k 1991). Badania prowadzone przez G o ź d z i k a i Z i e l i ń s k i e g o (1996, 1997) w odkrywcze bełchatowskiej wskazują, że akumulacja zachodziła w środowisku tundrowym. Powstanie pokryw fluwioperyglacialnych w dolinie Luciąży związane było z oziębieniem klimatu, gdyż ziarna kwarcowe charakteryzują się tu wyjątkowo wysokim stopniem obróbki i zmatowieniem powierzchni. Frekwencja ziaren silnie zmatowionych, dobrze obrobionych RM w próbkach przekracza często 80 %! (rys. 47) Można powiedzieć, że osady górnej części terasy II z jednej strony cechują się bardzo wysoką obróbką, jeśli materiał pochodził ze środowiska eolicznego lub niezwykle niską, jeśli pochodził ze stoku (np. dzięki kongeliflukcji). Tę złożoność budowy górnej części terasy dobrze ilustrują rys. 47 i 49.

Aluwia plenivistuliańskie charakteryzują się jednorodnym uziarnieniem (rys. 48). Około 70 % przebadanych osadów wykazuje podobne wysortowanie ( $\delta = \pm 0,7$ ) oraz wielkość przeciętnej średnicy ziaren ( $M_z = 1,5-2 \text{ Phi}$ ) (dolna część wykresu). Kształt wykresu przypomina bardzo spłaszczone „u”. Interesująco przedstawia się dolna część wykresu, gdzie przy zbliżonej wartości stopnia wysortowania ( $\delta$ ) występuje zróżnicowana przeciętna średnica ziaren ( $M_z$ ). Opisuje to układ trzeci, przypisany osadom eolicznym w Polsce, według M y c i e l s k i e j - D o w g i a ł ł o (1995). Układ ten jest typowy dla środowisk mało dynamicznych i o małej zmienności siły transportującej, gdzie przeważa proces sortowania. Lewe skrzydło wykresu ( $M_z < 1 \text{ Phi}$ ) zaliczyć można do układu pierwszego (M y c i e l s k a - D o w g i a ł ł o 1995), charakterystycznego dla facji korytowych, powstałych dzięki zróżnicowanej dynamice i znacznej zmienności siły transportującej. Układ drugi ( $M_z > 2,5 \text{ Phi}$ ), słabiej wyrażony (prawa część wykresu), wskazuje na akumulację osadów w środowisku wód prawie stagnujących z okresową dostawą podczas wezbrań. Osady pierwszego typu to głównie aluwia górnoplenivistuliańskie, a w dolnej części zarówno środkowoplenivistuliańskie, jak i górnoplenivistuliańskie.



Rys. 49. Obróbka ziaren kwarcowych w aluwium morfogenezy peryglacialnej (vistuliańskiej)

Quartz-grain abrasion in alluvium of the periglacial (Vistulian) morphogenesis

Na rysunku 46 można wskazać na dominację zarówno średnio- jak i niskoenergetycznych struktur sedimentacyjnych. Dwa występujące maksima, piasków warstwowanych rynnowo *St* i piasków o laminacji *Sh/SFh*, oddają cechy strukturalne osadów plenivistuliańskich. Górny kompleks aluwium plenivistuliańskich powstawał w środowisku o średniej i małej dynamice, a dolny w środowisku słabej prędkości prądowej.

Reasumując, w plenivistulianie w związku z peryglacialnymi warunkami klimatycznymi, brakiem pokrywy roślinnej (lub jej ubóstwem) dno doliny kształtowała rzeka roztokowa, peryglacialna przeciężona materiałem pochodzącym głównie ze stoków. Charakteryzowała się ona cyklicznymi zmianami parametrów hydraulicznych przepływów (Brodzicki, van Loon 1991), kiedy to na przemian następowały stany powodziowe związane z tajaniem pokrywy wieloletniej zmarzliny (wiosna/lato) oraz stagnacja wód i niżówki (jesień/zima). Osady vistuliańskie powstałe w takich warunkach mają charakter poligeniczny. W pojęciu Turkowskiej (1996a) tworzą poziom doliny a nie *stricte* terasę, bowiem zawdzięczają swoje powstanie całemu zespołowi procesów sprzężonych ze sobą, działających w warunkach peryglacialnych.

Podczas plenivistulianu w obszarze pozadolinnym, w obrębie wychodni starszego podłoża, na stokach Góry Chełmo zachodziła intensywne dezintegracja mrozowa (Mankowska 2000), a na stromych stokach wysoczyzny glacialnej rozwijały się procesy soliflukcyjne. Na powierzchniach wysoczyzny glacialnej utworzone zostały struktury krioturbacyjne, opisane szeroko przez Gózdziaka (1973), a intensywne wietrzenie mrozowe (przede wszystkim gliny odrzańskiej) doprowadziło do powstania pokrywy piasków peryglacialnych, w większości rezydualnych (eluwiów), widocznych szczególnie wyraźnie w obszarze odcinka (II).

Ocieplenie klimatu i zanikanie zmarzliny w późnym vistulianie spowodowało zmiany w środowisku (Mannion 2001), prowadzące na przykład w dolinach

rzecznych Polski niżowej do przejścia od fazy agradacyjnej, powierzchniowej do erozji liniowej (Kozarski, Rotnicki 1978; Kozarski 1992; Kozarski, Nowaczyk 1999). Efektem tego była zmiana rozwinięcia koryta rzeki z roztokowej na meandrującą (Falkowski 1967, 1975; Starkel 1977; Szumański 1977, 1982, 1983, 1986; Kozarski, Rotnicki 1978; Turkowska 1988; Petera 2002). Z literatury wiadomo (Szumański 1986), że w późnym vistulianie, w związku z ociepleniem klimatu, dokonano się wyrównanie przepływów skrajnych, przy równoczesnym wzroście objętości średniego przepływu rocznego oraz redukcji dostawy ze stoków, w wyniku ich utrwalenia roślinnością (Kozarski 1992). Oba te czynniki działały na rzecz wzmocnienia erozji dennej, powodując zwieranie się rozgałęzionych strug roztokowych oraz zmniejszenie powierzchni obszarów zalewowych w dolinie.

Na przełomie pleni- i późnego vistulianu (13, 25 kBP) w wyniku rozcięcia aluwioów pleniivistuliańskich powstał poziom wysoki II w sensie morfologicznym. Głębokość rozcięcia późnovistuliańskiego oceniono w przełomie (III) na 8–10 m, w pozostałych częściach doliny Luciąży na około 5–7 m (tab. 2). Można przypuszczać, że na początku późnego vistulianu rzeka Luciąża płynęła wieloma przeplatającymi się strugami po powierzchni modelowanej terasy niskiej I, która stanowiła rozległą równię zalewową. Podczas roztopów rzeka gwałtownie zbierała, transportując jeszcze po przemarniętym podłożu z bezleśnych powierzchni (Madyśka 1995) dość duże ilości splukiwanego materiału. Dowodem tego przemarnięcia są: niewielkie kliny epigenetyczne (stanowisko Włodzimierzów III), toczne mułkowe (Dąbrówka III) oraz osady depozycji naśnieżnej (stanowiska Kałek i Przyglów-wieś B).

Śladem bocznego rozwoju doliny są głębokie podcięcia meandrowe pierwszej generacji, najbardziej rozległe w zbczu terasy w Murowańcu (Przyglowie). Podobne, późnovistuliańskie meandry o największym promieniu występują w dolinie Pilicy. Zostały one opisane przez Szumańskiego (1983) i Marosika (1984). Szumański (1983, 1986) znalazł w dolinie Pilicy części wielkiego paleomeandra (tab. 3), wypełnionego torfem. Początek sedymentacji wyznaczony został na młodszym dryas lub na początek okresu preborealnego. W Majkowicach zlokalizowano (5 km na północ od Przedborza) torfy, datowane na  $13\ 030 \pm 200$  BP (-1600/? BP) (Gd 2044), czyli na bölling lub alleröd. Szumański (1983) wskazał na piaszczystość wypełnień, jak również na sierpowate zarysy odsypów meandrowych oraz brak drobnoziarnistych pokryw osadów powodziowych.

Te same cechy można przypisać analogicznym formom wielkopromiennym dna o dużych promieniach krzywizn we Włodzimierzowie I, III, które również należy wiązać z młodszym dryasem (10 940 BP). Transformacja koryta do systemu rzeki meandrującej prawdopodobnie miała miejsce także w przełomie (III) (stanowisko Borowiec III) oraz w odcinku (IV), w Dąbrówce III. Brak dostatecznych materiałów nie pozwala określić momentu tej transformacji. Dno i koryto w odcinku przełomowym i ujściowym ulegało obniżaniu od młodszego dryasu, co potwierdzałyby prowadzone przez Kozarskiego i Rotnickiego (1978) badania den dolinnych Niżu Polskiego.



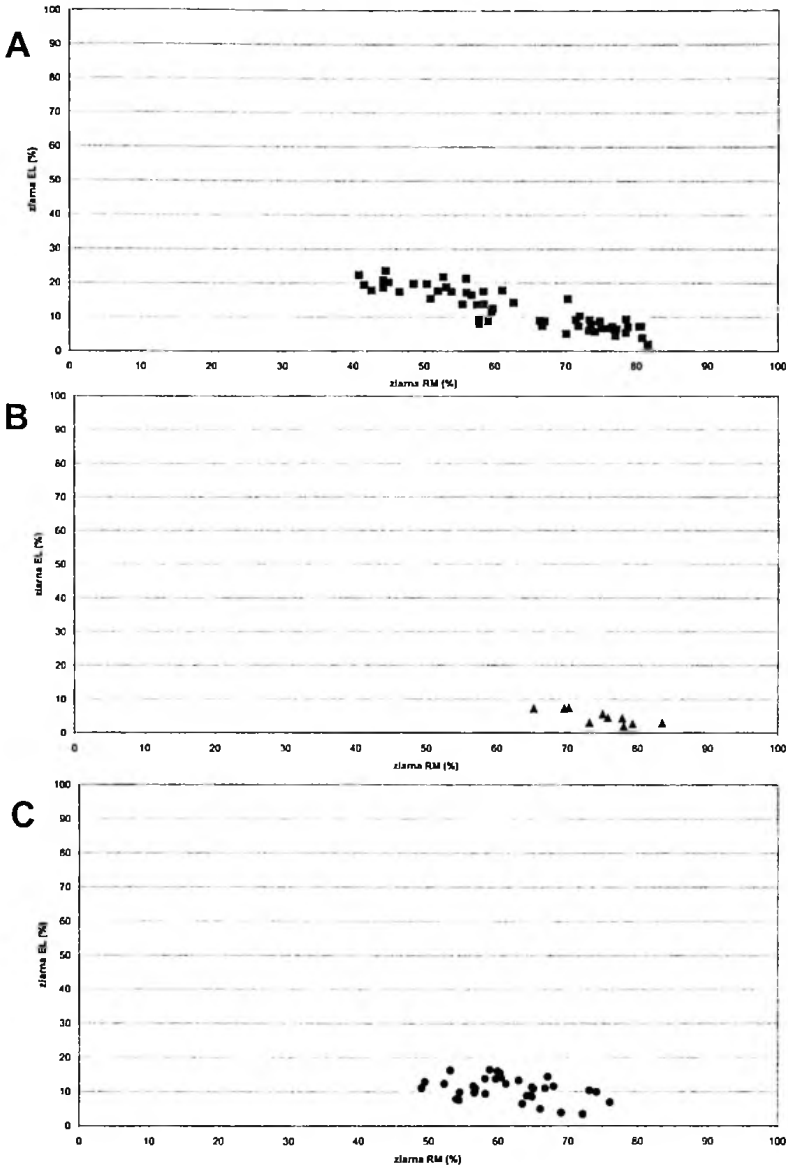
Tabela 3

Datowania osadów rzecznych w dolinach Pilicy i Luciąży (wraz ze Strawą)  
 Dates from the fluvial deposits in the valleys of Pilica and Luciąża (and Strawa)

Dolina Pilicy		Dolina Luciąży i Strawy	
Próbki archeologiczne	Próbki geologiczne	Próbki archeologiczne	Próbki geologiczne
	Paskrzyn Lod 214 2970 ± 160 Lod 217 7306 ± 170 Lod 215 11480 ± 180 Lod 263 11600 ± 300 Lod 244 2250 ± 210 Lod 264 13200 ± 200	Piotrków Trybunalski Lod 448 200 ± 80 Lod 449 210 ± 80 Lod 446 260 ± 90 Lod 450 370 ± 80 Lod 447 460 ± 80	Przerąb-Piła Lod 885 3670 ± 50 (detrytus) Lod 886 10940 ± 100 (torf)
Sulejów-Podkladsztorze Lod 346 650 ± 70	Sulejów-Piaski I Lod 189 1660 ± 90		Włodzimierzów Lod 882 10920 ± 100 (torf)
Stobnica – Trzymorgi Lod 136 2070 ± 105 Lod 132, 138 2110 ± 105 Lod 129 2130 ± 100 Lod 128, 130 2160 ± 110 Lod 134 2165 ± 105 Lod 131 2190 ± 105 Lod 135 2195 ± 110 Lod 137 2195 ± 105 Lod 133 2240 ± 100	Łęg Ręczyński Lod 352 4380 ± 140 Lod 264 4530 ± 160 Lod 320 6060 ± 240 Lod 216 6470 ± 140 Lod 327 7460 ± 250 Lod 319 8960 ± 190 Lod 328 10270 ± 220 Lod 326 10950 ± 200 Lod 325 11480 ± 230	Nowy Młyn ? Lod 334 5030 ± 130 Lod 349 5180 ± 150 Lod 291 5190 ± 210 Lod 346 5230 ± 150 Lod 292 5230 ± 180	Przyglów Lod 883 1330 ± 50 (namul torfiasty)
	Taras Lod 261 6600 ± 160 Lod 322 10270 ± 250 Lod 321 10430 ± 210	Cieszanowice Lod 373 3390 ± 140 Lod 383 3450 ± 130 Lod 472 3480 ± 130	Kłudzice Nowe Lod 884 3620 ± 50 (poziom żarowy)
	Skotniki Lod 320 6060 ± 240 Lod 318 10150 ± 210 Majkowice Gd 2044 13030 ± 200 - 1600?		

Opracowano na podstawie: Trzeciak, Borowiec (1996) i Szumański (1986).

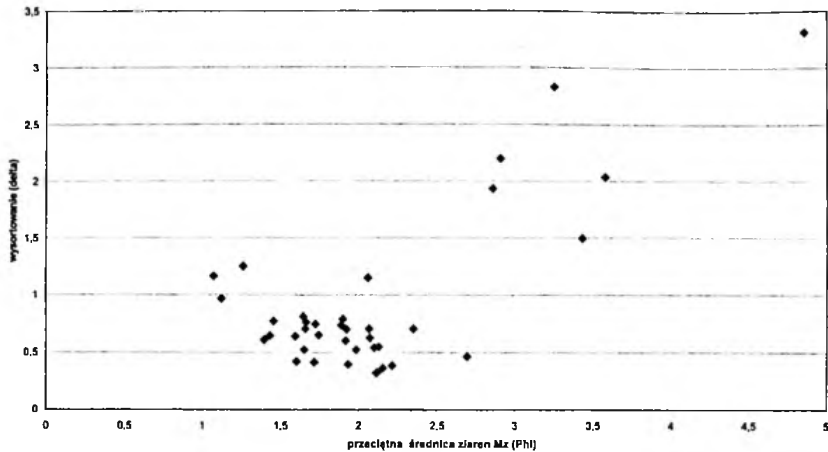
Mimo ogólnych tendencji erozyjnych przez cały późny wistulian, w okresie młodszego dryasu (kiedy zaostrzyły się warunki klimatyczne) została według Turkowskiej (1997a) zahamowana tendencja erozyjna w dolinach. Nastąpiła faza agradacji, odpowiedzialna za budowę trzonu terasy niskiej I i chwilowy powrót do dziczenia rzek (Falowski 1975). Wynikiem tego mogą być osady wykształcone w stanowiskach: Borowiec III, Dąbrówka III, Włodzimierzów I, III. Być może w basenie (I) tworzyły się aluwia późnowistuliańskie, ale mogły one zostać inkorporowane w osady holocenijskie. Jedynym udokumentowanym śladem zdarzeń późnowistuliańskich jest zapis fazy erozji o głębokości 4 m ze schyłkowej części allerodu (10 940 BP), a następnie akumulacji torfów (st Przerąb-Piła) o miąższości 2 m.



Rys. 50. Obróbka ziaren kwarcowych w osadach późnowistuliańskich i holocenijskich  
późny wistulian. A – osady terasy niskiej I, B – osady eoliczne; holocen: C – osady dna doliny

Quartz-grain abrasion in the Late Vistulian and Holocene deposits

Late Vistulian: A – deposits of low terrace I, B – aeolian deposits; Holocene: C – valley floor deposits



Rys. 51. Uziarnienie w osadach rzecznych holocenijskich

Grain-size distribution in the Holocene fluvial deposits

Cechy teksturalne i strukturalne osadów późnowistuliańskich wskazują na fazę przejściową między odpływem kształtowanym przez rzekę roztokową a meandrującą. Osady te charakteryzuje najbardziej zróżnicowana obróbka ziaren kwarcowych spośród wszystkich osadów doliny Łuciąży. Zawartość ziaren dobrze obrobionych RM waha się w granicach 39–82 % (rys. 50A), co można tłumaczyć rozmywaniem osadów starszych, silnie zeolizowanych i ich inkorporacją w aluwia późnowistuliańskie. Struktury sedimentacyjne wskazują na średnią i dość dużą dynamikę środowiska sedimentacyjnego (rys. 51), najwyższą spośród wszystkich osadów rzecznych – plenivistuliańskich i holocenijskich (rys. 51). Dominującymi strukturami są piaski o przekątnym warstwowaniu rynnowym (*Sl*), powstałe w ośrodku o średniej energetyce przepływu. W mniejszości występują struktury wysokoenergetyczne (*SGm/Sm*, *SGh/Sh*, *Sl*, *Sp*), powstałe w środowisku wód płynących. Po raz pierwszy pojawiają się w szczątkowej ilości osady organiczne (*C*), charakteryzujące baseny popowodziowe. Dowodzi to zdecydowanej przewagi facji korytowej nad pozakorytową. Osady późnowistuliańskie są nieco grubsze i słabiej wysortowane ( $Mz = 0,3–2,71$  Phi; średnio  $Mz = 1,62$  Phi;  $\delta = 0,58–2,08$ ) niż plenivistuliańskie. Zbliżone wyniki wskaźników uziarnienia uzyskała Ludwika - Kędzia (2000) dla osadów korytowych późnowistuliańskich w Daleszycach w dolinie rzeki Bielnianki (rzeka III. rzędu). Analogiczne wyniki ( $Mz = 1,57$  Phi) podano w literaturze (Flórek *et al.* 1990) dla późnowistuliańskich osadów rzecznych leżących w Basenie Unisławskim w dolinie dolnej Wisły.

Na badanym obszarze i w jego sąsiedztwie od późnego vistulianu zaczął się proces formowania wydm, który trwał aż do holocenu, do okresu atlantyckiego (Jaśkowski 1981; Kwapisz 1983; Manikowska 1985, 1992a,b) w klimacie suchym i chłodnym. Procesy eoliczne (st. Ochotnik) działały na całym obszarze badań. Efektem morfologicznym są pola piasków przewianych we

wschodniej części dorzecza Luciąży oraz wydmy towarzyszące poziomom dolinym, a szczególnie plenivistuliańskiej terasie wysokiej II.

Formy eoliczne przegradzały również dno doliny. Na wydmach uformowały się lokalne działy wodne i bifurkacje. Działalność eoliczna w Antonielowie w odcinku (III) czy Masłowicach doprowadziła do lokalnych zmian w sieci drobnych dopływów Luciąży, zasypując piaskami niektóre partie dolinek i odcinając obszary wysięków od rzek głównych. W ten sposób powstały zabagnione zagłębienia bezodpływowe między Cieślami a Kalinkami, i w okolicach Lubienia.

## ROZWÓJ DOLINY W HOLOCENIE

Transformację procesów fluwialnych i początek rozwoju intensywniejszych procesów eolicznych należy wiązać z obniżeniem się poziomu Bałtyku i rozwojem erozji wgłębnej u schyłku plejstocenu oraz na początku okresu preborealnego (R ó ż y c k i 1972; S t a r k e l 1977). W okresie preborealnym zmienił się w całej dolinie układ koryt z rzek roztokowych na meandrujące. Zapoczątkowana erozja wgłębna była najsilniejsza w okresie preborealnym i borealnym (F a l k o w s k i 1967; S t a r k e l 1977; K o z a r s k i, R o t n i c k i 1978; T u r k o w s k a 1988). Rozcięcie terasy niskiej I do 6 m na przełomie plejstocenu i holocenu oraz wcięcie koryta spowodowało obniżenie poziomu wód gruntowych i przesuszenie powierzchni terasy. W wielu miejscach w dolinie zmiany, które zaszły we wczesnym holocenie zostały zachowane w stanie kopalnym, najczęściej w postaci osadów mineralnych, piaszczystych. Prawdopodobnie z tego okresu (eoholocenu) pochodzą osady stożka dolinki bocznej, który nadbudowuje terasę niską I we Włodzimierzowie III.

Na piaskach wczesnoholoceńskich, prawdopodobnie w atlantyku, rozwinęły się miejscami torfowiska. Nieco później uformowany został cokół erozyjny dna doliny, po czym odmłodzone doliny zostały wypełnione brukiem i nadbudowane piaskami korytowymi. Kompleks ten utworzył trzon dna doliny (st. Kłudzice III). Na powierzchniach dna występują liczne starorzecza wykształcone w postaci drugiej generacji meandrów, które dowodzą lokalnych zmian koryta i są zapisem jego bocznej migracji (st. Kłudzice III i Przyglów-letnisko).

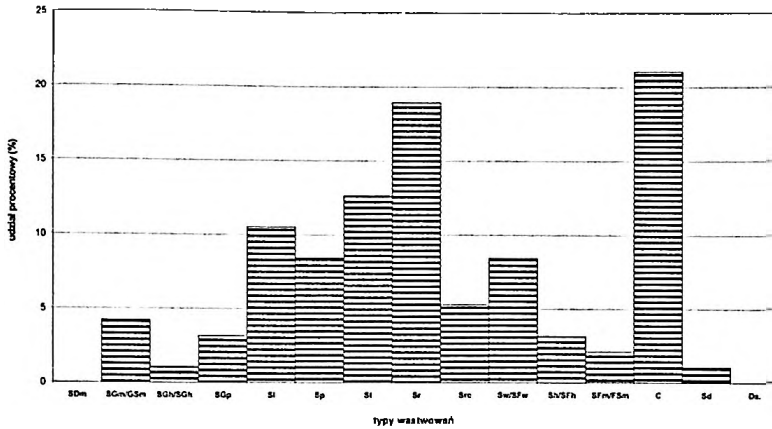
W holocenie, w odcinku ujściowym obserwujemy co najmniej dwie fazy stabilizacji koryta: w atlantyku (st. Kłudzice III, tab. 3 – dolina Pilicy: Łęg Ręczyński, Taras i Skotniki) i w subatlantyku (st. Przyglów-letnisko). Dłuższe okresy wilgotne, na przykład w atlantyku, sprzyjały przewadze erozji rzeki o minimalnym spadku i nieznacznej sile transportowej, rozwojowi bagien i torfowisk, wypełniających starorzecza (L i n d n e r 1987). Trudnym do interpretacji faktem jest brak atlantyckich śladów odpływu w dolinie Luciąży. Zostały one prawdopodobnie zniszczone w wyniku bocznej migracji koryta, podobnie jak w dolinie Moszczenicy (K a m i ń s k i 1993). Natomiast subatlantyckie osady organiczne równi zostały nadbudowane w całym odcinku ujściowym (V) (rys. 41) i przeło-

mowym (III) (st. Kuźnica Żerechowska II i Przyglów-letnisko) klasycznymi pakietami mineralno-organicznymi o miąższości 1–1,5 m.

Częstym zjawiskiem w holocenie w trakcie podnoszenia się poziomu wody było podcinanie brzegów na zewnętrznej części zakola, szczególnie po wschodniej stronie doliny (np. stanowisko Polanka o wys. 6,4 m). Uruchamiane były procesy masowe. W różnowiekowych osadach, nie tylko holocenijskich, fosylizacji mogły ulec pnie drzew, często błędnie uznawane za tzw. dęby atlantyckie. Do holocenijskich rzek dostawały się osady wszystkich cykli sedymentacyjnych, o czym świadczy dość zróżnicowana obróbka ziaren kwarcowych w aluwiach holocenijskich ( $RM = 47\text{--}76\%$ ;  $EL = 3\text{--}18\%$  – rys. 50C). Woda przerabiała i mieszała różne genetycznie i wiekowo osady czwartorzędowe i dlatego trudno jest określić jednoznacznie teksturalne wyróżniki diagnostyczne dla rzecznych osadów holocenijskich (Turkowska 1991), na tle starszych osadów aluwialnych (rys. 50, 51).

Jedynym wyróżnikiem tych osadów są typowe struktury sedymentacyjne i odpowiadające im formy depozycyjne charakterystyczne dla środowiska rzeki meandrującej, co podkreślono również w literaturze (Flórek *et al.* 1990; Ludwikowska-Kędzia 2000). Na uwagę zasługują struktury powstałe na obszarze basenów popowodziowych, wykształcone w postaci rytmu organiczno-mineralnego (rys. 41). Występują tu struktury charakterystyczne dla stagnacji wód, wyrażone strukturami organogenicznymi i organiczno-mineralnymi – torfami i namulami torfiastymi (C) na przemian z osadami słabej prądowej – piaskami warstwowanymi przekątnie riplemarkowo (*St/Src*). Struktury te wskazują na facje pozakorytową i wypełnień paleokoryt. Osady korytowe najczęściej reprezentowane są przez struktury odsypów meandrowych – piasków przekątnie warstwowanych (*St, Sl, Sp*), wskazujące na średnią energetykę środowiska (rys. 52).

Istotnych uzupełniających informacji o dynamice środowiska rzeki holocenijskiej dostarcza zestawienie wskaźników uziarnienia (Mycielska-Dowgiałło 1995) – przeciętnej średnicy ziaren ( $Mz = 1,1\text{--}4,7\ \Phi$ ) i odchylenia standardowego ( $\delta = 0,38\text{--}3,3$ ) (rys. 51). Wykres jest asymetryczny, w przybliżeniu przypomina rozwartą literę „v” z dominacją układu drugiego nad układem pierwszym. Cechy teksturalne potwierdzają, że w holocenie nad korytową przeważała facja pozakorytowa. Pojedyncze punkty w górnej części wykresu ( $Mz > 2,8\ \Phi$ ,  $\delta > 1,5$ ) cechują osady wezbraniowe (typ 2a wg Mycielskiej-Dowgiałło 1995). Podobne wskaźniki uziarnienia zaprezentowano dla aluwiów atlantyckich występujących w Kotlinie Płockiej (Flórek *et al.* 1990) i w dolinie Bielniarki (Ludwikowska-Kędzia 2000). Aluvia holocenijskie i vistuliańskie w dolinie Luciaży wskazują na stopniowe drobnienie i coraz lepszy stopień wysortowania, a także na mniejszą dynamikę środowiska w stosunku do osadów ze zlodowaceń środkowopolskich. W całej historii doliny okres holocenijski charakteryzowała najbardziej spokojna sedymentacja, przerywana okresowo powodzią. Dynamika i bilans procesów erozyjno-akumulacyjnych był przestrzennie zróżnicowany i zależał od rzeźby odziedziczonej po dolinie vistuliańskiej.



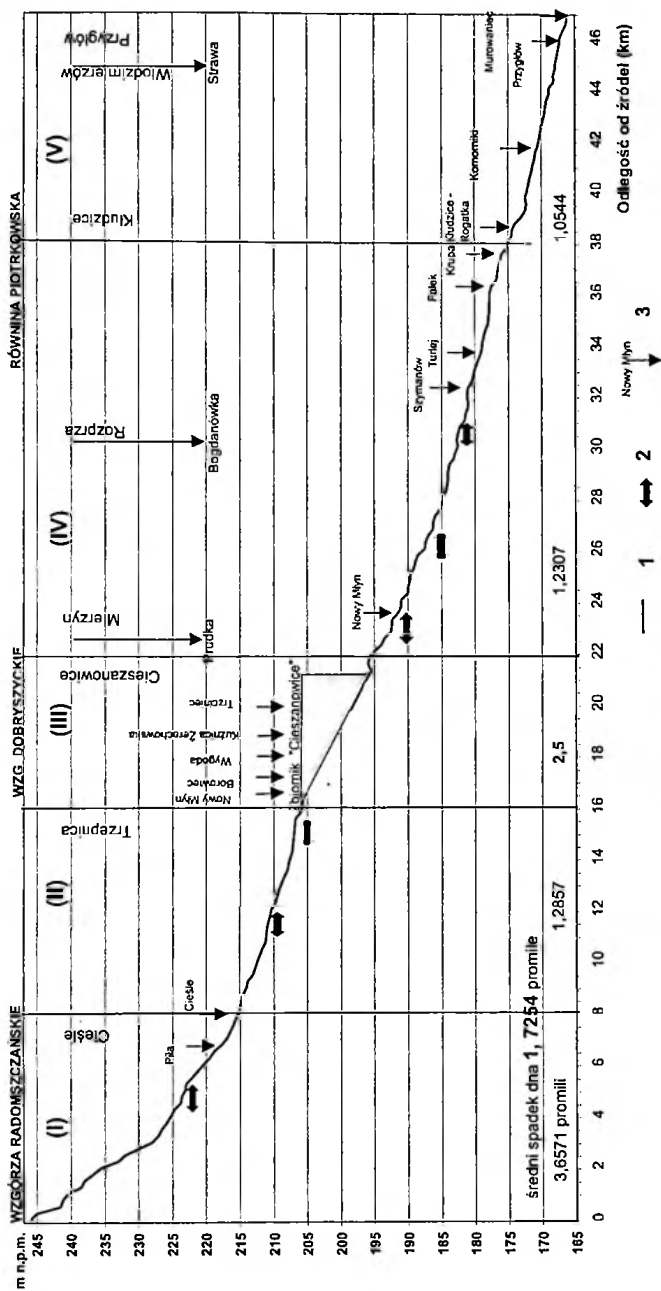
Rys. 52. Struktury sedimentacyjne w przebadanych aluwiach holocenijskich

Sedimentary structures in the studied Holocene alluvium

W odcinkach wąskich (III) i (V) zaznaczał się dodatni bilans erozji, pogłębienie dna i koryta oraz klasycznie wykształcony, ale nie swobodny pas meandrowy (K r a u ż l i s 1974). Dolina holocenijska powtarza zatem kształt doliny wistulianiskiej w odcinku ujściowym (V) i pomiędzy Trzeźnicą a Cieszanowicami (III). Natomiast w odcinkach szerokich, w basenie (I), w odcinku (II) czy poniżej Cieszanowic – (IV) występował inny styl sedimentacji i ujemny bilans erozji. Dominująca, niemal ciągła przez cały holocen depozycja utworów bagiennych (rys. 52 – struktury C, FSh, FSm) odbywała się jednocześnie z sedimentacją osadów facji korytowej i pozakorytowej (st. Przerąb-Piła). Aluwia rzeczne często tworzyły groble włożoną w osady wód stojących. Prawdopodobnie na takiej grobli został zlokalizowany wczesnośredniowieczny gród rozpierski (vide G o Ź d z i k 1982).

Badania archeologiczne wykonane w dolinie Pilicy, Luciąży i Strawy pokazują, że człowiek również przyczynił się do morfogenezy doliny przynajmniej od 5 000 BP (tab. 3 – Nowy Młyn?). W wyniku zagospodarowania dorzecza zmieniały się dotychczasowe warunki odpływu, a ilość rumowiska dostarczonego do koryt wielokrotnie wzrosła. Na początku neolitu, w wyniku zmian użytkowania ziemi i wylesień (st. Kłudzice III), spowodowanych przez gospodarkę wypaleniskową i intensywną hodowlę (pasterstwo i rolnictwo kultury łużyckiej, trzcinieckiej), degradacji ulegały obszary terasy zalewowej wyższej. Spowodowało to intensywną denudację odlesionych zboczy i osadzanie produktów erozji w małych dolinach (K l i m e k 1997). Tak to opisał Ś n i e s z k o (1995) w dolinie Sancygniówki. Być może w stanowisku Kłudzice III odpowiednikiem są osady pokrywy eolicznej.

Po okresie „wędrówki ludów” w okresie wczesnego średniowiecza i napływu Słowian (V/VI), a później w okresie rozwoju państwowości polskiej w X w., rzekę Luciążę wykorzystywano w transporcie między grodem rozpierskim (G o Ź d z i k 1982) a innymi kasztelaniami (Przedborzem) i opactwami (Sulejów, Witów). Luciąża pełniła znaczącą rolę transportową w ówczesnej Polsce.



Rys. 53. Profil podłużny dna doliny Luciąży

1 – rzędna dna; 2 – stawy rybne; 3 – młyny

Longitudinal profile of the Luciąża valley

1 – row (a.s.l.) of the valley floor; 2 – ponds; 3 – water-mills

Lokalizacja pierwszych osad ludzkich w dolinie i okolicy wybierana była z powodów obronnych i ze względu na dostęp do wody (np. w okolicach Rozprzry i Mierzyna czy Piotrkowa w międzyrzeczu Strawy i Strawki). W sąsiedztwie osad budowano pierwsze obwałowania (Gąsior 1995) chroniące przed powodzią. Według Gózdziaka (1982) osady te istniały aż do późnego średniowiecza, ale z powodu większych opadów, wiązanych z małą epoką lodową, a przez to podniesieniem się poziomu wód i częstym zalewaniem grodzisk, osadnictwo przeniosło się wyżej, na tereny wysoczyznowe, bardziej suche.

Kolejny etap wiąże się z budową młynów (rys. 53) i dalszym wylesianiem trwającym od późnego średniowiecza aż do II wojny światowej (Kremiński, Nowakowski 1980). Budowa młynów sprzyjała retencji dużej ilości wody w dorzeczu i zapobiegała gwałtownym powodziom oraz powodowała lokalne ograniczenie transportu i sedymentacji aluwii. Młyny lokalizowane były w miejscach największych lokalnych spadków, czego przykładem jest krótki odcinek przełomowy (30 % wszystkich młynów) lub w odcinku dolnym, gdzie istniała obfitość wód.

Bezpośrednia presja na większą skalę rozpoczęła się w dolinie Luciąży od XIX wieku, po budowie odcinka kolei warszawsko-wiedeńskiej Piotrków–Radomsko (1847 r.). Regulacja rzeki poprzez: prostowanie koryta, meliorację, podpiętrzenia, budowę jazów, zakładanie stawów rybnych w szerokich odcinkach doliny powodowała lokalne zmiany nie tylko w reżimie odpływu, ale i w dostawie materiału.

Wskutek zalania ujścia poprzez utworzenie Zbiornika Sulejowskiego na Pilicy w latach siedemdziesiątych XX w. i podniesienia bazy erozyjnej wyraźnie narastać zaczęła delta poniżej Murowańca. Współcześnie wybudowany zbiornik „Cieszanowice” zajmuje 10% długości doliny (rys. 53) i wpływa istotnie na wszystkie komponenty środowiska (Wacheccka-Kotkowska 1999). W kwietniu i na przełomie lipca i sierpnia 2001 roku w wyniku obfitych opadów w dorzeczu Pilicy, zbiornik przyjął całą falę powodziową, wypełniając się całkowicie. Doszło do przelewu wody ponad tamę, ale kulminacja fal wezbraniowych Pilicy i Luciąży zalała obszary ujściowe w okolicach Przygotowa. Zaobserwowano powolne zasypywanie cofki zbiornika osadami mułkowymi. Poniżej zapory można się spodziewać nasilenia erozji wgłębnej, podobnie jak przy innych tego typu obiektach w Polsce (Cyberski 1984; Babiniński 1982, 1992, 1997; Wacheccka-Kotkowska 1994, 1999).



## CZYNNIKI ROZWOJU DOLINY LUCIAŻY

Problemy związane z charakterem rozwinięcia koryta, kierunkami transformacji i ewolucji den dolinnych były przedmiotem wielu badań w różnych systemach rzecznych (Szumański 1977, 1986; Kozarski, Rotnicki 1978; Antczak 1986; Gonera 1986; Turkowska 1988; Florek 1991; Andrzejewski 1994; Superson 1996; Petera 2002; Forysiak 2003). Efektem końcowym w wielu pracach było wyróżnienie determinant mających wpływ na badane systemy, często opierając się na klasyfikacji Schuma (1977).

W niniejszym rozdziale, zgodnie z założeniami wstępnymi, określono i omówiono czynniki, które wpływały na rozwój doliny Luciaży. Zostały do nich zaliczone:

1. Czynniki natury lokalnej, geologicznej.

a – wewnętrzne, endogeniczne (powierzchnia podłoża przedczwartorzędowego, elewacje, progi strukturalne, aktywność tektoniczna, subsydencja obszaru oraz formy odziedziczone, założone na kierunkach strukturalnych),

b – zewnętrzne, egzogeniczne (rzeźba inicjalna – podłoże doliny związane z przebiegiem glacjacji i deglacjacji lądolodów środkowopolskich).

2. Czynniki klimatyczne, związane z cyklicznymi zmianami klimatu w czwartorzędzie, w odniesieniu do różnych skal czasowych.

3. Uwarunkowania pośrednie, częściowo powiązane z klimatem oraz częściowo z warunkami lokalnymi.

Za początek cyklu rzecznego w dolinie Luciaży można uznać okres zlodowacenia odry fazy pomaksymalnej II – wieniawy. Proces ewolucji przebiega zależnie od wyżej wymienionych czynników. Zostaną one kolejno omówione.

### ROLA CZYNNIKÓW LOKALNYCH, WEWNĘTRZNYCH

Różny charakter podłoża i aktywności tektonicznej na pograniczu jednostek platformy paleozoicznej spowodował odmienną procesów na liniach strukturalnych. Współczesna sieć rzeczna w dużej mierze powtarza stare, przedczwartorzędowe rysy hydrograficzne w odcinku górnym (I) i odcinku ujściowym (V).

W odcinku górnym (I), na południu, teren ogranicza równoleżnikowa elewacja podłoża mezozoicznego, wyrażona strukturami fałdowo-zrębowymi w postaci brachyantyklin. Elewacje te stanowiły lokalne urozmaicenie podłoża i wpływały na zasięg lądolodu odrzańskiego fazy pomaksymalnej I – wieniawy, który przylegał do wzgórz mezozoicznych. Drugorzędne elewacje transwersalne założone na linii Prze-

wał-Góra Chełmo wpływały na sposób deglacji, organizację odpływu wód, asymetrię budowy basenu, a to z kolei miało znaczenie w późniejszym kształtowaniu się inicjalnego odpływu w dolinie.

W odcinkach (II)–(IV), leżących w obrębie kredowej niecki łódzkiej, podłoże podczwartorzędowe nie miało większego znaczenia dla rozwoju doliny. Dopiero w odcinku (V), położonym w skrzydle wału kujawsko-pomorskiego (antyklinie Sulejowa), zauważalna jest zbieżność przebiegu doliny z przebiegiem pokredowego uskoku tektonicznego. Obszar ten prawdopodobnie podlegał procesom neotektonicznym w czwartorzędzie i powielał przedczwartorzędową rzeźbę.

Ruchy neotektoniczne, szczególnie o charakterze blokowym, mogły w dolinach wzmacniać lub osłabiać intensywność uwarunkowanych klimatycznie procesów erozyjno-akumulacyjnych (Z a ł o b a 1992). W dolinie Luciąży, w odcinku ujściowym (V) położonym na skrzydle wału kujawsko-pomorskiego (w antyklinie Sulejowa) prawdopodobnie już w preglacjale nastąpiło założenie doliny, a następnie jej odnowienie w interglacjale mazowieckim (faza mazowiecka wg Baranieckiej 1975), w którym to okresie według Lindnera *et al.* (1982) oraz Trzmiela i Nowackiego (1987) występowały intensywne ruchy neotektoniczne w środkowej Polsce. Wniosek ten można wyprowadzić jedynie na podstawie głębokich wierceń i interpretacji przekrojów geologicznych (rys. 10, przekroje XIX, XXV).

Wyżej opisane procesy dotyczyły prawdopodobnie i odcinka (IV), poniżej Starej Wsi, gdzie dolina Luciąży przebiega przez kopalną dolinę Niechcic, podobnie jak w odcinku ujściowym (V). Tutaj dolina powiela preglacjalne założenia (rys. 7, 8, 10, przekroje XIX, XXV) na linii uskoku pokredowego. W miejscu tym występowała zwiększona subsydencja, ale ograniczona tylko do bliskiego sąsiedztwa uskoku. Dało to predyspozycję do lokalizacji doliny rzecznej – od kopalnej doliny Niechcic do kopalnej doliny Włodzimierzowa. Potwierdza to Ruszczyńska-Szenajch (1966), chociaż z powodu niewystarczającej ilości danych nie wiąże ona obu dolin z założeniami na tym samym uskoku.

Okresy subsydencji, czyli fazy akumulacji w odcinkach (IV) i (V) doliny, były przedzielone okresami spokoju tektonicznego, które wyrażały się fazami erozji. Niewielką szerokość odcinka ujściowego (V), o charakterze przelomowym i wymuszoną szerokość pasa meandrowego, można by tłumaczyć przemiennym podnoszeniem i obniżaniem obszaru. Do podobnych wniosków doszedł Kruczyński (1974) w badaniach zależności między morfologią poziomów dolinnych a ruchami tektonicznymi w dolinie Warty. W dość szerokim odcinku (IV), gdzie rozwinąć się mógł swobodny pas meandrowy, procesy neotektoniczne musiały przebiegać z mniejszym natężeniem.

Aktywność tektoniczna o charakterze wznoszącym na południu basenu (I), spowodowała usuwanie osadów starszych okresów czwartorzędowego. Z drugiej strony w centrum basenu i na jego zachodzie, istniały ruchy obniżające, które prawdopodobnie trwały od zlodowacenia odry do początków warty. O subsydencji tego obszaru jeszcze podczas zlodowacenia warty może świadczyć nadbudowanie poziomu wyższego IV w okolicach Borek dwumetrową warstwą piasków warciańskich, budujących poziom niższy III. Fakt, że w odcinku (V) osady górnej części poziomu pradolinowego III, warciańskiego leżą niezgodnie na osadach spą-

gu, może wskazywać, że również odcinek (V) podlegał słabym ruchom fazy bełchatowskiej wyróżnionym przez Krzyszkowski (1992).

Rów Bełchatowa, wschodnim skrzydłem przecinający poprzecznie dolinę Łuciąży w odcinkach (II)/(III), wydaje się nie mieć znaczenia dla jej ewolucji, gdyż został on wypełniony miąższym kompleksem skał czwartorzędowych i nadbudowany po stronie północnej morenami czołowymi fazy odrzywołu. Zwraca jednak uwagę głębokie wcięcie pochodzące z przelomu plejstocen–holocen, usunięcie większości aluwów vistuliańskich, wyraźne krawędzie doliny holocenińskiej i zawieszane oraz suche dolinki boczne w okolicach Grabowca (rys. 4). W miejscu tym następuje skrzyżowanie osi doliny z poprzecznym uskokiem tnącym rów (rys. 7, 8).

### WPŁYW CZYNNIKÓW LOKALNYCH, ZEWNĘTRZNYCH

Powstanie postglacialnej sieci rzecznej jest związane z tworzeniem się przetań w martwym lodzie, w miejscach występowania wzniesień strukturalnych w podłożu oraz ze szczelinami, które warunkowały kierunki odpływu (Klajnert 1978; Krzeminski 1986, 1997; Falkowska 2000). Przebieg transgresji i deglacjacji łądolodów środkowopolskich w sposób pośredni determinował kształtowanie się doliny Łuciąży. Budowa geologiczna i rzeźba podłoża doliny związane były z różnowiekowymi osadami glacialnymi i fluwioglacialnymi faz recesyjnych łądolodu odry i łądolodu warty, co wpłynęło na różny czas powstania i odmienne uwarunkowania glacialne różnych odcinków doliny.

W kolejnych etapach glacji i deglacjacji łądolodu odry powstały następne obniżenia – misa końcowa wieniawy z poziomem sandrowym w odcinkach (I), (II) oraz obniżenie dolinne fazy odrzywołu w odcinkach (IV), (V). Pomiędzy tymi dwoma obniżeniami występował ciąg czołowomorenowy odrzywołu (III). Ciąg ten stanowił lokalny dział wodny, oddzielający dwa zlewiska – Morza Czarnego i Morza Północnego. Na podobne uwarunkowania dolin na Nizinie Podlaskiej, w szerokiej strefie marginalnej warty wskazała Falkowska (2000).

Formowanie dolin po obu stronach ciągu należy wiązać z kształtowaniem się szlaków odpływu marginalnego w zaadaptowanych obniżeniach glacialnych. W odcinku (I) i (II) odpływ ten odbywał się już podczas fazy odrzywołu zlodowacenia odry – w kierunku południowym, ku dolinie Widawki. Natomiast po północnej stronie tego ciągu, w odcinkach (IV) i (V), odpływ przebiegał w kierunku NE, ku pradolinie Pilicy, w dolinie sandrowej. Szlak ten następnie był wykorzystany jako dolina marginalna podczas zlodowacenia warty.

Dolina Łuciąży składała się więc z odcinków wywodzących się z dwóch ciągów obniżen glacialnych – odcinki (I) z (II) z fazy wieniawy zlodowacenia odry oraz odcinki (IV) z (V) z fazy odrzywołu zlodowacenia odry – przedzielonych ciągiem glacialnych pagórków Wzgórz Dobryszyckich, zbudowanych ze zwartych utworów morenowych i gruboziarnistych osadów fluwioglacialnych i wodno-morenowych, które stanowiły trudno rozmywalny próg. W pewnym okresie, udokumentowana w

okolice zapory wodnej w Cieszanowicach (rys. 22, przekroje XVI, XVII), potężna erozja rzeczna doprowadziła do powstania przełomu (odcinek (III)) i odpływu ku NE.

Zróznicowanie morfometryczne (rys. 4, 5) każdej z pięciu części doliny wynikało więc z ich odmiennej genezy, która miała wpływ na wielkość i kształt odpowiednich fragmentów dorzecza, spadek podłużny doliny oraz jej morfologię. Większość odcinków w opisywanej dolinie, jak na przykład basen górnej Luciąży (I), odcinek (II), (IV), cechuje się stosunkowo dużymi rozmiarami oraz kotlinowością. Występowanie takich form K l a t k o w a (1989) wiąże z systemami zamkniętymi, które funkcjonowały w pewnych okresach (np. w środkowym plenivistulianie). Wąskie strefy doliny (np. odcinek (III), (V)) pełniły rolę udrażniającą, tranzytową i funkcjonowały zawsze jako otwarte w subsystemie fluwialnym Luciąży.

Z literatury wiadomo, że zróznicowanie rzeźby dolin jest powodem odmiennej infiltracji, różnego spływu powierzchniowego, typu i intensywności procesów stokowych. To z kolei wpływa na: wielkość przepływu, przebieg wezbrań, ilość, rodzaj materiału mineralnego, charakter i geometrię koryta (F a l k o w s k i 1975; S c h u m m 1977; S t a r k e l 1977; A n t c z a k 1986; S z u m a ń s k i 1986; T u r k o w s k a 1988; R o t n i c k i *et al.* 1989; K o z a r s k i 1992). A więc w dolinie Luciąży zróznicowana geneza poszczególnych odcinków uwarunkowała złożony charakter, który z czasem pogłębiał się.

#### ROLA CZYNNIKÓW KLIMATYCZNYCH W ROZWOJU SYSTEMU RZECZNEGO

W dolinie Luciąży czynnik klimatyczny należy uznać za główną determinantę jej rozwoju. Przemienne fazy erozji i akumulacji, wyrażone w osadach rzecznych w badanej dolinie odpowiadają poglądom na temat cykliczności rozwoju systemów fluwialnych w czwartorzędzie (J a h n 1956; K r z e m i ń s k i 1965; J e w t u c h o w i c z 1967, 1970; K o z a r s k i 1986; T u r k o w s k a 1988) – o fazach erozji w okresach kataglacjalnych oraz fazach zasypania w okresach anaglacjalnych. W świetle wyników badań należy uznać, że poszczególne okresy charakteryzowały się różnym typem rozwinięcia koryta rzeczne:

- w pleniglacjalach (w plenistadiach) w dolinie Luciąży występował **roztokowy** układ koryt, świadczący o dużych wahaniami przepływu z zapewnioną dostawą rumowiska wlezonego (wszystkie stanowiska w obrębie górnej części terasy wysokiej II);
- w interglacjalach (interstadiach) odpływ był kształtowany przez rzekę **meandrującą**, zasilaną wodami podziemnymi, niedociążoną rumowiskiem (wszystkie stanowiska występujące w dnie);
- w okresach przejściowych (np. wczesny vistulian, późny vistulian) – najczęściej następowała transformacja koryt w wyniku reakcji systemu fluwialnego na zmiany klimatyczne (wszystkie stanowiska w obrębie terasy niskiej I).

Cała dolina Luciąży w górnym plenivistulianie leżała na obszarze ekstraglacjalnym (w odległości około 200 km od linii zasięgu fazy leszczyńskiej ostatniego łą-

dolodu), na którym występowały jednolite warunki klimatyczne. Znalazło to wyraz w podobnie wykształconych osadach rzecznych z tego okresu we wszystkich systemach rzecznych w środkowej Polsce. W dolinie Łuciąży są to osady terasy nadzalewowej II. Osady tej terasy o charakterze pokryw fluwioperyglacjalnych tworzyły się przy współdziałaniu procesów: rzecznych, stokowych (spłukiwania, kongeliflukcji i transportu bocznego z dolin płaskodennych), eolicznych, termokrasowych i innych, związanych z klimatem peryglacjalnym i wieloletnią zmarzliną. Brak szczątków roślinnych i słabo wykształcone poziomy organiczne świadczą o surowości klimatu. W osadach powszechnie występują syngenetyczne, epigenetyczne wieloboki kontrakcji termicznej, formy akumulacji na lodzie, śniegu, zagrzebane, przemarznięte porwaki. A więc osady budujące terasę wysoką a raczej poziomą wysoki II mają genezę złożoną, nie zaś *stricte* rzeczną.

Czynniki natury klimatycznej, jako czynniki morfotwórcze, miały istotny wpływ na rozwój doliny. Szczególnie widoczne były efekty retuszu rzeźby w morfogenezie peryglacjalnej. W odcinkach basenowatych (I) i dość szerokich (II), (IV) występował agradacyjny, rozlewiskowo-jeziorny, a następnie rzeczny charakter sedymentacji z dostawą osadów – w wyniku spłukiwania, nawiewania i nadbudowywania terasy osadami stożków dolin bocznych. Natomiast w odcinkach wąskich, przelomowych (III), (V) po fazie erozji miała miejsce agradacja o charakterze rzeczonym (najpierw przykorytowym i pozakorytowym, później korytowym) w wyniku większej roli transportu podłużnego i kongeliflukcji (bardziej strome stoki) niż spłukiwania. Nawiewanie i nadbudowywanie terasy osadami eolicznymi zależało głównie od warunków lokalnych.

H a r a s i m i u k (1991) i S u p e r s o n (1996) różnym typom klimatu w vistulianie przypisują odpowiednie osady. W świetle tego, nieco upraszczając obraz budowy aluwów w środkowym plenivistulianie, w klimacie subpolarnym morskim w dolinie mogły rozwijać się osady piaszczysto-mułkowe, pozakorytowe, szczególnie charakterystyczne dla systemów zamkniętych, jakimi były szerokie odcinki doliny Łuciąży (I), (II), (IV). Osady te tworzą dolny człon terasy wysokiej II. Natomiast w górnoplenivistuliańskim klimacie subpolarnym, skrajnie kontynentalnym tworzyły się osady piaszczyste, korytowe. Budują one górny człon terasy wysokiej II.

Ocieplenie klimatu i zanikanie zmarzliny w późnym vistulianie spowodowało transformację w układzie koryt rzek. Prowadziło to do przejścia od fazy agradacyjnej, powierzchniowej do erozji liniowej (K o z a r s k i, R o t n i c k i 1978; K o z a r s k i 1992; K o z a r s k i, N o w a c z y k 1999). Efektem tego była zmiana rozwinięcia geometrii koryt z wzoru roztokowego na meandrujący, zgodnie z poglądami F a l k o w s k i e g o (1975), S t a r k l a (1977), K o z a r s k i e g o, R o t n i c k i e g o (1978), S z u m a ń s k i e g o (1986), T u r k o w s k i e j (1988). Według nowych poglądów mogło również dojść do odpływu w systemie wielokorytowym – *anabranching* typu I (P e t e r a 2002).

W przejściowym okresie późnego vistulianu, zanotowano zróżnicowane tendencje w dolinie Łuciąży:

– krótkotrwałą erozję, a następnie agradację osadów organogenicznych w basenach popowodziowych w odcinku źródłowym (I) po allerödzie;

– agradację rzeki meandrującej poprzedzoną erozją w odcinku ujściowym (V) i w dolinie Pilicy przed młodszym dryasem, erozję boczną i akumulację po młodszym dryasie;

– prawdopodobne (nie udokumentowane datowaniami) przejście z roztokowego rozwinięcia koryta na meandrujący, poprzedzone fazą erozji przed młodszym dryasem w odcinkach (III), (IV) (stanowiska Dąbrówka III i Borowiec VI).

Obecność wieloletniej zmarzliny w istotny sposób oddziaływała na odpływ w zlewniach (Turkowska 1988), w tym również w dorzeczu Luciaży, uniemożliwiając infiltrację, a także ewapotranspirację. Wody Luciaży były obciążone znacznym ładunkiem dennym, który przekraczał ich zdolność transportową, podobnie jak w innych rzekach Niżu Polskiego (Kozarski 1992). W wyniku ocieplenia zaczęła kurczyć się pokrywa wieloletniej zmarzliny i następowało sukcesywne zasiedlenie obszarów roślinnością (Madayska 1995; Mannion 2001), która była czynnikiem hamującym dostawę materiału mineralnego do dna i do koryta (Kozarski, Rotnicki 1978). Zmniejszyło się wahanie przepływu w rzekach (Lindner 1987). Rozwój pokrywy roślinnej w dorzeczu, szczególnie o zwartym systemie korzeniowym, przyczynił się także do zmniejszenia splywu powierzchniowego – co jest szczególnie widoczne na płaskim obszarze np. Równiny Piotrkowskiej, a także zamierania transportu poprzecznego, szczególnie na stokach wschodnich – długich i połączonych. Zróznicowanie osadów rzecznych było więc zależne głównie od warunków klimatycznych, chociaż niewątpliwie zależało również od określonych warunków o charakterze lokalnym.

Do czynników uwarunkowanych klimatycznie, chociaż pozadolinnych, zaliczyć można procesy eoliczne, aktywne podczas narastania warunków peryglacialnych. Są one traktowane marginalnie w analizach fluwialnych (Turkowska 1988; Kobojek E. 2000; Petera 2002; Forysiak 2003). Wpływały one w sposób zasadniczy na wykształcenie (cechy teksturalne) osadów budujących poziomy dolinne (warciański, plenivistuliański, holoceniński) oraz w ich nadbudowywanie pokrywami i wydmami (Goździk 1991; Manikowska 1992a,b).

Wpływ procesów eolicznych na kształtowanie systemów fluwialnych na Wyżynie Łódzkiej poprzez zmianę morfologii den, koryt i bifurkacje opisali Krajewski (1977) i Kamiński (1989). Kamiński (1989) wskazywał na istotną rolę czynnika eolicznego w transformacji koryta Moszczenicy w Warszycach, w wyniku zsypanywania się osadów eolicznych do łożyska i jego przegradzania. Taka sytuacja prawdopodobnie miała miejsce również w przełomie Luciaży, w okolicach młyna Łęgoń (obszar obecnie zalany).

Wydmy, zasiedlając rozległe basenowate obniżenia często powodowały bifurkację. Z taką sytuacją mamy do czynienia w dolinie w okolicach Ochotnika (Kocankowa Góra), Antonielowa, podobnie jak w dolinie Grabi w Teodorach (Turkowska 1988). Zmiany w odpływie i przegradzanie dolin ciągami wydm mogło być

spowodowane procesami eolicznymi, także w związku z aktywnością transwersalnych elewacji poprzecznych, na co zwrócił uwagę Jaśkowski (1981, 1997) w badaniach wydym w dolinach Gór Świętokrzyskich i Niecki Włoszczowskiej. W dolinie Luciąży prawdopodobnie takie zjawiska nie występują.

## WPLYW ANTROPOPRESJI W SYSTEMIE DOLINNYM

Doliny rzeczne od pradziejów stanowiły pierwsze środowisko bytowania człowieka. Wyrosły w nich pierwsze cywilizacje (Starkel 2002). Szumański (1977, 1986) uważa, że w wyniku antropopresji zmiany funkcjonowania rzek nasilały się nierównomiernie na przestrzeni  $2000 \pm 200$  lat. Ocenia się, że współczesne zmiany mogą być porównywalne ze zmianami, jakie przyniosła inwazja klimatu peryglacjalnego (Klimek 1997). Zdaniem autorki człowiek istotnie zmieniał system Luciąży od początku państwa polskiego. Największe zmiany dokonały się w ciągu ostatnich 100–170 lat. Zostały one zapoczątkowane budową kolei. Duże znaczenie miała aktywizacja gospodarcza obszaru badań po II wojnie światowej.

Człowiek ingerował w dolinę i wpływał na jej kształt, uruchamiając w sposób pośredni i bezpośredni cały system zależności i sprzężeń zwrotnych.

Do wpływu **pośredniego** na cały geosystem przy ingerencji w jeden element środowiska dorzecza dochodziło w wyniku:

- zmian użytkowania ziemi spowodowanych wylesieniem i wprowadzaniem upraw od neolitu do czasów współczesnych;
- osadnictwa stałego, wiejskiego od neolitu;
- osadnictwa miejskiego (od X w. – Rozprza, Piotrków Trybunalski);
- budowy linii komunikacyjnych, infrastruktury technicznej (droga szybkiego ruchu Warszawa–Katowice, drogi regionalne (rys. 2), kolej warszawsko-wiedeńska od 1847 roku, wodociągi, okablowanie);
- budowy i eksploatacji obszarów przemysłowych i zespołów miejskich (wybetonowany obszar Piotrkowa, Rozprzy, Gorkowic; od około 1980 r. lej depresyjny w zachodniej części dorzecza, wywołany odkrywkowym wydobywaniem węgla brunatnego z kopalni „Bełchatów”).

Przykład uruchamiania ciągu naturalnych procesów (pożary w dorzeczu → wylesianie → większy spływ powierzchniowy → powódzie lub procesy stepowienia, działalność wiatru) zrekonstruowano np. w stanowisku Kłudzice III (rys. 40).

**Bezpośredni** wpływ, na ogół o zasięgu lokalnym następował w wyniku:

- usuwania zatorów pni oraz żeremi bobrów (dla spławiania drewna);
- obwałowywania grodów obronnych np. w Rozprzy (całe średniowiecze);
- działalności młynów i młynówek (od średniowiecza; 16 obiektów, w tym 5 w przełomie);

- prostowania biegu rzeki w wyniku melioracji, zabiegów hydrotechnicznych (po II wojnie światowej, rys. 53);
- eksploatacji stawów hodowlanych, zapory wodnej i zalewu Cieszanowice (rys. 53);
- eksploatacji torfu w dolinie (okolice Sobocina) i wykorzystania go jako surowca energetycznego oraz lokalnie rudy darniowej (Huta Przerębska k/Przerębia, Borowiec) jako surowca metalicznego;
- wprowadzania substancji biogenych (nawozy sztuczne), ścieków przemysłowych (z Piotrkowa, Niechcic, Gorzkowic, Bęczkowic, Woli Krzysztoporskiej), ścieków komunalnych (brak oczyszczalni ścieków oprócz Piotrkowa, Rozprzry i Gorzkowic).

Obecność czynnika antropogenicznego spowodowała w różnych strefach systemu fluwialnego Łuciąży wiele zmian, między innymi: intensywną denudację wylesionych zboczy (strefa 1 – produkcji w modelu systemu fluwialnego wg S c h u m m a (1977)) i osadzanie produktów erozji w dnie doliny oraz w ujściu (strefa 3 – akumulacji w modelu). Wylesienie natomiast spowodowało nasiloną erozję gleb i przemieszczenie zwietrzelin z dorzecza do systemów dolinnych (np. we Włodzimierzowie III) (strefa 2 – tranzytowa w modelu).

Duża retencja w małym dorzeczu Łuciąży (budowa stawów, młynówek, zalewu) powodowała splaszczanie fal powodziowych. Lokalna erozja wgłębna (strefa 1 w modelu systemu fluwialnego), dziczenie rzeki Łuciąży poniżej zapory i akumulacja na dnie zalewu (strefa 3 w modelu), zwiększanie szybkości przemieszczania się fal wezbraniowych i ograniczanie sedymentacji przykorytowej są efektami prostowania koryt i zabudowy hydrotechnicznej (K l i m e k 1997).

Nieodwracalne zmiany w systemie dolinnym od Trzempnicy aż po ujście, a więc na około 2/3 długości doliny spowodowało zalanie znacznej części doliny (około 10 %) w wyniku budowy zbiornika „Cieszanowice” (rys. 53). Zbiornik został wybudowany w celu przeciwdziałania wpływowi leja depresyjnego, wywołanego odkrywkową eksploatacją węgla brunatnego w KWB „Belchatów”. Wykorzystanie wody ze zbiornika do nawodnień rolniczych powoduje przerzut wody do sąsiedniego dorzecza Widawki, a więc przerzut z dorzecza Wisły do dorzecza Odry. To wpływa na zmianę obiegu materii i energii nie tylko systemie fluwialnym Łuciąży (W a - c h e c k a - K o t k o w s k a 1994, 1999).

Systemu fluwialnego Łuciąży nie można automatycznie przenosić na wyidealizowany model S c h u m m a (1977). W wyniku działania wszystkich opisanych czynników, związanych z antropopresją, nastąpiły tutaj lokalne zmiany w obiegu energii i materii. Zwielokrotnieniu uległy strefa produkcji (1), strefa transferu (2) i strefa depozycji (3), tworząc w systemie fluwialnym Łuciąży łańcuch subsystemów o charakterze kaskadowym (K n i g h t o n 1984). W rezultacie, system ten stanowi całość połączonych paragenetycznie i paradynamicznie, różnostopniowych, subsystemów geomorfologicznych, naturalno-antropogenicznych oraz antropogeniczno-technologicznych (B o g a c k i , K o w a l c z u k



2000), które rozwijają się pod wpływem czynników endogenicznych, egzogenicznych i antropogenicznych.

## PODOBIENSTWA I RÓŻNICE W ROZWOJU DOLINY LUCIĄŻY I INNYCH DOLIN W ŚRODKOWEJ POLSCE

Przedstawiony morfogenetyczny rys doliny Luciąży i czynniki determinujące jej rozwój pozwalają wyróżnić cechy wspólne, a także różnice w jej rozwoju w stosunku do innych dolin środkowej Polski.

**Cechy wspólne** w dolinie Luciąży i dolinach środkowej Polski to:

- podłoże dolin związane z osadami i formami glacialnymi zlodowaceń środkowopolskich (odry lub warty);

- faza zasypania warciańskiego, w wielu dolinach znajdujących się w obrębie zasięgu lądolodu warty odpowiedzialna za budowę podłoża i teras kemowych (lub sandrów dolinnych). Związana jest ona z odpływem przy udziale typowej rzeki roztokowej, płynącej ku Widawce, prowadzącej wody ekstraglacialne ku zachodowi, w stronę dorzecza Łaby poprzez dorzecze górnej i środkowej Odry. Na pozostałych obszarach na południu (w tym w dolinie Luciąży), znajdujących się poza strefą zlodowacenia, faza ta związana jest z akumulacją poziomu pradolinnego niższego III, sandrów dolinnych typu zewnętrznego i z odpływem wód proglacialnych na wschód do pradoliny Pilicy–Wieprza–Krzyny, a potem do dorzecza Prypeci (L i n d n e r , M a r k s 1995);

- faza erozji ze schyłku zlodowacenia środkowopolskiego, odpowiedzialna za powstanie poziomu pradolinnego niższego III;

- dwucykliczna faza plenivistuliańska, podczas której w środkowym plenivistulianie osadzały się na początku drobnoziarniste osady budujące górną część terasy wysokiej II. Następnie po fazie erozji, synchronicznej z transgresją lądolodu (T u r k o w s k a 1992a), gromadziły się osady grubsze, piaszczyste, górnoplenivistuliańskie. Były one deponowane w środowisku peryglacialnym typowej rzeki roztokowej, o płytkich i połogich korytach, wzbierającej sezonowo, podczas wiosennych roztopów;

- faza erozji na przełomie pleni- i późnego vistulianu, synchroniczna z wycofaniem się lądolodu z linii moren fazy pomorskiej, i powstanie terasy wysokiej II, plenivistuliańskiej w sensie morfologicznym;

- meandrowe rozwinięcie koryt w holocenie i depozycja osadów mineralno-organicznych w dnach dolinnych.

Wszystkie te cechy występują powszechnie w tych dolinach środkowej Polski, które można określić jako doliny poligeniczne. Ich rozwój był głównie związany z **czynnikami klimatycznymi** (T u r k o w s k a 1996a; P e t e r a 2002). Zostały one opisane i wyodrębnione w badaniach: K r z e m i ń s k i e g o (1965) w dolinie Warty w okolicach Załęcza, J e w t u c h o w i c z a (1967, 1970) w pradolinie

warszawsko-berlińskiej, na odcinku Łęczycza–Łowicz, Goździka (1980), Krzyszkowskiego (1991b, 1992), Manikowskiej (1992a), Goździka, Zielińskiego (1996, 1997) w dorzeczu Widawki (na podstawie badań w odkrywcze KWB „Belchatów”), Marosika (1984) w dolinie Pilicy między Przedborzem a Sulejowem, Turkowskiej (1988) w dolinach górnych odcinków Neru, Mrogi i Wolbórki, Wieczorkowskiej (1989) w dolinie Dobrzyńki i pradolinie Wolbórki (1992), Kamińskiego (1993) w dolinie Moszczenicy, Kobojek E. (2000) w dolinie Rawki oraz Petery (2002) i Forysiaka (2003) w środkowym odcinku doliny Warty.

Jednocześnie w badanej dolinie występuje szereg cech specyficznych, nie spotykanych w innych dolinach, a także zróżnicowanych w obrębie samej doliny Łuciąży, z których najważniejsze to:

- różne uwarunkowania tektoniczne (odcinek górny w strefie elewacji radomszczańskiej, podlegający w różnych częściach wynoszeniu i obniżaniu w fazie bełchatowskiej; odcinek dolny w skrzydle wału kujawsko-pomorskiego, wzdłuż uskoku pokredowego, prostopadłego do osi struktur mezozoicznych i aktywnego tektonicznie podczas interglacjału wielkiego; pozostała część w obrębie kredowej niecki łódzkiej urozmaiconej w centrum wschodnim skrzydłem rowu Belchatowa);

- różny czas powstania i odmienne uwarunkowania glacialne w poszczególnych odcinkach – adaptacja obniżenń glacialnych ze zlodowacenia odry (najwcześniej inicjalny odpływ glacialny na południu w odcinkach (I) i (II) podczas fazy wieniawy, najpóźniej na północy w odcinkach (IV) i (V) podczas fazy odrzywołu);

- powstanie w wyniku erozji postglacialnego, vistuliańskiego odcinka (III) pomiędzy Trzepnicą a Cieszanowicami (vistulian), przełomu przez wzgórza czołowo-morenowe odcinka (III) i utworzenie wspólnego odpływu ku północnemu wschodowi, zgodnie z generalnym nachyleniem terenu;

- zróżnicowany wzdłuż biegu doliny bilans akumulacji w holocenie (ujemny w odcinkach wąskich o charakterze przełomowym (III) i (V), dodatni w odcinkach szerokich (I), (II), (IV), obecnie zróżnicowany na odcinkach antropicznie zmienionych);

- antropiczne przekształcenia systemu dolinnego, szczególnie od 170 lat z nasileniem po II wojnie światowej.

Z dokonanego przeglądu wynika, że lista odrębności związana jest z różnorodnymi **czynnikami pozaklimatycznymi o charakterze lokalnym.**

## WNIOSKI KOŃCOWE

Hipoteza badawcza, że dolina Luciąży jest formą poligeniczną i złożoną została potwierdzona. Cechy wyróżnionych odcinków i etapów rozwoju doliny przedstawiono w tabeli 2. Poniżej zestawiono te, które zasługują na podkreślenie:

1. Założenie formy dolinnej Luciąży uwarunkowane budową i tektoniką podłoża mezozoicznego, wyrażona na granicy jednostek tektonicznych (niecki łódzkiej i wału kujawsko-pomorskiego oraz niecki łódzkiej i elewacji radomszczańskiej).

2. Fazy aktywności tektonicznej w czwartorzędzie:

– faza mazowiecka odzwierciedlona w odnowieniu dolin w interglacjale mazowieckim,

– faza bełchatowska działająca od schyłku zlodowacenia odry aż po zlodowacenie warty, o zróżnicowanych procesach wznoszących na elewacji radomszczańskiej,

– faza schyłkowoczwartorzędowa o słabej intensywności zaznaczona tylko w obrębie rowu Bełchatowa, w okolicach Grabowca, odpowiedzialna za „zawieszenie” bocznych dolinek; być może aktywna w odcinku ujściowym na linii uskoku pokredowego.

3. Ścisły związek wykształcenia formy dolinnej z budową bezpośredniego podłoża doliny, wyrażony różnowiekowymi jej odcinkami (odmienne uwarunkowania glacialne):

(I) dolina marginalna odrzywołu wykorzystująca misę końcową ze zlodowacenia odry, z fazy wieniawy,

(II) dolina proglacialna zlodowacenia odry fazy odrzywołu, na zapleczu fazy wieniawy,

(III) dolina rzeczna, przełomowa, postglacialna, vistuliańska,

(IV), (V) dolina marginalna ze zlodowacenia warty założona w obniżeniu dolinnym fazy odrzywołu.

4. W odcinkach (I)–(V) zróżnicowanie elementów pozadolinnych i dolinnych – poziomów sandrowych ze zlodowaceń środkowopolskich, związanych z morfogenezą glacialną obszaru. Wyodrębnione poziomy to: **dwa różnowiekowe poziomy sandrowe ze zlodowacenia odry** a także **dwa poziomy pradolinne – wyższy IV ze zlodowacenia odry i niższy III ze zlodowacenia warty**.

5. Istnienie europejskiego działu wodnego na wysokości 225 m n.p.m. w okolicach Cieszanowic i Kuźnicy Żerechowskiej, między zlewiskiem Morza Północnego

i Morza Czarnego, oraz dwóch odrębnych dolin, skierowanych na zewnątrz Wzgórz Dobryszczyckich od fazy odrzywołu do czasu powstania przełomu.

6. Faza erozji zachodząca przed środkowym plenivistulianem doprowadziła do prawie pięćdziesięciometrowego rozcięcia Wzgórz Dobryszczyckich oraz stworzenie przełomu. Efektem tego było **połączenie odcinków górnych (I)/(II) z dolnymi (IV)/(V) w jeden szlak odpływu rzecznej ku N, NE i „powstanie” doliny rzecznej Luciąży we współczesnym kształcie.**

7. Klimatyczne uwarunkowania rozwoju doliny podczas vistuliańskiej morfogenezy peryglacialnej i holocenińskiej normalnej. Chociaż wydajność procesów w różnych odcinkach była odmienna i ze względu na różną rzeźbą początkową, takie same były kolejne etapy rozwoju doliny, wyrażone fazami erozji i akumulacji rzecznej, udokumentowane w osadach budujących górnoplenivistuliańską terasę wysoką II, późnovistuliańską terasę niską I oraz holocenińskie dno dolinne.

8. Transformacja roztokowego koryta Luciąży w meandrowe dokonała się w późnym vistulianie, przed 10 920 BP, i była wynikiem postępującego ocieplenia klimatu.

9. Holocenińskie, lokalne uwarunkowania rozwoju doliny widoczne zwłaszcza w dnie, związane z działalnością eoliczną lub antropizacją (bezpośrednią lub pośrednią), o szczególnym nasileniu w ostatnich latach, po zalaniu w 1998 r. 10% badanej doliny i przegrodzeniu jej zaporą wodną „Cieszanowice”.

W odcinkach doliny Luciąży położonych na granicy jednostek tektonicznych, tj. w odcinku górnym (I) i w odcinku ujściowym (V) czynniki klimatyczne i lokalne determinują jej rozwój w równym stopniu. Natomiast w pozostałych odcinkach (II) – (IV) najbardziej istotny wydaje się czynnik klimatyczny, który podobnie jak w innych, poligenicznych dolinach środkowej Polski zdominował czynniki lokalne. Nie należy również ignorować coraz silniejszego wpływu człowieka na badany obszar.

*Praca przedstawiona na posiedzeniu Komisji Geograficznej Wydziału III ŁTN  
w dniu 12.06.2001 r.*

## LITERATURA

- Allen P., 2000 – Procesy kształtujące powierzchnię Ziemi. PWN, Warszawa.
- Andrzejewski L., 1994 – Ewolucja systemu doliny dolnej Wisły w późnym wistulianie i holocenie na podstawie wybranych dolin jej dopływów. Rozprawy UMK.
- Antczak B., 1986 – Transformacja układu koryta i zanik bifurkacji Warty. *Pr. UAM, Ser. Geogr.*, 35.
- Babiński Z., 1982 – Procesy korytowe poniżej zapory wodnej we Włocławku. *Dok. Geogr.*, 1/2.
- Babiński Z., 1992 – Współczesne procesy korytowe dolnej Wisły. *Pr. Geogr. IG PAN*, 157.
- Babiński Z., 1997 – Morfotwórcza rola Zbiornika Włocławskiego na obszarze doliny Wisły poniżej zapory. Warsztaty teren. „Procesy, formy i osady na obszarze młodoglacjalnym Niziu Polskiego”. 18–21 czerwca 1997. Toruń-Słupsk.
- Balińska-Wuttke K., 1960 – Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką. *Pr. Geogr. IG PAN*, 23.
- Baraniecka M. D., 1969 – Klasyfikacja form kemowych na tle typów i dynamicznych etapów deglacji. *Kwart. Geol.*, 13, 2.
- Baraniecka M. D., 1971a – Dorzecze Widawki na tle obszaru marginalnego stadiału mazowiecko-podlaskiego (Warty) w Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, 254.
- Baraniecka M. D., 1971b – Staroczwartorzędowe rowy tektoniczne i ich osady. *Kwart. Geol.*, 15.
- Baraniecka M. D., 1975 – Zależności wykształcenia osadów czwartorzędowych od struktur i dynamiki podłoża w środkowej części Niziu Polskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 288.
- Baraniecka M. D., 1984 – Neoplejstocen. Niz Polski i Wyżyny Środkowopolskie. W: E. Mojski (red.) Budowa geologiczna Polski. Stratygrafia, cz. 3b. Inst. Geol., Warszawa.
- Baraniecka M. D., 1993 – Złodowacenie warty (piętro) w dorzeczu Widawki i w kopalni Belchatów. *Acta Geogr. Lodz.*, 65.
- Baraniecka M. D., Sarnacka Z., 1971 – Stratygrafia czwartorzędu i paleogeografia dorzecza Widawki. *Biul. Inst. Geol.*, 254.
- Bogacki M., Kowalczyk I., 2000 – Geomorfologia ekologiczna systemów fluwialnych. Zagadnienia teoretyczne i metodyczne. Wyd. Akad. Dialog, Warszawa.
- Brodzikowski K., 1993 – Sedymentacja glacialimniczna. Cz. I. Procesy depozycyjne oraz charakterystyka litofacyjna. *Acta Geogr. Lodz.*, 62.
- Brodzikowski K., van Loon A. J., 1991 – Glacigenic sediments. Elsevier, Amsterdam.
- Brzeziński H., 1992 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sulejów. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Burchard J., Krysiak S., Maksymuk Z., 1999 – Dolina Pilicy – woda dla Łodzi i walory krajobrazowe. *Mat. XLVIII Zjazdu PTG „Nauki geograficzne a edukacja społeczeństwa”*, t. 2, Region Łódzki. 9-11 września 1999, Łódź.
- Cailloux A., 1942 – Les action éoliennes periglaciares en Europe. *Mem. Soc. Géol. France*, 46.
- Ciuk E., 1980 – Tektonika rowu Kleszczowa i jej wpływ na warunki powstania złoża węgla brunatnego. *Przew. LII Zjazdu PTGeol. Belchatów. Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Cyberski J., 1984 – Zjawiska akumulacyjno-erozyjne w rzekach objętych oddziaływaniem budowl piętujących. *Czas. Geogr.*, 53, 3.
- Dyliki J., 1948 – Ukształtowanie powierzchni i podział podlódzkiego obszaru. *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, 1.
- Dyliki J., 1953 – O peryglacjalnym charakterze rzeźby środkowej Polski. *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, 4.
- Dylikowa A., 1973 – Geografia Polski. Krainy Geograficzne. PZWS, Warszawa.

- Falkowska E., 2000 – Podstawowe kryteria oceny genezy dolin rzecznych oddziedziczonych na przykładzie fragmentu doliny Krzny w rejonie Sycyny. Warsztaty teren. „Osady, struktury deformacyjne i formy warciańskiej strefy glaciomarginalnej na Nizinie Podlaskiej”. 25-29 września 2000, Lublin-Mielnik.
- Falkowski E., 1967 – Ewolucja holocenijskiej Wisły na odcinku Zawichost-Solec i inżyniersko-geologiczna prognoza jej dalszego rozwoju. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 198.
- Falkowski E., 1975 – Variability of channel processes of lowland rivers in Poland and changes of the valley floors during the Holocene. *Biul. Geol. UW*, 19.
- Florek W., 1991 – Postglacialny rozwój dolin rzek środkowej części północnego sklonu Pomorza. WSP, Słupsk.
- Florek W., Mycielska-Dowgiałło E., Starkel L., 1990 – Lithology and facies of fluvial deposits. W: Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years, Part III. *Geogr. St., Spec. Issue*, 5.
- Folk R. L., Ward W. C., 1957 – Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. *J. Sed. Petrol.*, 27.
- Forysiak J., 2003 – Rozwój doliny Warty między ujściem Widawki a ujściem Neru. Maszynopis pracy doktorskiej. Wyd. Nauk Geogr., UŁ.
- Gawlik H., 1970 – Geomorfologia Kotliny Szczercowskiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 26.
- Gąsior M., 1975 – Kultura trzciniecka na obszarze Polski Środkowej. *Pr. Mat. Muz. Archeol. i Etnogr. w Łodzi*, 22.
- Gąsior M., 1995 – Archeologia w województwie piotrkowskim. Muzeum Okręgowe w Piotrkowie Trybunalskim.
- Gilewska S., 1999 – Rzeźba. W: L. Starkel (red.) Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze. PWN, Warszawa.
- Gładysz R., 1978 – Stosunki wodne w środkowej części województwa piotrkowskiego. Cz. I – Środowisko fizycznogeograficzne. *St. Region.*, 2 (7).
- Godłowski K., Kozłowski J.K., 1988 – Historia starożytna ziem polskich. PWN, Warszawa.
- Gonera P., 1986 – Zmiany geometrii koryt meandrowych Warty na tle wahań klimatycznych w późnym wistulianie i holocenie. *Pr. UAM, Ser. Geogr.*, 33.
- Goździk J., 1973 – Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacialnych w środkowej Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, 31.
- Goździk J., 1980 – Zastosowanie morfoskopii i graniformometrii do badań osadów w kopalni węgla brunatnego „Belchatów”. *St. Region.*, 4 (9).
- Goździk J., 1982 – Środowisko przyrodnicze osadnictwa średniowiecznego okolic Rozpry. *Pr. Mat. Muz. Archeol. i Etnogr. w Łodzi*, 29.
- Goździk J., 1991 – Sedimentological record of aeolian processes from the Upper Plenivistulian and the turn of Pleni- and Latevistulian in Central Poland. *Z. Geomorph. N. F. Suppl.*, 90.
- Goździk J., 1995a – Wybrane metody analizy kształtu ziarn piasków dla celów paleogeograficznych i stratygraficznych. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) Badania osadów czwartorzędowych. WGiSR UW, Warszawa.
- Goździk J., 1995b – Struktury szczelinowe kontrakcji termicznej. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) Badania osadów czwartorzędowych. WGiSR UW, Warszawa.
- Goździk J., 1998 – Struktury sedymentacyjne piasków wydmych. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.) Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna. WGiSR UW, Warszawa.
- Goździk J., 2001 – Stratygrafia i paleogeografia osadów czwartorzędowych z środkowo-zachodniej części kopalni Belchatów z wykorzystaniem morfoskopii ziarn kwarcowych. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.) Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu. WGiSR UW, Warszawa.
- Goździk J., Wachocka L., 1992 – Antoniew. Interferencja materiału glacialnego i peryglacialnego w dolinach systemu dolnej Bzury. Przew. Konf. „Ewolucja środowiska naturalnego Polski w okresie przejściowym plejstocen–holocen 20 000–8 000 BP”. 1-3 października 1992, Łódź.

- Goździk J., Zieliński T., 1996 – Sedymentologia vistuliańskich osadów małych dolin środkowej Polski – przykłady z kopalni Belchatów. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 373.
- Goździk J., Zieliński T., 1997 – Zasadnicze etapy sedymentacji vistuliańskiej w rejonie KWB Belchatów. *Konf. robocza „Środkowopleniwistuliańskie osady w małych dolinach rzecznych”*, 6-8 maja 1997, Łódź.
- Gradziński R., KostECKA A., Unrug R., 1986 – *Zarys sedymentologii*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Harasimiuk M., 1991 – Vistulian glacial cycle of the fluvial processes development in the valley of the Middle Wieprz River (SE Poland). *Ann. UMCS, B*, 46, 5.
- Jahn A., 1956 – The action of rivers during the glacial epoch and the stratigraphic significance of fossil erosion surfaces in Quaternary deposits. *Prz. Geogr.*, 28.
- Jaśkowski B., 1981 – Wydmy Niecki Włoszczowskiej. Maszynopis pracy doktorskiej. Inst. Geogr. i Kształtowania Środowiska, UŁ.
- Jaśkowski B., 1997 – Wpływ wydmy i procesów eolicznych na zmiany układu sieci rzecznej w Górach Świętokrzyskich i Niece Włoszczowskiej. *Przew. konf. geomorf. „Rozwój dolin w Polsce środkowej w czwartorzędzie”*. 11-12 września 1997, Łódź.
- Jewtuchowicz S., 1967 – Geneza Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej między Nerem a Moszczenicą. *Pr. Geogr. IG PAN*, 62.
- Jewtuchowicz S., 1970 – Rozwój rzeźby okolic Łęczycy po zlodowaceniu środkowopolskim. *Pr. Geogr. IG PAN*, 85.
- Jurkiewiczowa I., 1961 – Czwartorzęd dorzecza Widawki. *Biul. Inst. Geol.*, 169.
- Kamiński J., 1989 – Wpływ holocenijskich procesów eolicznych na kształtowanie dna doliny Moszczenicy. *Acta Geogr. Lodz.*, 59.
- Kamiński J., 1993 – Późnoplejstocenijska i holocenijska transformacja doliny Moszczenicy. *Acta Geogr. Lodz.*, 64.
- Klajnert Z., 1978 – Zanik lodowca warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpolu. *Acta Geogr. Lodz.*, 38.
- Klajnert Z., Wasiak G., 1989 – Morfologiczne skutki aeralnego zaniku lodowca w strefach warciańskich podlodowych obniżen dolinnych na Wyżynie Łódzkiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 59.
- Klajnert Z., Rdzany Z., 1989 – Glacifluwialna geneza wysokich poziomów terasowych w dolinie górnej Rawki między Kochanowem a Rawą Mazowiecką. *Acta Geogr. Lodz.*, 59.
- Klatkowska H., 1972 – Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 28.
- Klatkowska H., 1979 – Główne etapy plejstocenijskiej ewolucji rzeźby regionu łódzkiego. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 21.
- Klatkowska H., 1984 – Problematyka rozwoju sieci dolinnej na Wyżynie Łódzkiej na tle paleogeografii obszaru. *Konf. robocza „Rozwój sieci dolinnej na Wyżynie Łódzkiej w późnym plejstocenie i holocenie”*. 9-12 X 1984, Łódź.
- Klatkowska H., 1985 – Osady depozycji naśnieżnej późnego vistulianu. *Acta Geogr. Lodz.*, 50.
- Klatkowska H., 1989 – Postwarciańskie kształtowanie górnych odcinków dolin. Przykłady z Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 59.
- Klatkowska H., 1997 – Zagłębienia bezodpływowe w Polsce środkowej i przydatność analizy ich wypełnień do interpretacji paleogeograficznej. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys.*, 1.
- Klimaszewski M., 1978 – *Geomorfologia*. PWN, Warszawa.
- Klimaszewski M., 1994 – *Geomorfologia*. PWN, Warszawa.
- Klimek K., 1972 – Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeidarársundur (Islandia). *Pr. Geogr. IG PAN*, 94.
- Klimek K., 1997 – Etapy narastania antropopresji w geosystemach dolinnych (na przykładzie terytorium Polski). *Warsztaty teren. „Procesy, formy i osady na obszarze młodoglacjalnym Niżu Polskiego”*. 18-21 czerwca 1997. Toruń-Słupsk.
- Knighton D., 1984 – *Fluvial forms and processes*. E. Arnold, Advision of Hodder, Stroughton.
- Kobojek E., 1996 – Wpływ warciańskich procesów glacialnych na morfogenezę doliny Rawki. *Acta Geogr. Lodz.*, 71.

- K o b o j e k E., 2000 – Morfogeneza doliny Rawki. *Acta Geogr. Lodz.*, 77.
- K o b o j e k S., 1990 – Elementy peryglacialne w budowie geologicznej i rzeźbie północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 60.
- K o b y l e c k i M., 1948 – Kredowa niecka tomaszowska. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 41.
- K o n d r a c k i J., 1988 – Geografia fizyczna Polski. PWN, Warszawa.
- K o n d r a c k i J., 1994 – Mezoregiony fizycznogeograficzne. PWN, Warszawa.
- K o n d r a c k i J., 2001 – Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa.
- K o w a l s k i B., J a ś k o w s k i B., 1998 – Zasięg lądolodu zlodowacenia warty między Grójcem a Szydłowcem w świetle datowań termoluminescencyjnych gliny zwalowej. *Prz. Geol.*, 46, 4.
- K o z a r s k i S., 1986 – Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych wistulianu na Niżu Polskim. *Czas. Geogr.*, 57, 2.
- K o z a r s k i S., 1992 – Zmiana warunków depozycji w schyłkowym plejstocenie na obszarach ostatniego zlodowacenia w północnej Polsce. *Prz. Geol.*, 10.
- K o z a r s k i S., N o w a c z y k B., 1999 – Paleogeografia Polski w wistulianie. W: L. Starkel (red.) Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze. PWN, Warszawa.
- K o z a r s k i S., R o t n i c k i K., 1978 – Problemy późnowistulskiego i holocenijskiego rozwoju den dolinnych na Niżu Polskim. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. PTPN*, 19.
- K o z a r s k i S., G o n e r a P., A n t c z a k B., 1988 – Valley floor development and paleohydrological changes: The late Vistulian and Holocene history of the Warta River (Poland). Balkema, Amsterdam.
- K r a j e w s k i K., 1977 – Późnoplejstocenijskie i holocenijskie procesy wydmotwórcze w pradolinie warszawsko-berlińskiej w widłach Warty i Neru. *Acta Geogr. Lodz.*, 39.
- K r a u z l i s K., 1974 – Wpływ ruchów tektonicznych na morfologię teras Warty środkowej. Przew. wycieczek krajowego sympozjum nt. „Rozwój den dolinnych rzek niżowej części dorzecza Odry”. UAM, Poznań.
- K r u m b e i n W.C., 1941 – Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *J. Sed. Petr.*, 11.
- K r y s i a k S., 1999 – Typy geokompleksów i kierunki ich użytkowania w środkowej części dorzecza Pilicy. *Acta Geogr. Lodz.*, 75.
- K r z e m i ń s k i T., 1965 – Przełom doliny Warty przez Wyżynę Wieluńską. *Acta Geogr. Lodz.*, 21.
- K r z e m i ń s k i T., 1974 – Geneza młodoplejstocenijskiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty. *Acta Geogr. Lodz.*, 33.
- K r z e m i ń s k i T., 1986 – Wpływ tektoniki na rozwój paleogeograficzny północnego przedpola Wyżyny Wieluńskiej w czwartorzędzie. II Zjazd Geografów Polskich. Obrady w sekcjach. 11-13 września 1986, Łódź.
- K r z e m i ń s k i T., 1988 – Quaternary stratigraphy of the interfluvium between the Warta and Widawka Rivers. *Quater. St.*, 8.
- K r z e m i ń s k i T., 1989 – Powiązania form dolinnych środkowej Polski z obiegami wody w małych zlewniach. *Acta Geogr. Lodz.*, 59.
- K r z e m i ń s k i T., 1997 – Cechy rozwoju i zaniku lądolodu warciańskiego w środkowej Polsce. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys.*, 1.
- K r z e m i ń s k i T., N o w a k o w s k i M., 1980 – Przemiany niektórych składników środowiska geograficznego województwa piotrkowskiego w świetle źródeł kartograficznych. *St. Region.*, 4(9).
- K r z e m i ń s k i T., P a p i ń s k a E., 1993 – Ukształtowanie powierzchni i geneza rzeźby Polski środkowej. W: S. Pączka (red.) Środowisko geograficzne Polski środkowej. Zbiór studiów. Wyd. UŁ, Łódź.
- K r z y s z k o w s k i D., 1991a – Vistulian fluvialite sedimentation near Belchatów, Central Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc.*, 39.
- K r z y s z k o w s k i D., 1991b – Pleistocene sedimentation in anastomosing river systems: examples from the Czyżów Fm., Kleszczów graben, Central Poland. *Folia Quarter.*, 61/62.
- K r z y s z k o w s k i D., 1992 – Czwartorzęd Rowu Kleszczowa: litostratygrafia i tektonika. *St. Geogr. Univ. Wrocl.*, 54.



- Kurkowski S., Popielski W., 1991 – Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Gorzkowice. Wyd. Geol., Warszawa.
- Kuydowicz-Turkowska K., 1975 – Rzeczne procesy peryglacjalne na tle morfogenezy doliny Mrogi. *Acta Geogr. Lodz.*, 36.
- Kwapisz B., 1983 – Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Przedbórz. Wyd. Geol., Warszawa.
- Lamparski Z., 1971 – Egzaracja lodowca w marginalnej strefie zlodowacenia środkowopolskiego. *Biul. Geol. UW*, 13.
- Lencewicz S., 1927 – Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. *Państw. Inst. Geol., Pr.*, 2.
- Lewiński I., 1928 – Utwory peryglacjalne i glacialne Piotrkowa i okolic. *Spraw. Tow. Nauk Warsz.*, 21.
- Lindner L., 1970 – Glacialne tarasy marginalne lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego na północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.*, 20.
- Lindner L., 1971 – Stratygrafia plejstocenu i paleomorfologia północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *St. Geol. Pol.*, 35.
- Lindner L., 1977 – Zlodowacenie plejstocenijskie w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *St. Geol. Pol.*, 53.
- Lindner L., 1987 – Podstawy morfostratygrafii czwartorzędu Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, 31,1.
- Lindner L., 1988a – Jednostki glacialne i interglacialne w plejstocenie regionu świętokrzyskiego. *Prz. Geol.*, 1.
- Lindner L., 1988b – Glaciations and interglacials of the Pleistocene of Poland. *Quarter. St.*, 8.
- Lindner L., 1988c – Stratigraphy and extents of Pleistocene continental glaciations in Europe. *Acta Geol. Pol.*, 38.
- Lindner L., 1992 – Stratygrafia (klimatostratygrafia) czwartorzędu. W: L. Lindner (red.) Czwartorzęd. Osady. Metody badań. Stratygrafia. Wyd. PAE, Warszawa.
- Lindner L., 2001 – Nowe spojrzenie na plejstocenijskie osady i procesy rzeźbotwórcze. W: A. Koszowski (red.) Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. *Wyd. Nauk. UAM, Ser. Geogr.*, 64.
- Lindner L., Grzybowski K., 1982 – Middle Polish glaciations (Odranian, Wartanian) in Southern Central Poland. *Acta Geol. Pol.*, 32.
- Lindner L., Lamparski Z., Dąbrowski S., 1982 – River valleys of the Mazovian Interglacial in Eastern Central Europe. *Acta Geol. Pol.*, 32.
- Lindner L., Marks L., 1995 – Zarys paleomorfologii obszaru Polski podczas zlodowaceń skandynawskich. *Prz. Geol.*, 43, 7.
- Ludwikowska-Kędzia M., 2000 – Ewolucja środkowego odcinka doliny rzeki Bielnianki w późnym glacialu i holocenie. Wyd. Akad. Dialog, Warszawa.
- Madeyska T., 1995 – Roślinność Polski u schyłku ostatniego zlodowacenia. *Prz. Geol.*, 43, 7.
- Manikowska B., 1985 – O glebach kopalnych, stratygrafii i litologii wydym Polski środkowej. *Acta Geogr. Lodz.*, 52.
- Manikowska B., 1992a – Ewolucja suchych dolin na terenie kopalni „Bełchatów” w plenivistulianie. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 15.
- Manikowska B., 1992b – Procesy coliczne w okresie 20 000–8 000 BP na obszarach piasków pokrywowych i wydym w Polsce. *Prz. Geol.*, 10.
- Manikowska B., 1996 – Dwucykliczność ewolucji środowiska peryglacjalnego w Polsce środkowej podczas vistulianu. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 373.
- Manikowska B., 2000 – Trzeciorzędowe i plejstocenijskie elementy profilu wietrzeniowego Góry Chelmo koło Przedborza. *Acta Geogr. Lodz.*, 78.
- Mannion A. M., 2001 – Zmiany środowiska Ziemi. Historia środowiska przyrodniczego i kulturowego. PWN, Warszawa.
- Marks L., Pochocka K., 1999 – River valleys of the Eemian Interglacial in central Poland. *Geol. Quart.*, 43, 2.

- Marosik P., 1884 – System starych koryt roztokowych na tle morfologii dna doliny Pilicy koło Przedborza. Konf. robocza „Rozwój sieci dolinnej na Wyżynie Łódzkiej w późnym plejstocenie i holocenie”. 9-12 X 1984, Łódź.
- Mojski E., 1999 – Ewolucja środowiska w plejstocenie. W: L. Starkel (red.) Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze. PWN, Warszawa.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1978 – Rozwój rzeźby fluwialnej północnej części Kotliny Sandomierskiej w świetle badań sedymentologicznych. Rozprawy UW.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1995 – Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) Badania osadów czwartorzędowych. WGiSR UW, Warszawa.
- Mycielska-Dowgiałło E., 2001 – Teksturalne cechy osadów wskazujące na stopień eolizacji i pozycję stratygraficzną. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.) Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu. WGiSR UW, Warszawa.
- Mycielska-Dowgiałło E., Zieliński T., 1997 – Wartość interpretacyjna cech teksturalnych i strukturalnych osadów rzecznych. Warsztaty teren. „Procesy, formy i osady na obszarze młodoglaacialnym Niżu Polskiego”. 18-21 czerwca 1997. Toruń-Słupsk.
- Mycielska-Dowgiałło E., Woronko B., 1998 – Analiza obtoczenia i zmatowienia ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej i jej wartość interpretacyjna. *Prz. Geol.*, 12.
- Nalewajko J., 1982 – Różnicowanie litofacjalne warciańskich glin morenowych w regionie łódzkim. *Acta Geogr. Lodz.*, 44.
- Paciej A., 2000 – Morfogeneza pagórka w okolicy Gorzkowic (Wysoczyzna Bełchatowska). Maszynopis pracy magisterskiej. Katedra Bad. Czwart. UŁ.
- Petera J., 2002 – Vistuliańskie osady dolinne w basenie uniejowskim i ich wymowa paleogeograficzna. *Acta Geogr. Lodz.*, 83.
- Pożaryski W., 1971 – Tektonika elewacji radomskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 41, 1.
- Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W., 1979 – O aulakogenie środkowopolskim. *Kwart. Geol.*, 23, 2.
- Rdzany Z., 1997 – Kształtowanie rzeźby terenu między górną Rawką a Pilicą w czasie zaniku lądolodu warciańskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 73.
- Rdzany Z., 2000 – Formy marginalne okolic Inowłoda i Nowego Miasta nad Pilicą w świetle poglądów na zasięg lądolodu warciańskiego. Warsztaty teren. „Osady, struktury deformacyjne i formy warciańskiej strefy glaciomarginalnej na Nizinie Podlaskiej”. 25-29 września 2000, Lublin-Mielnik.
- Roman M., Lisicki S., 2000 – Stratygrafia okolic Gostynina w aspekcie badań osadów glaciogenicznych z Lisicy. *Acta Geogr. Lodz.*, 78.
- Roniewicz P., 1995 – Warstwowanie jako wskaźnik środowiska sedymentacji i sposobu transportu osadu. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) Badania osadów czwartorzędowych. WGiSR UW, Warszawa.
- Rotnicki K., Rotnicka J., Młynarczyk Z., 1989 – Paleohydrologia ilościowa w analizie rozwoju den dolinnych i jej znaczenie dla badań paleoklimatycznych. *Prz. Geogr.*, 61, 4.
- Różycki S. Z., 1957 – Interglacialne łupki bitumiczne okolic Barkowic Mokrych koło Sulejowa. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 29.
- Różycki S. Z., 1972 – Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN, Warszawa.
- Różycki S. Z., Lamparski Z., 1982 – Exaration phenomena at the terminal icesheet parts of the Middle-Polish Glaciation along in the northern slopes of the central Polish Uplands. *Acta Geol. Pol.*, 32, 3-4.
- Rühle E., 1952 – Profil geologiczny czwartorzędu w Barkowicach Mokrych pod Sulejowem. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 66.
- Rühle E., 1973 – Stratygrafia czwartorzędu Polski. W: E. Rühle (red.) Metodyka badań osadów czwartorzędowych. Wyd. Geol., Warszawa.
- Ruszczyńska-Szenajch H., 1966 – Stratygrafia plejstocenu i paleomorfologia rejonu dolnej Pilicy. *St. Geol. Pol.*, 22.

- Ruszczyńska-Szenajch H., 1998 – Struktura glin lodowcowych jako istotny wskaźnik ich genezy. W: E. Mycielska-Dowgiallo (red.) Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna. WGiSR UW, Warszawa.
- Sadłowska A., 1982 – Rozwój rzeźby międzyrzecza Pilicy, Czamej i Drzewiczki. *Acta Geogr. Lodz.*, 47.
- Samsonowicz J., 1937 – Sprawozdanie z badań geologicznych na krawędzi niecki kredowej łódzkiej. *Postędy. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 48.
- Schumm S. A. 1977 – Fluvial system. New York.
- Siwa M., 2000 – Budowa geologiczna dorzecza dolnej Łuciąży. Maszynopis pracy magisterskiej. Katedra Bad. Czwart. UŁ.
- Sobolewska M., 1952 – Interglacja w Barkowicach Mokrych pod Sulejowem. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 66.
- Starkel L., 1977 – Paleogeografia holocenu. PWN, Warszawa.
- Starkel L., 1983 – Progress of the research in the IGCP – Project No 158, subproject A.: Fluvial environment. *Quater. St.*, 4.
- Starkel L., 1999 – Rola holocenu w ewolucji środowiska i jego stratygrafia. W: L. Starkel (red.) Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze. PWN, Warszawa.
- Starkel L., 2002 – Rzeki w przestrzeni i czasie. W: J. Kołtuniak (red.) Rzeki. Kultura, cywilizacja, historia, t. 5. „Śląsk” Wyd. Nauk., Katowice.
- Stupnicka E., 1989 – Geologia regionalna Polski. Wyd. Geol., Warszawa.
- Superston J., 1996 – Funkcjonowanie systemu fluwalnego wyżynnej części dorzecza Wieprza w zlodowaceniu wisły. UMCS, Lublin.
- Szumanski A., 1977 – Zmiany układu koryta dolnego Sanu w XIX i XX wieku oraz ich wpływ na morfogenezę tarasu łęgowego. *St. Geom. Carphato-Balcan.*, 11.
- Szumanski A., 1982 – The evolution of the lower San river valley during late glacial and the holocene. Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Part 3. *Geogr. St. Spec. Issue*, 1.
- Szumanski A., 1983 – Paleochannels of large meanders in the river valley of the Polish lowland. *Quater. St. Pol.*, 4.
- Szumanski A., 1986 – Postglacialna ewolucja i mechanizm transformacji dna doliny dolnego Sanu. *Kwart. AGH, Geol.*, 12, 1.
- Śnieszko Z., 1985 – Paleogeografia holocenu w dolinie Sancygniówki. *Acta Geogr. Lodz.*, 51.
- Teisseyre A. K., 1991 – Klasyfikacja rzek w świetle systemu fluwalnego i geometrii hydraulicznej. *Pr. Geol.-Mineral., Uniw. Wrocław.*, 22.
- Trzeciak P., Borowiec I., 1996 – Daty radiowęglowe po kalibracji. Zestaw opublikowanych dat  $^{14}\text{C}$ , wyznaczonych w laboratorium Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi po przeprowadzeniu kalibracji i korekty  $\delta^{13}$ . *Pr. Mat. Muz. Archeol. i Etnogr. w Łodzi*, 11.
- Trzmiel B., Nowacki K., 1987 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1: 50 000, ark. Łódź-Wschód. Wyd. Geol., Warszawa.
- Turkowska K., 1984 – Zróżnicowanie rzeźby dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej a ich rozwój w późnym plejstocenie i holocenie (na wybranych przykładach). Konf. robocza „Rozwój sieci dolinnej na Wyżynie Łódzkiej w późnym plejstocenie i holocenie”. 9-12 X 1984, Łódź.
- Turkowska K., 1985 – Osady dna doliny Neru w Lublinku koło Łodzi. *Acta Geogr. Lodz.*, 50.
- Turkowska K., 1988 – Rozwój dolin rzecznych w późnym czwartorzędzie na Wyżynie Łódzkiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 57.
- Turkowska K., 1989 – Ślady sieci dolinnej z interglacjalnego mazowieckiego w okolicach Wolboza. *Acta Geogr. Lodz.*, 59.
- Turkowska K., 1991 – Rzeczne osady holocenijskie w świetle statystycznej analizy wskaźników uziarnienia i zawartości węgla organicznego (na przykładzie doliny Neru w Lublinku koło Łodzi). W: A. Kostrzewski (red.) Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. Wyd. UAM, Poznań.
- Turkowska K., 1992a – Osady rzeczne i ewolucja dolin w okresie 20 000–8 000 BP na niezlodowaczonych nizinnych obszarach Polski. *Prz. Geol.*, 10.

- Turkowska K., 1992b – Zasięg lądolodu warciańskiego na południowy wschód od Łodzi w świetle kartowania geologicznego. *Acta Geogr. Lodz.*, 63.
- Turkowska K., 1996a – Przykłady dolin poligenicznych w regionie łódzkim. *Acta Geogr. Lodz.*, 71.
- Turkowska K., 1996b – Vistuliańskie serie pylaste w okolicach Łodzi. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 373.
- Turkowska K., 1997a – Stan wiedzy na temat rozwoju dolin ekstraglacialnych na Nizinie Polskiej w okresie przejściowym plejstocen–holocen. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys.*, 1.
- Turkowska K., 1997b – Kierunki i wyniki badań osadów środkowoplenivistuliańskich małych dolin rzecznych. Konf. robocza „Środkowoplenivistuliańskie osady w małych dolinach rzecznych”, 6-8 maja 1997, Łódź.
- Turkowska K., 1997c – Niesulków. Rzeźba doliny i struktura strefy brzeżnej wysokiego poziomu dolinnego Mroźnicy. Konf. robocza „Środkowoplenivistuliańskie osady w małych dolinach rzecznych”, 6-8 maja 1997, Łódź.
- Turkowska K., 1999 – The Łódź Plateau. Łódź Periglacial Symposium „Periglacial environments: Past, Present and Future”. 27-30 Sept. 1999, Łódź.
- Turkowska K., 2001 – Budowa geologiczna i rzeźba terenu. W: S. Liszewski (red.) Zarys monografii województwa łódzkiego. ŁTN, Łódź.
- Turkowska K., Petera J., Forysiak J., Miotk-SzpiGANowicz G., 2000 – Morfogeneza powierzchni Kotliny Kolskiej w okolicach Koźmina. *Acta Geogr. Lodz.*, 78.
- Wachocka L., 1992 – Rozwój dolin rzecznych w vistulianie między Krośniewicami a Łowiczem w świetle obróbki ziaren kwarcowych w aluwjach. Maszynopis pracy magisterskiej. Zakład Geomorf. UŁ.
- Wachocka - Kotkowska L., 1994 – Zmiany niektórych komponentów środowiska geograficznego w wyniku budowy i eksploatacji zbiornika wodnego Cieszanowice. Maszynopis pracy podyplomowej. Podyplomowe Studium Kształt. i Ochr. Środ. UŁ.
- Wachocka - Kotkowska L., 1996 – Przestrzenne i czasowe zróżnicowanie rozwoju doliny Łuciąży. *Acta Geogr. Lodz.*, 71.
- Wachocka - Kotkowska L., 1997 – Cechy litofacjalne osadów terasy wysokiej doliny Łuciąży w okolicach Przygłowa. Konf. robocza „Środkowoplenivistuliańskie osady w małych dolinach rzecznych”, 6-8 maja 1997, Łódź.
- Wachocka - Kotkowska L., 1998 – Wyznaczenie zasięgu vistuliańskich osadów wód proglacialnych i ekstraglacialnych w dolinach Ochni i Studwi-Przysowy w świetle obróbki ziarn kwarcowych. Seminarium „Rola plejstocenijskich procesów peryglacialnych w modelowaniu rzeźby Polski”. 7-8 grudnia 1998, Łódź.
- Wachocka - Kotkowska L., 1999 – Zmiany niektórych komponentów środowiska w otoczeniu zbiornika „Cieszanowice”. *Mat. XLVIII Zjazdu PTG „Nauki geograficzne a edukacja społeczeństwa”*, T. 2, Region Łódzki. 9-11 września 1999, Łódź.
- Wachocka - Kotkowska L., 2000 – Litostratygrafia poziomów dolinnych Łuciąży między Kludźcami a Murowańcem (południowy wschód Wyżyny Łódzkiej). V Zjazd Geomorfologów Polskich „Dorobek i pozycja polskiej geomorfologii u progu XXI wieku”. 11-14 września 2000, Toruń.
- Wachocka - Kotkowska L., 2001 – Rozwój doliny Łuciąży w czwartorzędzie; uwarunkowania lokalne a klimatyczne. Maszynopis pracy doktorskiej, WNG UŁ Łódź.
- Wągrowski A., 1987 – Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Rzejowice. Wyd. Geol., Warszawa.
- Wieczorkowska J., 1975 – Rozwój stoków Pagórków Romanowskich na tle paleogeografii obszaru. *Acta Geogr. Lodz.*, 35.
- Wieczorkowska J., 1989 – Wpływ rzeźby glacialnej na rozwój doliny Dobrzyńki. *Acta Geogr. Lodz.*, 59.
- Wieczorkowska J., 1992 – Geneza i rozwój pradoliny Wolbórki. *Acta Geogr. Lodz.*, 63.

- W o r o n k o B., 2001 – Znaczenie analizy obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej w interpretacji genetycznej osadów czwartorzędowych. W: E. Mycielska-Dowgiallo (red.) Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu. WGiSR UW, Warszawa.
- Z a ł o b a M., 1992 – Przejawy dynamiki podłoża w geologicznym i morfologicznym kształtowaniu wybranego odcinka doliny środkowej Warty. *Acta Geogr. Lodz.*, 63.
- Z i e l i Ń s k i T., 1992 – Sandry Polski północno-zachodniej. *Pr. Nauk. UŚl.*, 1398.
- Z i e l i Ń s k i T., 1995 – Kod litofacjalny i litogenetyczny – konstrukcja i zastosowanie. W: E. Mycielska-Dowgiallo, J. Rutkowski (red.) Badania osadów czwartorzędowych. WGiSR UW, Warszawa.
- Z i e l i Ń s k i T., 1998 – Litofacjalna identyfikacja osadów rzecznych. W: E. Mycielska-Dowgiallo (red.) Struktury sedimentacyjne i postsedimentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna. WGiSR UW, Warszawa.
- Z i o m e k J., 1986 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Piotrków Trybunalski. Wyd. Geol., Warszawa.
- Ż a r s k i M., 1993 – Zasięg osadów zlodowacenia warty na północnym przedpołu Wyżyny Lubelskiej koło Dębłina. *Acta Geogr. Lodz.*, 65.

## **EVOLUTION OF THE LUCIAŻA RIVER VALLEY – LOCAL AND CLIMATIC CONDITIONS**

### Summary

### LIST OF ILLUSTRATIONS

#### Figures

1. Location of the study area against the major physiogeographical units
2. Morphological map of the study area
3. Documentation map
4. Valley levels of the Luciaża valley
5. Representative cross-section profiles through the Luciaża valley
6. Key to sedimentary logs
7. Geological sketch without Quaternary sediments of the Luciaża valley
8. Configuration of the sub-Quaternary surface
9. Thickness of Quaternary sediments
10. Synthetic geological cross-sections through the Luciaża valley
11. Extents of Middle Polish Glaciations between Łódź, Częstochowa and Radom
12. Location of sites in the section (I)
13. Geological structure of the upper Luciaża basin against structures of the Radomsko elevation
14. Rzejowice. Deposits of the outwash level in the south-western part of the Luciaża basin
15. Cheleżów. Structure of a kame hillock (?)
16. Pila-Cieśle. Structure of the high terrace II
17. Rzejowice. Structure of the marginal part of the high terrace II
18. Ochotnik. Contact between aeolian and fluvial deposits
19. Przerąb-Pila. Properties of deposits forming the marginal parts of the valley floor
20. Location of cross-sections in the sections (II) and (III) and of sites in the section (III)
21. Geological cross-sections through the Luciaża valley between Trzepnica and Cieśle
22. Geological cross-sections through the Luciaża valley north of Trzepnica
23. Mierzyn. Structural properties of base deposits and their spatial correlation
24. Structural properties of deposits of the high terrace II
25. Structure of the top of the high terrace II
26. Borowiec III. Structural and textural properties of deposits of the low terrace I
27. Structural and textural properties of the floor deposits
28. Location of cross-sections and sites in the section (IV)
29. Geological structure of the lower Luciaża basin
30. Selected sedimentary logs of deposits of the outwash level of the Odrzywół Phase
31. Structure the marginal valley level III
32. Cekanów-Ignaców. Properties of deposits of the high terrace II
33. Dąbrówka III. Properties of deposits of the low terrace II
34. Location of cross-section and sites in the section (V)
35. Przyglów-Polanka. Structure of the valley base at the junction with the Wartian marginal valley level III
36. Structural and textural properties of deposits of the Wartian marginal valley level III
37. Kąlek. Structure of deposits of the high terrace II at the marginal part
38. Structure of the high terrace II

39. Deposits of the low terrace I
40. Kludzice III. Deposits of the upper level of the floor
41. Comparative sedimentary logs of valley floor deposits in the mouth section
42. Geomorphological sketch of the Luciąża valley
43. Grain-size distribution in deposits of the glacial cycle
44. Sedimentary structures in studied deposits of the glacial cycle
45. Quartz-grain abrasion in deposits of the glacial morphogenesis
46. Types of sedimentary structures in studied alluvium of the periglacial morphogenesis
47. Changes in quartz-grain abrasion in the Plenivistulian alluvium
48. Grain-size distribution in alluvium of the periglacial cycle (Vistulian)
49. Quartz-grain abrasion in alluvium of the periglacial (Vistulian) morphogenesis
50. Quartz-grain abrasion in the Late Vistulian and Holocene deposits
51. Grain-size distribution in the Holocene fluvial deposits
52. Sedimentary structures in the studied Holocene alluvium
53. Longitudinal profile of the Luciąża valley

### Tables

1. Division of Middle Polish glaciations into units of various rank
2. Morphogenetic cycles in the Luciąża valley
3. Dates from the fluvial deposits in the valleys of Pilica and Luciąża (and Strawa)

### ABSTRACT

In the work the author has tried to present the evolution of the Luciąża River valley as a polygenetic and complex morphological form in time and space. The influence of both basement and tectonics on the river pattern has been determined. The close relationship between valley formation and the structure of valley basement has been pointed too. These connections are expressed by the existence of five sections of a different age: the marginal valley of the Odrzywół Phase established in the terminal basin of the Wieniawa Phase (I), the proglacial valley of the Odrzywół Phase in the backfield of the Wieniawa Phase (II), the postglacial river valley of a gap character, of the Vistulian age (III), the marginal valley of the Warta Glaciation, established in the valley depression of the Odrzywół Phase (IV), (V).

The following levels have been distinguished: overvalley levels and levels of the marginal valley IV and III assigned to Middle Polish glaciations, and fluvial levels ascribed to periglacial morphogeny (high terrace II and low terrace I) and Holocene (multilevel floor). Properties of valley deposits in particular sections and levels have been presented. The successive stages in the valley evolution against the background of other valleys in middle Poland have been determined.

It has been pointed to the existence before 200 ka BP of the European watershed between the drainage areas of the North and Black Sea and two separated valleys directed NE and SE. The Luciąża valley was ultimately formed before the Middle Plenivistulian, when two parts joined together by overflow or/and capture. The transformation of the Luciąża channel pattern took place in the Alleröd (before 10 920 BP) and resulted from climatic amelioration.

Local, climatic and anthropogenic factors and their role in the Luciąża fluvial system have been discussed. In the sections (I), (V), located at the border of tectonic units, the importance of local and climatic factors is the same. In the middle sections (II)-(IV), climatic factor dominates. Finally, increasing human impact on the valley has been emphasised.

### INTRODUCTION

In contrast to the extensive studies of valleys in middle Poland, the evolution of the Luciąża River valley has been treated as of marginal interest. The aim of the present work is to complete the knowledge of middle Polish valleys with the Luciąża valley.

## THE PROBLEM AND THE AIM OF THE STUDY

The Luciąża is a left-tributary of the Pilica, ca. 52 km long. It initiates at the foot of the Chelmo Mt. (323 m a.s.l.) at the height of 245 m a.s.l. and ends at 166 m a.s.l. in the Sulejów Reservoir near Przyglów. The Luciąża valley and its drainage area are located at the border of the Małopolska Upland and the Masovian Lowland, within the mesoregions of Piotrków Plain and Radomsko Hills (Fig. 1).

Besides the location at the border of physiogeographical and geomorphological units, the Luciąża valley lies also at the border of:

- tectonic units of the Łódź Basin (Fig. 7),
- extents of Middle Polish glaciations – recessional phases of the Warta and the Odra (Fig. 11),
- the first order watershed.

The above presented agencies allow to formulate the hypothesis that the Luciąża valley is a poly-genetic and complex form. The author has tried to show the Luciąża valley evolution in time and space.

## METHODS

Spatial distribution of the investigated sites, profiles and sections is shown in Fig. 3. First, geological and hydrogeological specifications (about 500 borehole records, 100 of them reaching the Quaternary substrate) and the sheets of the Detailed Geologic Map of Poland at the scale of 1:50 000 and their legends have been analysed. On the basis of archive data, the author constructed 25 geological cross-sections and maps of the basement. The maps were helpful in recognition of the role of sub-Quaternary surface in the valley formation and the river pattern.

Fieldwork, conducted in 1993–1995 and 1997–1998 was focused on geological record at 55 exposures of the depth of 1.2–10 m. At the exposures, structural properties were studied and described with use of lithofacies code. Additionally along the lines of geological cross-sections 300 shallow boreholes (up to 4 m) were made and samples were taken to textural analyses and  $^{14}\text{C}$  datings.

In the laboratory investigations, textural features of deposits were analysed. Grain-size composition was examined in 580 samples and granulometric indices were calculated. Also, quartz grain abrasion by Cailleux method and the degree of roundness by Krumbein method were examined. The radiocarbon measurements of five samples (Lod 882-886, Tab. 3) were also made.

Geological and morphological analyses point to the presence of five valley sections (I–V) (Fig. 3). On the basis of the interpretation of fieldwork and laboratory analysis, 29 key sites were chosen for which the author tried to determine the origin and the age of sediments. Such procedure enabled the reconstruction of the Luciąża valley history between Middle Polish glaciations and the present as well as the distinction between local and climatic factors in the evolution of the studied form.

## LOCAL FACTORS

The Luciąża drainage area is located in the southeastern part of the Cretaceous Łódź Basin which is terminated in the south by the Radomsko Elevation. In the northeastern part of the area, the limb of the Kuyavian-Pomeranian Ridge (the Sulejów Anticline) is present, which transforms southward in the northwestern Mesozoic margin of the Holly Cross Mts. (Fig. 7).

The upper Luciąża valley is situated in the east–west oriented zone of the Mesozoic elevation with minor transversal elevations occurring between the Chelmo Mt. and Przerąb. Local divertification of the basement conditioned the extent of the Odra Glaciation (Wieniawa Phase), the pattern of deglaciation and meltwater flow, which in turn influenced the formation of initial runoff in the valley. From the Odra Glaciation decline until the Warta Glaciation the area underwent neotectonic activity of the Belchatów Phase. The Radomsko Elevation was uplifted which is supported by the increasing northward thickness of Quaternary deposits, from 0 up to 30–40 m, and the lack of valley deposits of this age. Without doubt,



the valley location was conditioned by the presence of karst depressions in the Mesozoic surface (Fig. 10, section I).

The middle Luciąża valley lies within the Cretaceous Łódź Basin (Parzno–Kraszewice Syncline and Piotrków–Smyków Syncline), with the Tertiary Belchatów Graben inside (Fig. 8). The Quaternary has here a thickness of 40–110 m (Fig. 9). Probably, the evolution of this segment was not controlled by the basement nature.

The course of the lower Luciąża valley is perpendicular to the limb of the Kuyavian-Pomeranian Ridge (Sulejów Anticline). Two huge fossil valleys (Niechcice and Włodzimierzów) of the Masovian Interglacial (or even preglacial) age, which follow the post-Mesozoic fault (Figs 7, 8, 10, sections I, XIX), are present through the Niechcice–Przyglów–Barkowice Mokre line. Thus, a valley permanency cannot be excluded. After neotectonic movements of the Masovian Phase (Masovian Interglacial), the fossil valleys became deepened and then filled by fluvial deposits. The presence of the valley depression influenced the mode of Odra ice sheet deglaciation and the direction of meltwater flow during the Odra and Warta Glaciations.

The course of transgression and deglaciation of the Middle Polish ice sheets determined origin and evolution of the studied form. The relationship between the valley and glacial elements of a different age is shown in the geomorphic sketch (Fig. 42) and hypsometric profiles (Fig. 5).

The initial relief of the valley is associated with events of the recessional phase of the Odra Glaciation (Wieniawa and Odrzywól phases). In the successive stages of glaciations and deglaciations of the Odra ice sheet, the depressions were formed. At first, in the sections (I) and (II) in the southern part of the study area, the ice sheet reached the Radomsko Elevation. The terminal basin of the Wieniawa Phase with the associated outwash level, sticking from the west to the upper Widawka outwash plain (Fig. 5, profiles I–III), were formed. Subsequently in the sections (IV) and (V), the ice sheet of the next recessional phase (Odrzywól) left the valley depression. In this time, the higher level IV of the marginal valley was produced. Thus the pra-Luciąża adapted these glaciogenic depressions which were divided by the belt of frontal moraines of the Odrzywól age – the Dobryszyce Hills (section (III)).

During the Warka and Grójec Phases of the Warta Glaciation, in the ice sheet foreland, in the sections (I) and (II), paths of combined fluvial periglacial drainage and marginal drainage were directed to S and SW (Fig. 42). In the section (II) the lower level III of the marginal valley was formed. In the south – the section (I) – Wartian deposits occur occasionally and cover the higher level IV merely in the vicinity of Borki (Fig. 5, profiles I, II).

North of the Dobryszyce Hills, in the sections (IV) and (V), the Luciąża valley functioned as a marginal valley of the Warta ice sheet. Waters flew SE in a valley resembling the present-day form, towards the Pilica marginal valley. Sandy-gravelly material formed the lower level III (Figs. 10, 29, sections XX–XXV) which is present on both valley sides (Fig. 5, profiles V–X, signature 5) and stretches as far as the Pilica marginal valley.

Therefore, in the study area it is possible to distinguish glacial overvalley and valley geomorphic forms (Fig. 5). The formers, connected with the glacial morphogeny of the present interfluvial area, comprise two outwash levels of a different age (Wieniawa nad Odrzywól Phases of the Odra Glaciation). The latter are represented by two levels of the marginal valley – higher level IV (Odra Glaciation) and lower level III (Warta Glaciation).

#### CLIMATIC FACTORS

From the present state of investigations, it follows that the valley system in the Łódź Plateau is comparable to that at the Warta decline. The studies of the Luciąża valley do not corroborate this view. The presence of the watershed in the Dobryszyce Hills, at the height of 225 m a.s.l., caused that the separate valleys oriented S nad W existed. The hills were probably cut to a depth of no less than 48 m as a result of multicyclic erosion that was initiated in the Lower Plenivistulian. Therefore the section (III) between Trzeczka and Cieszanowice is the gap valley where the Luciąża flows through the frontal mo-

raines of the Odrzywól Phase. The depression with a periodic flow was formed probably in the Middle Plenivistulian, and only in the Upper Plenivistulian there was the perennial river.

The impact of periglacial climatic conditions was most pronounced in the Middle and Upper Plenivistulian. The nature of processes and the type of sedimentation were similar in the whole valley. In that time, alluvium of the high terrace II were formed. The terrace base consists of the Middle Plenivistulian sandy-silty unit, while its top of the Upper Plenivistulian sandy unit. The units are separated by the erosional level. Deposits of this age of valleys in middle Poland show the similarity to these registered in the Luciaża valley.

In the early Middle Plenivistulian deposition occurred predominantly in an overbank environment. Possibly, the longitudinal transport might have been absent. In that time the section (I) was separated from the rest of the valley. It has been named "basin" of the upper Luciaża because it was closed from the north (near Cieśle).

In the period before 20–22 ka BP, surficial runoff and sedimentation type changed. Waters flowing rapidly over the unvegetated surface that thawed to a very limited depth deposited a widespread sheet of sandy and sandy-gravelly material which covered the sandy-silty unit. The top of the high terrace II was formed (Fig. 4, profiles I–X). The terrace deposits, 1.5–3 m thick, consist of sand with an admixture of gravel, reveal features of wind abrasion and have the nature of fluvioperiglacial covers. They contain syngenetic ice-wedge casts (Figs 24II, 25A).

Besides valley processes, in the formation of the high terrace II, slope, aeolian, thermokarst and other processes typical of periglacial environment were involved. Thus, because of the polygenetic nature of the deposits, it seems justified to term this form "high level II", not a terrace in the strict sense. The variability of the fluvial unit in the particular sections of the valley was determined by different glacial landforms left behind by the Middle Polish ice sheets.

At the turn of the Plenivistulian and Late Vistulian period, there was a phase of erosion which caused the cutting of the Plenivistulian floor up to 6–8 m and the formation of the high terrace II (in the morphological sense). Subsequently a phase of aggradation occurred. Sandy alluvium forming the low terrace I, registered in the sections (II)–(V), were deposited. In spite of the climatic amelioration, the Vistulian ice sheet withdrawal and the successive development of vegetation, the river channel pattern changed from braided into meandering. The transformation of the Luciaża channel pattern took place probably in the Alleröd. In this time the largest palaeomeanders of the first generation were formed.

The Holocene Luciaża valley inherited the narrow (III), (V) and wide (I), (II), (IV) sections from the Vistulian. In consequence, the balance of erosional and accumulative activity throughout the Holocene varied, and the action of the meandering river resulted in various bedforms (Fig. 5, profiles I–X).

In the narrow sections (III), (IV), the Preboreal erosion removed the Late Vistulian alluvium; they have been preserved locally within the low terrace I (Fig. 5, profiles IV, VII, VIII, X). The lateral migration of the meander channel in the Atlantic is supported by tree trunks (oak?) felled by erosion and buried by point-bar deposits. The Atlantic age has been determined for palaeomeanders of the of the second generation. The Subboreal was marked by the the groundwater table lowering and the reactivation of aeolian processes. In the Subatlantic the present valley floor has begun to form. From the Subatlantic onwards, the youngest overbank deposits and infillings of the youngest palaeomeanders of the third generation were created.

In the wide sections (I), (II), (IV) the balance is in favour of aggradation. Overbank deposits in depressions on the floodplain surface dominate over channel ones. Channel mineral deposits are incorporated into deposits of standing waters.

#### ANTHROPOPRESSURE INFLUENCE ON THE VALLEY SYSTEM

Man's interference in the natural environment has directly and indirectly caused local changes. The interference in the fluvial system has begun as early as the Neolithic, 3600 BP (Fig. 40), in the historical times it has increased, while during the last years it has seriously intensified.

The direct impact results from the changes of land use, deforestation, introduction of new plants, and leads to the denudation of treeless slopes and the increases in the river load.

The indirect impact consisting in artificial regulation of flow by storage and regulation project causes local changes in matter and energy circulation. Also the changes in the water balance have been registered (Fig. 53). Locally, processes of erosion, transport and accumulation are increased.

### CONCLUDING REMARKS

The Luciąża River valley is a polygenetic and complex morphologic form. Its evolution, besides fluvial processes, was influenced by tectonics, glacial events of the Middle Polish glaciations, aeolian and slope processes under periglacial conditions and also anthropopressure. The Luciąża valley consists of five sections of a different age and origin:

- (I) terminal basin of the Wieniawa Phase and marginal valley of the Odrzywół Phase,
- (II) proglacial valley of the Odrzywół Phase,
- (III) postglacial river valley of a gap character of the Vistulian age,
- (IV), (V) marginal valley of the Warta Glaciation.

It should be stressed once again that along the crest line of the Dobryczyce Hills (225 m a.s.l.), before 200 000 years, the European watershed existed, separating the drainage areas of the North and Black Sea. In the Plenivistulian, the Dobryczyce Hills were cut by the river up to the depth of ca. 50 m. Therefore, the Luciąża valley "was born" only about 50 000 BP, when the gap section connected the upper sections (I)/(II) with the lower ones (IV)/(V).

Between the Plenivistulian and the present the valley evolution was controlled by climate. Despite the difference in efficiency of the processes resulting from various initial relief, the successive stages in the valley development were the same, and were ascribed to the phases of fluvial erosion and accumulation and the formation of deposits of the particular valley levels: Upper Plenivistulian high terrace II, Plenivistulian low terrace I and Holocene valley floor. Besides, the valley was affected by aeolian processes and human activity. The latter has recently been especially intensive (the Sulejów Reservoir at the mouth of the river, construction of the "Cieszanowice" dam and flooding of 10 % of the valley area).

The presented data prove that in the sections (I) and (II), located at the border of tectonic units, the role of climatic and local factors is similar. In the rest, the comparison is in favour of the climatic factor which, like in the other polygenetic valleys in middle Poland, dominated over the local one.