

GRAPHICA LODZIENSIA

NR 90

Jacek Forysiak

Rozwój doliny Warty
między Burzeninem
i Dobrowem
po zlodowaczeniu warty



Towarzystwo Naukowe

Rozwój doliny Warty między Burzeninem i Dobrowem po zlodowaczeniu warty

NR 90

ACTA GEOGRAPHICA LODZIENSIA

NR 90

Jacek Forysiak

Rozwój doliny Warty
między Burzeninem
i Dobrowem
po zlodowaceniu warty



Łódzkie Towarzystwo Naukowe

Łódź - 2005

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>, e-mail: ltn@ltn.lodz.pl

REDAKTOR SERII
Krystyna Turkowska

RECENZENT TOMU
Edward Wiśniewski

Kolegium redakcyjne
*Zbigniew Klajnert, Kazimierz Kłysik, Krzysztof Kożuchowski,
Tadeusz Krzemiński, Zygmunt Maksymiuk, Barbara Manikowska*

Sekretarz redakcji: Danuta Dzieduszyńska

Wydano z pomocą finansową Komitetu Badań Naukowych

© Copyright by Łódzkie Towarzystwo Naukowe – Łódź 2005

ISSN 0065-1249

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

TREŚĆ

Wprowadzenie.....	7
Metody badań.....	9
Budowa geologiczna podłoża współczesnej doliny Warty	12
Podłoże podczwartorzędowe.....	12
Czwartorzędowe podłoże postwarciańskich serii rzecznych.....	18
Morfogeneza warciańska badanego obszaru	22
Ukształtowanie powierzchni i struktura poziomów dolinnych.....	29
Cechy rzeźby i powierzchniowa budowa geologiczna doliny Warty.....	29
Odcinek Burzenin – Sieradz.....	29
Odcinek Sieradz – Siedlątków z doliną Jadwichny-Pichny.....	39
Dolina Teleszyny.....	53
Odcinek Siedlątków – Dobrów (basen uniejowski).....	54
Poziomy dolinne doliny Warty między Burzeninem a Dobrowem.....	75
Rozwój badanego odcinka doliny Warty na tle ewolucji dolin niżowych.....	78
Przedczwartorzędowe założenia doliny i ślady rozwoju przedwarciańskiego.....	78
Rozwój doliny Warty w okresie zlodowacenia warty i interglacjale eemskim.....	79
Kształtowanie doliny w plenivistulianie.....	81
Transformacja w późnym vistulianie i uformowanie układu wielokorytowego.....	91
Zmiany w dolinie Warty w holocenie.....	96
Podsumowanie.....	100
Literatura.....	102
Spis ilustracji	109
Summary	110

ZARYS TREŚCI

Teren badań obejmuje środkową część doliny Warty między ujściami jej dolin – Widawki (okolice Burzenina) i Neru (Dobrow). W pracy przedstawiono budowę geologiczną doliny oraz jej rozwój od ostatniego zlodowacenia (warty) na badanym obszarze.

Udokumentowane zostały cztery poziomy terasowe, widoczne we współczesnej rzeźbie terenu. Różnią się one pod względem budowy geologicznej, cech morfologicznych i wieku. Poziom najwyższy – schyłkowowarciański występuje w postaci izolowanych spłaszczeń, zawiera liczne elementy erozyjne zbudowane z osadów polodowcowych. Poziom wysoki – górnoplenivistuliański, o zmiennej szerokości, zbudowany jest głównie z piaszczystych serii fluwialnych rzeki roztokowej. Poziom niski – młodszodryasowy, występuje na całej długości badanej formy, ale w postaci izolowanych stref, zbudowany został przez rzekę wielokorytową z piasków i mulków. Na jego powierzchni występują charakterystyczne paleokoryta. Holocenijskie dno doliny występuje na ogół w postaci kilku stref, na jego powierzchni widoczne są nieczynne koryta układu anastomozującego. Do systemu Warty zalicza się też doliny Jadwichny-Pichny i Teleszyny.

Badana dolina ma założenia paleogeńskie, w plejstocenie permanentnie odnawiała się. W schyłku zlodowacenia warty wody ekstraglacialne i proglacialne formowały poziom najwyższy, rozcięty przed interglacjalem eemskim. Rozcięcie to było wypełniane w eemie, wczesnym vistulianie i plenivistulianie, w jego górnej części wody rzeki roztokowej przepływającej także przez doliny Jadwichny-Pichny i Teleszyny, utworzyły serie piasków stropu poziomu wysokiego. Został on rozcięty na przelomie plenivistulianu i późnego vistulianu. W böllingu i allerödzie Warta była prawdopodobnie rzeką meandrującą, w młodszym dryasie przekształciła się w rzekę wielokorytową. Dzięki dużemu tempu agradacji osadów uformowała poziom niski. Na przelomie vistulianu i holocenu nastąpiła kolejna faza erozji i agradacja dna doliny, przyspieszona w neholocenie, kiedy doszło do ponownego uformowania się układu wielokorytowego.

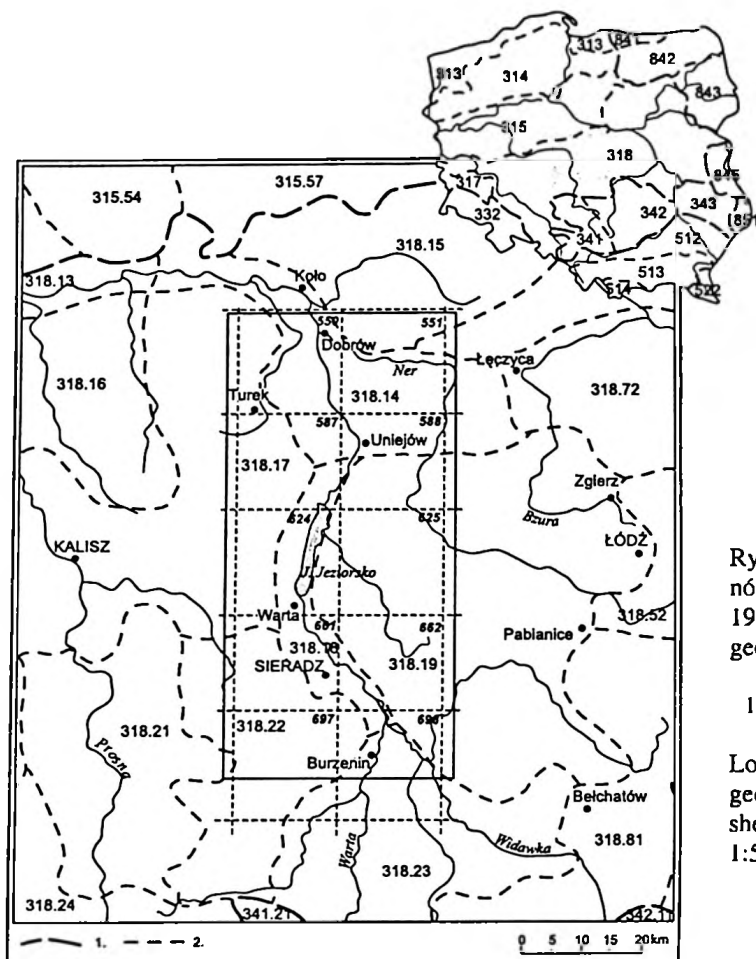
WPROWADZENIE

Badaniami został objęty południkowy odcinek doliny Warty między ujściem Widawki i ujściem Neru. Leży on na Nizinie Południow Wielkopolskiej, w obrębie trzech mezoregionów wyróżnionych przez Kondrackiego (1998): Kotliny Szczercowskiej, Kotliny Sieradzkiej i Kotliny Kolskiej (rys. 1), której południowo-zachodnia część określana jest jako basen uniejowski.

Warta to trzecia pod względem długości rzeka Polski, ale w skali europejskiej nie jest rzeką dużą. Średnie roczne przepływy w okresie 1976–1980 wyniosły 58,2 m³/sek w Sieradzu oraz 83,5 m³/sek w Koninie (Rocznik Hydrologiczny... 1983). Współczesna dolina Warty jest formą złożoną i w kolejnych odcinkach kształtowana była w różnych warunkach i przez różną ilość cykli morfogenetycznych, głównie w plejstocenie. Źródłowy odcinek doliny Warty leży na obszarze Wyżyny Częstochowskiej, na południe od linii maksymalnego zasięgu zlodowacenia odry. Kolejny odcinek, po okolicy Działoszyna, jest położony na południe od linii maksymalnego zasięgu łądolodu warty. Znacznie dłuższy, sięgający okolic Konina, odcinek doliny Warty przebiega przez obszar po raz ostatni pokryty łądolodem w okresie zlodowacenia warty. Wreszcie odcinek od Konina po ujście Warty do Odry leży w obszarze młodoglacjalnym. Wybrany do

analizy odcinek doliny Warty – między Burzeninem i Dobrowem (między ujściem Widawki a ujściem Neru) leży w całości w obszarze zajęтым przez łądolód warty. Problem dyskusyjnego zasięgu łądolodu bałtyckiego w rejonie Turku i Koła przedstawiono w innej pracy (Peters, Forysiak 2003).

Wycinek dorzecza Warty określony jako teren badań wykracza poza dolinę Warty: ma powierzchnię około 960 km² i leży w zachodniej części regionu łódzkiego w rozumieniu Klattkowej (1972). Procesy rzeczne i paleogeografia odcinka doliny Warty między ujściami Widawki i Neru były dotychczas badane przyczynkowo, w pracach dotyczących innych zagadnień oraz związanych ze szczegółowym kartowaniem geologicznym (rys. 1). Podkreślić należy, że zgodnie z przedstawionym przez Turkowską (1995, 1997a) stanem wiedzy na temat procesów fluwialnych w okresie ostatnich 20 tys. lat na Niżu Polskim, ten odcinek doliny Warty nie posiadał godnych uwagi opracowań. Dobrze poznane są inne fragmenty doliny: odcinek położony powyżej badanego, opracowywany głównie przez Krzemieńskiego (m.in. 1965, 1974, 1988), oraz ten leżący już poniżej Konina, badany przez Kozarskiego z zespołem (Kozarski, Rotnicki 1977; Kozarski 1983; Antczak 1986; Gonera, Kozarski 1987;



Rys. 1. Położenie obszaru badań na tle mezoregionów fizycznogeograficznych (K o n d r a c k i 1998) i fragmentu skorowidza Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000

1 – granice podprowincji; 2 – granice mezoregionów

Location of study area against the physico-geographical units (K o n d r a c k i 1998) and the sheets of Detailed Geological Map of Poland 1:50 000

1 – boundaries of subprovinces; 2 – boundaries of mesoregions

Kozarski i in. 1988). W ostatnim czasie opublikowane zostały prace bazujące na badaniach w odkrywcze Koźmin – KWB „Adamów” (m.in. Forysiak i in. 1999; Turkowska i in. 2000; Petera 2002).

Opis ewolucji doliny został ograniczony do okresu od ostatniego zlodowacenia (warta) na badanym obszarze do współczesności, przede wszystkim dlatego, że na współczesnej powierzchni badanego odcinka doliny Warty występują osady rzeczne tylko z tego okresu, a co za tym idzie, istnieją duże dysproporcje materiału dokumentacyjnego dla opisu postwarciańskich etapów rozwoju doliny i etapów wcześniejszych. Strefa doliny Warty między Burzeninem a Dobrowem została objęta w latach 1980–2000 kartowaniem geologicznym na potrzeby Szczegółowej Mapy geologicznej polski w skali 1:50 000. Część arkuszy – Dąbie (551), Turek (550), Warta (624), Widawa (698), Zduńska Wola (662) już została wydana, zaś pozostałe: Dobra (587), Szadek (625) i Uniejów (588), w opracowaniu których brał udział autor, zostały zrealizowane do 1999 r., co pozwoliło na generalne rozpoznanie doliny Warty na północ od zbiornika „Jeziorzko” (rys. 1). Wyniki przedstawione przez autorów wyda-

nych arkuszy uzupełniono nowymi danymi, a także własnymi badaniami weryfikującymi, np. wiekowe zakwalifikowanie fragmentów poziomów dolinnych. Materiały te dostarczyły danych o charakterze przeglądowym na temat obszaru badań. Prace terenowe i kameralne ukierunkowane były na kilka wątków badawczych:

- udokumentowanie zmian w przebiegu doliny Warty, w tym okresów funkcjonowania dolin Jadowichny-Pichny oraz Teleszyny w systemie odpływu Warty i wyjaśnienie przyczyn ich porzucenia;
- ustalenie zmian typów rozwinięcia koryta Warty na badanym obszarze, a w szczególności weryfikację istnienia późnowistuliańskiego systemu wielokorytowego wzdłuż badanego odcinka doliny;
- określenie najmłodszych zmian w dolinie Warty.

Pozwoliły one na realizację podstawowego celu pracy, którym było określenie specyfiki morfologii i budowy geologicznej wybranego odcinka doliny Warty oraz przedstawienie jego rozwoju na tle ewolucji dolin niżowych. Podjęto również próbę weryfikacji odbicia w morfologii i osadach rzecznych ruchów podłoża podkenozoicznego, o których

donoszą publikowane prace dotyczące badanego obszaru (np. Krauzlis 1974, 1975; Witt 1974,

1979; Wyrzykowski 1990; Wiedera 1998).

METODY BADAŃ

Wstępnym etapem badań było kartowanie geologiczne do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 na obszarze arkuszy: Dobra, Szadek, Uniejów, w którym autor uczestniczył oraz analiza wydanych arkuszy: Dąbie, Turek, Warta, Widawa i Zduńska Wola. Prace terenowe, podjęte w 1995 roku, dotyczyły w dużej mierze serii rzecznych Warty w dwóch odkrywkach (Koźmin, Smulsko) KWB Adamów, oraz w wytypowanych kilku wycinkach doliny (rys. 2). Kolejny etap to prace laboratoryjne na pobranym w terenie materiale osadowym. Wreszcie etap następny, to prace kameralne mające na celu obróbkę i opracowanie uzyskanych informacji oraz ich prezentację graficzną. Prace badawcze w każdym z tych etapów przebiegały według ogólnie przyjętych metod.

Prace terenowe polegały na udokumentowaniu budowy geologicznej terenu badań. W dwóch dużych odkrywkach KWB „Adamów” – Koźmin i Smulsko (w stanowisku Aleksandrów), w odsłonięciach do 3 km długości i kilkunastu metrów wysokości kartowano odsłonięcia, dla których wykonano szkice i dokumentację fotograficzną. Tak duże odsłonięcia pozwalają nie tylko na obserwowanie struktury osadów, ale też dokładne rejestrowanie miąższości i zmienności poziomej i pionowej poszczególnych serii. Udokumentowano również kilkanaście niewielkich odkrywek w obrębie doliny Warty, choć w obrębie dolin odkrywki gospodarcze występują raczej rzadko, ze względu na rodzaj materiału oraz wysoki poziom wód gruntowych. Pobrano został materiał osadowy do analiz laboratoryjnych. Ponadto wykonano około 850 sondowań (oraz 550 do SMGP), przy zastosowaniu kilku rodzajów świrdrów ręcznych (wybrane zaznaczono na rys. 2 i opisano w tekście). Dokumentowano tym sposobem osady do głębokości 3–4 metrów, w pojedynczych profilach również głębiej (maks. 6,5 m), w wielu profilach pobrano próbki osadów. Wykonano również sondy mechaniczne – 25 sond mechanicznych do głębokości 15 metrów (lokalizacja na rys. 2). Kartowanie geologiczne i geomorfologiczne przeprowadzone w wybranych wycinkach doliny Warty (rys. 2) posłużyło do określenia powierzchniowej budowy geologicznej oraz określenia rodzaju form terenu i wyznaczenia ich zasięgu przestrzennego.

Poza tym, dla szczegółowego udokumentowania małych form rzeźby, zastosowano takie metody

topograficzne jak zdjęcia tachymetryczne i profilowanie form z zastosowaniem teodolitu.

Prace laboratoryjne miały na celu analizę próbek osadów pozyskanych z odsłoneń, sond oraz rdzeni wiertniczych i uzyskanie wyników służących udokumentowaniu tekstury, genezy oraz wieku osadów. Wykonane zostały następujące, stosowane w geologii czwartorzędu, analizy:

- uziarnienia dla 408 próbek. Piaski luźne i żwiry poddano analizie sitowej na zestawie sit firmy Fritsch, w zalecanych odstępach wielkości frakcji co 0,3–0,5 jednostki phi (Mycielska-Dowgiałło 1995). Osady drobnoziarniste i zwięzłe poddano analizie areometrycznej metodą Bauyoucosa w modyfikacji Cassagrande'a i Prószyńskiego (Turski 1986), którą uzupełniono analizą sitową. Uzyskane dane posłużyły do obliczenia graficznych wskaźników uziarnienia (Folk, Ward 1957): średniej średnicy ziarna, wysortowania, skośności i spłaszczenia;

- zawartości węgla wapnia w 96 próbkach stosując metodę Scheiblera (Turski 1986). W pozostałych próbkach obecność węglanów oceniano traktując je 10 % kwasem solnym;

- obróbkę ziaren kwarcu dla 365 próbek osadów we frakcji 0,8–0,63 mm. Zastosowano metodę Cailleux (1942), zmodyfikowaną przez Gózdziaka (1980), Klátkową (1991) i Manikowską (1993). Określono udział procentowy następujących typów ziaren: RM (okrągłe, matowe – kształtowane przez procesy eoliczne), EL (błyszczące – obrabiane w środowisku rzeczonym), M (pośrednie – bez wykształconych cech charakterystycznych, ale noszące ślady zmatowienia), C (ziarna pęknięte – uszkodzone, bez względu na ich pierwotną obróbkę) oraz NU (ziarna świeże – ostrokrawędziste, nieobrobione);

- analizy palinologiczne opracowane przez mgr Zofię Balwierz z Zakładu Geomorfologii UŁ dla osadów organicznych z czterech stanowisk i dr Grażynę Miotk-Szpiganowicz z Uniwersytetu Gdańskiego dla dwóch stanowisk (rys. 2). W zależności od jakości analizowanych osadów wyniki badań mają charakter analizy i są przedstawione w postaci diagramu pyłkowego lub ekspertyzy z tabelą ukazującą skład ziaren pyłku; oznaczenie wskaźnika wieku osadów wykonane

i siecią osadniczą. Linie oddzielające te poziomy zostały zweryfikowane w terenie. Na szkice wrysowano również widoczne na zdjęciach pola piasków eolicznych i wydmy, których kontury oparto na rysunku poziomicowym mapy topograficznej 1:10 000.

Analiza zdjęć lotniczych i wykonane na tej bazie szkice stały się więc podstawą wyznaczenia zasięgu niskiego poziomu dolinnego, podczas gdy inne poziomy wyróżniono głównie podstawie badań geologicznych.

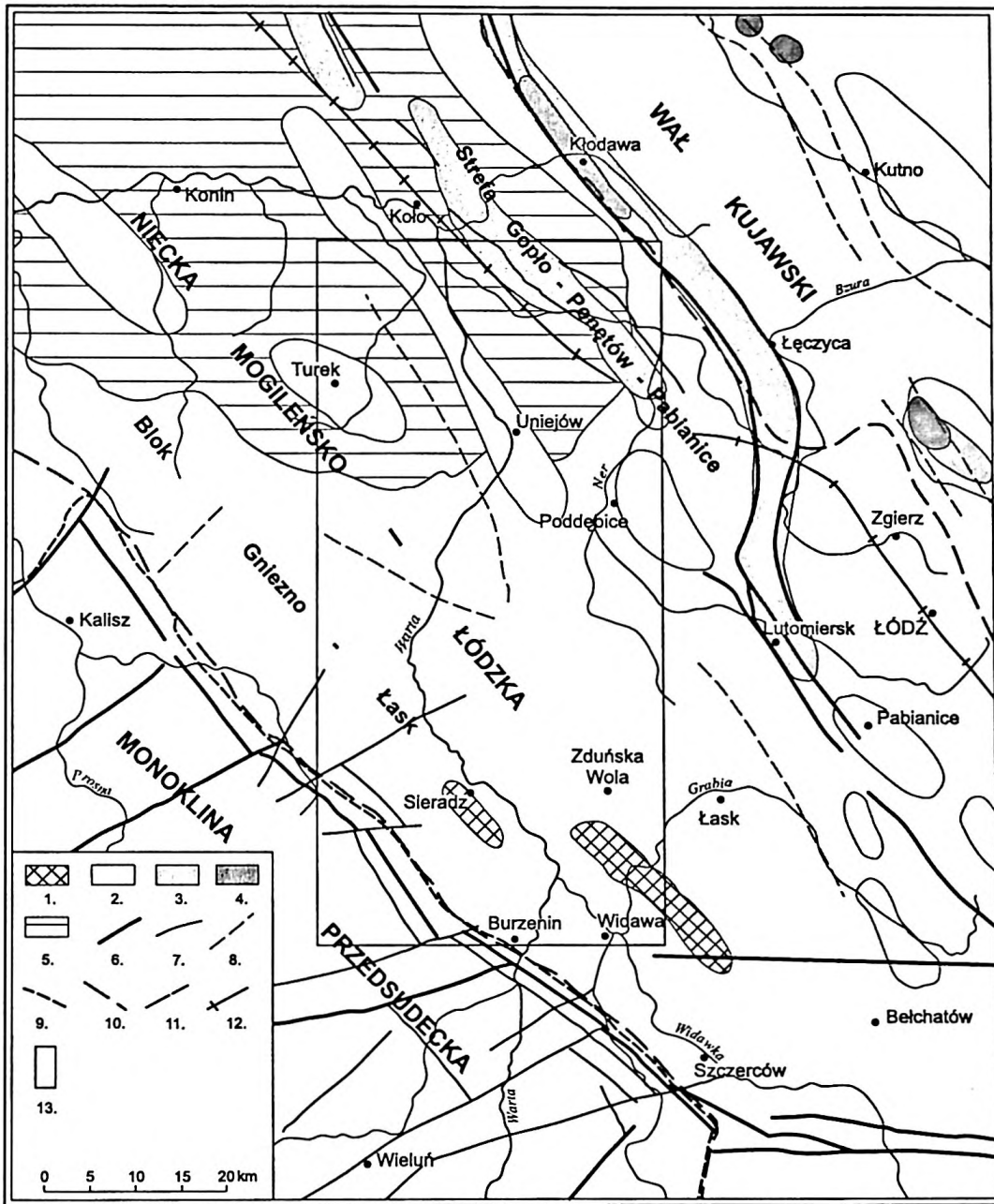
BUDOWA GEOLOGICZNA PODŁOŻA WSPÓŁCZESNEJ DOLINY WARTY

Teren badań położony jest w całości w obszarze polodowcowym, ale miąższość pokrywy osadów czwartorzędowych jest niezbyt duża i zróżnicowana. W dolinie Warty często rzeczne osady późnego czwartorzędu leżą bezpośrednio na utworach przedczwartorzędowych, tak więc za podłoże dla badanych serii rzecznych uważać trzeba nie tylko ułożone niżej utwory plejstocenu, lecz również skały starszych okresów geologicznych. Stąd wynika potrzeba omówienia budowy geologicznej podczwartorzędowego i czwartorzędowego podłoża doliny. Rozmieszczenie serii rzecznych biorących udział w powierzchniowej budowie geologicznej opisano na tle efektów warciańskiej morfogenezy glacialnej.

PODŁOŻE PODCZWARTORZĘDOWE

W stosunku do jednostek tektonicznych Polski wycinek dorzecza Warty między Burzeninem a Dobrowem niemal w całości leży w obrębie niecki łódzkiej (rys. 3). Rejon Burzenina, gdzie dolina Warty przełamuje się przez wapienie jurajskie (kimeryd) zrębu Brzykowa (B i e r n a t 1971), leży jeszcze na skraju monokliny przedsudeckiej. Dalej ku północy dolina przebiega nad skałami kolejnych pięter kredy dolnej i górnej, by w okolicach Sieradza wkroczyć w obszar, którego podłoże podkenozoiczne stanowią głównie opoki oraz margle i wapienie masyfów (J a s k o w i a k - S c h o e n e i c h o w a 1972; M a r e k 1977); jest to osiowa część niecki łódzkiej. Dolina Warty po okolicie miasta Warta ma przebieg zgodny z kierunkami struktur podłoża mezozoicznego (NW-SE), dalej, po okolicie Koła, przyjmuje generalnie kierunek północny. Na całym tym odcinku dolinie towarzyszą w podłożu skały masyfów, choć w rejonie Dobrowa i Chełmna zbliża się ona do północno-wschodniego skrzydła niecki łódzkiej (rys. 3). M a r e k (1977), wykazując pewne tektoniczne zróżnicowanie niecki łódzko-mogileńskiej,

wyróżnia dwie zasadnicze jej części: blok Gniezno – Łask w południowo-zachodnim pasie, oraz strefę Gopło – Ponętów – Pabianice, zajmującą północno-wschodnią część. Strefa Gopło – Ponętów – Pabianice usytuowana jest w sąsiedztwie wału kujawskiego i rozwinęła się wzdłuż linii głównych uskokiów, które aktywne były już w paleozoiku (M a r e k 1977). Ostateczny obraz tektoniczny tej strefy jest efektem tektoniki solnej, zapoczątkowanej w triasie i aktywnej w jurze górnej, ale szczególnie intensywnej w młodszej części kredy górnej (S o k o ł o w s k i 1966; M a r e k 1977). Wyróżnione zostały tutaj struktury solne, przebijające częściowo skały mezozoiku: Kłodawa – Łęczycza – Lutemiersk, Ponętów, Wartkowice oraz poduszki i wały solne: Poddębice, Trześniew, Uniejów, które wykazywały tendencje do wznoszenia, podczas gdy między nimi odbywała się subsydencja podłoża i powstawały obniżenia, często w postaci rowów tektonicznych (M a r e k 1977; D a d ł e z 1980). Blok Gniezno – Łask charakteryzował się znaczną sztywnością i znacznie słabszymi przejawami tektoniki solnej. W jego obszarze wyróżniono tylko antykliny solne Konina i Turku (rys. 3), które nie przebijają jednak skał mezozoiku (M a r e k 1977). Na szkicu tektonicznym, w części północnej, widoczna jest jeszcze znacznych rozmiarów jednostka – elewacja konińska, która leży w obrębie obu wcześniej wyróżnionych stref. O ile jednak struktury: blok Gniezno – Łask i strefa Gopło – Ponętów – Pabianice zaznaczyły się w mezozoiku podczas akumulacji osadów w zbiornikach morskich, to elewacja konińska oraz struktury o mniejszej randze, jak zręby i rowy tektoniczne czy pojedyncze uskoki (rys. 3), powstały w kenozoiku, w okresie kiedy niecka łódzka była już lądem (J a s k o w i a k - S c h o e n e i c h o w a 1972; M a r e k 1977). Elewacja konińska jest zatem wyniesieniem tektonicznym w obrębie niecki łódzkiej. Określenie to zostało użyte przez K r y g o w s k i e g o (W i d e r a 1998) dla jednostki rysującej się w podłożu okolic Konina, która utożsamiana była później ze strukturą solną



Rys. 3. Szkic tektoniczny podłoża podkenozoicznego
(wg Sokołowski 1966; Marek 1977; Dadlez 1980; W id e r a 1998)

1 – antykliny w podłożu mezozoicznym o tektonicznej genezie; 2 – struktury solne nie przebijające mezozoiku; 3 – struktury solne częściowo przebijające mezozoik; 4 – struktury solne całkowicie przebijające mezozoik; 5 – zasięg elewacji konińskiej (wg W i d e r y 1998); 6 – główne uskoki synsedymantacyjne przecinające cały kompleks czeszczyńsko-mezozoiczny; 7 – uskoki przecinające cały kompleks czeszczyńsko-mezozoiczny, o mniejszym stopniu prawdopodobieństwa; 8 – uskoki niższego rzędu, wnikaające w pokrywę osadową; 9 – uskoki niższego rzędu, wnikaające w pokrywę osadową; 10 – zasięg obszaru badań (wg rys. 2)

Tectonic sketch of the sub-Cainozoic surface

1 – anticlines of tectonic origin; 2 – salt structures not piercing the Mesozoic; 3 – salt structures partly piercing the Mesozoic; 4 – salt structures completely piercing the Mesozoic; 5 – extent of the Konin Elevation (after W i d e r a 1998); 6 – major synsedimentary faults cutting the Zechstein-Mesozoic complex; 7 – faults cutting the Zechstein-Mesozoic complex; 8 – inferred faults cutting the Zechstein-Mesozoic complex; 9 – minor faults; 10 – extent of study area (after Fig. 2)

(Marek 1977; Dadlez 1980). Widera (1998) rozszerza zasięg elewacji konińskiej, nadając jej rangę największej tego typu struktury w obrębie niecki łódzko-mogileńskiej. W obrębie elewacji występuje kilka rowów tektonicznych określonych w literaturze jako: rów Adamowa, Władysławowa, Piasków i inne (m.in. Czarnik 1972; Widera 1998). W środkowej części obszaru badań jest zaznaczonych mniej struktur tektonicznych (rys. 3), jednak może to wynikać z mniejszej ilości otworów wiertniczych. W części południowej podkreślić należy rów Szczerców – Widawa i wspomniany wcześniej zrab Brzykowa.

Na badanym obszarze występuje kilka niewielkich powierzchniowo wychodni skał podłoża mezozoicznego i trzeciorzędowego*. Występują one głównie w obrębie stoków dolin. Podstawowym źródłem wiedzy na temat utworów leżących pod osadami czwartorzędowymi są archiwalne otwory wiertnicze oraz publikowane materiały kartograficzne. Na opisywanym obszarze jest około 1500 archiwalnych otworów przebijających czwartorzęd. Materiały te mają jednak kilka mankamentów. Podstawowym są ogromne dysproporcje w rozmieszczeniu wierceń. Niemal tysiąc z nich zlokalizowanych jest w obszarach złóż węgla brunatnych (rys. 2). Są to dokumentacje eksploatacyjnych złóż: „Adamów”, „Bogdałów” i „Kozmin”, gdzie gęstość otworów dochodzi do 50 na 1 km². Zadowalająca ilość otworów zlokalizowana jest też na obszarach perspektywicznych złóż węgla brunatnego: Dobrów, Uniejów i Wielenin, w strefach zapór – czołowej i bocznych zbiornika „Jeziorsko”, jak też w miastach, gdzie występuje duża ilość otworów studziennych. Rozległe są jednak obszary o znikomej ilości otworów. Szczególnie wyraźny jest brak wierceń archiwalnych w obrębie poziomu niskiego i den dolin, a zwłaszcza w miejscach istotnych dla przebiegu współczesnej i kopalnej doliny Warty, jak np. strefa doliny Jadwichny-Pichny, gdzie na obszarze około 40 km² jest zaledwie 5 otworów przebijających czwartorzęd. Innym problemem są zbyt ogólne opisy dokumentowanych osadów, a nierzadko błędy w określaniu ich genezy i wieku, jak też niezbyt precyzyjna lokalizacja otworów na mapie. Mimo tych zastrzeżeń wykonana została mapa geologiczna podłoża czwartorzędowego oraz mapa jego wysokości (rys. 4, 5). Południową część tych map wykonano na podstawie szkiców geologicznych do SMGP 1:50 000 dla arkuszy: Widawa (Krzemiński, Bezowska 1987), Zduńska Wola (Bezowska 1993) i Złoczew

(Baliński 1999). Dla pozostałej części posiadane materiały archiwalne pozwoliły na wykonanie własnej interpretacji budowy i ukształtowania podłoża czwartorzędowego, lub na uszczegółowienie treści szkiców już wydanych w objaśnieniach do arkuszy SMGP 1:50 000: Warta (Klatkowska, Załoba 1992b), Turek (Trzmieł 1996) i Dąbie (Nowacki 1996).

Generalnie strop podłoża podczwartorzędowego opada z południa ku północy. Najwyższe jego położenie na omawianym obszarze (rys. 4) zanotowano w obrębie zrębu Brzykowa w Burzeninie, gdzie wapienie kimerydu wznoszą się do wysokości 165 m n.p.m. (Krzemiński, Bezowska 1987) i widoczne są w naturalnym odsłonięciu w krawędzi doliny Warty. Najniższe położone w strefie badanego odcinka doliny skały podłoża czwartorzędowego to margle mastrychtu, które zarejestrowano w Kozminie na rzędnej +4,7 m n.p.m. (otwór 70.50/12.75 – Dokumentacja geologiczna złoża... 1998; Piskorz 2001) oraz +1,4 m n.p.m. (otwór PH-4 – j.w.). W północno-wschodniej części obszaru badań, na północ od Dąbia udokumentowane zostały rowy tektoniczne, gdzie podłoże zalega znacznie niżej, np. Rośle – 54 m p.p.m. (Nowacki 1996) czy w rejonie wsi Koszew – 168,5 m p.p.m. (otwór Poddębice IG-1). Tak więc deniwelacje podłoża czwartorzędowego są znacznie większe niż na współczesnej powierzchni badanego obszaru.

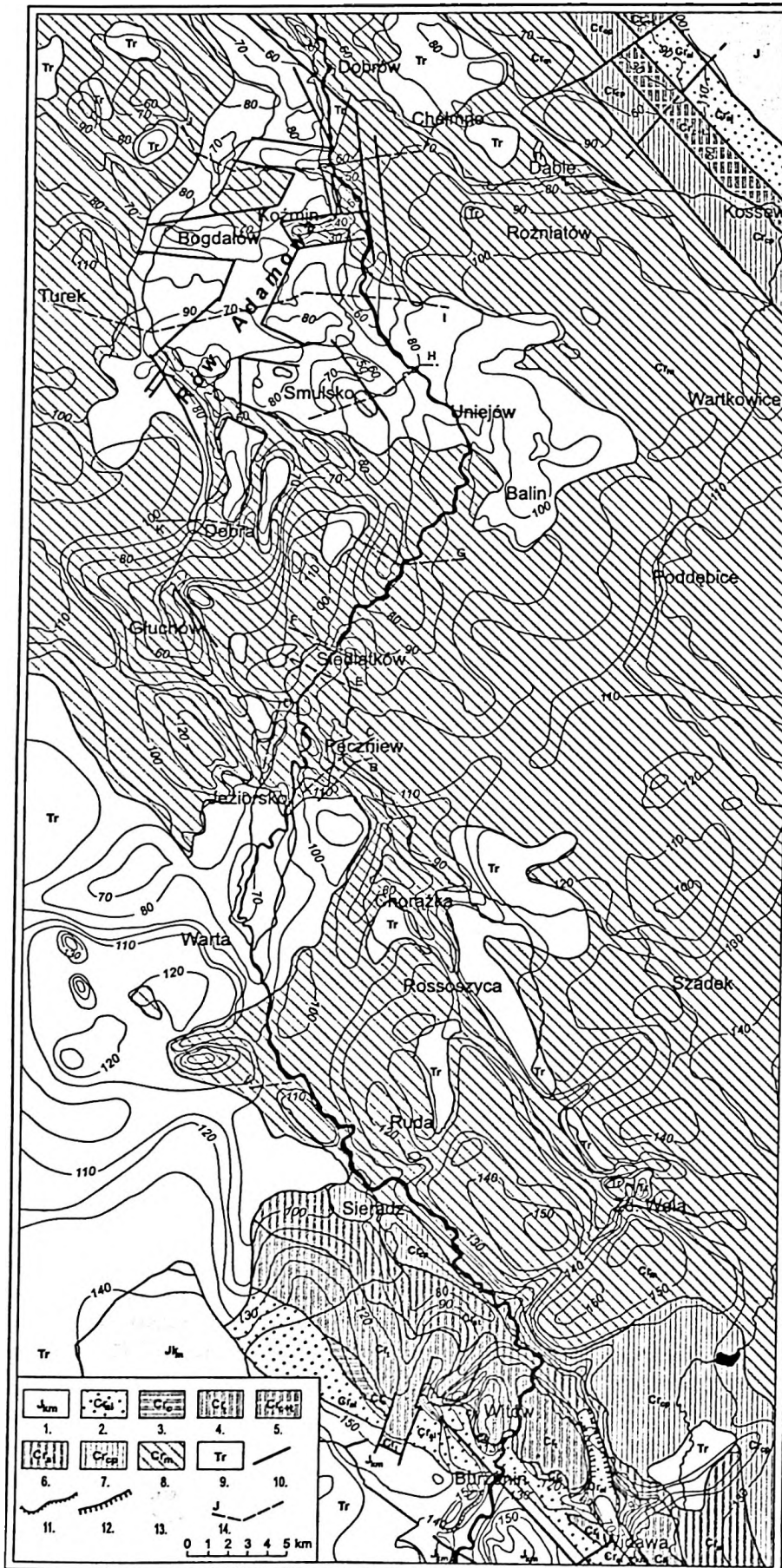
W Burzeninie kopalna dolina Warty rozcinająca skały zrębu Brzykowa jest stosunkowo wąska i wcięta do rzędnej około 120 m n.p.m. W ujściowym odcinku Widawki dno kopalnej doliny wcięte jest do około 100 m n.p.m. Dolny odcinek doliny pra-Widawki przebiega w obrębie kopalnego obniżenia o złożonej, erozyjno-tektonicznej genezie (Krzemiński, Bezowska 1987) i stanowi przedłużenie rowu Szczerców – Widawa (rys. 4). Na północ od ujścia Widawki do Warty obniżenie w analizowanej powierzchni schodzi poniżej 80 m n.p.m., a przebieg doliny Warty niemal się z nim pokrywa. Po obu stronach doliny powierzchnia podczwartorzędowa leży na wysokości 140–150 m n.p.m. W okolicach Sieradza podłoże podczwartorzędowe w obrębie doliny wznosi się, a w jej osi występują dwa nabrzmienia, sięgające powyżej 110 m n.p.m. Być może jest to związane z występującą w podłożu antykliną (rys. 3). U podnóża wschodniego stoku doliny Warty, w Męckiej Woli i Rudzie margle mastrychtu są przykryte jedynie 1–2 m miąższości osadami vistuliańskimi. Na wschód od doliny Warty występuje kopalna dolina, biegnąca zgodnie z kierunkiem osi niecki łódzkiej, z rejonu Zduńskiej Woli przez Rossoszyce po okolice Pęczniewa. Ze strefą tą w dużym stopniu pokrywa się współczesna dolina Brodnie. Po zachodniej stronie doliny Warty uwagę zwraca obniżenie występujące na zachód od Sieradza, wypełnione

* Redakcja AGL zdecydowała się zachować klasyczny podział stratygraficzny kenozoiku na trzeciorzęd i czwartorzęd. Autor tomu nie badał bezpośrednio osadów starszych od czwartorzędowych, a zawarte o nich informacje pochodzą ze źródeł archiwalnych.

iłami, mułami trzeciorzędu. Ku północy, w okolicach miasta Warta i na zachód od niego, konfiguracja podłoża czwartorzędu jest bardziej skomplikowana, co zdaniem Z a ł o b y (1985, 1992, 1996) jest efektem młodej aktywności podłoża mezozoicznego oraz zaangażowania osadów trzeciorzędu w deformacje glaci-tektoniczne. Dolina Warty w tym rejonie skręca ku północy, a jej nieczynny dziś odcinek (dolina Jadwichny-Pichny) kieruje się ku północnemu wschodowi. Sytuacja pokazana na szkicu podłoża w tym fragmencie (rys. 4) jest jednak zrekonstruowana na podstawie nielicznych otworów i sondowań geoelektrycznych (Dokumentacja geologiczno-inżynierska... 1972). Materiały te ukazują głębokie rozcięcie podłoża podczwartorzędowego w okolicach Chorażki i Jadwichny, ale nie pozwalają na jego precyzyjne wyznaczenie. W strefie doliny Warty na północ od miasta Warta zaznacza się również słabo udokumentowane przegłębienie wypełnione osadami trzeciorzędu (Klatkowa, Załoba 1992a,b). Dopiero rejon Jeziorska i Pęczniewa posiada większą liczbę otworów archiwalnych. Szkic geologiczny ukazuje w podłożu doliny Warty skały kredowe leżące wysoko – powyżej 90 m n.p.m. W obrębie stoków i otaczających dolinę Warty wysoczyzn strop skał kredowych zalega niemal 120 m n.p.m. W Pęczniewie na północno-wschodnim stoku „węzła” dolin, udokumentowane zostały ich wychodnie (Klatkowa, Załoba 1992b). Na północny zachód od Pęczniewa i Jeziorska przebiega kolejne kopalne obniżenie w powierzchni podczwartorzędowej, leżące na przedłużeniu wspomnianej wcześniej kopalnej doliny, biegnącej z rejonu Zduńskiej Woli (rys. 4, 5). W rejonie Głuchowa jego dno leży na poziomie 45 m n.p.m., zaś cała forma gwałtownie skręca ku wschodowi i następnie ku północy. Na bazie posiadanych materiałów trudno określić genezę tej kopalnej formy, w dużej mierze pokrywa się z nią współczesna dolina Teleszyny. Na północ od Pęczniewa (po Siedlątków) w obrębie doliny Warty strop mezozoiku występuje wysoko – nawet powyżej 100 m n.p.m., a w wielu miejscach leży na nim tylko kilka metrów osadów rzecznych. Dopiero poniżej Siedlątkowa w analizowanej powierzchni widać obniżenie osiagające około 60 m n.p.m., generalnie zgodne z zasięgiem doliny Warty.

Dolina Warty w okolicach Uniejowa wkracza w obręb elewacji konińskiej (rys. 3), zaznaczającej się na mapie podłoża podczwartorzędowego (rys. 4, 5). O ile na południe od okolic Dobrej i Siedlątkowa w przebiegu form tej powierzchni dominuje kierunek NW–SE, zgodny z osią niecki kredowej, to ku północy obraz jest bardziej skomplikowany. Elewacja konińska posiada w stropie powierzchni mezozoicznej szereg form mniejszej rangi: struktury zrębowe, rowy tekto-

niczne i obniżenia erozyjne, wypełnione często osadami trzeciorzędu wraz z węglem brunatnym, które przyjmują różne kierunki. Wśród kilku rowów tektonicznych wyróżnionych w obrębie elewacji (Widera 1998), tylko rów Adamowa leży w strefie analizowanego odcinka doliny Warty. Został on udokumentowany dzięki otworom wiertniczym wykonanym dla dokumentacji złoża węgla brunatnych. Od południa nawiązują do niego trzy obniżenia, częściowo pozbawione utworów trzeciorzędu (rys. 4), prawdopodobnie o rzecznej genezie (Czarnik 1972; Widera 1998; Czyż, Kamiński w druku). W obrębie rowu wysokość podłoża podczwartorzędowego jest zróżnicowana – od około 80 m n.p.m. do kilku m n.p.m. Wynika to z istnienia struktur zrębowych w osi rowu (Załoba, Czubla 1995; Widera 1998), rozcięć erozyjnych i zaburzeń glaci-tektonicznych, w których biorą udział osady trzeciorzędu. Jest to szczególnie dobrze czytelne w odkrywkach KWB „Adamów”. W rejonie Koźmina w podłożu kredowym, jeszcze w obrębie rowu Adamowa, występuje głębsze zamknięte obniżenie, zapewne o tektonicznej genezie (rys. 4). W jego obrębie brak jest osadów trzeciorzędu, a na czwartorzęd przypada 91–97 m piasków i piasków ze żwirami o nieokreślonej genezie i trudnym do ustalenia wieku (otwory 70.50/12.75 i PH-4). Czarnik (1972) wiązał powstanie opisywanej, kopalnej formy z erozją rzeczną w paleogenie i określał ją jako dolina adamowska. Badacz ten dysponował jednak mniejszą ilością profili wiertniczych, których przybywało w kolejnych latach wraz z postępującą eksploatacją złożonych w rowie węgla brunatnych. Stąd też obraz tego obniżenia w kolejnych szkicach jest inny (Trzmiel 1996; Widera 1998), (rys. 4). Widera (1998), który powstanie rowu łączy z uaktywnieniem procesów halotektoniki w czasie fazy laramijskiej, podaje pięć etapów powstawania rowów tektonicznych i jednoczesnego z nimi wypiętrzania elewacji konińskiej. Maksimum subsydencji w rowach widzi on w środkowym miocenie, kiedy powstały serie węglowe, a ostatni etap – wygasania ruchów – w pliocenie. Ruchy te mogły jednak trwać jeszcze w czwartorzędzie. Wiele jest przykładów rowów, których intensywna aktywność zaznacza się właśnie po miocenie, o czym może świadczyć na przykład bardzo miąższa seria ilów pliocenkich w rowie Kleczewa, czy osadów czwartorzędowych w rowie Konin-Przydziałki (Widera 1998), lub w Roślu koło Dąbia, gdzie udokumentowano ponad 150 m osadów czwartorzędu (Nowacki 1996) i wreszcie wspomniane wyżej obniżenie w Koźminie. Zaznaczająca się aktywność tektoniczna na pograniczu niecki łódzkiej i wału kujawskiego w czwartorzędzie pozwoliła Baranieckiej (1981) na określenie

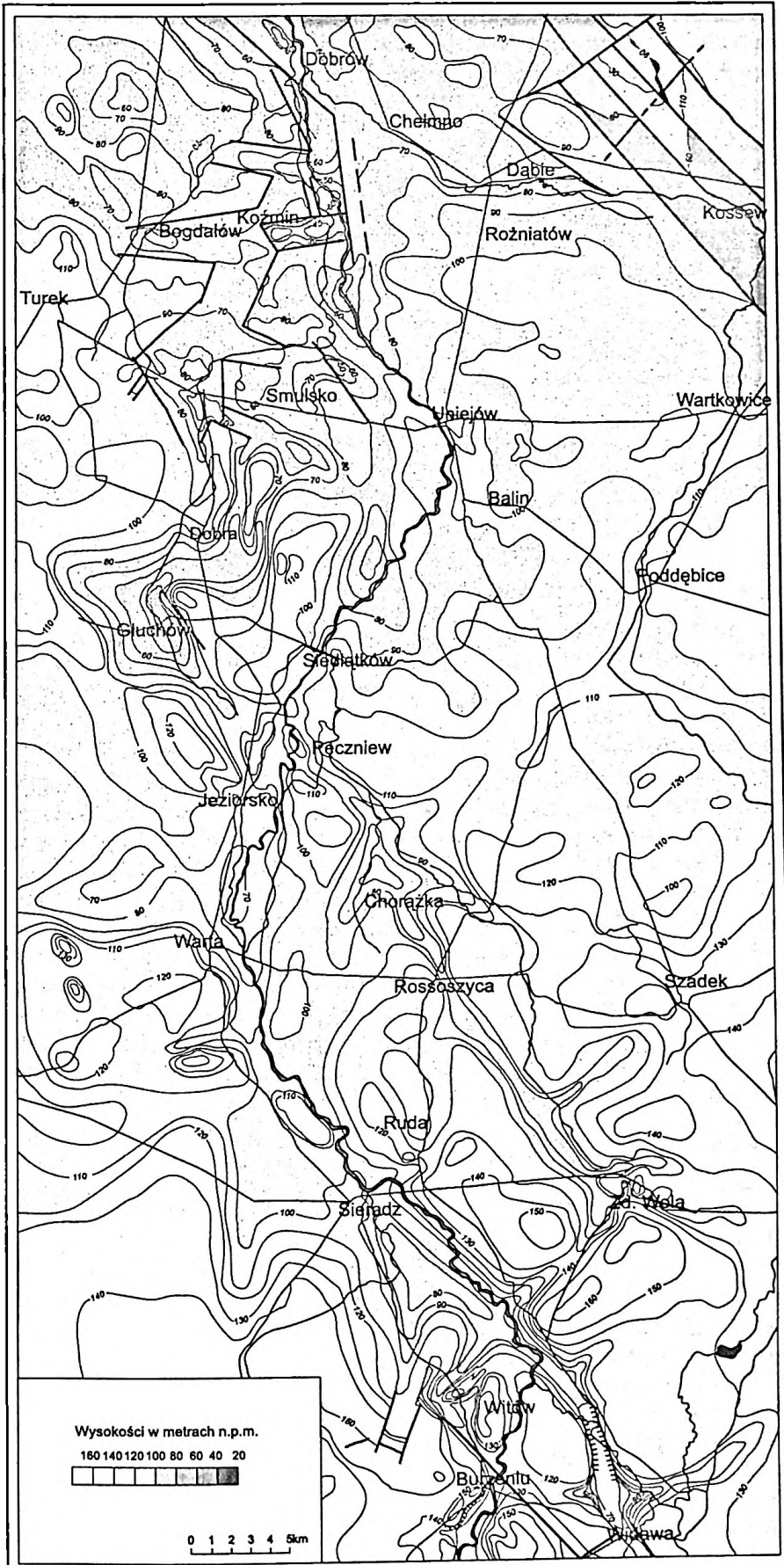


Rys. 4. Szkic geologiczny powierzchni podzwartorzędowej (wg Dokumentacja geologiczna... 1954, 1998; Dokumentacja geologiczno-inżynierska... 1972; Ciuk 1980; Krzemiński, Bezkowska 1987; Widera 1998; Baliński 1992, 1997; Klatkowska, Załoba 1992b; Załoba 1992; Bezkowska 1995; Nowacki 1996; Trzmiel 1996; Czyż, Forsytek 2001)

jura: 1 – kimeryd; kreda: 2 – alb, 3 – cenoman, 4 – turon, 5 – cenoman i turon (nierozdzielone), 6 – santon, 7 – kampan, 8 – mastrycht; 9 – trzeciorząd (nierozdzielony); 10 – wybrane uskoki; 11 – krawędzie erozyjne; 12 – krawędzie erozyjne uwarunkowane przebiegiem uskoków; 13 – izohipsy powierzchni podzwartorzędowej; 14 – linie przekrojów geologicznych

Geological sketch of the sub-Quaternary surface

Jurassic: 1 – Kimmeridgian; Cretaceous: 2 – Albian, 3 – Cenomanian, 4 – Turonian, 5 – Cenomanian and Turonian, 6 – Santonian, 7 – Campanian, 8 – Maastrichtian, 9 – Tertiary (non-divided); 10 – selected faults; 11 – erosional scarps; 12 – erosional scarps controlled by faults; 13 – isohypses of sub-Quaternary surfaces; 14 – geological cross-section lines



Rys. 5. Ukształtowanie powierzchni podczwartorzędowej

Relief of the sub-Quaternary surface

faz tych ruchów. Impulsem do uaktywnienia podłoża Nizu Polskiego, zwłaszcza w strefach zaangażowanych halotektonicznie, mogło być zmieniające się w czwartorzędzie obciążenie lodolodem (m.in. Liszkowski 1975, 1993). Przedstawiony obraz podłoża podczwartorzędowego pozwala wysnuć wniosek o przestrzennej zgodności przebiegu doliny Warty i dolin jej towarzyszących z kopalnymi obniżeniami, zaś innczelementów współczesnej morfologii terenu z rysującymi się w podłożu wyniesieniami. Wydaje się więc, że podłożo podczwartorzędowe mogło być jednym z podstawowych czynników wpływających na ewolucję doliny Warty w czwartorzędzie, a być może również w okresie postglacjalnym.

CZWARTORZĘDOWE PODŁOŻE POSTWARCIAŃSKICH SERII RZECZYNYCH

Decydujący wpływ na morfologię i budowę geologiczną strefy doliny Warty i przyległych do nich wysoczyzn wywarły procesy jakie miały miejsce w okresie zlodowacenia warciańskiego (ostatniego na badanym terenie) oraz następujących po nim: interglacjale eemskim, vistulianie i holocenie. W wypełnieniu doliny Warty na całym badanym odcinku stwierdzane są również ślady starszych cykli czwartorzędowych.

Dla południowej części obszaru badań wykorzystano interpretację osadów przedwarciańskich z prac nad Szczegółową mapą geologiczną Polski w skali 1:50 000 (Krzemiński, Bezowska 1986b, 1987; Bezowska 1993, 1995). Przekrój geologiczny poprowadzony przez Bzowską (1995) w rejonie Strońska i Bobrownik ukazuje w spągu wypełnienia doliny piaski i żwiry rzeczne zaliczone do interglacjału ferdynandowskiego, przykryte cienkim pokładem gliny zwałowej wieku południowopolskiego, nad którą występuje kolejna seria rzeczna z interglacjału wielkiego. Mięszszy pokład odrzańskiej gliny zwałowej jest w obrębie doliny obniżony o około 40 m w stosunku do obszarów wysoczyznowych (Bezowska 1995). Podobnie w rejonie Sieradza, w wyraźnie zaznaczonej kopalnej dolinie, bezpośrednio na podłożu mezozoicznym zalega seria rzeczna z interglacjału ferdynandowskiego (Bezowska 1993), na której spoczywają dwa pokłady glin zwałowych, uznanych za gliny wieku zlodowacenia odry i warty.

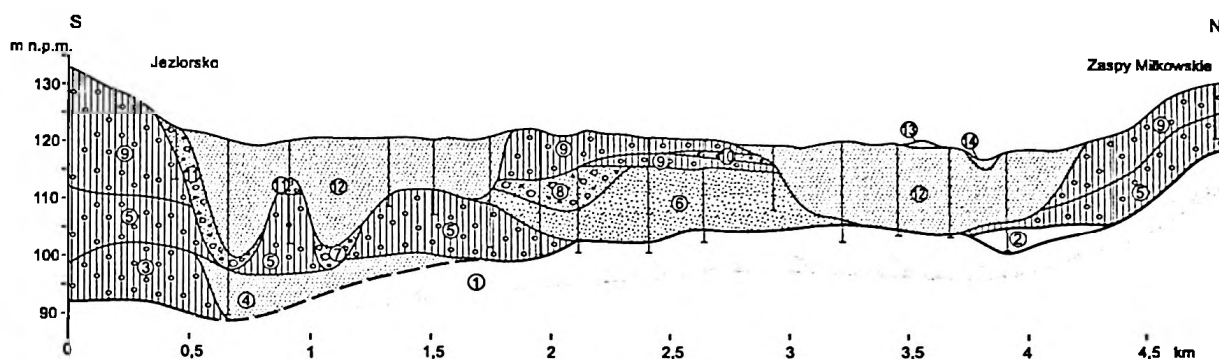
Tak więc na południe od Sieradza spąg wypełnienia doliny stanowią osady powstałe w okresie zlodowaceń południowopolskich. Ugięcie kolejnych pokładów glin zwałowych i obecność osadów rzecznych, interglacjalnych, dowodzi istnienia tam doliny w tym okresie.

Na północ od Sieradza, po okolice miasta Warta, w obrębie doliny istnieje tylko kilka otworów wiertniczych, które pozwalają jednak przyjmować istnienie na tym odcinku obniżenia w podłożu mezozoicznym (rys. 4, 5) i wypełnienie osadami czwartorzędu o zróżnicowanej miąższości wynoszącej od kilku do około 35 m. Taka interpretacja znajduje potwierdzenie w pracach Złoby (1992, 1996).

W okolicach Pęczniewa, gdzie dolina Warty przebiega w strefie wysokiego zalegania stropu kredy (rys. 4, 5) osady czwartorzędowe starsze od zlodowacenia warty zostały prawdopodobnie wyprątnięte z doliny. Jedynie przekrój geologiczny (D) wykonany w miejscu oddzielania się doliny Teleszyny od doliny Warty (rys. 2, 6), ukazuje poziomy glin zwałowych w kopalnym rozcięciu doliny. W Jeziorsku bezpośrednio na skałach kredowych leży glina zwałowa, której przypisano wiek południowopolski (Kłatkowa, Złoba 1992a). Pokład ten jest rozcięty w strefie doliny i częściowo przykryty przez piaski i żwiry wodnolodowcowe oraz rzeczne, które wiązane są z interglacjałem wielkim (Kłatkowa, Złoba 1992a). Powyżej zalega porozcinany pokład gliny zwałowej o kilkunastometrowej miąższości, którą uznano za odrzańską (Kłatkowa, Złoba 1992a). Głina ta w Zaspach Miłkowskich jest już cieńsza (rys. 6), przykrywa płat osadów trzeciorzędu i uklada się współkształtnie do kopalnego stoku doliny. Budowę geologiczną doliny Teleszyny, stanowiącej wschodnią odnogę kopalnej doliny Warty udokumentowano również w rejonie Dobrej, co przedstawia przekrój K (rys. 2, 7). Dno kopalnego rozcięcia zajmują tam muły trzeciorzędu, nad nimi zaś zalegają serie piasków ze żwirami wiązane z kolejnymi okresami zlodowaceń: południowopolskich oraz odry i warty (Czyż, Kamiński w druku). W osiowej strefie doliny brak glin zwałowych, występują one na jej kopalnych stokach i uginają się współkształtnie do nich. Kilkmietrowej miąższości seria piaszczysta, która wiązana jest ze środowiskiem rzeczonym, prawdopodobnie powstała podczas interglacjału pilicy (rys. 7, wydzielenie 8). Opisane sytuacje świadczą o istnieniu rozcięcia w dolinie Teleszyny już od trzeciorzędu i funkcjonowaniu tu doliny rzecznej w czwartorzędzie między okresami zlodowaceń.

W Siedlątkowie, w osi kopalnej doliny Warty, osadów starszych od zlodowacenia warty jest niewiele, a pokłady glin zwałowych uznanych za przedwarciańskie (Złoba 1992, 1996) są ułożone współkształtnie do kopalnego stoku doliny i rozcięte w jej osi.

W obrębie basenu uniejowskiego, zarówno w rowie Adamowa, jak i poza nim występują dość mięszsze serie osadów trzeciorzędu oraz czwartorzędu, związane ze starszymi, przedwarciańskimi zdarzeniami. Na przekroju Turek – Skotniki (rys. 8), wykonanym

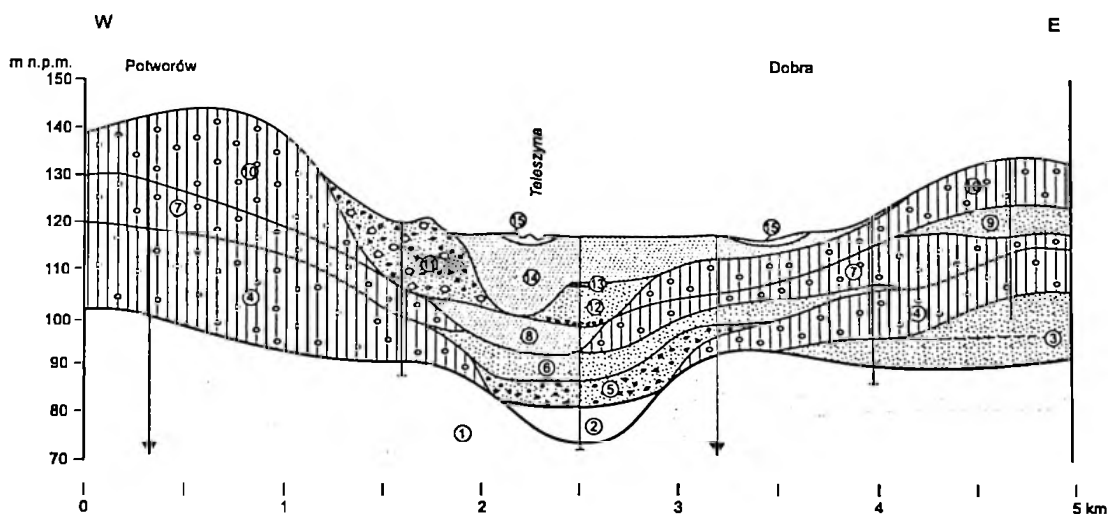


Rys. 6. Przekrój geologiczny Jeziorsko – Zaspy (D)

kreda: 1 – opoki, margle, wapień; trzeciorzęd: 2 – ily, muly; czwartorzęd, zlodowacenia południowopolskie: 3 – glina zwalowa, 4 – piaski rzeczne; zlodowacenia środkowopolskie: 5 – glina zwalowa, starsza, 6 – piaski wodnolodowcowe, 7 – żwiry i piaski wodnolodowcowe, 8 – piaski i żwiry wodnolodowcowe, 9 – glina zwalowa, młodsza, 10 – piaski i żwiry lodowcowe, 11 – piaski i żwiry wodnolodowcowe i rzeczne; vistulian: 12 – piaski różnoziarniste z wkładkami mulków, rzeczne, 13 – piaski eoliczne; holocen: 14 – piaski z namulami

Geological section Jeziorsko – Zaspy (D)

Cretaceous: 1 – gaize, marl, limestone; Tertiary: 2 – clay, silt; Quaternary, South Polish Glaciations: 3 – till, 4 – fluvial sand; Middle Polish Glaciations: 5 – till I, 6 – fluvioglacial sand, 7 – fluvioglacial gravel with sand, 8 – fluvioglacial sand with gravel, 9 – till II, 10 – glacial sand with gravel, 11 – fluvioglacial and fluvial sand with gravel; Vistulian: 12 – fluvial sand with silt, 13 – aeolian sand; Holocene: 14 – fluvial sand with mud

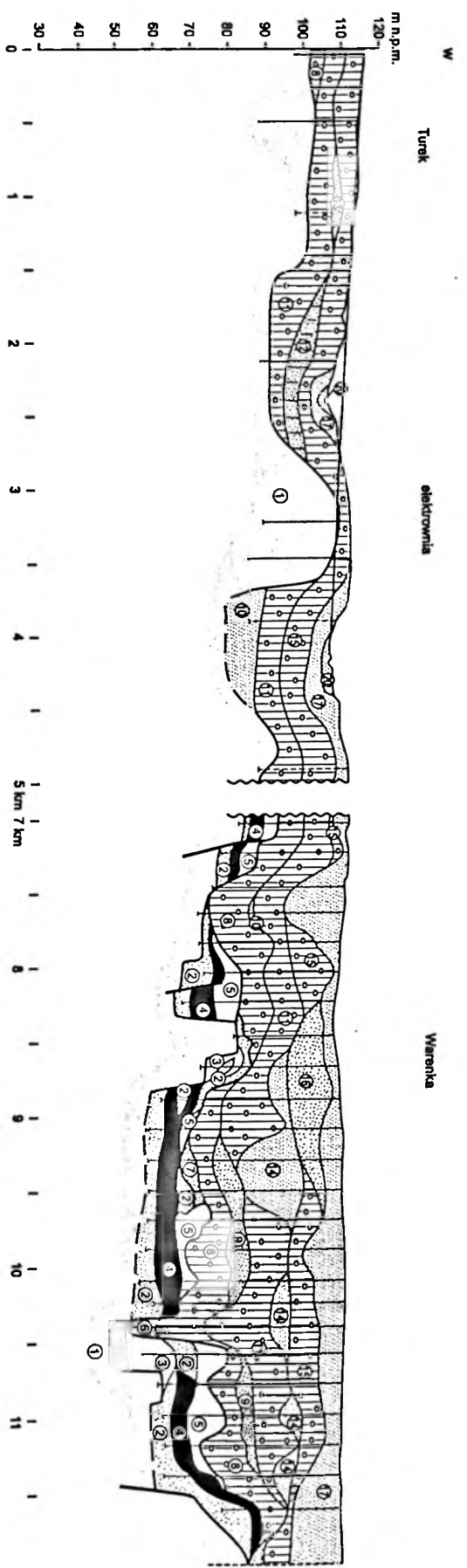


Rys. 7. Przekrój geologiczny Potworów – Dobra (K)

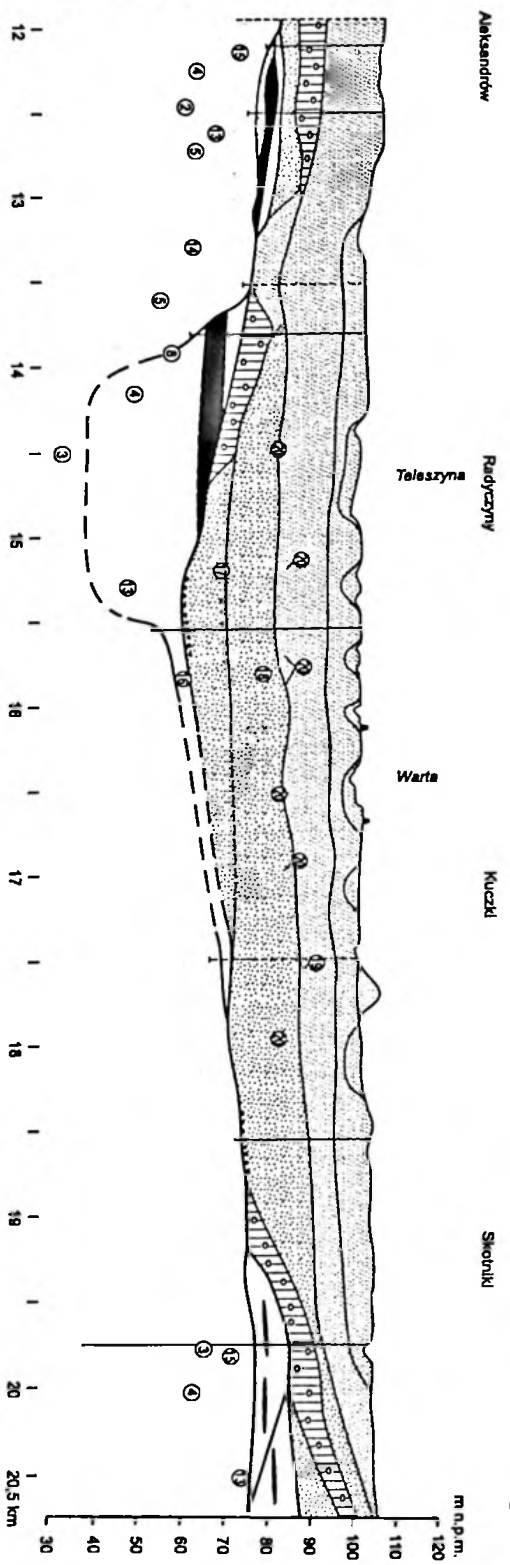
kreda: 1 – opoki, margle, wapień; trzeciorzęd: 2 – ily, muly; czwartorzęd, zlodowacenia południowopolskie: 3 – piaski wodnolodowcowe, 4 – glina zwalowa, 5 – piaski i żwiry wodnolodowcowe; zlodowacenia środkowopolskie: 6 – piaski wodnolodowcowe, 7 – glina zwalowa, starsza, 8 – piaski rzeczne, 9 – piaski lodowcowe, 10 – glina zwalowa, młodsza, 11 – żwiry i piaski wodnolodowcowe, 12 – piaski wodnolodowcowe i rzeczne, 13 – glina ablacyjna; vistulian: 14 – piaski różnoziarniste z wkładkami mulków, rzeczne; holocen: 15 – piaski z namulami

Geological section Potworów – Dobra (K)

Cretaceous: 1 – gaize, marl, limestone; Tertiary: 2 – clay, silt; Quaternary, South Polish Glaciations: 3 – fluvioglacial sand, 4 – till, 5 – fluvioglacial sand with gravel; Middle Polish Glaciations: 6 – fluvioglacial sand, 7 – till I, 8 – fluvial sand, 9 – glacial sand, 10 – till II, 11 – fluvioglacial gravel with sand, 12 – fluvioglacial and fluvial sands, 13 – ablation till; Vistulian: 14 – fluvial sand with silt; Holocene: 15 – fluvial sand with mud



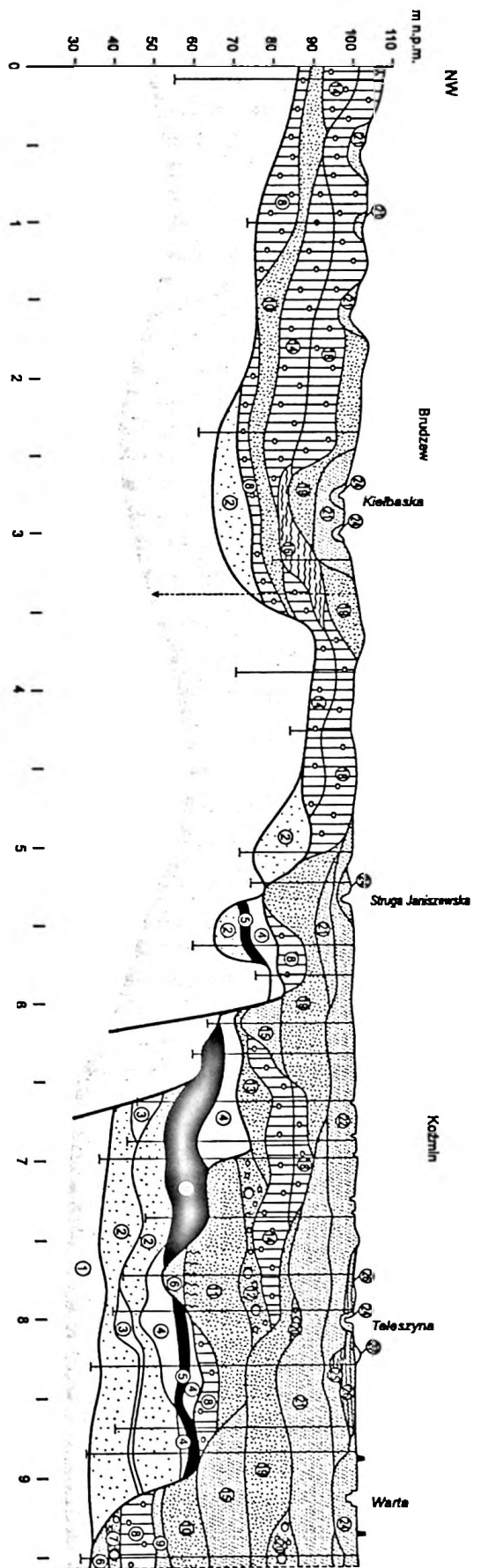
Rys. 8. Przekrój geologiczny Turek – Skotniki (1)



Geological section Turek – Skotniki (1)

Kreda: 1 – opoki, margle, wapienie; trzeciorzęd: 2 – piaski, 3 – piaski i muły, 4 – węgiel brunatny, 5 – muły; czwartorzęd, zlodowaczenia południowopolskie: 6 – piaski rzeczne, 7 – piaski wodnolodowcowe, dolne, 8 – glina zwalowa, 9 – piaski wodnolodowcowe, 10 – piaski rzeczne; zlodowaczenia środkowopolskie: 11 – glina zwalowa, starsza, 12 – piaski glinaste, lodowcowe, 13 – piaski z wkładkami zwierców, wodnolodowcowe, 14 – piaski rzeczne, 15 – glina zwalowa, 16 – piaski i żwirny wodnolodowcowe; wistulian: 17 – piaski różnoziarniste z wkładkami mułków, rzeczne, 18 – piaski średnio- i drobnoziarniste z wkładkami mułków organicznych, rzeczne, 19 – piaski cieciczne; holocen: 20 – piaski z mulami, rzeczne

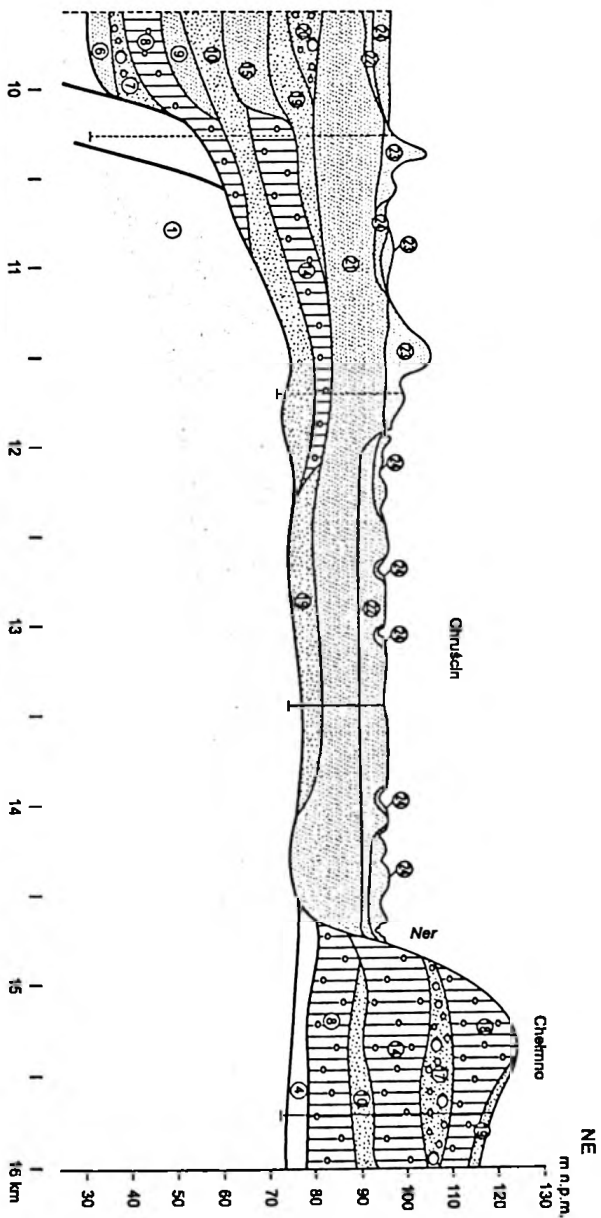
Cretaceous: 1 – gáize, marl, liassicene; Tertiary: 2 – sand, 3 – sand with silt, 4 – brown coal, 5 – silt; Quaternary, South Polish Glaciations: 6 – fluvial sand, 7 – fluvio-glacial sand, 8 – till, 9 – fluvio-glacial sand, 10 – fluvial sand; Middle Polish Glaciations: 11 – till I, 12 – glacial loamy sand, 13 – fluvio-glacial gravel with sand, 14 – fluvial sand, 15 – till II, 16 – fluvio-glacial sand with gravel; Vistulian: 17 – fluvial sand with silt, 18 – fluvial medium and fine sand with organic silt, 19 – aeolian sand; Holocene: 20 – fluvial sand with mud



Rys. 9. Przekrój geologiczny Brudzew - Chelmo (J)

kreta: 1 - opoki, margle; trzecieorzęd: 2 - piaski, 3 - piaski i muly, 4 - muly, 5 - węgiel brunatny; czwartorzęd, zlodowacenia południowopolskie: 6 - piaski i mulki rzeczne, 7 - piaski i żwirny wodnolodowcowe, 8 - glina zwalowa, 9 - piaski rzeczne, 10 - piaski glinaste, lodowcowe, 11 - piaski wodnolodowcowe; zlodowacenia środkowopolskie: 12 - piaski i żwirny wodnolodowcowe, 13 - piaski wodnolodowcowe, 14 - glina zwalowa, starsza, 15 - piaski rzeczne, 16 - muly mineralne, 17 - żwirny i piaski wodnolodowcowe, 18 - glina zwalowa, młodsza, 19 - piaski i mulki wodnolodowcowe, 20 - piaski i żwirny wodnolodowcowe i rzeczne; wistulian: 21 - piaski różnorodniaste z wkładkami mulków, rzeczne, 22 - piaski średnio i drobnoziarniste z wkładkami osadów organicznych, rzeczne (późny wistulian), 23 - piaski eoliczne; holocen: 24 - piaski rzeczne, 25 - muly organiczne, 26 - mady i namuly, 27 - piaski eoliczne

Geological section Brudzew - Chelmo (J)



Cretaceous: 1 - galez, marl, limestone; Tertiary: 2 - sand, 3 - sand with silt, 4 - silt, 5 - brown coal; Quaternary, South Polish Glaciations: 6 - fluvial sand with silt, 7 - fluvio-glacial sand with gravel, 8 - till, 9 - fluvial sand, 10 - glacial loamy sand, 11 - fluvio-glacial sand; Middle Polish Glaciations: 12 - fluvio-glacial sand with gravel, 13 - fluvio-glacial sand, 14 - till I, 15 - fluvial sand, 16 - silt, 17 - fluvio-glacial gravel with sand, 18 - till II, 19 - fluvio-glacial sand with silt, 20 - fluvio-glacial and fluvial sand with gravel; Vistulian: 21 - fluvial sand with silt, 22 - fluvial medium and fine sand with organic silt, 23 - aeolian sand; Holocene: 24 - fluvial sand, 25 - organic silt, 26 - mud, 27 - aeolian sand

na podstawie bogatej dokumentacji wiertniczej złoża węgla brunatnego „Adamów” oraz innych otworów archiwalnych, w środkowej części widoczny jest rów tektoniczny Adamowa, z miąższą serią węglową. W tym obszarze zauważyć można zwiększoną miąższość osadów czwartorzędu, szczególnie glin zwałowych. Posiadają one liczne zaburzenia postsedymentacyjne, głównie genezy glacitektonicznej, ale być może też neotektonicznej. O tego typu strukturach z obszaru odkrywki „Adamów-Smulsko” wspominają Czubla i Załoba (1994) oraz Wiedera (1998). Kolejny przekrój (rys. 9) ukazuje sytuację geologiczną w północnej części basenu uniejowskiego. Na osadach trzeciorzędu spoczywa jeden lub dwa pokłady glin zwałowych, których wiek wiązany jest ze zlodowaceniami południowopolskimi (rys. 8, 9). Taki ich wiek sugeruje Klatkova (1993, 1994) i potwierdzają badania petrografii eratyków (Czubla 2001). Gliny te są na ogół silnie zdeformowane glacitektonicznie. Na wspomnianych glinach spotyka się piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe lub rzeczne, na ogół wiązane z interglacją wielkim (Trzmieł 1996). Wyraźnie zaznaczają się rozcięcia erozyjne związane ze strefą osiową doliny Warty i doliną Kiełbaski (rys. 8, 9). Pokład gliny zwałowej odry jest powszechny w strefie basenu uniejowskiego (Klatkova 1993; Trzmieł 1996). Osiąga on od kilku do kilkunastu metrów miąższości i na ogół układa się współkształtnie do podłoża podczwartorzędowego (rys. 8, 9). Jednak w strefie rowu Adamowa pokład ten traci ciągłość, jak też lokalnie jego miąższość wzrasta do 20 m. Gлина ta obserwowana w odkrywce „Adamów-Smulsko” (Klatkova 1992, 1993, 1994), jest silnie zaangażowana w struktury glacitektoniczne (np. rys. 8) oraz postsedymentacyjnie podniesiona w strefach struktur tektonicznych niższego rzędu w rowie Adamowa (Klatkova 1992; Załoba, Czubla 1995). Strop pokładu odrzańskiej gliny zwałowej urozmaicają dodatkowo liczne rozcięcia, wypełnione piaskami rzecznej genezy (rys. 8, 9), co potwierdza hipotezę Czarnika (1972) o istnieniu w opisywanym obszarze rozwiniętej sieci rzecznej z okresu interglacjału pilicy.

Basen uniejowski w czwartorzędzie był obszarem położonym niżej w stosunku do otoczenia, co powodowało składanie kolejnych pokładów glin zwałowych współkształtnie do tego obniżenia, a także permanentne odtwarzanie doliny Warty w kolejnych okresach interglacjałnych.

MORFOGENEZA WARCIAŃSKA BADANEGO OBSZARU

W stratygrafii czwartorzędu zlodowacenie warty to długi okres obejmujący występowanie lądolodu na terenie Polski oraz jego etapowe wycofywanie się, po ocieplenie i początek interglacjału eemskiego. Był to ostatni lądolód jaki występował na obszarze badań. Formowane były wówczas główne cechy rzeźby terenu wysoczyzn otaczających dolinę Warty, jej stoki oraz w dużym stopniu podłoże dla vistuliańskich i holocenijskich osadów fluwialnych. Dlatego opisane zostaną zarówno osady warciańskie stanowiące wypełnienie doliny Warty, jak też utwory powierzchniowe tego wieku występujące w obrębie doliny i jej sąsiedztwie.

Zagadnienia budowy geologicznej i paleogeografii zlodowacenia warty w strefie doliny Warty prezentowane są w dużej liczbie publikacji. Obszar na południe od Sieradza po linię maksymalnego zasięgu zlodowacenia warty był przedmiotem wielu prac Krzemieńskiego (m.in. 1965, 1974, 1988, 1989, 1997; Krzemieński, Bezowska 1986a,b, 1987), zaś okolice miasta Warta i obszar położony na północ od niego po Koło, był badany przez Klatkova z współpracownikami (m.in. Klatkova 1972, 1993, 1994; Załoba 1985, 1992, 1996; Klatkova, Załoba 1986, 1991, 1992; Forysiak 1994; Czubla 2001) oraz badaczy spoza ośrodka łódzkiego (m.in. Czarnik 1972; Kłysz 1981).

Gлина zwałowa oraz piaszczyste i żwirowe osady wodnolodowcowe zlodowacenia warty występują powszechnie w obrębie wysoczyzn otaczających dolinę Warty, na stokach doliny, jak też w obrębie dolin, pod vistuliańskimi osadami rzecznyymi lub w formie odrębnego poziomu dolinnego. Powierzchniowe rozprzestrzenienie tych utworów udokumentowane zostało głównie przez autorów arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. Otwory wiertnicze dokumentują pokład warciańskiej gliny zwałowej, jej miąższość i litologię w obszarach wysoczyzn, pozwalają też rekonstruować jej strop pod osadami rzecznyymi.

W południowej części badanego obszaru, w rejonie Burzenina, gлина warciańska osiąga około 10 m miąższości w obrębie wysoczyzn. Brak jej w podłożu doliny Warty, skąd została zapewne usunięta. Podobna sytuacja ma miejsce w ujściowym odcinku Widawki (Krzemieński, Bezowska 1986a, 1987; Krzemieński 1988). W obrębie wysoczyzn – w Podgórzu i Górkach – obserwowany jest pokład gliny zwałowej warciańskiej (do 10 m miąższości), ale w osi doliny gлина ta nie występuje.

Poniżej ujścia Widawki do Warty w budowie geologicznej wysoczyzn występują znaczne różnice. Od zachodu dolinę Warty ogranicza kompleks osadów wodnolodowcowych, zaś po wschodniej stronie doliny, w rejonie Zapolic i Rzechty, dominuje glina zwałowa warciańska o niewielkiej, kilkumetrowej miąższości (B e z k o w s k a 1995), przykryta miejscami przez piaski wodnolodowcowe oraz osady eoliczne. W obrębie doliny Warty na tym odcinku glina warciańska nie występuje. B e z k o w s k a (1995) stwierdza tu gliny zwałowe starszych zlodowaceń. W rejonie Bogumilowa, gdzie kończy się strefa kemów, nazywanych przez K r z e m i ń s k i e g o (1974) pagórkami burzenińskimi, z doliną Warty łączy się dolina Żeglina, rozcinając zarówno wspomniane formy wodnolodowcowe jak i glinę zwałową warty.

Dalej ku północy, w okolicach Sieradza, wysoczyzna jest położona o kilkanaście metrów niżej. Jest ona niemal płaska, zbudowana głównie z gliny zwałowej o kilkunastometrowej miąższości i piasków wodnolodowcowych ze żwirami o miąższości 4–6 metrów. W Biskupicach glina zwałowa wieku warciańskiego buduje wysoczyznę, a w zachodniej części doliny Warty występuje pod osadami rzecznyymi, gdzie jej pokład jest obniżony wobec wysoczyzny o około 15 metrów, zaś miąższość została zredukowana do kilku metrów. Tymczasem po wschodniej stronie doliny Warty, w Męckiej Woli, pojawia się ciąg kemów z piaskami i żwirami wodnolodowcowymi, przykrywającymi glinę zwałową, który ogranicza od wschodu dolinę Warty aż po okolice Rossoszycy (B e z k o w s k a 1995; K l a t k o w a i in. w druku). Opracowania kartograficzne (B e z k o w s k a 1993, 1995) ukazują w obrębie dna doliny Warty w rejonie Sieradza i Woźników płyty glin zwałowych, sugerujące istnienie tu ostańców erozyjnych. Prace terenowe i laboratoryjne wykazały, iż udokumentowany, gliniasty osad jest raczej małą. Zostanie on opisany w dalszej części pracy.

W okolicach miasta Warta, po zachodniej stronie doliny, na powierzchni terenu występuje kompleks wzgórz morenowych zwanych pagórkami warciańskimi (Z a ł o b a 1985). Są to formy zróżnicowane pod względem tworzących je osadów – glin, mułków, piasków i żwirów lodowcowych i wodnolodowcowych, które są silnie zdeformowane glacitektonicznie (Z a ł o b a 1985, 1996; K l a t k o w a, Z a ł o b a 1992a). Z a ł o b a (1996) uznaje ten kompleks za przykład strefy czołowomorenowej, spiętrzonej.

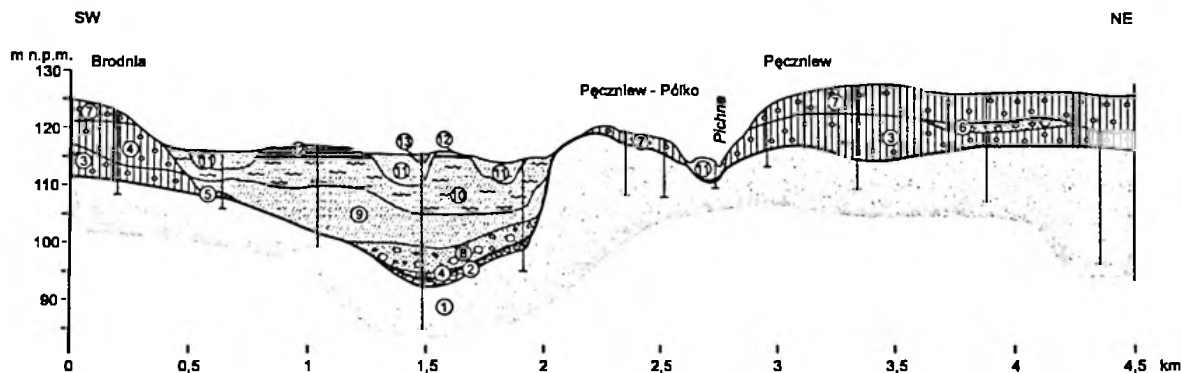
Niezwykle istotnym elementem budowy geologicznej otoczenia doliny Warty jest „wyspa wysoczyznowa” Brodni. W jej powierzchniowej budowie geologicznej dominuje glina zwałowa zlodowacenia warty (K l a t k o w a, Z a ł o b a 1992a), z cienkimi płytami piasków i żwirów glacialnych.

Bardzo mała ilość otworów wiertniczych nie pozwala na rozpozniowanie osadów występujących głębiej. W północnej części tego płata wysoczyzny, w okolicach Pęczniewa i Brodni, wykonane zostały dwa przekroje (rys. 10, 11), które ukazują 6–7 m miąższości glinę zwałową warty, leżącą na bardziej miąższym poziomie gliny odrzańskie. Ich pokłady rozcięte są w obrębie doliny Jadwichny-Pichny. Wewnętrzna struktura powierzchniowego pokładu gliniastego, nieznacznie zaburzonego glacitektonicznie, obserwować można w kłifie zbiornika „Jeziorsko”, w Brodni. Nie prowadzono tutaj dotąd prac nad osadami glacyogenicznymi, rejestrując je jedynie jako podłoże dla holocenickich osadów stokowych (T w a r d y 2002).

Glina zwałowa zlodowacenia warty występuje na powierzchni wysoczyzny po zachodniej stronie doliny Warty między miastem Warta i Jeziorskiem. Jej miąższość według K l a t k o w e j i Z a ł o b y (1992a,b) wynosi w tym rejonie od kilku do 25 metrów. Potwierdzają to wiercenia, na których oparto przekrój geologiczny (rys. 6), wykonany w miejscu oddzielania się doliny Teleszyny od doliny Warty, między Jeziorskiem i Zaspami Miłkowskimi. Warciańska glina zwałowa jest rozcięta tutaj w dwóch strefach, zaś w środkowej części doliny występuje ostaniec, którego strop zbudowany jest również z warciańskiej gliny zwałowej.

W odsłonięciach kłifu zbiornika „Jeziorsko” w Siedlątkowie dominują osady polodowcowe. Są to utwory silnie zdeformowane, podobne jak te udokumentowane w pagórkach warciańskich (Z a ł o b a 1992; K l a t k o w a 1993; Z a ł o b a, C z u b l a 1995). Kilkusetmetrowej długości odsłonięcia pozwalają obserwować liczne struktury glacitektoniczne: fałdy, nasunięcia, spękania i uskoki oraz struktury łuskowe (Z a ł o b a 1993; Z a ł o b a, C z u b l a 1995). Badania petrograficzne eratyków występujących w glinie zwałowej w Siedlątkowie, wykonane przez C z u b l ę (2001), potwierdzają jej warciański wiek. Opisywane gliny zwałowe z obszaru pagórków warciańskich i rejonu Siedlątkowa stanowią, zdaniem Z a ł o b y (1996), dowód oscylacji czoła lądolodu warty w tym rejonie.

Przekroje poprzeczne do doliny Warty w Łęgu Popowskim i Siedlątkowie (rys. 12, 13) wykonane na bazie otworów archiwalnych (D o k u m e n t a c j a g e o l o g i c z n o - i n ż y n i e r s k a ... 1972), ukazują lekkie ugięcie pokładów glin zwałowych na stokach doliny i niemal całkowite ich rozcięcie i uprzątnięcie w obrębie doliny. Między Siedlątkowem i Balinem do doliny Warty od wschodu przylega wysoczyzna gliniasta z piaskami i żwirami wodnolodowcowymi i pojedynczymi kemami, pochodzącymi z okresu recesji zlodowacenia warty, które należą, zdaniem K r z e m i ń s k i e g o i in. (1993) do niemysłowskiej (II)

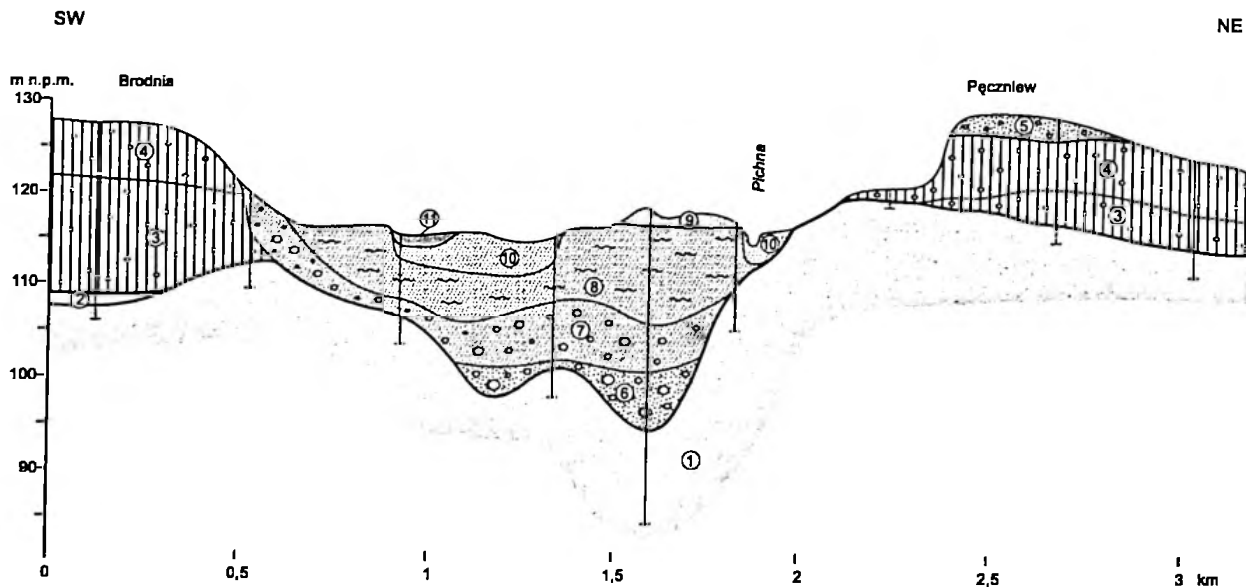


Rys. 10. Przekrój geologiczny Brodnia – Pęczniew (C)

kreda: 1 – opoki, margle, wapień, 2 – rumosz wapienny; czwartorzęd, zlodowacenia południowopolskie: 3 – glina zwałowa; zlodowacenia środkowopolskie: 4 – glina zwałowa, starsza, 5 – piaski lodowcowe, 6 – żwiry i piaski wodnolodowcowe, 7 – glina zwałowa, młodsza, 8 – piaski i żwiry wodnolodowcowe; vistulian: 9 – piaski różnoziarniste z wkładkami mułków, rzeczne, 10 – piaski średnio- i drobnoziarniste z wkładkami mułów organicznych, rzeczne; holocen: 11 – piaski z namulami, rzeczne, 12 – namuły i mady; 13 – torfy

Geological section Brodnia – Pęczniew (C)

Cretaceous: 1 – gaize, marl, limestone, 2 – limestone debris; Quaternary, South Polish Glaciations: 3 – till; Middle Polish Glaciations: 4 – till I, 5 – glacial sand, 6 – fluvioglacial gravel with sand, 7 – till II, 8 – fluvioglacial sand with gravel; Vistulian: 9 – fluvial sand with silt, 10 – fluvial medium and fine sand with organic silt; Holocene: 11 – fluvial sand with mud, 12 – mud, 13 – peat

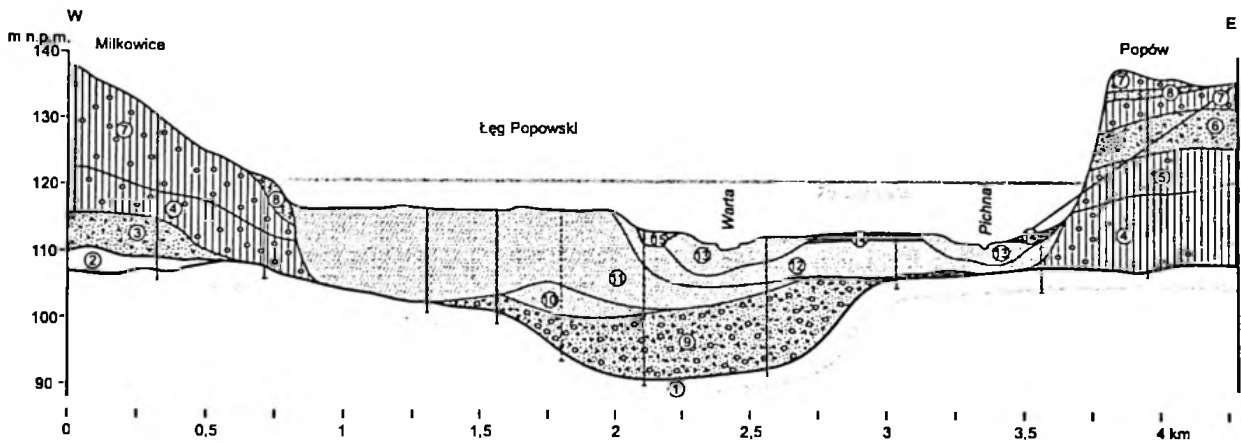


Rys. 11. Przekrój geologiczny Brodnia – Pęczniew (B)

kreda: 1 – opoki, margle, wapień; trzeciorzęd: 2 – ility, muły; czwartorzęd, zlodowacenia środkowopolskie: 3 – glina zwałowa, starsza, 4 – glina zwałowa, młodsza, 5 – piaski i żwiry wodnolodowcowe, 6 – żwiry i piaski wodnolodowcowe i rzeczne; vistulian: 7 – piaski różnoziarniste z domieszką żwirów, rzeczne, 8 – piaski średnio- i drobnoziarniste z wkładkami mułów organicznych, rzeczne, 9 – piasek eoliczny; holocen: 10 – piaski z namulami, rzeczne, 11 – torfy

Geological section Brodnia – Pęczniew (B)

Cretaceous: 1 – gaize, marl, limestone; Tertiary: 2 – clay, silt; Quaternary, Middle Polish Glaciations: 3 – till I, 4 – till II, 5 – fluvioglacial sand with gravel, 6 – fluvioglacial and fluvial gravel with sand; Vistulian: 7 – fluvial sand, 8 – fluvial medium and fine sand with organic silt, 9 – aeolian sand; Holocene: 10 – fluvial sand with mud, 11 – peat

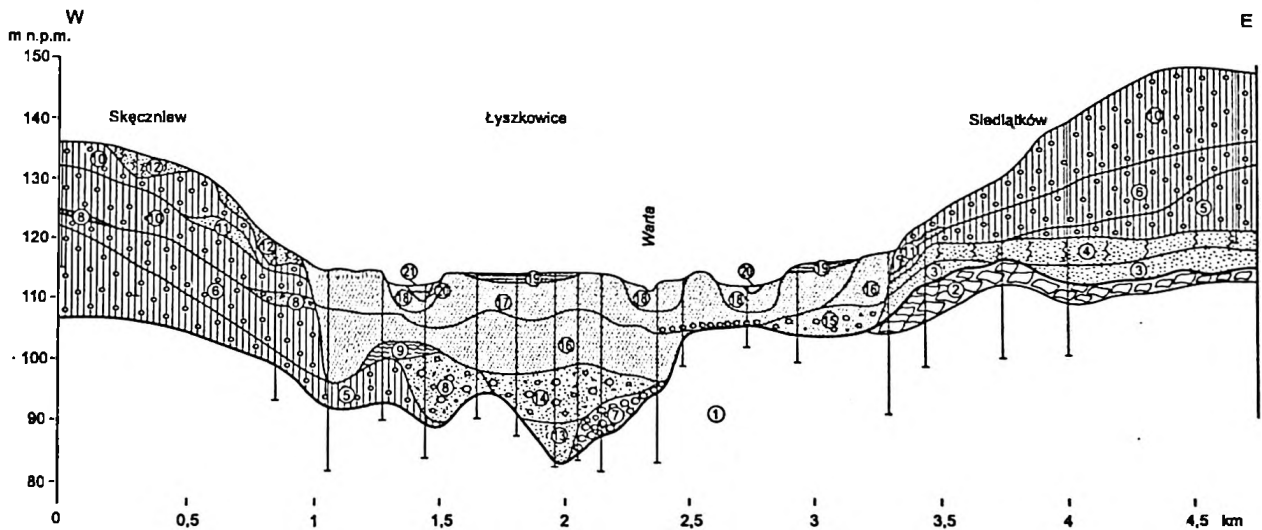


Rys. 12. Przekrój geologiczny Milkowice – Popów (E)

kreda: 1 – opoki, margle, wapienie; trzeciorzęd: 2 – ility i muły; czwartorzęd, zlodowaczenia południowopolskie: 3 – piaski i żwiry wodnolodowcowe, 4 – glina zwałowa; zlodowaczenia środkowopolskie: 5 – glina zwałowa, starsza, 6 – piaski i żwiry wodnolodowcowe, 7 – glina zwałowa, młodsza, 8 – żwiry i piaski lodowcowe, 9 – żwiry i piaski wodnolodowcowe, 10 – piaski wodnolodowcowe; wistulian: 11 – piaski różnoziarniste z wkładkami mułków, rzeczne, 12 – piaski średnio- i drobnoziarniste z wkładkami mułów organicznych, rzeczne; holocen: 13 – piaski z namulami, rzeczne, 14 – namuly i mady, 15 – torfy

Geological section Milkowice – Popów (E)

Cretaceous: 1 – gaize, marl, limestone; Tertiary: 2 – clay, silt; Quaternary, South Polish Glaciations: 3 – fluvio-glacial sand with gravel, 4 – till; Middle Polish Glaciations: 5 – till I, 6 – fluvio-glacial sand with gravel, 7 – till II, 8 – glacial gravel with sand, 9 – fluvio-glacial gravel with sand, 10 – fluvio-glacial sand; Vistulian: 11 – fluvial sand with silt, 12 – fluvial medium and fine sand with organic silt; Holocene: 13 – fluvial sand with mud, 14 – mud, 15 – peat



Rys. 13. Przekrój geologiczny Skęczniew – Siedlątków (F – wzdłuż tamy zbiornika „Jeziorsko”)

kreda: 1 – opoki, margle, wapienie, 2 – rumosz wapienny; czwartorzęd, zlodowaczenia południowopolskie: 3 – piaski wodnolodowcowe, 4 – piaski gliniaste, lodowcowe, 5 – glina zwałowa; zlodowaczenia środkowopolskie: 6 – glina zwałowa, starsza, 7 – żwir z otoczkami, 8 – żwiry i piaski wodnolodowcowe, 9 – muł mineralny, 10 – glina zwałowa, młodsza, 11 – piaski wodnolodowcowe, 12 – piaski gliniaste, lodowcowe, 13 – piaski i żwiry wodnolodowcowe, 14 – żwiry i piaski wodnolodowcowe; wistulian: 15 – piaski z domieszką żwirów, rzeczne, 16 – piaski średnio- i drobnoziarniste, rzeczne, 17 – piaski średnio- i drobnoziarniste z wkładkami mułów organicznych, rzeczne; holocen: 18 – piaski z namulami, rzeczne, 19 – namuly i mady, 20 – torfy, 21 – piaski różnoziarniste, rzeczne

Geological section Skęczniew – Siedlątków (F)

Cretaceous: 1 – gaize, marl, limestone, 2 – limestone debris; Quaternary, South Polish Glaciations: 3 – fluvio-glacial sand, 4 – glacial sand, 5 – till; Middle Polish Glaciations: 6 – till I, 7 – gravel with pebbles, 8 – fluvio-glacial gravel with sand, 9 – silt, 10 – till II, 11 – fluvio-glacial sand, 12 – glacial sand, 13 – fluvio-glacial sand with gravel, 14 – fluvio-glacial gravel with sand; Vistulian: 15 – fluvial sand with gravel, 16 – fluvial medium and fine sand silt, 17 – fluvial medium and fine sand with organic silt; Holocene: 18 – fluvial sand with mud, 19 – mud, 20 – peat, 21 – fluvial sand

strefy zaniku tego łąd lodu. Głina zwałowa w tym obszarze ma kilkanaście metrów miąższości. W Borzewisku, gdzie wykonano otwór badawczy dla potrzeb arkusza Uniejów Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 (Kamiński, Forysiak w druku), występują dwa pokłady glin zwałowych o łącznej miąższości 13 m (rys. 14). Na podstawie badań litologiczno-petrograficznych wyższy z nich uznany został za warciański (Gronkowska-Krystek, Lisicki 1998). W osiowej części doliny Warty, podobnie jak w Siedlątkowie, brak glin zwałowych.

Obszar zawarty między doliną Warty i doliną Teleszyny tworzy kolejny płat wysoczyzny oddzielony dolinami. Jego powierzchnia jest bardziej urozmaicona pod względem geologicznym niż opisane wcześniej obszary. Głina zwałowa warty stanowiąca jej trzon jest porożciniana strefami osadów i form szczelinowych oraz często przykryta przez piaski wodnolodowcowe, mułki i piaski rozlewiskowo-jeziernie oraz piaski eoliczne (Czyż, Kamiński w druku). Osiąga ona miąższość około 4–5 metrów w strefie stoku doliny Warty oraz kilkanaście metrów w środkowej części płata wysoczyznowego. Podobnie wygląda budowa geologiczna powierzchni po wschodniej stronie doliny Teleszyny. Pokład gliny zwałowej zlodowacenia warty ma w tym rejonie miąższość od 10 do 22 metrów (rys. 7) i jest ugięty współkształtnie do podłoża doliny Teleszyny, zaś w jej osi jest w wielu miejscach rozcięty.

Na północ od linii Balin – Smulsko system dolinny Warty łączy się z pradoliną warszawsko-berlińską. Osady glacygeniczne zlodowacenia warty tworzą wysoczyznę na zachód i na północ od Turku i Brudzewa z licznymi formami wodnolodowcowymi. Budowę geologiczną tego obszaru obszernie przedstawia Kłysz (1981). W rejonie Dobrowa, pradolina wraz z doliną Warty zwęża się, po jej zachodniej stronie pojawia się stok zbudowany z piasków i żwirów wodnolodowcowych kompleksu tzw. „ostańca kolskiego”, zaś po wschodniej spłaszczona wysoczyzna gliniasta.

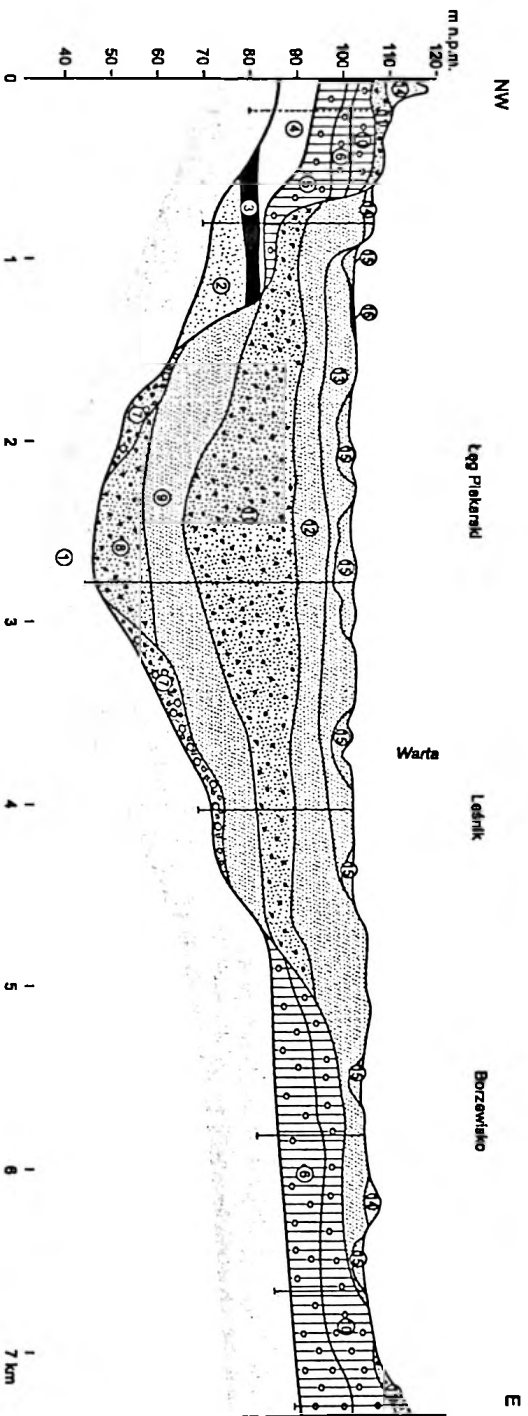
Pradolina warszawsko-berlińska w obszarze badań ma trzy poziomy, zbudowane z różnych osadów. Poziom wyższy pradoliny widoczny w rejonie Uniejowa, Smulska i Turku jest na całym niemal obszarze poziomem erozyjnym. W budowie geologicznej jego powierzchni dominuje glina zwałowa zlodowacenia warty (Nowacki 1996; Kamiński, Forysiak w druku), której miąższość w okolicach Uniejowa jest niewielka – 4–8 m, co ukazały otwory wiertnicze wykonane dla udokumentowania złoża węgla brunatnego (rys. 2). W Ostrowsku glina ta, o miąższości 12 m, leży na pokładzie gliny zwałowej odry i tworzy tutaj niezbyt wyraźny stok doliny Warty (rys. 15). W Uniejowie i bezpośrednio na północ od

miasta na powierzchni tego poziomu pradolinowego występują też piaski i żwiry glacialne i wodnolodowcowe.

Budowa geologiczna niższego poziomu pradoliny jest podobna, jest to także poziom erozyjny. W jego obrębie poza osadami polodowcowymi pojawiają się również skały podłoża czwartorzędu – m.in. opoki i margle kredowe (mastrycht) w rejonie Rożniatowa i Czepowa oraz zaburzone glacytektonicznie iły neogeńskie w Wieleninie (Nowacki 1996). W obrębie omawianego poziomu w latach dziewięćdziesiątych funkcjonowała odkrywka Adamów–Smulsko KWB „Adamów”, która dała wówczas możliwość dokładnego zbadania budowy geologicznej, prezentowanej przez Klatkową z zespołem podczas sympozjum INQUA–SEQS „Cold Warta Stage” (Łódź 1994) i w publikacjach: Klatkowa 1993, 1994; Klatkowa i in. 1993; Czubla, Załoba 1994; Forysiak 1994). Tu również powierzchnia terenu zbudowana jest głównie z gliny zlodowacenia warty (Klatkowa 1993). Jej pokład ma miąższość od 4 do 10 m i zalega nawet kilkadziesiąt metrów niżej niż w obszarach wysoczyzn. Warciański wiek tej gliny zwałowej na podstawie badań petrografii glazów potwierdził Czubla (2001).

Niemal wszystkie prezentowane przekroje przez dolinę Warty (rys. 6 – 15) ukazują w obrębie doliny ugięcie pokładu warciańskiej gliny zwałowej oraz jego częściowe lub całkowite rozcięcie w osi doliny już w okresie deglacjacji łąd lodu warty, co świadczy o organizowaniu się wód lodowcowych w obrębie doliny. Rzędne jakie osiągnęło wspomniane rozcięcie nie są jednakowe. W rejonie Pęczniewa jest to około 95–98 m n.p.m., w Łęgu Piekarskim i Siedlątkowie jest to 90 i 84 m n.p.m. i w tym odcinku omawiane rozcięcie osiągnęło strop skał kredy. W obrębie basenu uniejowskiego największe jest w rejonie Leśnika – około 67 m n.p.m. (rys. 14), a dalej ku północy stabilizuje się około 70 m n.p.m. Następnie jest ono wypełnione osadami głównie wodnolodowcowymi i być może rzeczynymi już w warunkach ekstraglacialnych. Wypełnienie to zostało już potraktowane jako pierwsza z serii dolinnych.

Przedstawione wyżej osady glacialne stanowią podłoże dla serii dolinnych, które tworzą wypełnienie współczesnej doliny. Na Szczegółowej mapie geologicznej Polski w skali 1:50 000 w obrębie doliny Warty wyróżniano najczęściej serię vistuliańską i holocenijską oraz wodnolodowcowe piaski ze żwirami ze zlodowacenia warty, ale bez wiązania ich z organizującym się wówczas systemem odpływu. Istnieje konieczność zwrócenia uwagi na dolinne osady schyłkowowarciańskie związane z funkcjonowaniem odpływu jeszcze podczas deglacjacji i po ustąpieniu zlodowacenia, wypełniające erozyjną dolinę, która rozcina glinę warciańską. Na odcinku doliny Warty

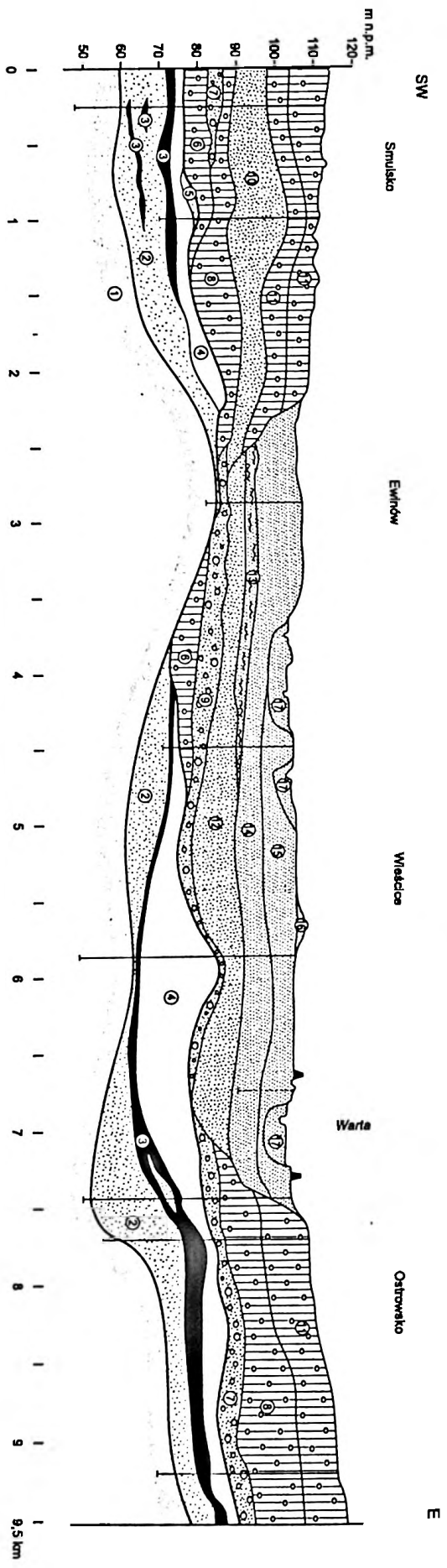


Rys. 14. Przekrój geologiczny Łęg Piekarski - Borzewisko (G)

kreda: 1 – opoki, margle, wapienie; trzeciorzęd: 2 – piaski, 3 – węgiel brunatny, 4 – muły; czwartorzęd, zlodowacenia południowopolskie: 5 – glina zwalowa; zlodowacenia środkowopolskie: 6 – glina zwalowa, starsza, 7 – żwirny wodnolodowcowe, 8 – piaski i żwirny wodnolodowcowe, 9 – piaski rzeczne, 10 – glina zwalowa, młodsza; 11 – piaski i żwirny wodnolodowcowe i rzeczne; wstulian: 12 – piaski różnoziarniste z wkładkami mułków, rzeczne, 13 – piaski średnio- i drobnoziarniste z wkładkami osadów organicznych, rzeczne, 14 – piaski eoliczne; holocen: 15 – piaski rzeczne, 16 – mady i namuły

Geological section Łęg Piekarski - Borzewisko (G)

Cretaceous: 1 – gaize, marl, limestone; Tertiary: 2 – sand, 3 – brown coal, 4 – silt; Quaternary, South Polish Glaciations: 5 – till; Middle Polish Glaciations: 6 – till I, 7 – fluvio-glacial gravel, 8 – fluvio-glacial sand with gravel, 9 – fluvial sand, 10 – till II, 11 – fluvio-glacial and fluvial sand with gravel; Vistulian: 12 – fluvial sand with silt, 13 – fluvial medium and fine sand with organic silt, 14 – aeolian sand; Holocene: 15 – fluvial sand, 16 – mud



Rys. 15. Przekrój geologiczny Smulsko – Ostrowsko (H)

Kreda: 1 – opoki, margle, wapień; trzeciorzęd: 2 – piaski, 3 – węgiel brunatny, 4 – muły i ility, 5 – muły; czwartorzęd, zlodowacenia południowopolskie: 6 – glina zwalowa, 7 – piaski i żwirny wodnolodowcowe; zlodowacenia środkowopolskie: 8 – glina zwalowa, starsza, 9 – piaski i żwirny wodnolodowcowe, 10 – piaski wodnolodowcowe, 11 – glina zwalowa, młodsza, 12 – piaski wodnolodowcowe i rzeczne; wistulian: 13 – piaski z mulami, rzeczne, 14 – piaski różnoziarniste z wkładkami mułków, rzeczne, 15 – piaski średnio- i drobnoziarniste z wkładkami mułków organicznych, rzeczne, 16 – piaski coliczne; holocen: 17 – piaski z namulami, rzeczne

Geological section Smulsko – Ostrowsko (H)

Cretaceous: 1 – gault, marl, limestone; Tertiary: 2 – sand, 3 – brown coal, 4 – silt, clay, 5 – silt; Quaternary, South Polish Glaciations: 6 – till, 7 – fluvio-glacial sand with gravel; Middle Polish Glaciations: 8 – till I, 9 – fluvio-glacial sand with gravel, 10 – fluvio-glacial sand, 11 – till II, 12 – fluvio-glacial and fluvial sand; Vistulian: 13 – fluvial sand with silt, 14 – fluvial sand with insertion of silt, 15 – fluvial medium and fine sand with organic silt, 16 – aeolian sand; Holocene: 17 – fluvial sand with mud

na północ od Sieradza, wodnolodowcowe osady piaszczysto-żwirowe opisywane na przekrojach często jako góme, które wiązać można z końcową fazą deglacjacji warty, występują w podłożu serii vistuliańskiej. W rejonie Pęczniewa zalegają one częściowo bezpośrednio na skałach kredowych, a ich miąższość wynosi kilka metrów (rys. 10, 11). Między Jeziorskiem i Zaspami Miłkowskimi (rys. 6) w schyłku warty być może istniało tylko południowe rozcięcie, które zostało całkowicie zasypane piaskami i żwirami. W okolicach Miłkowic i Siedlątkowa miąższość zachowanych osadów schyłkowowarciańskich wzrasta do 10–12 m (rys. 12, 13), ale nadal są one ograniczone wąskim rozcięciem doliny. Dalej ku północy, już w obrębie basenu uniejowskiego, miąższość opisywanej serii piaszczysto-żwirowej osiąga ponad 20 metrów (rys. 14), rozszerza się znacznie strefa występowania tych osadów i ma od 5 do 8 km, ale występuje ona w postaci dwóch lub trzech części. W rozległej tutaj dolinie, w porównaniu z odcinkiem na południe od Siedlątkowa, masa osadów tej serii jest znacznie większa (rys. 8, 9).

Omawiana seria na odcinku doliny Warty na północ od Pęczniewa występuje generalnie w formie kopalnej, natomiast w części południowej badanego obszaru jej fragmenty zachowały się na powierzchni. Prezentowane przekroje ukazują rozcięcie dolinnej serii schyłkowowarciańskiej. Ta faza erozji jest bardzo istotna dla rozwoju doliny Warty. Kopalne rozcięcie powstałe bezpośrednio przed eemem uwidacznia się interpretacjach dla odcinka Burzenin–Sieradz (m.in. Krzemiński, Bezowska 1987; Bezowska 1995), ale jest też dobrze zaznaczone dalej ku północy. Powyżej tej granicy erozyjnej występują już rzeczne osady vistuliańskie (rys. 6 – 15) lub, sporadycznie, eemskie (Bezowska 1995). W trakcie prac terenowych nie stwierdzono osadów eemskich. Natomiast kilkumetrowa (około 4 m) seria organicznych osadów tego wieku udokumentowana została w obrębie doliny Warty w Krzyżówkach koło Koła (Szalamach, Skompski 1999).

UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI I STRUKTURA POZIOMÓW DOLINNYCH

Założono, że zaznaczające się w dolinie, często niewielkich rozmiarów spłaszczenia, jeśli są fragmentami dna doliny Warty z tych samych etapów rozwoju, powinny mieć taki sam charakter. Podjęte badania prowadziły do porównania struktury i tekstury osadów oraz typu rozwinięcia koryta w ich obrębie. W wyniku analizy materiałów oraz badań terenowych i laboratoryjnych wyróżniono na badanym odcinku cztery postglacjalne serie rzeczne powstające w różnych, względnie stabilnych warunkach środowiska:

- schyłkowowarciańską – najstarszą, uformowaną w warunkach fluwialnych, ale też częściowo fluwioglacjalnych, której osady budują powierzchnię poziomu najwyższego w dolinie Warty;
- wczesno- i plenivistuliańską – serie typowo fluwialne, strop serii plenivistuliańskiej stanowi powierzchnię poziomu wysokiego;
- późnovistuliańską, której osady tworzą poziom niski;
- holoceniową, tworzącą dno doliny.

Badania przeprowadzono w wytypowanych wycinkach doliny lub pojedynczych stanowiskach, a przedstawiono kolejno dla trzech, względnie jednorodnych w morfologii i budowie geologicznej odcinkach doliny (rys. 2): Burzenin – Sieradz (a); Sieradz –

Siedlątków (b); Siedlątków – Dobrów (basen uniejowski – d). Scharakteryzowano także dwie nieczynne doliny, które w przeszłości funkcjonowały w systemie Warty: dolinę Jadwichny-Pichny, opisaną łącznie z odcinkiem Sieradz – Siedlątków (b) i dolinę Teleszyny (c).

CECHY RZEŻBY I POWIERZCHNIOWA BUDOWA GEOLOGICZNA DOLINY WARTY

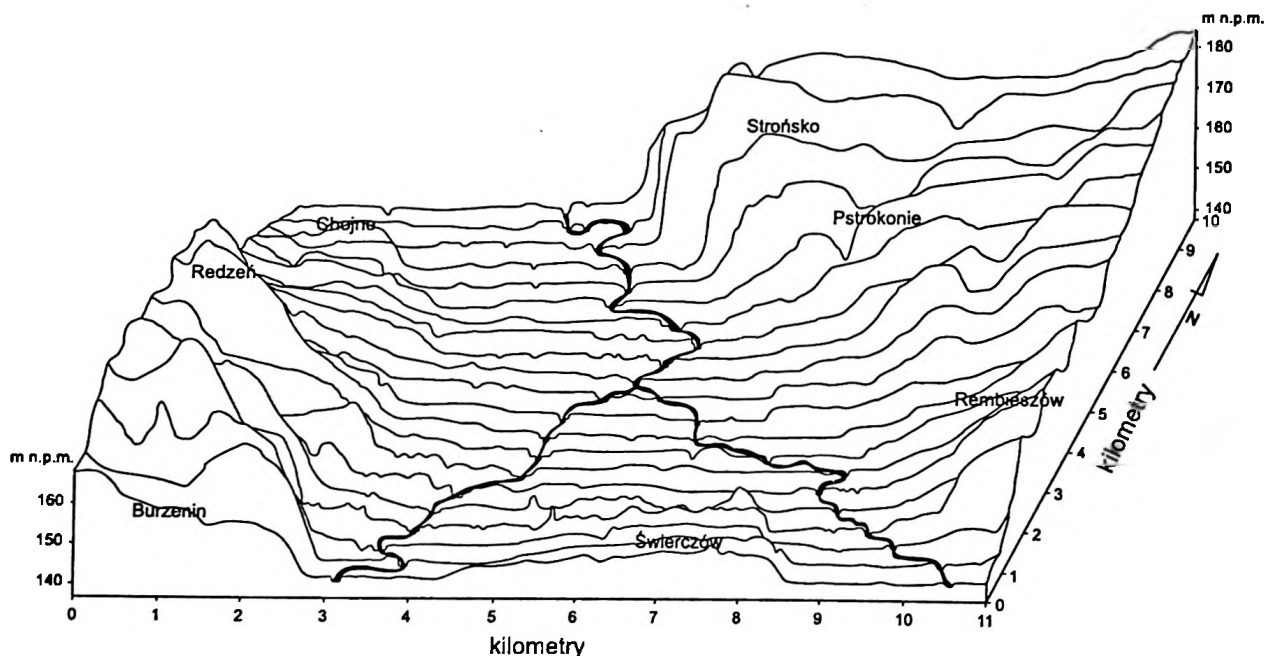
Odcinek Burzenin – Sieradz

Odcinek doliny Warty między Burzeninem i Sieradzem (rys. 2 – ozn. 2 a) ma długość około 16 km, w jego obrębie znajduje się ujście Widawki. Rzeźbę w strefie konfluencji dolin przedstawiono na blokdiagramie (rys. 16). Dolina Warty powyżej Burzenina ma szerokość około 2–3 km, a jej terasy są dość wąskie. Dolinę o podobnej skali ma dolna Widawka (np. między Podgórzem i Ligotą ma ona około 2,5 km szerokości). Po połączeniu obu dolin cała forma uzyskuje szerokość około 8 km. Ujście Widawki do Warty znajduje się 6 km na północ od Burzenina.

Wysoczyzny otaczające rejon połączenia dolin wznoszą się ponad 165 m n.p.m. (rys. 16), a dominujące w ich obrazie formy kemowe osiągają 176 m (Harława), 180 m (Izydorów) czy 201,8 m n.p.m. (Prażmów). Stoki dolin są w tym odcinku długie (od 0,8 do 1,5 km) i nachylone od 1 do 3,5 %. Większe nachylenie ma zachodni stok doliny Warty, od Burzenina po Redzeń (5–7 %), a także stok wschodni w okolicach Strońska, gdzie ma postać krawędzi (rys. 16). W Sieradzu dolina Warty zwęża się ponownie do 3 km. Wysoczyzna po jej zachodniej stronie, na której leży miasto, jest wyrównana do rzędnych 138–143 m n.p.m.

Najwyżej położone w obrębie doliny spłaszczenia zaliczone do **poziomu najwyższego** (rys. 16, zał. 1), występują w postaci nieciągłych fragmentów o pofalowanej powierzchni. W międzyrzeczu Warty i Widawki, w okolicach Świerczowa znaczny obszar zajmuje spłaszczenie leżące na wysokości 148–153 m n.p.m. Po wschodniej stronie dolnej Widawki, w rejonie Ligoty zaznacza się jedynie listwa, położona 145–148 m n.p.m., która ciągnie się dalej ku północy po Pstrokonie, już w dolinie Warty. Ich powierzchnia zbudowana jest z piasków ze żwirami lub nawet ściętych płatów gliny zwałowej. Znacznie rozleglejszy jest poziom dolinny o podobnych wysokościach i podobnie urozmaiconej rzeźbie w zachodniej części doliny Warty, na zapleczu kemu w Redzeniu (rys. 16, zał. 1). Dalej ku północy w Bogumiłowie ma on szerokość 1–2 km i opada od 145–150 m n.p.m. do 139–143 m n.p.m., czyli jest położony 7–12 m ponad

dnem doliny. W obrębie tego spłaszczonego fragmentu wykonano kilkanaście sond ręcznych do głębokości 3 metrów. Pobrany z nich materiał – glinę zwałową (Ligota, Wiechucice) oraz odwapnione piaski ze żwirami, poddano badaniom laboratoryjnym. Piaski wykazują dość dobre wysortowanie i niewielką, ujemną skośność. Analiza obróbki ziaren kwarcu wykonana dla tych osadów ukazuje niewysoki – 30–38 % udział ziaren typu RM (jedna próbka z Ligoty wykazała tylko 20 %) i 22–27 % ziaren typu EL, co wskazywać może na fluwioglacjalną genezę badanego materiału. Dalej ku północy w miejscowości Borek z kolejnych sond pobrano piasek i piasek z mułkiem. Wśród ziaren kwarcu 26–30 % to ziarna typu RM, 16–24 % typu EL, przy bardzo dużym udziale ziaren pękniętych i świeżych 18–21%, co może świadczyć o znacznej roli wietrzenia mechanicznego w trakcie lub po depozycji osadów. Seria piasków budująca w części ten poziom ma od kilku do 13 m miąższości, przykrywa glinę zwałową, choć w niektórych miejscach gdzie glina nie została rozcięta, dochodzi niekiedy do powierzchni terenu. Obszar ten zaliczono do poziomu najwyższego, chociaż wcześniej przez B e z k o w s k ą (1995) był opisywany jako piaszczysta terasa vistuliańska, z czym zdaniem autora, kłócą się podane wyżej wyniki analizy obróbki osadów oraz ich litologia. Powierzchnię tę rozcinają także liczne doliny denudacyjne, które rozpoczynają się w obrębie wysoczyzny, zaś uchodzą na holocenijskie dno doliny.



Rys. 16. Blokdiagram odcinka doliny Warty od Świerczowa po Chojne

Block diagram of the section of Warta river valley between Świerczów and Chojne

Kolejny fragment najwyższego, schyłkowo-warciańskiego poziomu dolinnego Warty widoczny jest po wschodniej stronie doliny między Piaskami i Męcką Wolą. Jest to około 500 metrowej szerokości spłaszczenie, przechodzące ku wschodowi w dolinę, dziś zawieszoną 12–14 m nad dnem doliny Warty (rys. 16, zał. 1). Jest ona wypełniona kilkumetrowej miąższości serią piasków i żwirów (Bezowska 1995), ale też wkładkami mułków i glin ablacyjnych. Jej dno częściowo pokrywają dziś piaski eoliczne z wydmiami, oraz piaski z namułami holocenijskimi. Wspomniana forma odcina dwa niewielkie płyty wysokości gliniastej (Bezowska 1995).

Należy zwrócić uwagę na rozbieżności w zakwalifikowaniu poszczególnych fragmentów do wyznaczanych teras doliny Warty. Krzemieński i Bezowska (1987) oraz Bezowska (1995) do „tarasu nadzalewowego starszego” zaliczają spłaszczenia położone od 7 do 16 m ponad dnem doliny, zaś do „tarasu nadzalewowego młodszego” obszary położone od 4 do 7 m ponad dnem doliny, choć w obrębie tak zaznaczonych teras występują znacznie zróżnicowane geologicznie osady. Biorąc pod uwagę powierzchniową budowę geologiczną autor niniejszej pracy postuluje nieco inny zasięg przestrzenny poziomów dolinnych, przedstawiony na szkicu geomorfologicznym (zał. 1).

W widłach Warty i Widawki zaznacza się zwarte spłaszczenie położone o kilka metrów niżej niż poziom najwyższy (142–145 m n.p.m.). Zbudowane jest ono z rzecznych osadów plenivistuliańskich (Krzemiński, Bezowska 1987), które przykryte są piaskami eolicznymi z wydmiami. Fragment ten zaliczony został już do **poziomu wysokiego** (zał. 1). Wąska, kilkusetmetrowa listwa o podobnej wysokości ciągnie się w dolinie Widawki od Ligoty (144,5 m n.p.m.) po Pstrokonie (140–142 m n.p.m.). Niewielki płat o zbliżonej wysokości występuje także między Piaskami i Podłęzycami. W zachodniej części doliny Warty, w okolicach Burzenina, gdzie stosunkowo wąska dolina Warty przecina zrąb Brzykowa, seria vistuliańska ma miąższość 16–20 metrów, a jej spąg leży około 127 m n.p.m. (Krzemiński 1988). W zachodniej części doliny Warty w Burzeninie, w sąsiedztwie wychodni skał jury, występuje wąska listwa tego poziomu, w obrębie której znajduje się mała odkrywka, gdzie pobrano materiał do badań litologicznych (rys. 17). Analiza uziarnienia wykazała, że są to drobno- i średnioziarniste piaski, o dość dobrym wysortowaniu, prawie symetrycznym rozkładzie i kurtozie zbliżonej do 1. Wśród ziaren kwarcowych w badanym profilu dominują okrągłe, matowe (48–55 %), zaś udział błyszczących wynosi od 5 do 9 %. Wyniki pozwalają uznać te osady za rzeczne, górnoplenivistuliańskie. Dalej ku północy zachowane jest spłaszcze-

nie (144–147,5 m n.p.m.), którego powierzchnia leży 2–3 m wyżej niż wskazany wcześniej fragment poziomu wysokiego po stronie wschodniej doliny (rys. 16, zał. 1). W Ligocie, w obrębie wspomnianego fragmentu piaszczystej terasy występuje niewielka odkrywka, która ukazuje piaski średnioziarniste, przekątnie warstwowane, pozbawione domieszek organicznych, dobrze wysortowane, z podobną jak w Burzeninie obróbką ziaren kwarcu. Dalej ku północy poziom wysoki ma postać listwy o szerokości 300–500 m, w okolicach Redzenia rozszerza się, osiągając ponad 1 km we wsi Chojne i Wiechucice (opada od 143 do 137 m n.p.m.). W jego powierzchniowej budowie geologicznej występują zarówno elementy erozyjne, jak też fragmenty akumulacyjne (zał. 1). W tym rejonie wykonano 31 sond ręcznych, z kilku z nich pobrano próbki materiału. W Chojnym, w południowo-zachodnim skraj wsi występują w opisywanym poziomie piaski rzeczne średnio- i drobnoziarniste, dość dobrze wysortowane. Wśród materiału kwarcowego dominują ziarna typu RM (54–59 %), zaś ziaren typu EL jest 5–8 %. Pozwala to wiązać omawiane osady z kresem panowania klimatu peryglacjalnego. W Wiechucicach, w obrębie powierzchni tego samego poziomu, stwierdzono glinę zwałową oraz 50–80 cm warstwę piasków lekko gliniastych o nieustalonej genezie, leżących na glinie. Dalej ku północy osady plenivistuliańskie na powierzchni terenu, po zachodniej stronie doliny, pojawiają się dopiero w Jeziorku, po około 26 km, ale po stronie wschodniej występują one na niemal całym tym odcinku. Od okolic Belenia po Rudę jest to na ogół kilkuset metrowej szerokości wstęga (zał. 1), zbudowana z piasków i mułków.

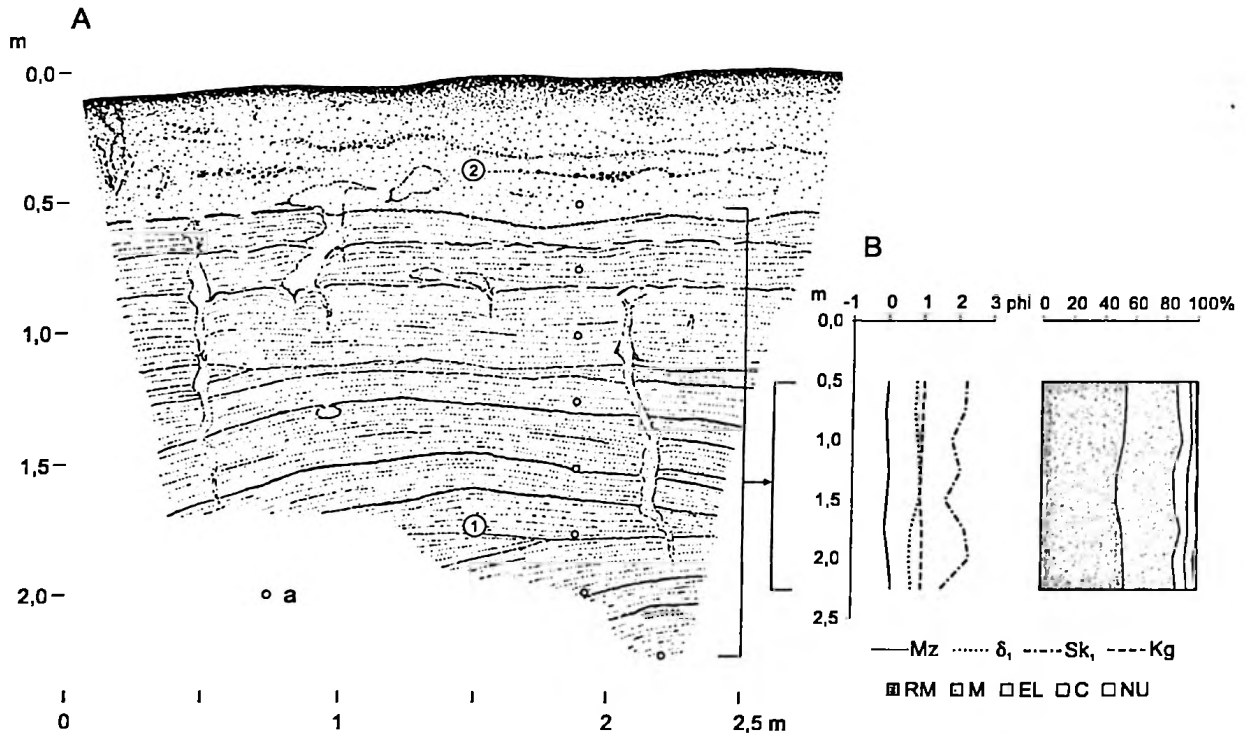
Przekrój geologiczny zestawiony przez Bezowską (1995), który przedstawia dolinę Warty w rejonie Bobrownik, ukazuje 10–18 metrową miąższość serii osadów vistuliańskich, których spąg znajduje się tu około 120 m n.p.m.

Arkusze Widawa i Zduńska Wola Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 ukazują w dolinie Warty rozległy obszar zaliczony do holocenu, uważany za dno doliny i terasę zalewową (Krzemiński, Bezowska 1987; Bezowska 1993). Znaczny odsetek powierzchni doliny Warty w omawianym odcinku zajmuje poziom, rzeczywiście położony nisko – od 1 do 3 m powyżej dna doliny, ale zdaniem autora nie jest to holocenijski poziom zalewowy lecz nieco starszy **poziom niski**. W rejonie ujścia Widawki jest to zwarty obszar leżący na wschód od Korzenia (140,5–142,5 m n.p.m.), oraz pas towarzyszący obwałowaniom Warty po stronie wschodniej, ciągnący się przez Burzenin (142,5 m n.p.m.), Korzeń (141,2–142,5 m n.p.m. i Jeziorsko (139 m n.p.m.). Podobne wysokości występują po zachodniej stronie doliny na odcinku Witów – Ligota – Tyczyn – Bobrown-

niki. Teren opada tutaj od 143 do 137,3 m n.p.m., co daje średni spadek 0,00095. Ku północy fragment ten rozszerza się do około 1200 m w Borzewisku, dalej jest silnie zredukowany przez zakole paleomeandra w Chojnem, by ponownie zwiększyć szerokość do 2 km w Kolonii Woźniki (zał. 1). Na wspomnianym odcinku analizowany poziom leży o 1,2–2 m powyżej dna doliny. Różnica ta maleje i pod Sieradzem niemal nie istnieje. Wąska listwa tego poziomu występuje również na wschód od współczesnego koryta między wsią Pstrokonie i Piaski (rys. 16).

Zdjęcia lotnicze doliny pozwoliły na uchwycenie charakterystycznej cechy morfologii opisywanego poziomu – licznych śladów koryt, widocznych w terenie i częściowo zaznaczonych na mapach topograficznych. Szkic geomorfologiczny południowego fragmentu doliny Warty (rys. 18), wykonany na bazie zdjęć lotniczych obejmuje odcinek o długości około 10 km od rejonu ujścia Widawki po miejscowość Pia-

ski. Wyróżniono tu przede wszystkim dno doliny Warty i opisywany powyżej poziom, który na podstawie analogii z rejonem Koźmína (Turkowska i in. 2000), uznano za poziom niski doliny. Na wysokości ujścia Widawki wymienione poziomy mają łącznie szerokość około 4 km i nieznacznie zewężają się ku północy. Powierzchnia zajmowana przez poziom niski, generalnie większa, jest rozcięta na kilka stref przez poziom dna, czasem są to zaledwie kilkusetmetrowej długości fragmenty. Na rysunku zaznaczono są trzy rodzaje koryt (rys. 18). W analizowanym fragmencie doliny, jak wspomniano wyżej, poziom niski leży do 3 m ponad dnem doliny, tu też koryta typu pierwszego (A – rys. 18) są łatwe do zidentyfikowania. Szczególnie dobrze rozwinięty układ tych koryt widać w osiowej części doliny. Na zwartym fragmencie poziomu niskiego, wokoli cich Bobrownik i Borzewiska gęstość tych koryt dochodzi do 4,1 km/km². Średnia ich gęstość



Rys. 17. Stanowisko Burzenin

A. Szkic odsłonięcia serii piaszczystej

vistulian: 1 – piaski średnioziarniste, rzeczne, 2 – piaski bezstrukturalne, rzeczne; a – lokalizacja próbek do analiz litologicznych

B. Wskaźniki uziarnienia wg Folk'a i Warda (1957): Mz – średnia średnica, δ_1 – wysortowanie, Sk_1 – skośność, Kg – kurtoza

Obróbka ziaren kwarcu: RM – okrągłe, matowe, M – pośrednie, EL – błyszczące, C – pęknięte, NU – nieobrobione

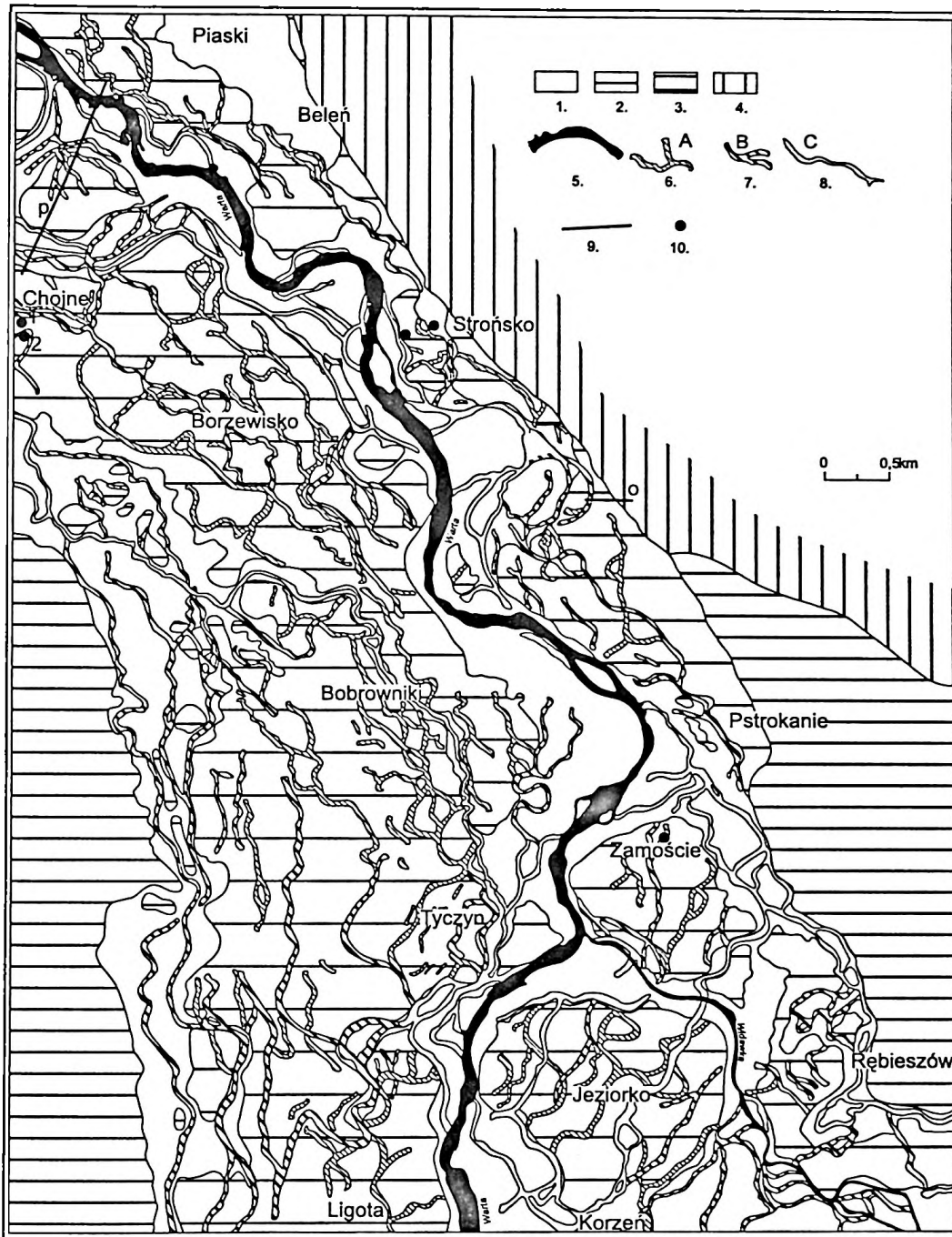
Burzenin site

A. Sketch of sand unit exposure

Vistulian: 1 – fluvial medium sand, 2 – fluvial structureless sand; a – location of lithological analyses

B. Folk and Ward coefficients: Mz – mean size, δ_1 – standard deviation, Sk_1 – skewness, Kg – kurtosis

Quartz-grain abrasion: RM – round, mat grains, M – rounded, partly matted grains, EL – dull, glossy grains, C – crushed grains, NU – fresh, shape-edged grains



Rys. 18. Fotointerpretacyjny szkic geomorfologiczny doliny Warty na odcinku między Ligotą i Piaskami

1 – poziom dna doliny; 2 – poziom niski; 3 – poziom wysoki; 4 – stoki doliny i wysoczyzna; 5 – współczesne ciek; 6 – ślady starorzeczy o jasnym fototonie (typ A); 7 – ślady starorzeczy o ciemnym fototonie (typ B); 8 – starorzeczka świeże, częściowo wypełnione wodą (typ C); 9 – linie przekrojów (rys. 19, 21); 10 – wybrane sondy i odkrywki

Geomorphological sketch based on the air photograph of the part of Warta river valley between Ligota and Piaski

1 – valley floor; 2 – low terraces; 3 – high terraces; 4 – valley slopes and plains; 5 – present-day river channels; 6 – traces of subfossil channels, bright fields on the air photograph (type C); 7 – traces of subfossil channels, dark fields on the air photograph (type B); 8 – fresh oxbow lakes, partly filled with water (type C); 9 – lines of geological cross-sections (Figs 19, 21); 10 – selected boreholes and exposures

Podstawowe parametry układów wielokorytowych

Basic parameters of channel patterns

Odcinki doliny Warty	Koryta A		Koryta B		Koryta C		Gęstość ogólna (km/km ²)	Spadek poziomy niski	Spadek dna doliny	Spadek koryta Warty
	Gęstość (km/km ²)	Krętość	Gęstość (km/km ²)	Krętość	Gęstość (km/km ²)	Krętość				
Ligota – Piaski	2,45	1,14	2,33	1,23	1,27	1,29	6,05	0,48 ‰	0,41 ‰	0,39 ‰
Siedlątków – Leśnik	0,52	1,17	3,80	1,31	1,15	1,27	5,47	0,42 ‰	0,49 ‰	0,42 ‰
Północna część basenu uniejowskiego	4,41	1,10	5,48	1,23	1,51	1,19	11,4	0,60 ‰	0,51 ‰	0,48 ‰

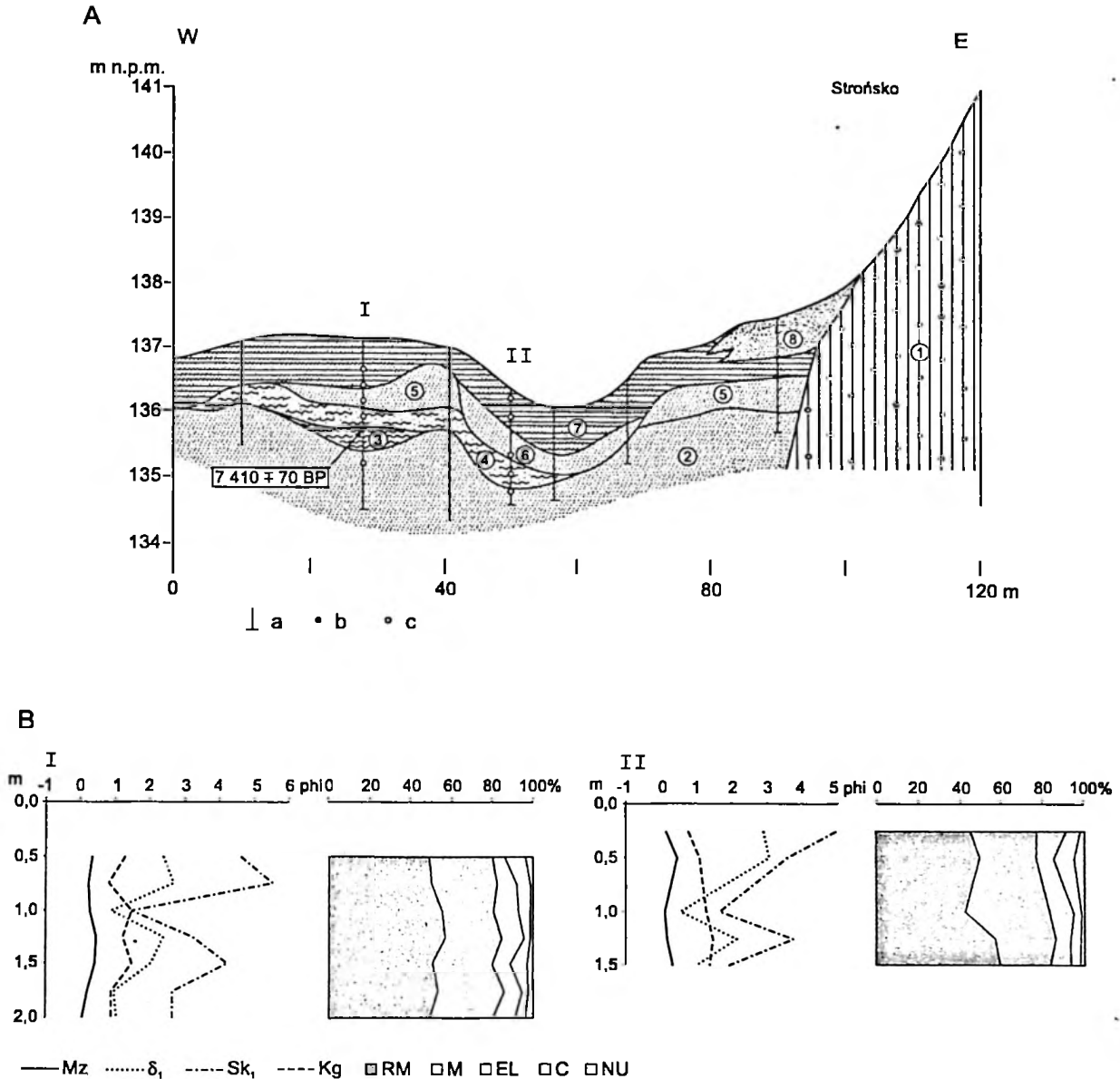
na analizowanym obszarze wynosi 2,45 km/km² (tab. 1), ale nie można jej traktować jako pierwotnej gęstości, ponieważ na części obszaru koryta te nie są widoczne lub zostały usunięte wraz z przyległymi strefami pozakorytowymi, zwłaszcza na poziomie dna doliny.

„Jasne” koryta (typ A) mają niewielką krętość (1,12–1,14), częste są niemal proste odcinki. Koryta tego typu występują wyłącznie na powierzchni poziomu niskiego. Koryta drugiego typu (B), podobne pod względem szerokości, ale wykazujące nieco większą krętość (tab. 1), są rozmieszczone zarówno na poziomie niskim jak i w obrębie dna doliny. Omawiany szkic geomorfologiczny obejmuje co prawda również wyższe elementy doliny, ale pokrycie terenu i jego użytkowanie uniemożliwiają analizę śladów mikroform na ich powierzchni. Na uwagę zasługują jednak łukowate podcięcia poziomu wysokiego, które mogą być śladami podcięć meandrowych, powstałych przed akumulacją poziomu niskiego (rys. 18, zał. 1).

Obszar zaliczony do poziomu niskiego zbudowany jest głównie z piasków drobnoziarnistych z wkładkami mułków organicznych i namułów. W obrębie jednego z jego fragmentów, w Ligocie, wykonano kilkanaście sond ręcznych i uzyskano materiał do badań laboratoryjnych. Analiza uziarnienia wskazuje, że piaski są zmienne pod względem średniej średnicy (od 1,35 do 2,4 phi), ale dość dobrze wysortowane, o ujemnej skośności. Obróbka ziaren kwarcu ukazuje dominację ziaren okrągłych, matowych – od 48 do 54 % przy małym (6–8 %) udziale ziaren błyszczących. Tuż poniżej ujścia Widawki w obrębie niskiego poziomu w Zamościu zlokalizowano kopalne koryto z piaszczystym wypełnieniem (rys. 18, koryto typu A). Na bazie niewielkiej odkrywki i sond ręcznych udokumentowano jego wypełnienie. Koryto ma 28–30 metrów szerokości, jest niemal niewidoczne na powierzchni, podkreśla je jedynie słabiej rozwinięta roślinność. Z powodu wysokiego położenia lustra wód gruntowych nie udało się ustalić miąższości

wypełnienia. Analiza uziarnienia wykazała, że w wypełnieniu występują piaski średnioziarniste z gruboziarnistymi, umiarkowanie dobrze wysortowane, o skośności zbliżonej do zera, które można uznać za korytowe. Obróbka ziaren kwarcu ukazuje przewagę typu RM, których ilość rośnie ku powierzchni od 51 % do 58 %, natomiast odsetek ziaren typu EL wynosi od 6 do 10, przy niewielkim (3–5 %) udziale ziaren pękniętych. Takie wyniki morfoskopii mogą świadczyć o powstaniu osadu w warunkach vistulianu.

Około 2,5 km dalej na północ, w obrębie kolejnego fragmentu poziomu niskiego w Strońsku, gdzie przylega on bezpośrednio do gliniastego stoku doliny, wykonano na podstawie sond ręcznych niewielki przekrój (rys. 18 – przekrój o, rys. 19). Poprowadzony został poprzecznie do kopalnego koryta typu B. Jego wypełnienie jest inne niż wyżej opisanego koryta z Zamościa. Na powierzchni koryto jest dobrze widoczne, ma szerokość około 25 metrów, jego głębokość dochodzi do 1 metra; zarówno w obrębie koryta, jak i poza nim występuje około 60 centymetrowej miąższości warstwa holocenijskiej mady, która przykrywa piaski rzeczne (rys. 19). Podłoże dla osadów wypełniających koryto stanowi seria piasków drobnoziarnistych, szarych z niewielkimi domieszkami detrytus roślinny. Są to umiarkowanie dobrze wysortowane piaski drobnoziarniste i średnioziarniste, o dodatniej skośności (rys. 19), wśród ziaren kwarcu największą grupę stanowią ziarna eolizowane (49–59 %), choć udział błyszczących też jest znaczny (9–10 %). Kopalne koryto jest wycięte w tych osadach. Spąg wypełnienia stanowi około 30 cm warstwa jasnobrązowych mułków z piaskami, które są bardzo źle wysortowane i wykazują dużą dodatnią skośność. Warstwa ta stwierdzona została także poza korytem. Domieszka piasku była na tyle duża, że możliwa była analiza obróbki ziaren kwarcu. Dominują tutaj ziarna eolizowane – do 57 %, przy 8 i 11 % ziaren błyszczących. Na zachód od koryta udokumentowano niewielką wkładkę mułu organicznego, który przykryty jest przez opisaną



Rys. 19. Stanowisko Strońsko

A. Przekrój geologiczny (o) fragmentu poziomu niskiego

złodowacenie warty: 1 – glina zwałowa; późny vistulian: 2 – piaski różnoziarniste z domieszką mułów organicznych, rzeczne; holocen: 3 – muł organiczny, 4 – piasek różnoziarnisty z domieszką szczątków roślin, 5 – piaski drobnoziarniste, rzeczne, 6 – piaski gruboziarniste, rzeczne, 7 – mada piaszczysta, 8 – muły mineralne, stokowe

a – sondy ręczne; b – miejsce poboru próbki do analizy radiowęglowej; c – miejsca poboru próbek do analiz litologicznych.

B. Wskaźniki uziarnienia wg Folka i Warda (1957): Mz – średnia średnica, δ_1 – wysortowanie, Sk₁ – skośność, Kg – kurtoza
Obróbka ziaren kwarcu: RM – okrągłe, matowe, M – pośrodkowe, EL – błyszczące, C – pęknięte, NU – nieobrobione

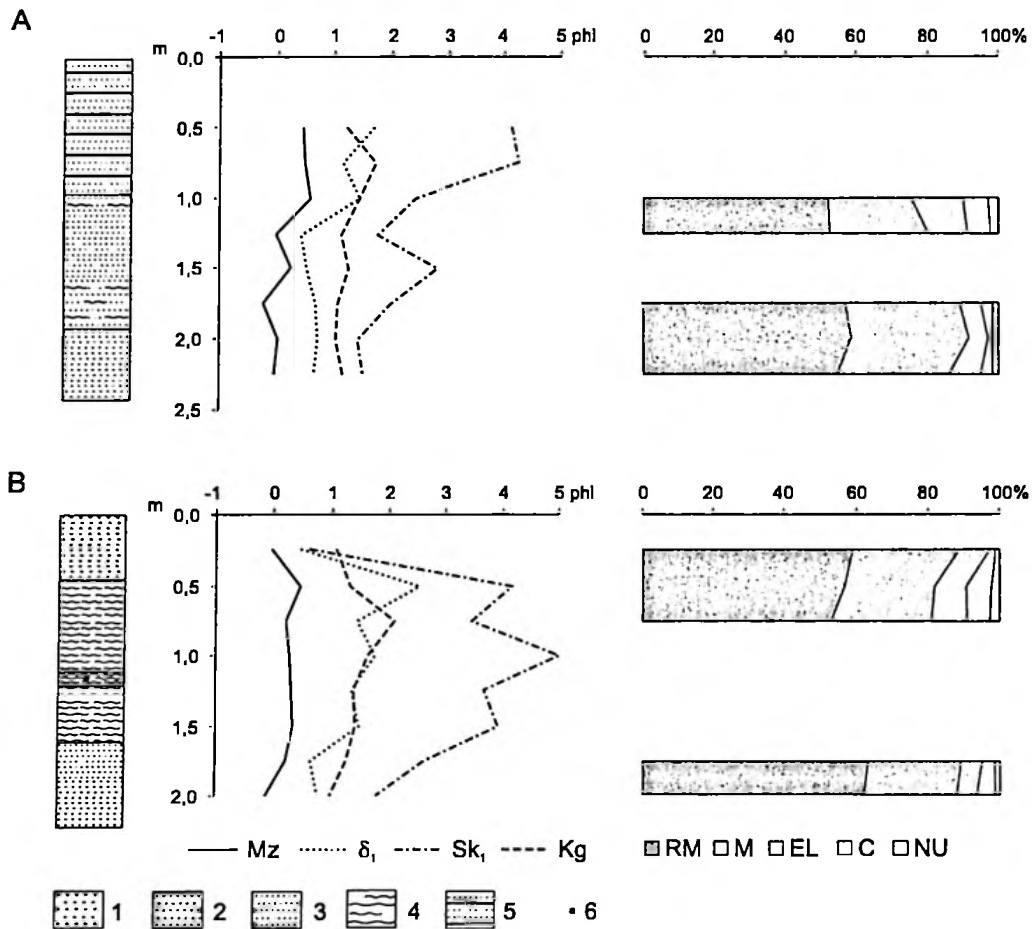
Strońsko site**A. Geological cross-section (part of the low terrace)**

Wartian Glaciation: 1 – till; Late Vistulian: 2 – fluvial sand with organic silt; Holocene: 3 – organic silt, 4 – fluvial sand with plant remains, 5 – fluvial fine sand, 6 – fluvial coarse sand, 7 – alluvial sandy load, 8 – slope silt

a – location of boreholes; b – location of radiocarbon datings; c – location of lithological analyses

B. Folk and Ward coefficients: Mz – mean size, δ_1 – standard deviation, Sk₁ – skewness, Kg – curtosis

Quartz-grain abrasion: RM – round, mat grains, M – rounded, partly matted grains, EL – dull, glossy grains, C – crushed grains, NU – fresh, shape-edged grains



Rys. 20. Stanowisko Chojne. Wyniki analiz uziarnienia i obróbki ziaren kwarcu w osadach poziomu niskiego

A – sonda nr 1, B – sonda nr 2 (rys. 18)

1 – piaski gruboziarniste; 2 – piaski średnioziarniste; 3 – piaski drobnoziarniste; 4 – piaski z mulkami; 5 – mada pylasta; 6 – miejsce poboru próbki do analizy radiowęglowej

Wskaźniki uziarnienia wg Folka i Warda (1957): Mz – średnia średnica, δ_1 – wysortowanie, Sk₁ – skośność, Kg – kurtoza
Obróbka ziaren kwarcu: RM – okrągłe, matowe, M – pośrodkowe, EL – błyszczące, C – pęknięte, NU – nieobrobione

Chojne site. Grain-size distribution and quartz-grain abrasion in low terrace sediments

A – borehole no 1, B – borehole no 2 (Fig. 18)

1 – coarse sand; 2 – medium sand; 3 – fine sand; 4 – sand with silt; 5 – alluvial load; 6 – location of radiocarbon datings

Folk and Ward coefficients: Mz – mean size, δ_1 – standard deviation, Sk₁ – skewness, Kg – kurtosis

Quartz-grain abrasion: RM – round, mat grains, M – rounded, partly matted grains, EL – dull, glossy grains, C – crushed grains, NU – fresh, shape-edged grains

warstwę. Muł ten zawiera również ziarna piasku, w których ilość ziaren obrabianych w środowisku eolicznym jest duża (51 %). Próbkę mułu poddana została analizie radiowęglowej. Uzyskany wiek $7\,410 \pm 70$ lat BP (Lod 1214) wskazuje na okres zakończenia akumulacji mułu organicznego, zaś koryto zdaniem autora mogło powstać jeszcze w młodszym dryasie. Po obu stronach koryta spoczywają piaski średnioziarniste, o umiarkowanym wysortowaniu, prawdopodobnie związane z środowiskiem korytowym. Zawartość ziaren typu RM jest w nich wysoka – 50–55 %, przy 12–13 % za-

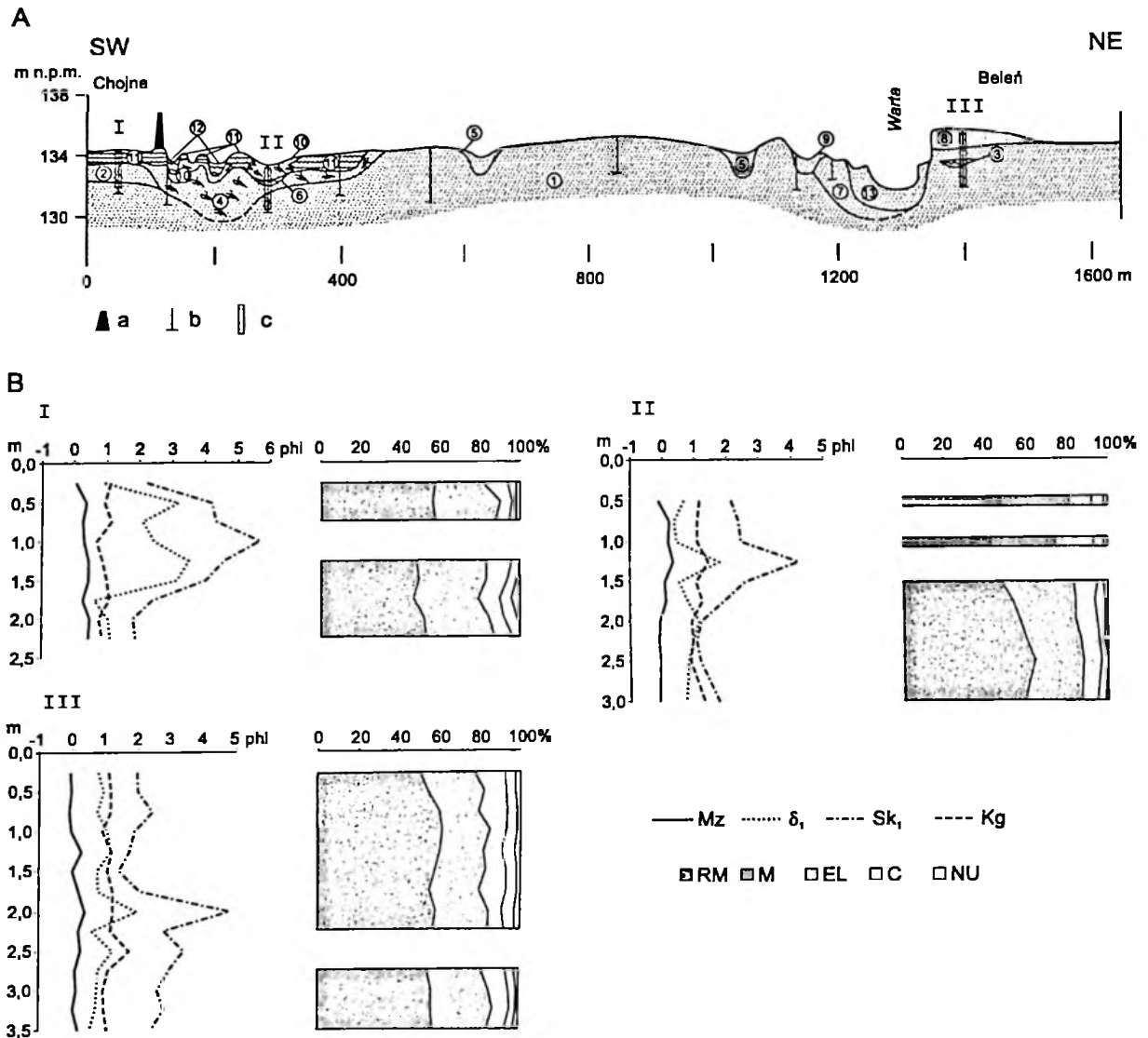
wartości ziaren typu EL. W obrębie opisywanego koryta warstwa ta została prawdopodobnie rozcięta, gdyż w osi koryta występuje piasek drobnoziarnisty, lepiej wysortowany o zdecydowanie mniejszym udziale ziaren eolizowanych. Powyżej zalega wspomniana seria brązowej mady.

Około 2 km na północny zachód od stanowiska Strońsko, w rejonie miejscowości Chojne, wykonano kilka sond w obrębie kopalnego koryta z wypełnieniem mineralno-organicznym i w jego sąsiedztwie (rys. 18, typ B). Z dwu sond pobrano osady i poddano

analizom teksturalnym. Sonda nr 1 wykonana została na obszarze pozakorytowym. Powierzchniową warstwę o metrowej miąższości stanowi mada szara lekko piaszczysta. Osad ten różni się od mady stwierdzonej w Strońsku barwą oraz uziarnieniem. Mada w profilu Chojne składa się z ziaren o nieco większej średniej średnicy (rys. 20), jest znacznie lepiej wysortowana i cechuje się dużą dodatnią skośnością; niedostatek frakcji piaszczystych uniemożliwia wykonanie analizy obróbki ziaren kwarcu dla wszystkich próbek. Pod madą stwierdzono około 90 cm warstwę piasków drobnoziarnistych z wkładkami mułów, o zmiennej średniej średnicy ziarna, dobrym lub słabym wysortowaniu (od 0,42 do 1,43) i różnej skośności. Jedynie pod względem obróbki materiału kwarcowego osady są podobne, przeważają w nich ziarna typu RM – 52–57 % (rys. 20), chociaż znaczny jest też udział ziaren EL, zwłaszcza w próbce z głębokości 1 m (15 %). Próbkę piasków z głębokości 2 m i 2,25 m są nieco inne. Są to umiarkowanie dobrze wysortowane piaski średnioziarniste, ze zbliżoną do zera skośnością i niemal symetrycznym rozkładem frakcji, co pozwala wiązać je ze środowiskiem korytowym. Udział materiału eolizowanego jest nieco większy niż w nadległej serii. Kilkadziesiąt metrów na południe od wyżej opisanego profilu opróbowano drugi profil osadów pobranych z sondy nr 2, wykonanej w osi kopalnego koryta. Na głębokości 2 m występuje tutaj piasek średnioziarnisty, o podobnych cechach jak osad z tej samej głębokości w profilu nr 1. Powyżej zalega piasek drobnoziarnisty, który cechuje się największym udziałem ziaren eolicznych – 63 %. Główne wypełnienie koryta stanowią muły (od głębokości 45 cm do 1,65 m). Na głębokości 1,10 m nawiercono cienką, 10 cm wkładkę mułu organicznego, który poddano analizie ^{14}C . Wynik (2 540 lat BP) każe wiązać jej powstanie z okresem subborealnym. Poniżej stwierdzono muł organiczno-mineralny, źle wysortowany, pozbawiony większych domieszek piasków. Zawartość materii organicznej i pyłku była zbyt mała do przeprowadzenia analizy pyłkowej. Ponad osadami organicznymi występuje muł mineralny z domieszką piasku (udział ziaren RM 53–57 %). Strop wypełnienia opisywanego koryta stanowi piasek gruboziarnisty, dobrze wysortowany, o symetrycznym rozkładzie oraz dominacji ziaren eolizowanych (59 %). Brzegi koryta są jeszcze bardzo wyraźnie zaznaczone, co może świadczyć o funkcjonowaniu koryta w nieodległej przeszłości. Stanowisko Chojne oraz opisane wyżej Strońsko ukazują podobne koryta (oznaczone jako typ B na rys. 18), które są jednak inaczej wypełnione i przestały funkcjonować w różnym okresie. Analiza obróbki ziaren kwarcu nie daje możliwości wskazania cech środowiska w jakim powstawały osady wypełniające koryta, gdyż zarówno w seriach korytowych jak i pozakorytowych dominują

osady pochodzące z niszczenia poziomu wysokiego, prawdopodobnie bardzo słabo przekształcone w trakcie rędepozycji.

Kilkaset metrów na północ od stanowiska Chojne, między miejscowościami Chojne i Beleń, występuje w obrębie poziomu niskiego rozcięcie o kształcie paleomeandra (zał. 1). Promień jego krzywizny jest znaczny – około 550 metrów, trudno natomiast dokładnie oszacować jego pierwotną szerokość i głębokość. Leży on około 1,0–1,3 m niżej niż otoczenie, które stanowi poziom niski. Na podstawie kilku sond ręcznych wykonano płytki przekrój poprzeczny przez paleomeander (rys. 18, 21). W strefie dawnego koryta meandrowego nie stwierdzono wypełnienia organicznego, ale głównie mineralne z niewielkimi przewartwieniami organicznymi. Paleomeander o podobnych parametrach, ale z miąższym organicznym wypełnieniem udokumentowano w Konopnicy na południe od Burzenina (K r a u ż l i s 1974 – z analizą palinologiczną Krupińskiego), gdzie torf był akumulowany od allerödu. Badana forma w rejonie Belenia zapewne funkcjonowała dłużej, w jej obrębie występują bowiem wąskie koryta systemu wielokorytowego, zaliczone do typu B i C (rys. 18). Na szkicu geomorfologicznym strefę kopalnego koryta meandrowego zaliczono do poziomu zalewowego. Dawne koryta są wypełnione osadami, a w niektórych z nich stagnuje woda. Mapa Królestwa Polskiego (pierwsza połowa XIX w.) ukazuje tu jedno z koryt Warty. Wypełnienie paleomeandra udokumentowano w dwu sondach, nie osiągnięto jednak jego spagu (rys. 21). W części południowo-zachodniej występują trzy koryta z namułami i piaskami korytowym, mają po około 20 m szerokości. Wykonana w obrębie paleomeandra sonda II pozwoliła stwierdzić, iż jedno z koryt wypełnione jest drobnymi piaskami z materiałem organicznym o umiarkowanie dobrym wysortowaniu. Obróbka ziaren kwarcu ukazuje przewagę typu RM – 43–48 %, ale znaczny jest udział EL – 11–19 %. Wiek wypełnienia można prawdopodobnie wiązać z holocenem. Poniżej stwierdzono około 30 cm warstwę ciemnoszarego mułu mineralno-organicznego. Brak jednak danych o jego wieku. Poniżej występują ponownie drobnoziarniste piaski o podobnym uziarnieniu, ale większym udziale ziaren eolizowanych. Podłoże stanowią piaski średnioziarniste z domieszką detrytusu roślinnego, o umiarkowanym wysortowaniu i ujemnej skośności. Udział ziaren eolizowanych jest tu największy – 57–64 %, przy niższym udziale błyszczących – 8–9 %. Być może jest to utwór tworzący odsyp meandrowy. Można zatem wiek tego osadu wiązać z późnym vistulianem. Obszar między korytami pokryty jest generalnie brązowymi madami. W centralnej części powierzchnia terenu leży stosunkowo wysoko. Występują tutaj piaski średnio i drobnoziarniste z szczątkami roślin, o dodatniej skośności



Rys. 21. Przekrój geologiczny Chojne - Beleń (p)

A. Przekrój geologiczny

późny wistulian: 1 - piaski różnoziarniste z domieszką mułów organicznych, rzeczne; 2 - piaski drobnoziarniste, rzeczne; 3 - muly organiczne; 4 - piaski z mułkami organicznymi i szczątkami roślin; 5 - piaski różnoziarniste, rzeczne; holocen: 6 - muly organiczne; 7 - piaski średnioziarniste; 8 - piaski eoliczne; 9 - piaski różnoziarniste z domieszką żwiru, rzeczne; 10 - piaski różnoziarniste ze szczątkami roślin; 11 - mady piaszczyste; 12 - piaski i muly organiczne; 13 - piaski korytowe

a - wały przeciwpowodziowe; b - sondy ręczne; c - profile osadów (I, II, III) poddane analizom litologicznym

B. Wskaźniki uziarnienia wg Folk i Warda (1957): Mz - średnia średnica, δ_1 - wysortowanie, Sk_1 - skośność, Kg - kurtoza

Obróbka ziaren kwarcu: RM - okrągłe, matowe, M - pośrodknie, EL - błyszczące, C - pęknięte, NU - nieobrobione

Geological cross-section Chojne - Beleń (p)

A. Geological cross-section

Late Vistulian: 1 - fluvial sand with organic silt, 2 - fluvial fine sand, 3 - organic silt, 4 - fluvial sand with organic silt and plant remains. 5 - fluvial sand; Holocene: 6 - organic silt, 7 - fluvial medium sand, 8 - aeolian sand, 9 - fluvial sand with gravel, 10 - sand with plant debris, 11 - alluvial load, 12 - sand with organic silt, 13 - channel sand

a - embankments; b - boreholes; c - profiles (I, II, III) lithologically analysed

B. Folk and Ward coefficients: Mz - mean size, δ_1 - standard deviation, Sk_1 - skewness, Kg - curtosis

Quartz-grain abrasion: RM - round, mat grains, M - rounded, partly matted grains, EL - dull, glossy grains, C - crushed grains, NU - fresh, shape-edged grains

i wysokim udziale ziaren eolizowanych (54–57 %). Brak możliwości zbadania struktur sedymentacyjnych nie pozwala stwierdzić, czy jest to odsyp, czy ostaniec meandrowy. Współczesne koryto Warty przebiega w strefie szyi paleomeandra, gdzie prawdopodobnie doszło do rozcięcia w trakcie formowania układu wielokorytowego (rys. 18). Poziom niski na zewnątrz paleomeandra ma nieco inną budowę geologiczną w części zachodniej niż wschodniej. Po stronie zachodniej powierzchnia terenu położona jest nieco niżej, trzon terasy budują drobno- i średnioziarniste piaski o umiarkowanie dobrym i dobrym wysortowaniu, zawierają cienkie przewarstwienia organiczne i drobny detrytus roślinny. Wśród materiału kwarcowego dominują ziarna typu RM – ich udział maleje ku górze. Seria ta przykryta jest około 80 cm warstwą szarej mady drobnopiaszczystej, o dużej dodatniej skośności, jest ona inna niż mada brązowa, uznana za holoceniską. Podobny, pozakorytowy osad występuje w opisanym wyżej profilu Chojne. Na wschód od współczesnego koryta Warty powierzchnia poziomu niskiego leży niemal 1 m wyżej, brak tu mady a powierzchnia zbudowana jest z piasków średnio- i drobnoziarnistych, zawierających niewielkie domieszki organiczne. Osady są dość zróżnicowane pod względem uziarnienia, zaś analiza obróbki wykazała dominację ziaren eolizowanych (55–61 %). Na głębokości około 2 m występuje cienka – około 30 cm warstwa mułów mineralno-organicznych (rys. 21), pod którą występują piaski drobnoziarniste, o podobnie jak wyżej zmiennym wysortowaniu i dodatniej skośności, zawierające znaczne ilości materiału organicznego. Mogą być to osady pozakorytowe synchroniczne z paleomeandrem. Tak więc w obrębie poziomu niskiego występują układy wielokorytowe oraz ślady paleomeandrów, co dowodzi zmian typów rozwinięcia koryta rzeki w okresie powstawania poziomu niskiego.

Dno doliny na południe od Sieradza rozdzielone jest na dwie lub trzy strefy o zmiennej szerokości (od 300 m do 1400 m). Współczesne koryto Warty od Burzenina po Sieradz jest obwałowane, ma krętość 1,31, zaś jego spadek po ujście Widawki jest dość wysoki – 0,00054, a dalej maleje do 0,00038. W rejonie Sieradza dno doliny łączy się w jedną strefę, jest położone około 1,5 m ponad wysokością średniego poziomu wody w korycie. Zajmuje znaczną powierzchnię, co może wynikać z małej różnicy wysokości między dnem i poziomem niskim oraz wkraczaniem holoceniskich osadów pozakorytowych na poziom niski. Współczesne koryto Warty ma tu postać charakterystycznego zakola o promieniu około 800 m (zał. 1), jego spadek jest znaczny i wynosi około 0,0007, zaś poniżej zakola spada do 0,0003. W rejonie Mnichowa dno doliny ponownie rozdziela się. Szeroka (2–3 km) jego strefa przebiega przy zachodnim stoku doliny; we wschodniej części doliny występuje druga strefa, o szerokości kil-

kuset metrów, z rzeką Niniwką (spadek 0,0004; krętość 1,61), której koryto ma szerokość 15–20 m.

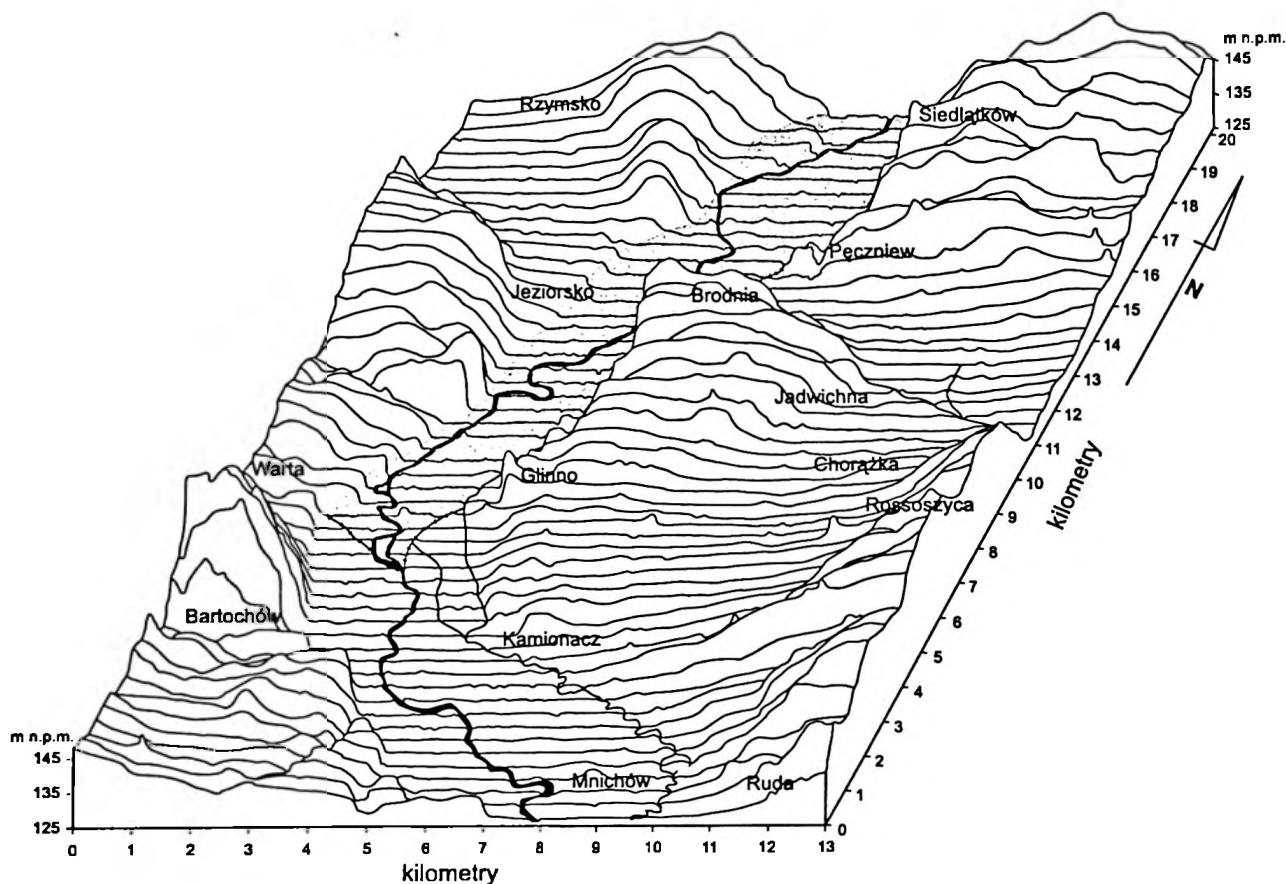
W odcinku doliny Warty między Burzeninem i Sieradzem występują fragmenty spłaszczeń terasowych związane z czterema poziomami dolinnymi, zbudowane z osadów czterech różnych serii rzecznych, ale morfologiczne ich zróżnicowanie w tym odcinku jest większe. Wyraźny jest związek szerokości doliny z głębokością zalegania skał podłoża mezozoicznego. W rejonie Burzenina i Sieradza, gdzie podłoże to występuje płytko, dolina jest zwężona, natomiast w środkowej części opisanego odcinka, gdzie strop skał kredowych jest położony głębiej, dolina jest rozległa.

Odcinek Sieradz – Siedlątków z doliną Jadwichny-Pichny

Odcinek Sieradz – Siedlątków ma ponad 25 km i bardzo interesującą, nietypową rzeźbę terenu. W Kamionaczu dolina Warty rozdziela się na dwie części: zachodnią, o szerokości około 2,5–3,5 km, gdzie płynie współcześnie Warta i wschodnią, znacznie szerszą, początkowo sięgającą 6–7 km, a zwężającą się do 3 km w Pęczniewie, gdzie obydwie części łączą się ponownie (rys. 2, 22, zał. 1). Wschodnia, dziś nieczynna dolina jest odwadniana przez niewielki ciek – Jadwichnę, a w północnej części wykorzystywana przez dolną Pichnę i Brodnię. Dlatego przyjęto dla niej określenie dolina Jadwichny-Pichny.

Wspomniane doliny oddzielone są „wyspą” wysoczyznową Brodnie. Obszar ten w południowej części słabo wyróżnia się w rzeźbie, w Glinnie położony jest tylko o 6–8 m ponad dnami dolin. Jego wyrównana powierzchnia wznosi się ku północy, osiągając kulminacje w Luboli – 140,9 m n.p.m. oraz w Brodnie – 140,1 m n.p.m. Tutaj jego wysokość względna wzrasta do około 23 m. Stoki „wyspy” wysoczyznowej są w części północnej bardzo wyraźne, porozcinane dolinami denudacyjnymi (zał. 1).

Wysoczyzna po zachodniej stronie doliny Warty jest w omawianym odcinku bardzo urozmaicona (rys. 22, zał. 1). W rejonie Charłupi Małej i Biskupic leży około 140 m n.p.m., jest generalnie wyrównana, rozcięta wąską, około 200 m doliną rzeki Myja, która uchodzi tutaj do Warty. Między Bartochowem i miastem Warta występuje kompleks pagórków morenowych (K l a t k o w a , Z a ł o b a 1992a,b), o bardzo żywej rzeźbie i wysokościach sięgających ponad 170 m n.p.m., a skrajnie 189,4 m n.p.m. Dolina nie posiada w tym rejonie poziomów nadzalewowych. Stok doliny ma często postać krawędzi z licznymi, głębokimi rozcięciami, a jego deniwelacje sięgają 50 m (największe na całym badanym odcinku doliny Warty). Na północ od miasta Warta (po Jeziorsko) powierzchnia wysoczyzny opada do



Rys. 22. Blokdiagram odcinka doliny Warty od Sieradza po Siedlątków (kolor szary – zbiornik „Jeziorsko”)

Block diagram of the section of the Warta river valley between Sieradz and Siedlątków (grey colour – Jeziorsko Lake)

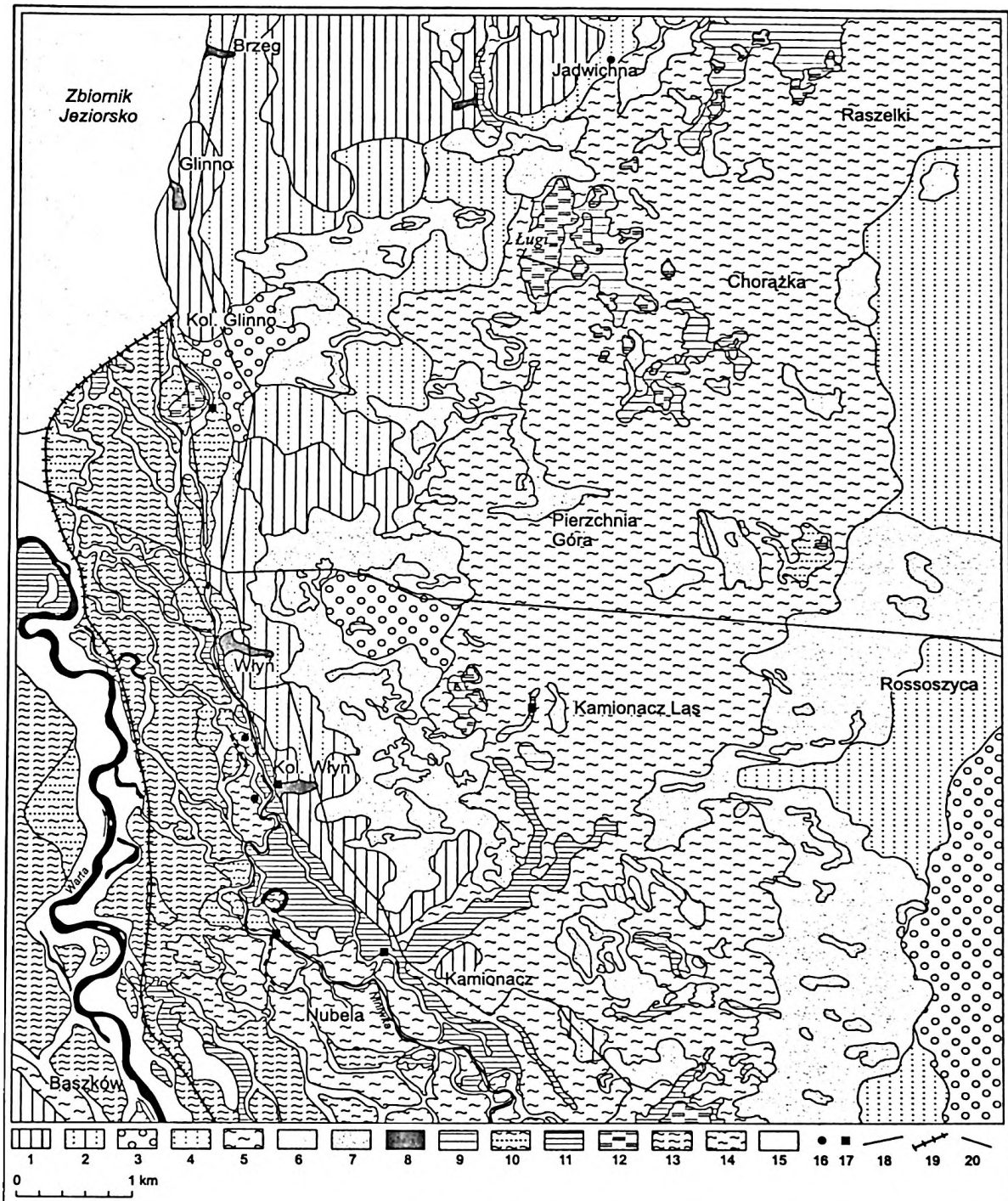
137–140 m n.p.m., a jej stok urozmaicony jest licznymi, suchymi dolinami denudacyjnymi i dolinami niewielkich cieków, uchodzącymi do doliny Warty. Między Jeziorskiem a Zaspami Miłkowskimi stok doliny Warty i wysoczyzna są rozcięte przez dolinę Teleszyny o szerokości około 3 km, która oddziela się tu od doliny Warty i biegnie na północny zachód.

Na północ od Pęczniewa, dolina Warty po połączeniu z doliną Jadwichny-Pichny zwęża się do 3 km. Wysoczyzna po jej wschodniej stronie leży na wysokości 134–140 m n.p.m., stok doliny jest krótki – w Popowie przy spadku około 5 % ma 400 m długości, zaś ku północy staje się bardziej stromy i w Siedlątkowie przechodzi w krawędź, podobną jak w Brodni.

Współcześnie w dolinie Warty między Sieradzem i Siedlątkowem dominującym elementem jest zbiornik „Jeziorsko”. Jego obecność sprawia, że badania terenowe w dolinie są możliwe tylko powyżej miejscowości Glinno.

W omawianym odcinku doliny tylko niewielkie fragmenty spłaszczeń położonych powyżej 10 metrów ponad dnem doliny korelowane są z poziomem najwyższym. Jeden z nich występuje we

wschodniej części doliny między miejscowościami Męka i Ruda (zał. 1). Jest on zbudowany z piasków i żwirów. Pobrane z kilku sond ręcznych materiały wskazuje, iż są to osady odwapnione od powierzchni, ale wkładki drobnopiaszczyste z głębokości 2,4 i 2,8 m w sondach Ruda 4 i Ruda 7 zawierają 2,3–3,1 % węgla wapnia. Analiza obróbki ziaren kwarcu dla 5 próbek z tego obszaru wykazała 31–38 % ziaren typu RM oraz 22–27 % ziaren typu EL, wobec tego badany materiał można uznać za wodnolodowcowy, ze schyłku zlodowacenia warty. W Kamionaczu, gdzie dolina Warty rozdziela się, występuje następny taki fragment (zał. 1). Podobnie jak poprzednio ma on złożoną budowę geologiczną. Dominują w niej glina zwałowa oraz piaski i żwiry glacialne oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe (Klatkowska, Ząłoba 1992a). Nieliczne otwory archiwalne w tym rejonie oraz brak odkrywek, wymusza bazowanie na sondach ręcznych. Sporządzony na tej podstawie powierzchniowy szkic geologiczny (rys. 23) ukazuje w Kamionaczu i Kolonii Włyni glinę zwałową, częściowo przykrytą przez piaski eoliczne z wydrami, których wysokości względne przekraczają 10 metrów. We Włyniu glina

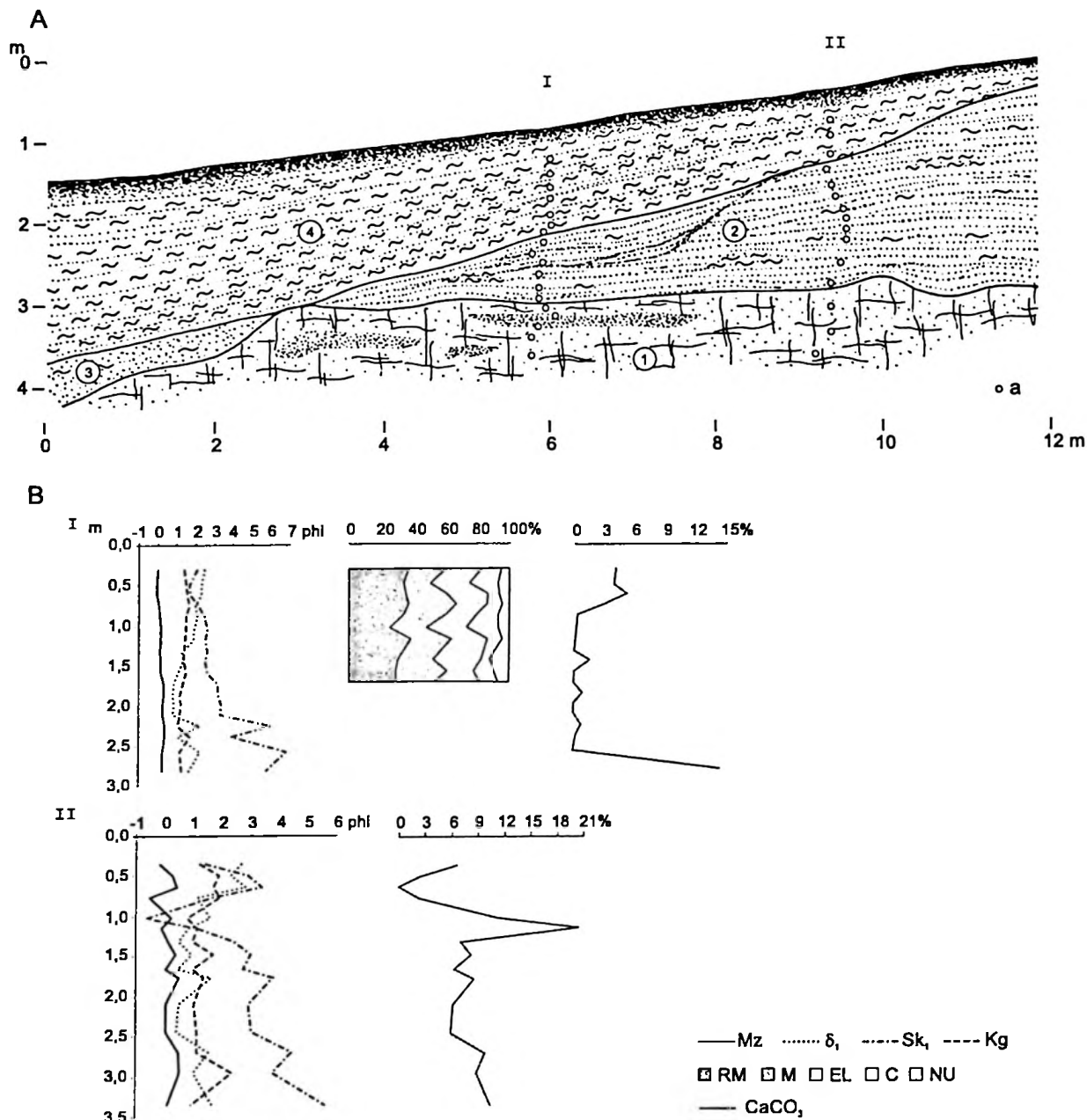


Rys. 23. Szkic geologiczny powierzchniowy okolic Kamionacz – Jadwiczna

złodowacenie warty: 1 – glina zwałowa, 2 – piaski i żwiry lodowcowe, 3 – piaski i żwiry wodnolodowcowe; góry plenivistulian: 4 – piaski z wkładkami mułków, rzeczne; późny vistulian: 5 – piaski i mułki z domieszką szczątków organicznych, rzeczne, 6 – piaski eoliczne, pokrywy, 7 – piaski eoliczne w wydmach; holocen: 8 – mułki i piaski deluwialne, 9 – muły organiczne na piaskach rzecznych późnego vistulianu, 10 – piaski z namułami, 11 – namuły, 12 – torfy, 13 – mada pylasta, 14 – mady na piaskach rzecznych późnego vistulianu, 15 – piaski różnoziarniste z wkładkami mułków organicznych stref korytowych; 16 – wybrane stanowiska z osadami poddanyymi analizom litologicznym; 17 – stanowiska z osadami poddanyymi badaniom palinologicznym i analizom radiowęglowym; 18 – przebieg przekrojów; 19 – wały i groble; 20 – drogi

Geological surficial sketch of the Kamionacz – Jadwiczna area

Wartian Glaciation: 1 – till, 2 – glacial sand with gravel, 3 – fluvioglacial sand with gravel; Upper Plenivistulian: 4 – fluvial sand with silt; Late Vistulian: 5 – fluvial sand with silt and plant remains, 6 – aeolian sand covers, 7 – aeolian sand (in dunes); Holocene: 8 – deluvial silt with sand, 9 – organic silt on fluvial sand, 10 – sand with mud, 11 – mud, 12 – peat, 13 – alluvial load, 14 – alluvial load on fluvial sand, 15 – fluvial channels sand with organic silt; 16 – location of sites with deposits examined by lithological analyses; 17 – location of sites with deposits subjected to pollen analyses and radiocarbon datings; 18 – location of cross-section lines; 19 – embankments and dikes; 20 – roads



Rys. 24. Stanowisko Siedlątków. Odślonięcie w klifie zbiornika „Jeziorsko”

A. Szkic odślonięcia

złodowacenie warty: 1 – glina zwałowa z wkładkami piasku, 2 – piaski drobnoziarniste z wkładkami mułków, 3 – piaski różnoziarniste z domieszką mułków; vistulian: 4 – piaski z mułkami

B. Wskaźniki uziarnienia wg Folka i Warda (1957): Mz – średnia średnica, δ_1 – wysortowanie, Sk₁ – skośność, Kg – kurtoza
Obróbka ziaren kwarcu: RM – okrągłe, matowe, M – pośrodkowe, EL – błyszczące, C – pęknięte, NU – nieobrobione

Siedlątków site. Jeziorsko Lake scar exposure

A. Sketch of the exposure

Wartian Glaciation: 1 – till with sand, 2 – fine sand with silt, 3 – sand with silt; Vistulian: 4 – fluvial sand with silt

B. Folk and Ward coefficients: Mz – mean size, δ_1 – standard deviation, Sk₁ – skewness, Kg – kurtosis

Quartz-grain abrasion: RM – round, mat grains, M – rounded, partly matted grains, EL – dull, glossy grains, C – crushed grains, NU – fresh, shape-edged grains

zwałowa przykryta jest przez kilkumetrową serię piasków i żwirów glacialnych z licznymi wkładkami glin ablacyjnych. Generalnie są to osady źle wysortowane, o bardzo zmiennej granulacji, z licznymi przewarstwieniami, często lekko gliniaste. Występują też niewielkie płyty lepiej wysortowanych osadów, zapewne wodnolodowcowej genezy. Ich przykład ukazuje jedyna w tym obszarze niewielka odkrywka gospodarska we Włyniu, gdzie do głębokości 1,5 metra widać piaski średnio- i gruboziarniste z domieszką żwirów o warstwowaniu przekątnym, tabularnym i horyzontalnym. Są to osady dość dobrze wysortowane, o znacznej, ujemnej skośności. Wyniki obróbki ziaren kwarcu są zbliżone do uzyskanych w Rudzie. Ziarna typu RM to 29–39 % populacji, zaś typu EL 23–29 % (Forys i a k 2003), przy niewielkim udziale ziaren pękniętych i nie obrobionych (5–8 %). Glinę zwałową nawiercono tu na głębokości 2,7 m. Wschodnią część zwięzającego się poziomu przykrywają osady eoliczne.

Kolejny fragment o podobnej budowie geologicznej to niewielkie spłaszczenie przylegające do stoku w Siedlątkowie. Tworzące je osady widoczne są w klifie zbiornika „Jeziorsko”, gdzie w postaci serii niezaburzonych piasków różnoziarnistych przykrywają silnie zdeformowane osady glacialne zlodowacenia warty (rys. 24). Analiza uziarnienia wykazała, iż są to głównie różnoziarniste piaski z wkładkami mułków i żwirów, słabo i źle wysortowane (rys. 24), o dodatniej skośności. Analiza obróbki ziaren kwarcu ukazuje zbliżone ilości głównych typów ziaren: RM – 25–38 %, EL – 19–30 % i M – 20–32 %. Zawartość węglanu wapnia w tych osadach jest zmienna, wynosi od zera do kilkunastu procent, co może być efektem działania procesów peryglacialnych w vistulianie i glebowych. Przytoczone wyniki badań pozwalają stwierdzić wodnolodowcową genezę tej serii, a jej położenie nie wyklucza możliwości zaliczenia jej do najwyższego poziomu dolinnego Warty.

Spłaszczenia zaliczone już do następnego, **wysokiego poziomu** występują w kilku miejscach. We wsi Dzigorzew (zał. 1), po zachodniej stronie doliny występuje spłaszczenie na wysokości 135–136 m, przebiegające dalej ku północnemu zachodowi przez Chartupię Małą po Biskupice (134 m n.p.m.), oddzielone od dna doliny wyraźnym, 6–7 m stokiem. Powierzchnia tego fragmentu zbudowana jest z osadów polodowcowych i ma charakter erozyjny. Przy wschodnim stoku doliny, na północny wschód od Sieradza w rejonie Męckiej Woli występuje spłaszczenie na wysokości 135–136 m n.p.m., które leży 4–5 m powyżej dna doliny (rys. 22, zał. 1). Ku północy poziom ten uzyskuje znaczne nachylenie poprzeczne, leży na wysokości 133,5–137,5 m n.p.m. i rozszerza się od 300 m w Rudzie do 2 km w Kamionaczu. Jest on zbudowany jest z różnoziarnistych piasków,

o uziarnieniu i obróbce ziaren kwarcu charakterystycznych dla vistuliańskich osadów rzecznych, co pozwala łączyć go z poziomem wysokim. W Kamionaczu, gdzie dochodzi do rozdzielenia doliny Warty, spłaszczenie to położone jest 133–137 m n.p.m. (około 5–6 m nad dnem doliny Warty) i przebiega dalej ku północy, ale już jako element doliny Jadwichny-Pichny. Ma ono zmienną szerokość (od 1 do 2 km). W okolicach Rossoszycy spadek podłużny jego powierzchni jest bliski zera, a nawet skierowany na południe, odwrotnie niż spadek w dolinie Warty. Dopiero dalej ku północy nachylenie poziomu zmienia się i gwałtownie rośnie do 0,002, a przecięty kolejno trzema strefami należącymi do poziomu niższego, traci przestrzenną zwartość. W rejonie Pęczniewa, gdzie dolina Pichny-Jadwichny łączy się z doliną Warty (rys. 2, 22) powierzchnia poziomu wysokiego ma rzędną około 120–121 m n.p.m. i łączy się bez widocznej granicy ze spłaszczeniem, leżącym na północ i wschód od Pęczniewa. W dolinie Warty między miastem Warty i Jeziorskiem brak na powierzchni elementów, które można łączyć z poziomem wysokim. Dopiero między Jeziorskiem i Zaspami Miłkowskimi występuje spłaszczenie nawiązujące wysokościowo do tego poziomu (rys. 22, zał. 1). Jest to wspomniane już wyżej miejsce, gdzie od doliny Warty oddziela się dolina Teleszyny. Ten fragment poziomu wysokiego jest tu położony na wysokości 120–121 m n.p.m., około 5 m nad dnem doliny Warty. Dalej na północ w Miłkowicach, w zachodniej części doliny Warty, zaznacza się następny spłaszczony fragment o długości około 2 km i wysokości 116,5–117,8 m n.p.m., który zaliczony został do poziomu wysokiego doliny Warty. Jest on obecnie zalany wodami zbiornika retencyjnego, ale jego powierzchniowa budowa geologiczna rozpoznana została wcześniej (Ż y n d u l 1988), oraz podczas kartowania geologicznego (K l a t k o w a , Z a ł o b a 1992a,b). Natomiast wiercenia dokumentacyjne wykonane na potrzeby budowy zabudowy hydrotechnicznej zbiornika „Jeziorsko” ukazują budowę serii rzecznych i ich podłoża. Wzrost miąższości i masy osadów vistuliańskich w dolinie Warty jest widoczny w rejonie Jeziorska. Dobrze ilustruje to przekrój D (rys. 6), wykonany między Jeziorskiem i Zaspami Miłkowskimi w miejscu, gdzie od doliny Warty oddziela się dolina Teleszyny. Pozwala on stwierdzić dwa ponad kilometrowej szerokości rozcięcia, sięgające do około 15–18 metrów, wypełnione vistuliańskimi piaskami różnoziarnistymi, z wkładkami mułków i przewarstwieniami żwiru, należącymi do serii górnoplenivistuliańskiej, która nie jest już tutaj rozcięta.

W Pęczniewie, w strefie połączenia doliny Jadwichny-Pichny z doliną Warty, serie vistuliańskie leżą częściowo bezpośrednio na podłożu kredowym (rys. 10, 11), ich spąg występuje na wysokości około

100 m n.p.m. Starsza seria vistuliańska jest bardziej gruboziarnista, zawiera domieszki żwiru, zaś młodsza wykazuje większy udział osadów mułkowych. Ich łączna miąższość osiąga 20 m. Brak otworów wiertniczych w osi doliny Warty w tym rejonie uniemożliwia stwierdzenie miąższości osadów rzecznych między przekrojami B, C oraz D, ukazującymi budowę przyległych dolin Teleszyny i Jadwichny-Pichny.

W rejonie Miłkowic i Siedlątkowa większa liczba archiwalnych otworów wiertniczych w obrębie doliny Warty pozwoliła stwierdzić dominację serii vistuliańskich w jej wypełnieniu (rys. 12, 13). Spąg osadów leży odpowiednio około 102 i 98 m n.p.m., częściowo na marglach kredowych, podobnie jak w Pęczniewie. Miąższość obu serii wynosi od kilku do 15 m w przekroju E i 18 m w przekroju F. W przekroju Miłkowice – Popów (E), gdzie dolina jest nieco szersza niż w Siedlątkowie (przekrój F), większą masę osadów stanowi starsza seria vistuliańska, wiązana głównie z plenivistulianem, której znaczna część dochodzi do powierzchni terenu. W Siedlątkowie, mimo większej miąższości osadów vistuliańskich, ich masa jest mniejsza, a starsza seria jest rozcięta na niemal całej szerokości doliny.

W dolinie Warty między Sieradzem a Włyniem fragmenty poziomu niskiego, położonego o 1,5–2 m powyżej dna doliny są niewielkie. W rejonie Mnichowa w osi doliny zaznacza się wyniesienie (rys. 22, zał. 1), wznoszące się 129 do 131 m n.p.m. Przebiega ono w kierunku północnego zachodu i podobnie jak wspomniane wcześniej fragmenty doliny leży około 1,5–3 m powyżej dna, ale na jego powierzchni nie zaznaczają się koryta, jakie opisane były wcześniej w odcinku na południe od Sieradza. W środkowej części tego wyniesienia skały podłoża kredowego leżą niemal na powierzchni, nie są przykryte przez osady rzeczne, a jedynie przez około 1 m miąższości warstwę gliniastego osadu, o trudnej do ustalenia genezie. Piaski rzeczne występujące w jego otoczeniu są na ogół drobnoziarniste, zawierają domieszki szczątków roślinnych. Dominują w ich składzie ziarna kwarcu o obróbce eolicznej. W podobnej sytuacji wysokościowej (130–132 m n.p.m.) występuje wąskie spłaszczenie we wschodniej części doliny, które także zaliczono do poziomu niskiego. W miejscowości Męcka Wola w jego obrębie wykonano sondy ręczne. Brak już tutaj holocenich osadów pozakorytowych, które na południe od Sieradza zalegały na tym poziomie. Jest on zbudowany z piaszczystych osadów rzecznych (54 % RM i 5 % EL). Seria ta jest cienka (1,5–2 m) i zalega bezpośrednio na marglach kredowych. Podobnie sytuacja przedstawia się w Rudzie, gdzie podłoża mezozoiczne także znajduje się blisko powierzchni terenu, pod piaszczystymi osadami rzeczными. Piaski te zostały poddane analizie granulometrycznej i ob-

róbki, które potwierdziły podaną genezę i pozwoliły na powiązanie omawianego poziomu z vistulianem.

W Kamionaczu poziom niski leży 125,5–126,7 m n.p.m., dolina Warty ku północy zwęża się i niemal całą jej szerokość zajmuje poziom dna (zał. 1). Fragmenty poziomu niskiego są częściowo przykryte przez młode mady i porozdzielane strefami koryt, aktywnych w holocenie (rys. 23). Jego wysokość względna zmniejsza się i w rejonie Włynia zlewa się on z dnem doliny.

W rejonie miejscowości Kamionacz, jak wcześniej wspomniano, od doliny Warty oddziela się dolina Jadwichny-Pichny. Pod osadami holocenu występuje seria różnoziarnistych rzecznych piasków z mułami mineralnymi i organicznymi, oraz namułami i detrytusem roślinnym, o miąższości dochodzącej do 10 m. Między Kamionaczem i Glinem poziom niski obniża się, aż do zrównania z poziomem dna doliny. Jednocześnie dolina Warty znacznie się zwęża; współcześnie stała się dnem zbiornika „Jeziorsko”. W obszarze zajętym przez wody zbiornika szkic geomorfologiczny (zał. 1) oparty jest na materiałach archiwalnych i mapach topograficznych, co obniża jego wartość w tym odcinku.

Dno doliny, które w Sieradzu jest zwarte, w rejonie Mnichowa rozdziela się. Szeroka 2–3 km jego strefa leży przy zachodnim stoku doliny, tutaj przebiega współczesne koryto Warty, zaś we wschodniej części doliny występuje druga strefa o szerokości kilkuset metrów z rzeką Niniwką (dawne koryto Warty). Koryto Warty jest obwałowane, ma postać wyprostowaną lub meandrową (o promieniu krzywizny meandrowej około 250 m). Spadek koryta między Mnichowem a okolicami Kamionacza jest wyrównany i średnio wynosi 0,00046, przy krętości 1,25. W obrębie dna doliny występują liczne nieczynne koryta. Między Kamionaczem i Jeziorskiem cała dolina Warty jest zwężona nawet do 2 km (Brodnia) i nie posiada tu poza dnem innych poziomów. Przedstawiana charakterystyka dotyczy dna doliny i koryta Warty w stanie przed zalaniem wodami zbiornika. Spadek koryta Warty nie jest jednolity: początkowo, na północ od Kamionacza wynosi 0,00094, a w rejonie miasta Warta gwałtownie maleje do 0,00022. Na odcinku tym przed rozpoczęciem budowy zbiornika Warta meandrowała, a jej krętość wynosiła 1,84. Na północ od Mikołajewic poziom dna znów ma większy spadek, a koryto Warty jest niemal prostolinijne. W rejonie Brodni, w najwyższym odcinku doliny, dno urozmaicone licznymi paleokorytami zajmuje całą jej szerokość. Jego spadek stabilizuje się około 0,0004–0,00047, a koryto Warty ma układ meandrowy. Między Pęczniewem i Jeziorskiem, w miejscu swoistego „węzła” dolinnego (rys. 22), dolina Warty rozszerza się do 3,5 km i ponownie pojawia się poziom leżący około 2 m powyżej dna, który do

Siedlątkowa występuje w postaci kilku stref. W okolicach Pęczniewa zarówno ten poziom, jak i dno mają zwiększony spadek (odpowiednio 0,0012 i 0,00088), ale ku północy ich wartości obniżają się do 0,00036 i 0,00032 w Siedlątkowie, gdzie cała dolina zwęża się do 2,5 km.

Osady holocenijskiego dna doliny najlepiej rozpoznane zostały w rejonie Kamionacza, Włynia i Glinna. Urozmaicenie jego powierzchniowej budowy geologicznej ukazuje mapa tego fragmentu doliny (rys. 23). Charakterystycznym elementem jest układ paleokoryt, podobny jak w odcinku na południe od Sieradza. Ich skomplikowane wypełnienia przedstawione zostaną na przykładzie dwóch stanowisk. W Kamionaczu, w obrębie dna doliny, zbudowanego z piasków drobnoziarnistych z namułami, w jednym z kopalnych koryt, położonym w sąsiedztwie cieką Niniwka (rys. 23), stwierdzono warstwę mułów organicznych. Kopalne koryto, w obrębie którego występują te osady, jest niemal niewidoczne. Na powierzchni terenu zaznacza się tylko nieciągłe obniżenie o głębokości około 20–30 cm, którego przebieg podkreśla roślinność oraz występowanie piasków średnioziarnistych ze szczątkami roślin. Ciągłość tego paleokoryta i jego morfologia została zmieniona w wyniku włączenia go w obręb pól uprawnych. Sonda ręczna, w warunkach wysokiego zalegania wód gruntowych, pozwoliła na zbadanie osadu tylko do głębokości 2,7 m. Na głębokości od 2,0 do 2,7 m występują piaski szare, gruboziarniste, korytowe, powyżej zalegają piaski różnoziarniste, drobniejące ku górze i zawierające coraz więcej części organicznych, które od głębokości 1,7 m przechodzą w piaski z mułem organicznym. Kolejną warstwę stanowi muł organiczny szaro-brunatny, udokumentowany na głębokości 1,15–1,4 m. Jest on przykryty cienką warstwą mułów stalowych i serią madową wykształconą w postaci jasnobrązowych mułków piaszczystych. Strop wypełnienia stanowią wspomniane wyżej piaski ze szczątkami roślin. Z serii organicznej pobrano 7 próbek do analizy palinologicznej. Z. Bałwierz przebadła ekspertyzowo dwie próbki – z mułów z głębokości 1,32 m (nr 3) oraz z piasków z mułami organicznymi z głębokości 1,54 m (nr 7). Wyniki przedstawione są w formie tabeli (tab. 2). Materiał pyłkowy był ubogi i słabo zachowany. W próbce nr 3 wśród pyłku drzew dominuje olsza (*Alnus*) i sosna (*Pinus*), przy znacznym udziale leszczyny (*Corylus*) i lipy (*Tilia*). W drugiej próbce większy jest udział pyłku sosny, zaś mniejszy ww. gatunków drzew. Rośliny zielne stanowią 13,4 % i brak wśród nich roślin wskazujących na gospodarkę człowieka. Nie stwierdzono również graba i buka. Uzyskane spektrum pyłkowe pozwala, zdaniem palinologa, wiązać powstanie badanych osadów ze schyłkiem atlantyku.

W Nubeli, około 1 km na północny zachód od opisanego wyżej stanowiska, w brzeżnej części holocenijskiego rozcięcia, wykorzystywanego wspólnie przez Niniwkę, Klatkowa (materiały archiwalne) stwierdziła osady organiczne na głębokości od 1,3 do 2,3 m. W dolnej części jest to rozłożony torf, którego próbka z głębokości 2,1 m wydatowana została na $3\ 850 \pm 150$ lat BP (Lod 314). Nad torfem występuje 30 cm mułu organicznego, który przykrywa piaski różnoziarniste ze szczątkami roślin.

W obrębie dna doliny, na zachód od wsi Kolonia Glinno, w pobliżu współczesnego, sztucznego koryta Niniwki (rys. 23), pod cienką, 50 cm pokrywą madową, występują piaski drobnoziarniste z namułami, zaś pod nimi około metrowa warstwa ciemnoszarego mułu z zawartością substancji organicznej i jasnobrązowego mułu organicznego z drobnym piaskiem. Z niższej części pobrano do analizy palinologicznej trzy próbki, które zostały opracowane przez Miotk-Szpiganiowicz (2002) (rys. 25). Próbka z głębokości 1,45 m ukazuje znaczny udział sosny (*Pinus*), i olszy (*Alnus*), oraz mniejszy udział innych drzew liściastych: dębu (*Quercus*), lipy (*Tilia*) i leszczyny (*Corylus*). Suma NAP – 12,5 % obejmuje głównie trawy (Gramineae), paprocie (Polypodiaceae) i szuwały (Cyperaceae). Kolejne próbki (z głębokości 1,35 m i 1,25 m) ukazują pewne zmiany proporcji, choć generalnie skład gatunkowy jest podobny. Zmniejsza się udział sosny, a wyraźnie rośnie olszy, wzrasta też udział leszczyny. Zaznacza się wzrost zawartości pyłku roślin zielnych (33–35 %), głównie traw i paproci, ale też roślin szuwarowych i wodnych, jak: pałka/jeżogłówka (*Typha/Sparagonium*), wywłócznik (*Myriophyllum verticillatum*), oraz cenobiiw glonu *Pediastrum*. Zauważalne jest więc rozrzedzenie lasu mieszanego i wzrost siedlisk wilgotnych. Brak roślin bezpośrednio świadczących o gospodarce człowieka, choć obecne są niewielkie ilości bylicy (*Artemisia*) i orlicy (*Pteridium*), paproci związanej z pożarzyskami. Przedstawiony obraz spektrum pyłkowego, zdaniem palinologa odzwierciedla szatę roślinną ze schyłkowej części okresu atlantyckiego i, być może, z początku okresu subborealnego.

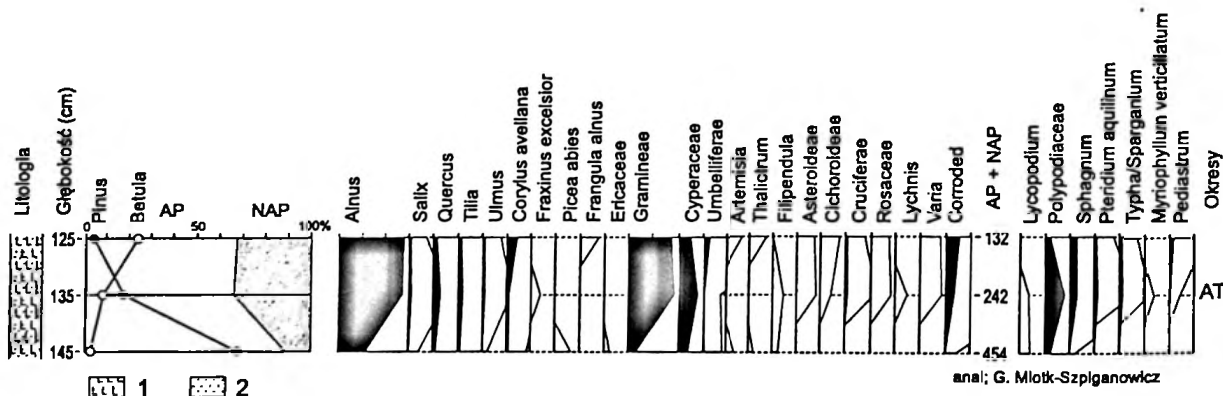
Opisane paleokoryta wypełniane były w holocenie, ale na podstawie badanych osadów trudno precyzyjnie wskazać okres powstania i aktywności tych koryt w układzie wielokorytowym rzeki.

W zachodniej części dna doliny w rejonie Bartochowa (zał. 1), występuje płat torfów o miąższości 1,4–2 m. Takie rozległe torfowiska w dnie doliny, wykraczające poza elementarne paleokoryta występują na badanym odcinku doliny jeszcze tylko w dwu stanowiskach. Za początek akumulacji torfów przyjęto koniec subboreału (Krauzlis 1974). Torfowisko to leży w strefie obniżenia w podłożu podczwartorzędowym.

Zestawienie wyników ekspertyzy palinologicznej dla stanowiska Kamionacz (boisko)

Results of pollen expertise at the Kamionacz site

L.p.	Takson	próbka 3		próbka 7	
		Ilości bezwzględne	Udział procentowy	Ilości bezwzględne	Udział procentowy
1.	<i>Alnus</i>	62	32,9	24	12,9
2.	<i>Betula t. alba</i>	31	16,5	30	16,1
3.	<i>Corylus</i>	6	3,2	4	2,2
4.	<i>Hedera</i>	—	—	1	0,5
5.	<i>Picea</i>	1	0,5	1	0,5
6.	<i>Pinus</i>	34	18,1	95	51,1
7.	<i>Quercus</i>	2	1,1	—	—
8.	<i>Salix</i>	1	0,5	—	—
9.	<i>Tilia</i>	13	6,9	4	2,2
10.	<i>Ulmus</i>	—	—	2	1,1
	Σ AP	150	79,8	161	86,6
1.	<i>Artemisia</i>	—	—	1	0,5
2.	<i>Aster t.</i>	—	—	1	0,5
3.	Cruciferae	1	0,5	—	—
4.	Cyperaceae	14	7,5	12	6,5
5.	<i>Filipendula</i>	2	1,1	—	—
6.	Poaceae	21	11,2	11	5,9
	Σ NAP	38	20,2	25	13,4
1.	<i>Lycopodium</i>	3	1,6	7	3,8
2.	Polypodiaceae	23	12,2	34	18,3
3.	<i>Sphagnum</i>	—	—	1	0,5
	Skorodowane	115	61,2	58	31,2
	Inne	10	5,3	3	1,6



Rys. 25. Stanowisko Glinno. Diagram pyłkowy

1 – muł organiczny; 2 – piasek

Glinno site. Pollen diagram

1 – organic silt; 2 – sand

Dolina Jadwichny-Pichny jest bardzo ważną częścią badanego systemu dolinnego Warty (rys. 22, 23, zał. 1). Powierzchnia jej dna nie odpowiada wysokościowo żadnemu z poziomów w dolinie Warty. W Kamionaczu, w miejscu oddzielania się tej mar-

twej formy dolinnej powierzchnia ta leży około 127 m n.p.m., czyli tylko 2–2,5 m powyżej dna doliny Warty. Około 5 km dalej na północ powierzchnia dna doliny Jadwichny-Pichny osiąga niemal 130 m n.p.m., co daje jej spadek na południe, podobnie jak w przy-

padku wcześniej opisanego wysokiego poziomu w tej dolinie. Między Włyniem a Rossoszą ukształtował się w omawianej formie współczesny dolinny dział wodny. W rejonie Pierzchniej Góry spadek opisywanej powierzchni zmienia kierunek i gwałtownie wzrasta ku północy do wartości 0,0021, a następnie stabilizuje się około 0,0008. W okolicach Chorążki pojawiają się podmokłości i torfowiska. Największe z nich to „Ługi” (około 110 ha), którego powierzchnia leży około 123 m n.p.m. Kolejne, mniejsze torfowiska znajdują się w Józefce, Jadwicznie i Pęczniewie (ostatnie z nich zniszczone zostało w wyniku prac hydrotechnicznych przy budowie zbiornika „Jeziorsko”). Całe opisywane dno doliny ma w środkowej części ponad 5 km szerokości (rys. 22). Na północ od linii Luboła – Przywidz dolina skręca na północny zachód ku dolinie Warty, szerokość formy szybko maleje i w Pęczniewie ma już tylko 2 km, z czego połowa przypada na dno, które łączy się z dnem doliny Warty na poziomie 114,8–115,3 m n.p.m.

Geneza tego obszaru nie była początkowo wiązana z doliną Warty. Na arkuszu Mapy geologicznej w skali 1:200 000 (Baranowski, Mańkowska 1973) osady, z których zbudowana jest powierzchnia doliny Jadwiczny-Pichny określone zostały jako fluwioglacjalne, również Krauzlis (1974, 1975), uważał ten obszar za polodowcowy – sandrowy. Klatkowa i Załoba (1986) uznali go za rzeczny, a wiek osadów powierzchniowych określono jako górnoplenivistuliański. Taką jego genezę potwierdziło kartowanie geologiczne (Klatkowa, Załoba 1992a,b; Bezowska 1995; Klatkowa i in. w druku). Przeprowadzone obserwacje terenowe i badania budowy geologicznej dna doliny oparte na sondach ręcznych, a przede wszystkim wyniki badań laboratoryjnych, pozwalają przyjąć późnovistuliański wiek większej części powierzchni doliny Jadwiczny-Pichny. Tylko na jej obrzeżeniach wschodnich, w okolicach Rossoszy, oraz w części środkowej między Kolonią Glinno i Jadwiczną (rys. 23), potwierdzony został górnoplenivistuliański wiek jej wyższego poziomu, o czym już wyżej wspomniano. Powierzchniowa budowa geologiczna doliny Jadwiczny-Pichny została dobrze rozpoznana (rys. 23, zał. 1), natomiast brak głębszych otworów archiwalnych niemal uniemożliwia opis budowy głębszych serii utworów czwartorzędu. Kilkanaście sond mechanicznych i płytkie sondy archiwalne (Dokumentacja geologiczna o-inżynierska... 1972) pozwoliły na zestawienie kilku przekrojów (Forysiak 2003). Osady z których zbudowane jest dno doliny poddano szczegółowym badaniom w kilku profilach. Do rekonstrukcji geomorfologicznej nieprzydatne okazały się zdjęcia lotnicze.

Powierzchnia dna omawianej doliny w rejonie Kamionacza zbudowana jest z późnovistuliańskich piasków drobnoziarnistych z detrytusem roślinnym i wkładkami mułków, które miejscami przykryte są piaskami eolicznymi i niewielkimi wydrami oraz płytkimi torfowiskami. Osady rzeczne są tu szeroko rozprzestrzenione, ale nie są zbyt mięsiste – osiągają do 6 metrów. Ciekawym elementem badanej powierzchni jest paleokoryto o przebiegu południe–północ w Lesie Kamionacz (rys. 23), którego fragment jest czytelny nawet na mapie topograficznej 1:25 000. Występuje w nim wkładka torfu o miąższości 40–70 cm, która obserwowana jest w wypełnieniu koryta na odcinku o długości około 120 metrów. Torf jest częściowo wyeksploatowany. Jego podłoże stanowią piaski drobno- i średnioziarniste ze szczątkami roślin i mułem organicznym (Forysiak 2003). Do analiz litologicznych pobrano cztery próbki tego osadu, dwie spod torfu, kolejne poza korytem. Piaski w korycie charakteryzują się dobrym wysortowaniem i niemal symetrycznym rozkładem. Poza korytem udokumentowano piaski o mniejszej średniej średnicy, ale podobnym wysortowaniu i niewielkiej, ujemnej skośności. Pod względem obróbki ziaren kwarcu osady te różnią się nieznacznie – wyraźna jest przewaga ziaren typu RM – 53–59 %, zaś ziaren błyszczących jest tylko od 5 do 9 %. W miejscu, gdzie torf nie został zaburzony, pobrano z jego spągowej części cztery próbki oraz trzy z leżącego poniżej piasku z mułem organicznym. Materiał ten został poddany ekspertyzie palinologicznej, którą wykonała Bałwierz (2002). Próbką z piasku jest próbką płoną, natomiast dla dwu próbek z torfu wykonano analizę. Sporomorfy były dobrze zachowane, a ich frekwencja wysoka (tab. 3). W spektrum dominuje pyłek drzew i krzewów, głównie *Pinus* i *Betula*, znaczny jest też udział *Alnus*, ponadto występuje pyłek leszczyny (*Corylus*), wiązu (*Ulmus*), jesionu (*Fraxinus*), lipy (*Tilia*), dębu (*Quercus*) i buka (*Fagus*). Zawartość pyłku roślin zielnych nie jest wysoka ale zróżnicowana, co zdaniem paleobotanika świadczy o rozluźnieniu zbiorowisk leśnych. Analizowany osad był prawdopodobnie akumulowany w młodszym holocenie, ale przed okresem intensywnej gospodarki człowieka. Obecność wielu taksonów o wyższych wymaganiach termicznych i obecność buka pozwalają, zdaniem Bałwierz (2002) określić wiek osadu na przelom okresu atlantyckiego i subborealnego.

Jak już podkreślano, ku północy powierzchnia doliny Jadwiczny-Pichny nieco się wznosi. W tekście osadów, z których jest ona zbudowana, nie zauważa się jednak zmian. Na całej szerokości są to piaski rzeczne lub eoliczne (rys. 23). Sytuacja zmienia się po kolejnych 2 km, kiedy na powierzchni doliny ponownie pojawiają się podmokłości i torfowiska. Osady późnovistuliańskie mają tutaj około 7 metrów

miąższości, a ich strop jest położony tylko o około dwa metry niżej niż powierzchnia poziomu wysokiego. W tej części doliny występuje torfowisko Ługi (rys. 23, zał. 1), którego budowę rozpoznano bardziej szczegółowo. Torfowisko zajmuje płytkie obniżenie wydłużone w kierunku północ-południe. W jego obszarze wykonano trzy profile poprzeczne metodą tachymetryczną, a w punktach łatowych wykonano sondy ręczne. Powierzchnia torfowiska, pierwotnie wyrównana, z minimalnym spadkiem w kierunku północnym, obecnie jest w znacznej mierze zniszczona w wyniku eksploatacji torfu. Spowodowało to pojawienie się niewielkich zbiorników wodnych. Miąższość torfu nie jest duża i wynosi średnio 1–2 metry, a jedynie w osi kopalnego obniżenia jest większa. Do szczegółowych badań i prezentacji wybrano profil środkowy, przebiegający w miejscu nienaruszonym przez eksploatację, o największej stwierdzonej miąższości torfu (rys. 23, 26). Torfowisko ma tutaj szerokość 280 m. W osi kopalnego obniżenia miąższość torfu wynosi 3,30 m. Sondy pozwoliły zrekonstruować asymetryczny profil dna zbiornika, jego stok wschodni jest łagodny, a warstwa torfu cienieje do 30 cm.

W najgłębszej części obniżenia, poniżej 2,30 m, występuje torf rozłożony o barwie czarnej, natomiast wyżej występujący torf ma barwę brązową i zawiera dobrze zachowane fragmenty roślin. W jednej z sond, bezpośrednio pod torfem na głębokości 3,25 m, stwierdzono cienką (3–5 cm) warstwę gytii. Pobrana z niej próbka została poddana analizie radiowęglowej, z wynikiem $13\,370 \pm 170$ lat BP (Lod 1082). Natomiast próbka ze spągu torfu, pobrana z tej samej głębokości, w odległości 10 metrów, gdzie gytii już nie stwierdzono, dała wynik $6\,260 \pm 60$ lat BP (wiek konwencjonalny). Świadczy to o długiej przerwie między akumulacją gytii a powstaniem torfowiska. W omawianym profilu analizie radiowęglowej poddano jeszcze jedną próbkę, ze spągu brązowego torfu (rys. 26) z głębokości 2,2 m pobraną przez H. Klatkową (materiały rękopiśmienne). Uzyskano wynik $3\,450 \pm 130$ lat BP (wiek konwencjonalny – Lod 387), który określa początek kolejnej fazy rozwoju torfowiska. Roślinność torfowiskowa występuje na powierzchni również współcześnie, a stwierdzone gatunki roślin pozwalają zaliczyć torfowisko Ługi do typu przejściowych (M i c h a l s k a - H e j d u k inf. ustna).

Podczas wykonywania sond w obrębie torfowiska i jego otoczeniu pobrano próbki materiału piaszczystego, stanowiącego bezpośrednie podłoże torfów. Wykonano analizy uziarnienia i obróbki ziaren kwarcu (rys. 26). Mimo iż próbki pobierano z różnych głębokości i z profili o odległości niemal 400 m, wskaźniki uziarnienia są podobne, jedynie średnia średnica ziaren dla próbek 2 i 11 wykazuje większe wartości phi, ale osady te leżą stosunkowo wysoko, już poza obni-

żeniem, w którym znajduje się torfowisko. Badane osady są dość dobrze wysortowane (średnia – 0,64) i wykazują niewielką, ujemną skośność. Analiza obróbki ukazuje zbliżone proporcje typów ziaren w badanych próbkach. Wyraźna jest dominacja ziaren eolizowanych, których ilość oscyluje około 60 % i niewielki udział ziaren błyszczących – 5,4 %. Biorąc pod uwagę wyniki analizy uziarnienia i obróbki ziaren kwarcu, można przyjąć, że osady te są jednorodne pod względem genezy, złożone zostały na dnie koryta rzecznego. Badane piaski zawierają znaczne ilości detrytusu roślinnego i domieszki mułu organicznego, co w powiązaniu z uzyskanymi wynikami datowań torfu pozwala przyjąć ich późnovistuliański wiek. Asymetryczny kształt zrekonstruowanego obniżenia, potwierdzony także w dwóch innych przekrojach, sugeruje, że może to być fragment koryta meandrowego. Brak możliwości wykonania powierzchniowej rekonstrukcji tego koryta każe ostrożnie podchodzić do proponowanego wniosku.

Powierzchnia doliny Jadwichny-Pichny na północ od torfowiska Ługi jest podmokła, piaski późnovistuliańskie przykryte są w wielu miejscach cienką 40–80 cm warstwą namulów i drobnych piasków, przewarstwianych wkładkami torfów, prawdopodobnie wieku holocenijskiego. Występują również torfowiska z niewielką, na ogół około metrową, serią torfów (rys. 23, zał. 1). Teren urozmaicają także niewielkie i niezbyt miększe (do 2 m) pola piasków eolicznych.

W zachodniej części doliny występuje pas osadów piaszczystych rzecznych (rys. 23), które pozbawione są domieszek organicznych. W morfologii obszar ten zaznacza się bardzo słabo. W jego obrębie udokumentowano niewielką, około 1,5 m głębokości odkrywkę w miejscowości Jadwichna. Stwierdzono średnioziarniste piaski warstwowane przekątnie, w rynnowych zestawach. Charakteryzują się one dobrym wysortowaniem (0,62) i symetrycznym rozkładem (0,02). Analiza morfoskopowa ukazuje dominację ziaren typu RM – 56–60 %, zaś udział ziaren EL wynosi od 3 do 6 %, co wraz z cechami strukturalnymi i położeniem, pozwoliło zaliczyć ten osad do górnego plenivistulianu.

W obrębie dna doliny Jadwichny-Pichny, między miejscowościami Józefka i Lubola znajduje się rozległe, chociaż stosunkowo płytkie torfowisko (zał. 1). Sondy ręczne wykonane w jego obrębie ukazują warstwę torfów miąższości około 1–1,5 m, pod którymi występują piaski drobno- i średnioziarniste z zawartością mulków organicznych lub drobnego detrytusu roślinnego. Jedynie w północnej części miąższość torfu przekracza 1,5 m. Na podstawie sond mechanicznych i ręcznych wykonano niewielki przekrój (n), (rys. 2, 27), który poza torfami ukazuje także jego podłoże –

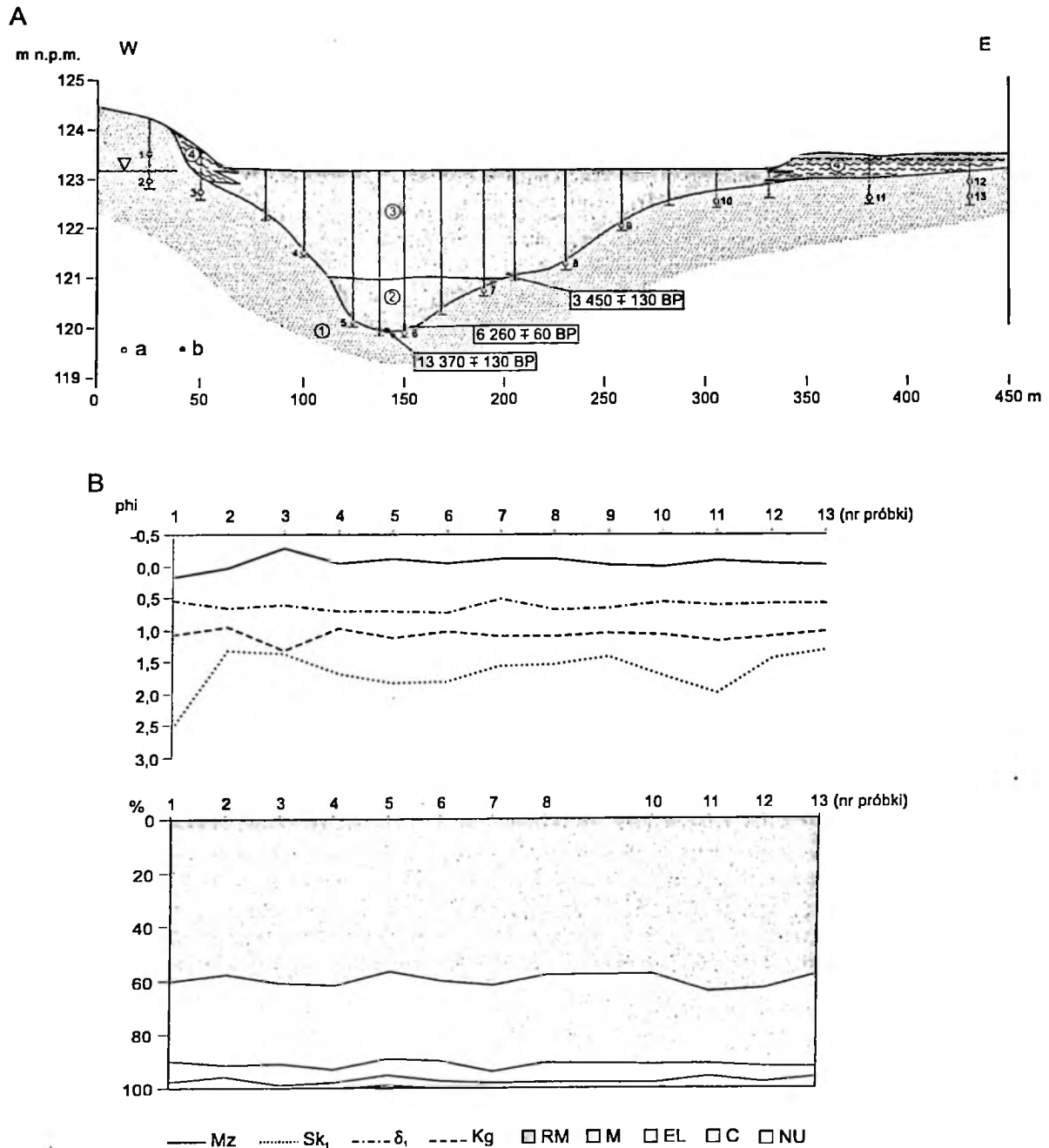
Tabela 3

Zestawienie wyników ekspertyzy palinologicznej dla stanowiska Kamionacz Las
Results of pollen expertise at the Kamionacz Las site

L.p.	Takson	próbka 1		próbka 3	
		Ilości bezwzględne	Udział procentowy	Ilości bezwzględne	Udział procentowy
1.	<i>Alnus</i>	135	12,9	50	5,7
2.	<i>Betula t.alba</i>	108	10,4	110	12,6
3.	<i>Corylus</i>	103	9,9	69	7,9
4.	<i>Fagus</i>	1	0,09	1	0,1
5.	<i>Fraxinus</i>	10	0,9	3	0,3
6.	<i>Juniperus</i>	—	—	3	0,3
7.	<i>Picea</i>	2	0,2	—	—
8.	<i>Pinus</i>	409	39,4	403	46,2
9.	<i>Quercus</i>	28	2,7	13	1,5
10.	<i>Salix</i>	2	0,2	6	0,6
11.	<i>Tilia</i>	9	8,8	4	0,4
12.	<i>Ulmus</i>	24	2,3	19	2,2
	Σ AP	831	79,9	681	78,1
1.	<i>Anthemis t.</i>	—	—	1	0,1
2.	<i>Artemisia</i>	3	0,2	1	0,1
3.	<i>Aster</i>	1	0,1	—	—
4.	<i>Calluna</i>	28	2,7	11	1,2
5.	Caryophyllaceae	—	—	1	0,1
6.	Cichoriaceae	1	0,1	—	—
7.	Cruciferae	—	—	1	0,1
8.	Cyperaceae	70	6,7	78	8,9
9.	<i>Filipendula</i>	3	0,3	3	0,3
10.	<i>Humulus</i>	1	0,1	—	—
11.	<i>Jasione</i>	—	—	1	0,1
12.	<i>Mentha</i>	—	—	1	0,1
13.	<i>Potentilla t.</i>	—	—	1	0,1
14.	Poaceae	21	11,2	11	5,9
15.	<i>Ranunculus t. acris</i>	—	—	1	0,1
16.	Rubiaceae	—	—	3	0,3
17.	<i>Rumex acetosa</i>	1	0,1	—	—
18.	Umbelliferae	2	0,2	1	0,1
19.	<i>Urtica</i>	—	—	2	0,2
	Σ NAP	208	20,0	191	21,9
1.	<i>Lycopodium</i>	3	1,6	7	3,8
2.	Polypodiaceae	1	0,1	76	8,7
3.	<i>Sphagnum</i>	138	13,3	76	8,7
4.	<i>Lysimachia thyrsiflora</i>	—	—	1	0,1
5.	<i>Myriophyllum verticillatum</i>	—	—	1	0,1
6.	<i>Utricularia</i>	—	—	1	0,1
7.	<i>Pediastrum bor. var. boryanum</i>	—	—	3	0,3
	Skorodowane	12	1,1	29	3,3
	Inne	1	0,1	2	0,2

drobnoziarniste piaski ze szczątkami roślin, oraz podścielające je szare piaski średnio- i drobnoziarniste bez domieszek organicznych. Z rdzenia uzyskanego sondą ręczną, wykonaną w obrębie torfowiska pobrano 12 próbek torfu z warstwy o miąższości 1,25 m (w odstępach co 10 cm) oraz trzy próbki z leżących niżej pia-

sków z mułem organicznym. Analizę palinologiczną wykonała B a l w i e r z (1997), w ramach opracowywania arkusza Szadek SMGP (K l a t k o w a i in. w druku). W diagramie wyróżniono 6 lokalnych poziomów pyłkowych (rys. 28). Próbkę pobrane z piasków zaliczono wspólnie do poziomu *Pinus–Alnus*, który



Rys. 26. Stanowisko Ługi – torfowisko

A. Przekrój geologiczny

późny wistulian: 1 – piaski różnoziarniste ze szczątkami roślin; holocen: 2 – torf rozłożony, czarny, 3 – torf brunatny, 4 – muły organiczne; 5 – piaski z wkładkami torfu

a – miejsca poboru próbek do analiz litologicznych; b – miejsca poboru próbek do analiz radiowęglowych

B. Wskaźniki uziarnienia wg Folka i Warda (1957): Mz – średnia średnica, δ₁ – wysortowanie, Sk₁ – skośność, Kg – kurtoza
Obróbka ziaren kwarcu: RM – okrągłe, matowe, M – pośrednie, EL – błyszczące, C – pęknięte, NU – nieobrobione

Ługi site. Peatbog**A. Geological cross-section**

Late Vistulian: 1 – sand with plant debris; Holocene: 2 – decay black peat, 3 – brown peat, 4 – organic silt, 5 – sand with insertions of peat

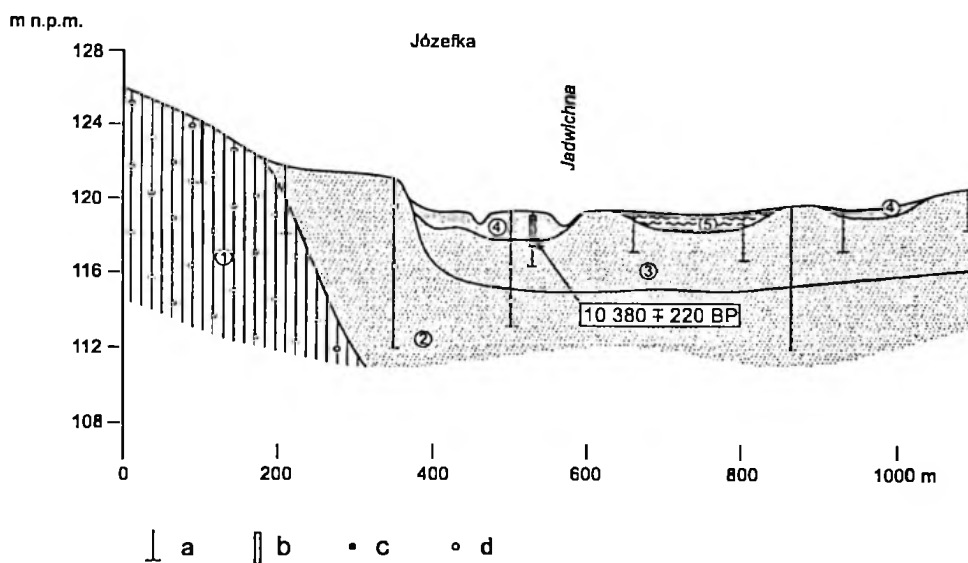
a – location of lithological analyses; b – location of radiocarbon datings

B. Folk and Ward coefficients: Mz – mean size, δ₁ – standard deviation, Sk₁ – skewness, Kg – curtosis

Quartz-grain abrasion: RM – round, mat grains, M – rounded, partly matted grains, EL – dull, glossy grains, C – crushed grains, NU – fresh, shape-edged grains

charakteryzuje się wysokim udziałem pyłku AP (do 86,3 %), wśród którego dominuje pyłek sosny i olszy, przy niewielkim udziale brzozy (*Betula*). Stwierdzono tu niewielką zawartość pyłku jałowca (*Juniperus*), świerka (*Picea*) i jodły (*Abies*). Duża jest też różnorodność roślin zielnych, z których najliczniej reprezentowany jest pyłek turzycowatych (Cyperaceae) i traw (Gramineae), znacznie mniejszy, najczęściej poniżej 1 %, jest udział pyłku roślin wskaźnikowych: bylicy (*Artemisia*) i posłonka (*Helianthemum*). Występują tu także pojedyncze ziarna pyłku roślin ciepłolubnych, ale zdaniem paleobotanika są one zanieczyszczeniami. Na podstawie wahań krzywej AP i występowania roślin wskaźnikowych, a także sytuacji geologicznej, wiek powstania poziomu *Pinus-Alnus* wiąże się ze schyłkową częścią allerołu (Balwierz 1997). Spągowa część torfów (próbki 7 – 12) zawierają pyłki o nieco innym spektrum, opisanym jako: *Pinus-Cyperaceae-Juniperus-Artemisia*. Krzywa AP osiąga tu swoje minimum – 55,4 %, przy czym gatunkiem dominującym jest to sosna. Zawartość jałowca (*Juniperus*) dochodzi w tej części profilu do 1 %, nieznaczny jest udział wierzby (*Salix*) – w próbkach 11 i 12 jest to 1,69 %, zarejestrowano też pojedyncze ziarna brzozy karłowatej (*Betula cf. nana*), rokitnika (*Hippophae*) i mo-

drzewia (*Larix*). Wśród roślin zielnych dominują turzycowate (Cyperaceae) – do 36,3 % i trawy (Gramineae) – maksymalnie do 19,8 %. Znaczną zawartością cechuje się *Artemisia*, poza tym rośliny zielne obecne w niższym poziomie oraz rośliny szuwarowo-błotne np.: *Menyanthes trifoliata* czy *Typha latifolia*. Spektrogramy pyłkowe opisywanego LPAZ świadczą o ochłodzeniu klimatu i ograniczeniu zbiorowisk leśnych, na miejsce których rozprzestrzeniły się rośliny zielne i krzewy – jałowca i rokitnika. Pojawiło się torfowisko z widliczką i brzozą karłowatą. Ten poziom odpowiada okresowi młodszego dryasu (Balwierz 1997). Ze spągu torfu, ale 5 cm powyżej próbki 12, pobrano materiał do oznaczenia wieku metodą radiowęglową. Uzyskany wynik $10\,380 \pm 220$ lat BP (Lod 676), dobrze koresponduje z wynikami analizy palinologicznej. Powyżej wyróżniono jeszcze cztery lokalne poziomy pyłkowe, przedstawiające spektra holoceni. Dwa z nich: *Pinus-Corylus*, *Pinus-Picea*, wydzielono na podstawie pojedynczych próbek. W poziomie *Pinus-Corylus* suma AP jest już znacznie wyższa niż poniżej, poza charakterystycznymi gatunkami pojawia się świerk (*Picea*) i lipa (*Tilia*). Duży jest jednak udział roślin zielnych – turzycowatych – 21,7 % i trawy (Gramineae) – 5,6 %. Sugeruje to późnoprzeborealny wiek torfu, choć jak

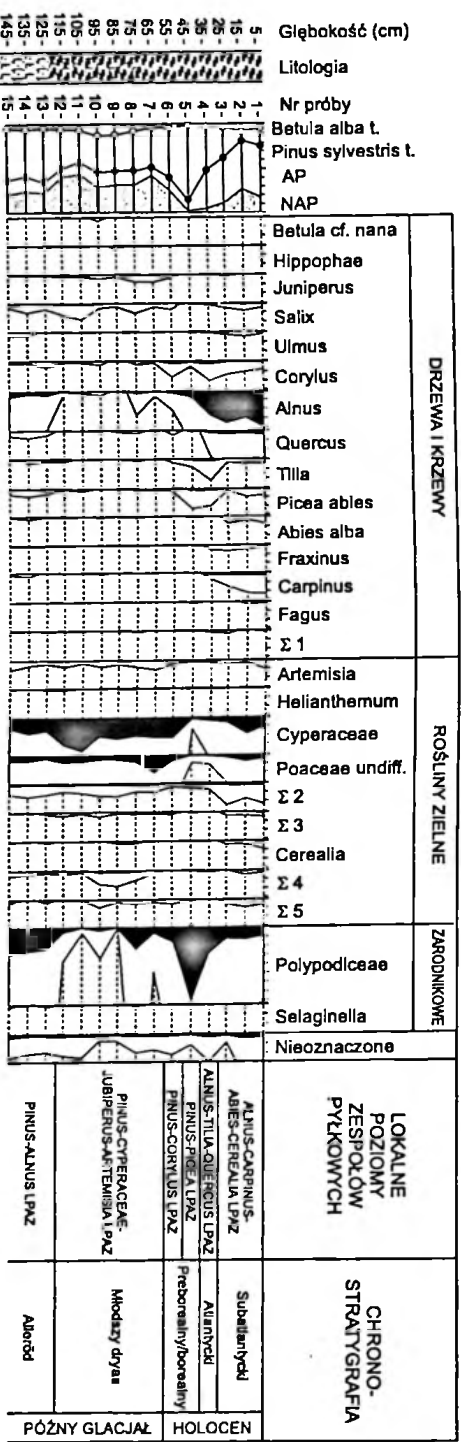


Rys. 27. Przekrój geologiczny Józefka (n)

złodowacenie warty: 1 – glina zwalowa; górnym pleniwistulian: 2 – piaski różnizarniste z wkładkami mulków, rzeczne; późny wistulian: 3 – piaski różnizarniste z przewarstwieniami mulów organicznych, rzeczne; holocen: 4 – torf, 5 – mul organiczny
a – sondy ręczne i mechaniczne; b – miejsce poboru próbek do analiz palinologicznych; c – miejsce poboru próbki do analizy radiowęglowej; d – miejsca poboru próbek do analiz litologicznych

Geological cross-section – Józefka (n)

Wartian Glaciation: 1 – till; Upper Plenivistulian: 2 – fluvial sand with insertions of silt; Late Vistulian: 3 – fluvial sand with organic silt; Holocene: 4 – peat, 5 – organic silt
a – manual and mechanical boreholes; b – location of pollen analyses; c – location of radiocarbon datings; d – location of lithological analyses



Rys. 28. Stanowisko Józefka. Uproszczony diagram pyłkowy

1 – piaski; 2 – piaski z mulami organicznymi; 3 – torf
 Σ1 – Cornus sanguinea, Frangula, Sambucus racemosa, Viscum; Σ2 – Calluna, Vaccinium, Anthemis l., Apiaceae, Aster l., Asteroideae, Bupleurum, Caryophyllaceae udiff., Cerastium l., Cichorioideae, Cirsium/Cardus, Brassicaceae, Geranium, Potentilla l., Ranunculus acris l., Rosaceae, Rubiaceae, Urtica; Σ3 – Caltha, Filipendula, Lythrum, Mentha, Menyanthes, Thalictrum; Σ4 – Centaurea cyanus, C. jacea, Chenopodiaceae, Plantago media/major, Rumex acetosa, R. acetosella, R. acetosalacetosella; Σ5 – Myriophyllum spicatum, Phragmites, Potamogeton, Ranunculus trichophyllus l., Typha angustifolia/Sparganium, T. latifolia

Józefka site. Simplified pollen diagram
 1 – sand; 2 – sand with organic silt; 3 – peat

zauważa paleobotanik (Balwierz 1997), brak tu innych charakterystycznych dla początku holocenu drzew. Poziom *Pinus-Picea* sprawia problemy z przyporządkowaniem wiekowym. Jest to poziom gdzie największa jest suma AP – 96,9 %, przy zdecydowanej dominacji *Pinus*. Kolejny poziom *Alnus-Tilia-Quercus*, może być zaliczony do schyłkowej części okresu atlantyckiego lub początku subborealnego (Balwierz 1997). Tutaj spada wyraźnie krzywa sosny, a roślinie olszy, najwyższe w profilu wartości osiągają *Corylus* i *Tilia*. Ilość pyłku roślin zielnych jest niewielka, zaś całkowicie brak pyłku roślin wodnych i błotnych. Spekttra pyłkowe trzech stropowych próbek (1–3) pozwoliły wyróżnić lokalny poziom *Alnus-Carpinus-Abies-Cerealia*. Obserwuje się tu dalszy spadek krzywej sosny przy wzroście krzywej brzozy (do 10,2 %), maksymalne wartości frekwencji osiągają: olsza (*Alnus*), dąb (*Quercus*), grab (*Carpinus*), obecny jest też pyłek buka, zaś maleją zawartości świerka i leszczyny. Zaznacza się wzrost sumy pyłków NAP, jak też rośnie ilość gatunków, ponownie pojawiają się rośliny szuwarowo-błotne (np. *Typha augustifolia*), ale najistotniejsze jest pojawienie się pyłków zbóż w postaci ciągłej krzywej – żyta (*Secale*), pszenicy (*Triticum*) i towarzyszącego im chabra bławatka (*Centaurea cyanus*). Obecny jest tu pyłek babki lancetowatej (*Plantago lanceolata*), szczawiu polnego (*Rumex acetosella*) czy bylicy. Udział wymienionych gatunków świadczy o prowadzeniu na badanym obszarze gospodarki rolnej. Zdaniem Balwierz (1997) poziom ten reprezentuje okres subatlantycki.

Piasek drobno- i średnioziarnisty, który występuje na głębokości 2,4–3,40 m (rys. 27), a więc poniżej analizowanej palinologicznie warstwy, również zawiera domieszki organiczne, ale głównie w postaci detrytusu i pozbawiony jest ziaren pyłku. Jego wiek określono jako późnovistuliański. Poniżej zalega seria od wapnionych, szarych piasków drobno- i średnioziarnistych z wtrąceniami szarego mułku. Pobrana sondazowo jedna próbka tego osadu pozwoliła określić dominację w nim ziaren eolizowanych (62 % typu RM, przy 6 % ziaren typu EL). Z osadów tych zbudowana jest również listwa przylegająca do torfowiska od zachodu; miąższość tej serii wynosi co najmniej 8 m. Osady te uznano za rzeczne, górnoplenivistuliańskie, a wspomnianą listwę za fragment poziomu wysokiego.

Omawiana dolina Jadwichny-Pichny dalej skręca wyraźnie ku północnemu zachodowi i w Pęczniewie łączy się z doliną Warty. Ten bardzo ciekawy i ważny dla ewolucji dolin odcinek został zniszczony przez inwestycje związane ze zbiornikiem „Jeziorsko”. Odcinek doliny od Rudnik po Pęczniew leży poniżej poziomu piętrzenia w zbiorniku i chociaż został oddzielony wałem (zał. 1), wybudowano tu stawy rybne, co uniemożliwiło przeprowadzenie prac terenowych.

Podsumowując stwierdzić należy odrębność morfologiczną i geologiczną doliny Jadwichny-Pichny i poziomu niskiego w dolinie Warty. Mimo iż na mapie geologicznej (rys. 23) zastosowano dla wskazanych powierzchni to samo wydzielenie, to jednak zawartość materii organicznej w osadach poziomu niskiego jest znacznie większa, przy większym udziale frakcji mułowej. W dolinie Jadwichny-Pichny zauważono tylko kilka wydłużonych obniżzeń, które można uznać za ślady koryt. Tymczasem w obrębie poziomu niskiego doliny Warty między Sieradzem a Glinnym występują systemy paleokoryt, podobne jak w opisanym wcześniej fragmencie poziomu niskiego na południe od Sieradza. Obie omawiane części dolin kształtowane były w innych warunkach środowiska rzeczno-późnego vistulianu.

Odcinek doliny Warty między Sieradzem i Siedlątkowem różni się znacznie od leżącego na południe odcinka cechami morfologicznymi i geologicznymi. Strop podłoża kredowego zalega na znacznej długości bardzo wysoko, co determinowało możliwości rozwoju procesów fluwialnych. Poziom najwyższy występuje tylko w postaci kilku niewielkich fragmentów. Podobnie niewielki jest zasięg przestrzenny poziomu wysokiego, podkreślić należy brak tego poziomu w dolinie Warty między Kamionaczem i Jeziorskiem. Martwa dolina Jadwichny-Pichny była alternatywną drogą Warty i zachowała odrębny charakter powierzchni. Poziom niski z gęstą siecią paleokoryt dominuje w powierzchni doliny po okolicie Kamionacza oraz między Pęczniewem i Siedlątkowem. W tych samych fragmentach dno doliny ma postać kilku wąskich stref, ale między Kamionaczem i Jeziorskiem jest rozległe, zajmuje niemal całą szerokość doliny. Specyfika tego wyćinka polega na tym, iż jest to najwęższy odcinek doliny Warty na całym badanym obszarze, dolina sprawia wrażenie formy młodej, tutaj również występują holoceńskie paleomeandry.

Dolina Teleszyny

Dolina Teleszyny oddziela się od doliny Warty w miejscu „węzła” w Jeziorsku (rys. 22), biegnąc początkowo w kierunku północno-zachodnim. Jest formą długości około 25 km, generalnie równoległą do doliny Warty, odwadnianą współcześnie przez niewielką rzekę – Teleszynę, która rozpoczyna się okresowym ciekim w miejscowości Zaspę Miłkowskie. Jej dno jest zawieszane nad dnem doliny Warty; zaskakujące jest położenie działu wodnego bardzo blisko doliny Warty. Obecnie usytuowana jest tutaj boczna zaporą zbiornika „Jeziorsko”, uniemożliwiająca przy wysokich stanach przelewanie się wód ze zbiornika do doliny Teleszyny.

Dolina Teleszyny posiada właściwie tylko jeden poziom, który w Jeziorsku jest połączony z terasą nadzalewową Warty, na wysokości 120,5 m n.p.m. (rys. 22). W profilu podłużnym doliny zaznacza się słaby spadek ku północnemu zachodowi. W dolinie występują zabagnienia, a w osi formy występuje wąskie (100–150 m) rozcięcie Teleszyny, które wypełnione jest osadami holoceniowymi i nie zaznacza się we współczesnej morfologii. Dopiero w rejonie Rzymiska spadek powierzchni doliny wzrasta do około 0,00045, dolina zwęża się do 2 km i skręca ku północy. Koryto Teleszyny jest ujęte w sztuczny kanał, a podmokłości zajmują znaczną część dna doliny. W rejonie miejsczka Dobra dolina nieco się rozszerza, a po jej zachodniej stronie pojawia się ciąg pagórków o wysokościach względnych dochodzących do 15 m (rys. 2). Od wysoczyzny są one odcięte spłaszczeniem, leżącym 4–5 m powyżej dna doliny Teleszyny. Być może jest to element najwyższego poziomu dolinnego w tym obszarze. Ku północy spadek doliny jest już wyraźny i wyrównany – około 0,0006, występują tu tylko niewielkie zatorfienia (zał. 1).

W Przykonie, już w obrębie pradoliny warszawsko-berlińskiej, dolina Teleszyny traci swą wyrazistość. Jej dno, leżące tu zaledwie 5–6 m poniżej płaskiego terenu wyższego poziomu pradoliny, rozdziela się. Część wschodnia wraz z naturalnym korytem Teleszyny osiąga terasę nadzalewową Warty w Słomowie. Obszar ten został całkowicie przemodelowany w wyniku eksploatacji węgla brunatnego. Woda w korycie Teleszyny pojawia się dopiero na wschód od Słomowa, ale jest to woda zrzucana z obszaru odkrywki Adamów–Smulsko (KWB „Adamów”). Tu zaznacza się morfologicznie strefa holoceniowego dna doliny Teleszyny (zał. 1). Początkowo ma około do 200 m szerokości, a dalej w kierunku wschodnim rozszerza się do 400 m i jest wcięta w terasę nadzalewową Warty na głębokość około 4 m. Współczesna Teleszyna ma tu bardzo duży spadek – 0,0017. Część zachodnia doliny Teleszyny w Przykonie jest rozległą, do 1,5–2 km szerokości formą przebiegającą w kierunku Turku, do której z zachodu wpływają dwa ciekі, obydwa określane jako Kielbaska (rys. 2). Także fragment tej części doliny został zajęty przez eksploatację węgla brunatnego. Wody Teleszyny są współcześnie poprowadzone sztucznym korytem właśnie w kierunku północno-zachodnim do Kielbaski.

W dolinie Kielbaski wyraźne jest wąskie dno doliny, wcięte o około 2–3 metry w stosunku do poziomu nadzalewowego. Forma na północ od Turku jest bardziej wyrazista, od strony zachodniej przylega bowiem do niej obszar wysoczyzny (zał. 1). W rejonie Bogdałowa dolina Kielbaski znacznie się zwęża. Występuje tu jedynie w postaci wąskiego dna, rozcinają-

cego niższy poziom pradolinny. Na północny wschód od Brudzewa dolina ta łączy się z doliną Warty.

Szczegółowych badań geologicznych w dolinie Teleszyny nie prowadzono, rozpoznanie wykonane zostało w trakcie kartowania geologicznego (C z y ż i in. w druku). Zdjęcia lotnicze nie pozwalają na interpretację śladów koryt w obszarze doliny Teleszyny, co wynika prawdopodobnie z rolniczego wykorzystania dna doliny, a także przykrycia jego fragmentów przez torfy i namuły, dlatego nie wykonano szkicu fotointerpretacyjnego tej części obszaru badań. W dolinie Teleszyny osady młodziej – późnowistulianskiej serii rzecznej nie występują. Potwierdza to przekrój K (rys. 7). Z niewielkich odkrywek i sond ręcznych w Rzymsku i Potworowie pobrano materiał do analiz litologicznych. Zarówno struktura osadów jak i wyniki analiz potwierdziły poglądy autorów opracowania SMGP (Klatkowska, Załoba 1992a,b; Czyż, Kamiński w druku), iż powierzchniowa seria fluwialna została zdeponowana przez gómolpenivistulianską rzekę roztokową.

Dolina Teleszyny jest więc drugą, nieczynną współcześnie formą, która funkcjonowała w systemie Warty w okresie schyłku zlodowacenia warty oraz w plenivistulianie.

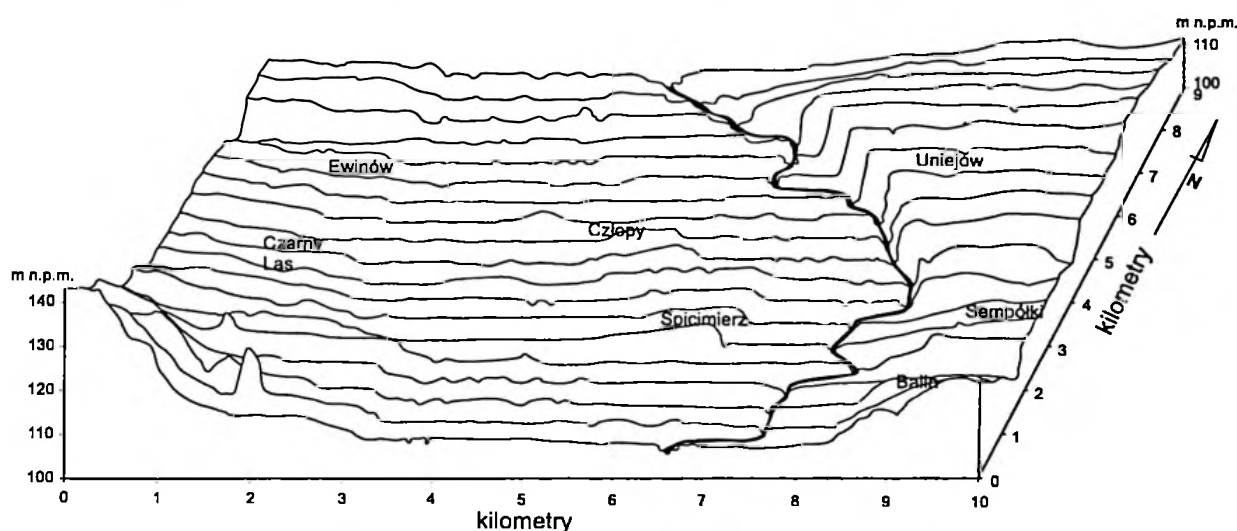
Odcinek Siedlątków – Dobrów (basen uniejowski)

Odcinek doliny Warty między Siedlątkowem a Dobrowem określany jest w literaturze jako basen uniejowski – kotlina leżąca w miejscu połączenia doliny Warty z pradoliną warszawsko-berlińską (Klatkowska, Załoba 1991; Petera 2001, 2002). W podziale fizycznogeograficznym Kondrackiego (1998) jest to część Kotliny Kolskiej. W zwężeniu doliny Warty w Siedlątkowie występuje tylko poziom dna z rozdzielającymi go „wyspami” poziomu niskiego, położonymi o około 1,5–2 m wyżej. Tutaj zbudowana została zapora zbiornika „Jeziorsko”. Poniżej Siedlątkowa dolina skręca nieco na północny wschód i rozszerza się stopniowo, osiągając w Uniejowie niemal 8 km szerokości. Wysoczyzna po obu stronach doliny jest urozmaicona zarówno przez formy wodnolodowcowe jak i eoliczne (Krzemiński 1997; Kamiński, Forysiak w druku), ale jej powierzchnia generalnie obniża się ku północy (rys. 2). Również długość i nachylenie stoków maleją w tym kierunku. Szczególnie wyraźny jest stok zachodni doliny Warty na północ od zapory, który na odcinku około 4 km jest bardzo stromy (powyżej 10%), a miejscami przechodzi w krawędź (rys. 29). Na północ od Ewinowa i Balina dolina Warty łączy się z pradoliną warszawsko-berlińską. Zacierają się

różnice morfologiczne między terasami doliny Warty a otoczeniem, którym są tu poziomy pradoliny. Brak tu wyraźnych stoków doliny (tak rozwiniętych, jak w wyższych odcinkach). Utrudnione jest wyznaczenie granic między poziomami, oraz oddzielenie poziomów rzecznych od pradolinnych. W dolinie Warty między Siedlątkowem i Dobrowem nie stwierdzono **najwyższego poziomu** dolinnego. Ponad dnem doliny zaznaczają się dwa poziomy nadzalewowe.

W obrębie basenu uniejowskiego znaczne powierzchnie zajmuje **poziom wysoki** doliny Warty, który w przewężeniu doliny w Siedlątkowie jest zredukowany do kilkunastometrowej listwy. Jednak tuż poniżej tej miejscowości, po wschodniej stronie doliny silnie się rozszerza, by po kilku kilometrach osiągnąć szerokość 2,5 km. W rejonie wsi Balin nie-

mał zanika (zał. 1). Jego powierzchnia opada ku północy od 116,5–117 m do 111,4–112 m n.p.m., jest położona 4,5–5 m powyżej dna doliny i urozmaicona przez niewielkie wydmy. Kontynuacja tego poziomu znajduje się po zachodniej stronie doliny w postaci ciągłego spłaszczenia, podobnie jak poprzednio, leżącego 4,5–5,5 m powyżej dna (rys. 29). Przebiega od okolic Stawków, przez Ewinów po rejon Koźmina, rozszerzając się ku północy od 2 km w Ewinowie (106,0–108,2 m n.p.m.), do 4–5 km w rejonie Bogdałowa, gdzie nawiązuje do niej dno doliny Kiełbaski. Spadek tej terasy nie jest jednakowy, między Ewinowem a Bogdałowem wynosi średnio 0,00048, ale w okolicach Koźmina gwałtownie rośnie do 0,0018 i dalej ku północy, już poza rowem Adamowa wraca do poprzedniej wartości.



Rys. 29. Blokdiagram odcinka doliny Warty między Balinem i Słomowem (basen uniejowski)

Block diagram of the section of the Warta river valley between Balin and Słomów (Uniejów Basin)

Strukturę terasy gómolpenivistuliańskiej, która korelowana jest z poziomem wysokim analizowano w omawianym odcinku na bazie odkrywek, sond mechanicznych i otworów wiertniczych. Na ich podstawie wykonano przekrój G (rys. 14), ukazujący nieco mniejszą miąższość osadów vistuliańskich (poniżej 15 m) niż w Siedlątkowie, ale szerokość wypełnienia wynosi około 6 km, tak więc masa osadów vistuliańskich jest w przekroju Łęg Piekarski – Borzewisko znacznie większa. Spąg serii vistuliańskiej zalega tutaj około 88 m n.p.m., czyli 10 m niżej niż w Siedlątkowie. Cechy teksturalne osadów wypełnienia doliny przybliżają dwa profile osadów pobranych z rdzeni wiertniczych w Borzewisku i w Leśniku. W profilu Borzewisko (rys. 14), który leży w brzeżnej części doliny, udokumentowano serię rzecznych piasków średnioziarnistych o miąższości około 3 m. Osady te leżą na warciańskiej glinie

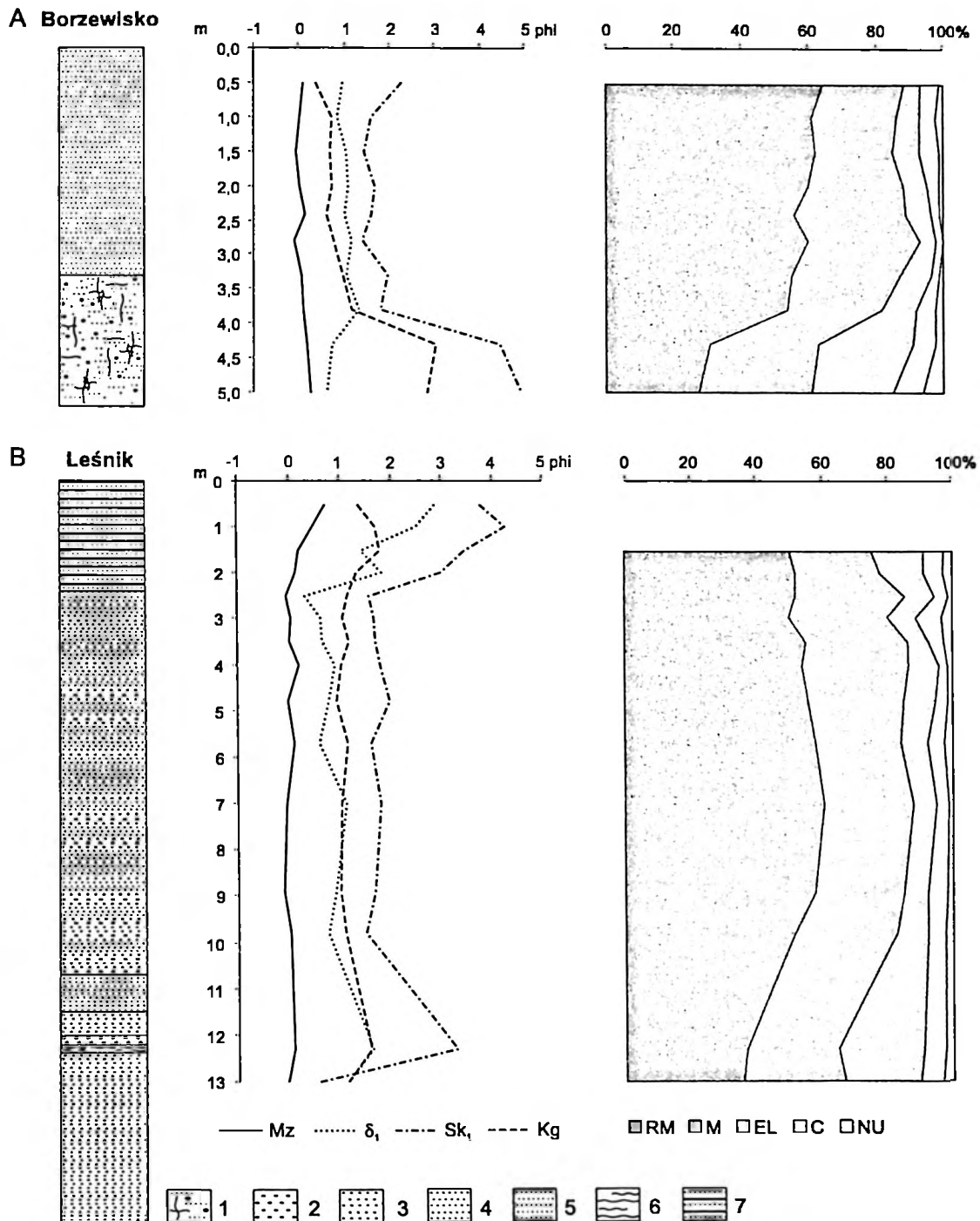
zwałowej, są dość dobrze wysortowane, o niewielkiej skośności dodatniej (średnio 0,03). Wśród ziaren kwarcu dominują eolizowane, których udział waha się od 54 % do 62 %, podczas gdy udział ziaren błyszczących wynosi średnio 7,6 % (rys. 30). Profil wieńczy niespełna metrowa warstwa drobnoziarnistych, dobrze wysortowanych piasków wydmy, o wysokim udziale ziaren okrągłych matowych. W otworze w Leśniku, który leży bliżej osi doliny Warty (rys. 14), już w obrębie poziomu niskiego, na głębokości 2,4 m do 10,7 m stwierdzono serię piasków średnio- i gruboziarnistych, beżowo-żółtych. Z serii tej pobrano 9 próbek do analizy uziarnienia, które wykazały dość dobre wysortowanie osadów i niejednorodną skośność, zmieniającą się od -0,06 do 0,21. Analiza obróbki ziaren kwarcu wykonana dla tych próbek wskazuje największy udział ziaren typu RM – od 52 % do 61 %, przy 7–10 % udziale ziaren typu

EL (rys. 30). Zarówno podczas wykonywania otworu, jak i na podstawie uzyskanych wyników analiz nie udało się uchwycić wyraźniejszej zmienności w tej serii, dlatego porównując uzyskane tu wyniki z seriami piaszczystymi z odkrywki Adamów–Smulsko, które opisane zostały poniżej, osady te uznano za rzeczne, vistuliańskie. Ich bezpośrednim podłożem są również piaski różnoziarniste z wkładkami mułku piaszczystego i żwiru (rys. 14, 30), które zawierają węglan wapnia i cechują się innym składem minerałów ciężkich (Gronkowska-Krystek, Lisicki 1998). Poddane przez autora analizom dwie próbki z tego otworu wykazują odmienne od opisanych wcześniej osadów uziarnienie (rys. 30) i inne proporcje obróbki ziaren kwarcu. Przewaga ziaren okrągłych matowych jest nieznaczna (37 %), zaś błyszczących jest 28 % i 31 %, przy dużym udziale ziaren pośrednich (28 i 31 %). Takie proporcje wykluczają wiązanie środowiska depozycji opisywanych osadów z warunkami peryglacjalnymi vistulianu, a skłaniają do uznania ich za wodnolodowcowe.

Kolejny przekrój geologiczny (H) wykonany w obrębie basenu uniejowskiego ukazuje zbliżoną do wcześniej opisanej sytuację serii vistuliańskich. Młodsza seria osiąga do 9 m miąższości i zachowuje około 3,5 km szerokość. Przekrój Turek – Skotniki (rys. 8) wykonany około 6 km ku północy, w środkowej części basenu uniejowskiego, ukazuje serie vistuliańskie o największej na badanym obszarze rozległości, sięgającej 15 km, o miąższości od kilku do 20 m. W strefie rowu Adamowa osady vistulianu wykazują mniejszą miąższość. Ich spąg w osi doliny występuje 10 m niżej. Młodsza, późnovistuliańska seria ma kilkumetrową miąższość i występuje we wschodniej części doliny. W północnej części obszaru badań (jednocześnie północnej części basenu uniejowskiego) serie vistuliańskie nadal dominują w wypełnieniu doliny. Przekrój J (rys. 9) ukazuje całkowite przykrycie starszej serii przez młodszą, która ma jednak niewielką, 5–7 m miąższość.

Największy zasób informacji dotyczących serii plenivistuliańskiej w badanym odcinku doliny Warty pochodzi ze stanowiska Aleksandrów, które zlokalizowane jest w obrębie odkrywki Adamów–Smulsko. Eksploatacja wkroczyła tu w obręb osadów rzecznych w roku 1998 (Puszczyk 2000). Jest to jedno z kluczowych dla przeprowadzonych badań stanowisko, odsłaniające przekrój osadów dolinnych, umożliwiające przeprowadzenie kompleksowych badań strukturalno-teksturalnych. Część odsłonięcia, która kartowana była w latach 2000–2002 określono jako Aleksandrów (od nazwy zlokalizowanej tu wcześniej wsi). Osady piaszczyste leżą tutaj na omówionej wcześniej glinie zwałowej zlodowacenia warty (rys. 31). Strop gliny (badany w profilu SA-1) tuż pod piaskami nie jest

odwapniony, nie zaznacza się też poziom wzbogacenia w węglan wapnia; jego zawartość wynosi w próbce stropowej 8,35 %, niżej nieco maleje, a w próbce z głębokości 2,5 od stropu gliny osiąga 9,1 %. Na glinie zwałowej leży poziom bruku erozyjnego z otoczkami dochodzącymi do 20 cm średnicy, wśród których nie stwierdzono graniaków. Wiek bruku jest trudny do określenia. Ponad brukiem występuje kompleks piaszczysty z przewarstwieniami mułków, pochodzenia fluwialnego, który we wschodniej części odsłonięcia przyjmuje około 10 metrową miąższość, w kierunku zachodnim zmniejsza się stopniowo, a w rejonie Warenki już nie występuje (rys. 31). Jego powierzchnia przechodzi łagodnie w położony 2–3 m wyżej poziom pradoliny, który jest zbudowany z gliny zwałowej lub różnoziarnistych piasków, prawdopodobnie wodnolodowcowych, przykrywających ją cienką warstwą. Kompleks osadów rzecznych ukazuje wewnętrzną zmienność, pozwalającą wyróżnić trzy lub cztery serie. Na około 1,2 km długości odsłonięcia wspomniane osady udokumentowano w dziesięciu profilach, ale do szczegółowego opracowania wybrano pięć (Forys i a k 2003). Bezpośrednio na wspomnianym bruku, w profilach Aleksandrów SA-1 i SA-4 występuje seria piasków z mułkami niewielkiej – 1–2 m miąższości (rys. 31, 32). Analiza uziarnienia wykonana w stanowisku SA-1, gdzie seria ta ma 1,8 m miąższości potwierdziła udział drobnych piasków z mułkami o różnym wysortowaniu, jedynie strop tej serii tworzą piaski średnio- i gruboziarniste. Całość jest zaburzona postsedymentacyjnie, widoczne są struktury niestatecznego warstwowania gęstościowego. Bardzo interesująca jest warstwa mułków torfiastych i mułków organicznych, która występuje wewnątrz opisywanej rzecznej serii mineralnej (rys. 32). Obserwowana była ona w postaci wypełnienia płytkiego obniżenia około 40 metrowej szerokości. Jej strop miał ślady erozyjnego ściecia. W profilu Aleksandrów SA-1 warstwa osadów organicznych ma miąższość 60 cm i jest, jak się wydaje nieznacznie ścięta. W profilu tym pobrano 12 próbek do badań palinologicznych. B a l w i e r z (2002) wykonała ekspertyzę dla czterech próbek (1 – 96,7 m n.p.m.; 4 – 96,85 m n.p.m.; 9 – 97,04 m n.p.m.; 12 – 97,28 m n.p.m.). Próbka nr 1, pochodząca ze spągu serii zawiera 40,8 % AP, wśród których dominuje pyłek *Pinus* i *Betula t. alba*. Próbki 2–4 mają zbliżony do siebie skład spektrów pyłkowych, o zdecydowanej dominacji roślin zielnych (od 59,1 % do 89,1%) przy niewielkim udziale jałowca (*Juniperus*), sosny (*Pinus cembra*) i brzozy karłowatej (*Betula nana*). Skład gatunkowy zbiorowiska jaki odzwierciedla pierwsza próbka wymaga nieco wyższych temperatur niż kolejne, można więc mówić o ochładzaniu klimatu w trakcie akumulacji badanego osadu. Mułek organiczny ze stropu omawianej warstwy poddano oznaczeniu wieku metodą radiowęglową, uzyskując datę



Rys. 30. Profile litologiczne: A – Borzewisko, B – Leśnik (vide rys. 14). Wyniki analiz uziarnienia i obróbki ziaren kwarcu

1 – glina zwalowa; 2 – piaski z domieszką żwirów; 3 – piaski gruboziarniste; 4 – piaski średnioziarniste; 5 – piaski drobnoziarniste; 6 – piaski z mulkami; 7 – mada pylasta

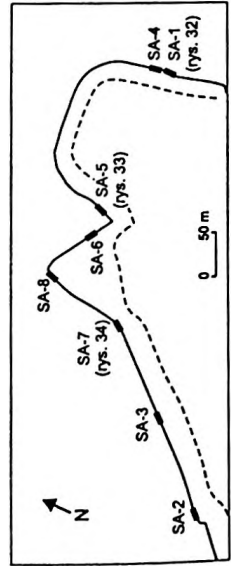
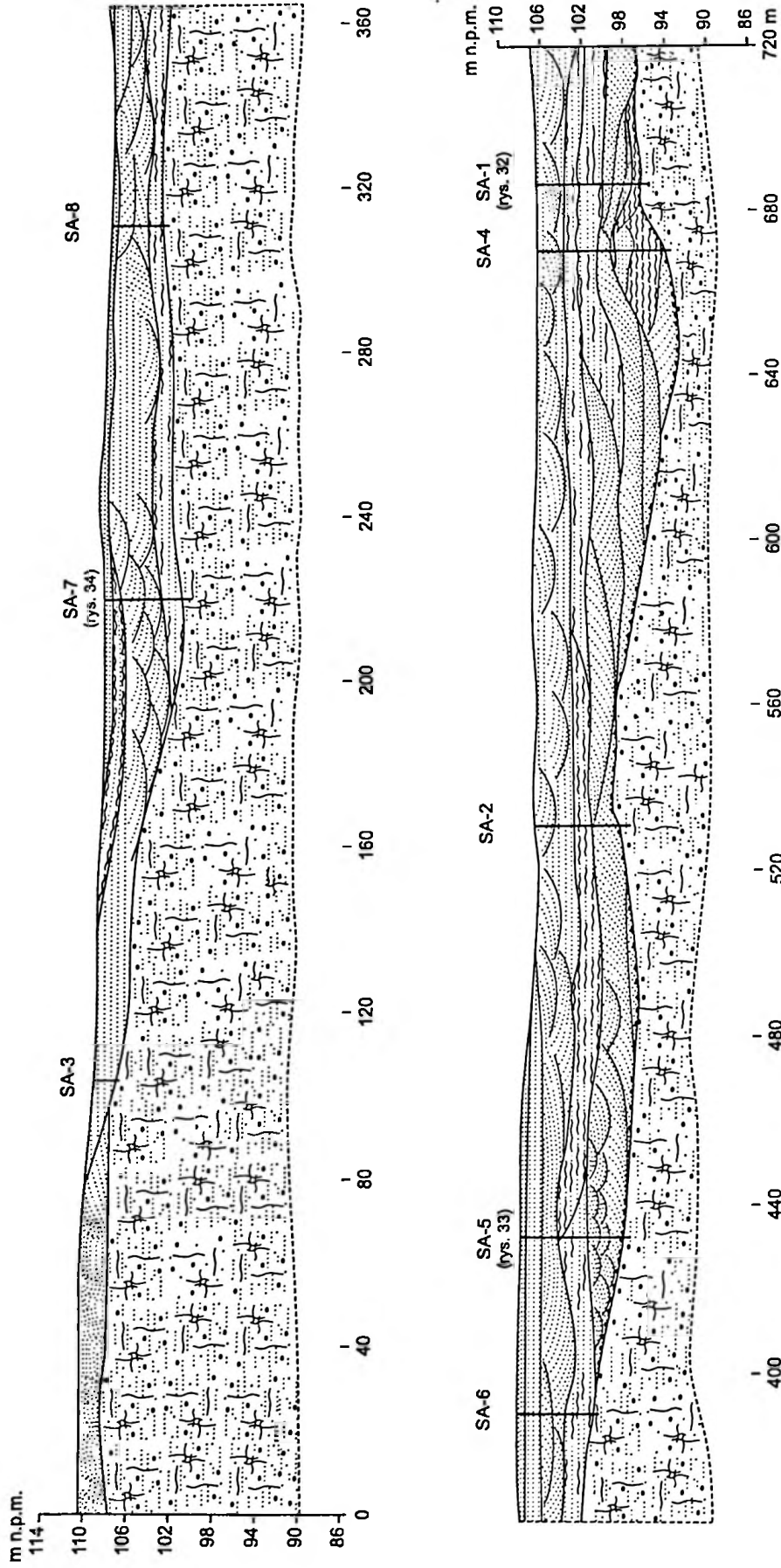
Wskaźniki uziarnienia wg Folka i Warda (1957): Mz – średnia średnica, δ_1 – wysortowanie, Sk₁ – skośność, Kg – kurtozis
Obróbka ziaren kwarcu: RM – okrągłe, matowe, M – pośrednie, EL – błyszczące, C – pęknięte, NU – nieobrobione

Lithologic logs: A – Borzewisko, B – Leśnik (vide Fig. 14). Grain-size distribution and quartz-grain abrasion

1 – till; 2 – sand with gravel; 3 – coarse sand; 4 – medium sand; 5 – fine sand; 6 – sand with silt; 7 – alluvial load

Folk and Ward coefficients: Mz – mean size, δ_1 – standard deviation, Sk₁ – skewness, Kg – kurtosis

Quartz-grain abrasion: RM – round, mat grains, M – rounded, partly matted grains, EL – dull, glossy grains, C – crushed grains, NU – fresh, shape-edged grains

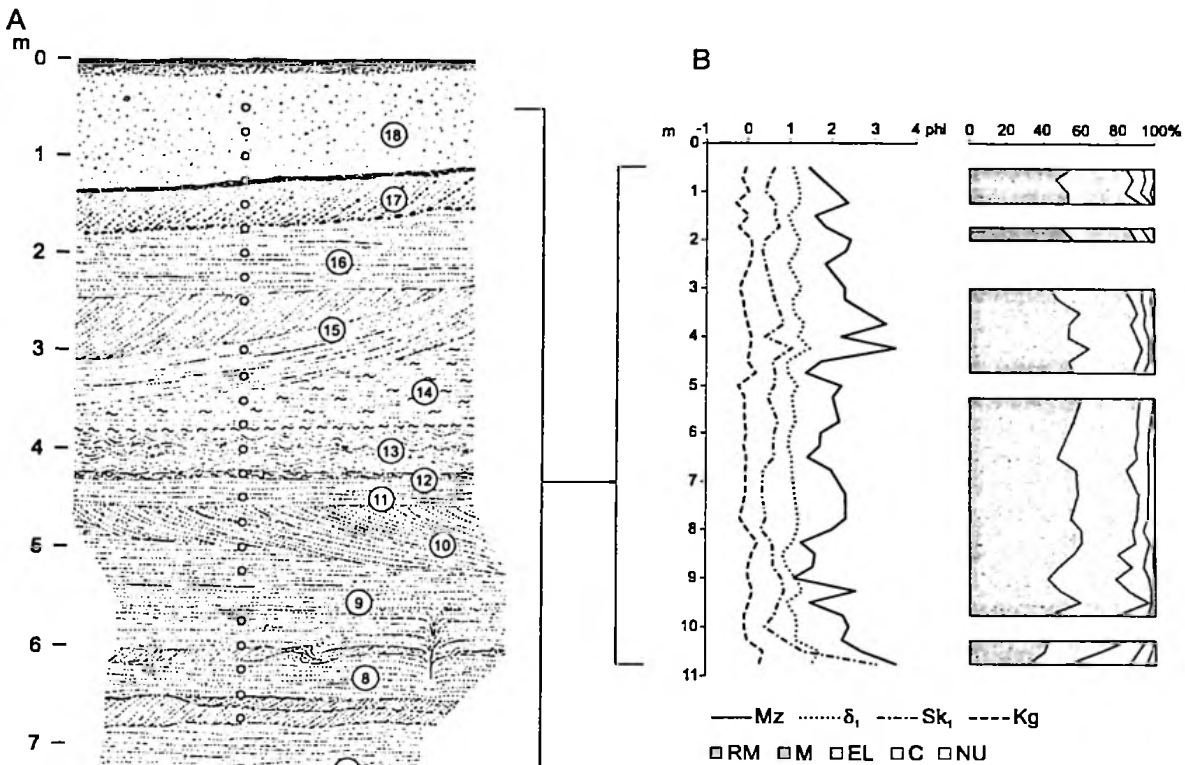


Rys. 31. Stanowisko Aleksandrów (odkrywką KWB „Adamów-Smulsko”). Poziom wysoki doliny Warty
 Szkic sytuacyjny pierwszego poziomu eksploatacyjnego (północno-wschodni narożnik odkrywki – lipiec 2001 r.)

1 – glina zwalowa; 2 – bruk erozyjny; 3 – piaski różniamiste; 4 – mulki; 5 – torf; 6 – lokalizacja badanych profili

Aleksandrów site (“Adamów-Smulsko” open-cast mine). High terrace of Warta river valley
 Location sketch of the first exploitation level (NE corner of exposure – July 2001)

1 – till; 2 – erosional pavement; 3 – sand; 4 – silt; 5 – peat; 6 – location of logs



Rys. 32. Stanowisko Aleksandrów, profil SA-1

A. Szkic odsłonięcia

złodowacenie warty: 1 – glina zwalowa; środkowy plenivistulian: 2 – piaski drobnoziarniste z mułem, 3 – muł organiczny, 4 – torf, 5 – piaski drobnoziarniste; góry plenivistulian: 6 – piaski średnio- i gruboziarniste, 7 – piaski drobno- i średnioziarniste, 8 – piaski średnioziarniste, 9 – piaski drobno- i średnioziarniste, 10 – piaski średnioziarniste z domieszką gruboziarnistych, 11 – piaski średnioziarniste, 12 – mułek piaszczysty, 13 – piaski drobnoziarniste, 14 – piaski drobnoziarniste z domieszką mułków, 15 – piaski drobnoziarniste, 16 – piaski średnio- i drobnoziarniste, 17 – piaski średnio- i gruboziarniste; późny vistulian: 18 – piaski drobno- i średnioziarniste, eoliczne

a – miejsca poboru próbek do analiz litologicznych; b – miejsca poboru próbek do analiz pyłkowych; c – miejsca poboru próbek do analiz radiowęglowych

B. Wskaźniki uziarnienia wg Folk i Warda (1957): Mz – średnia średnica, δ₁ – wysortowanie, Sk₁ – skośność, Kg – kurtoza

Obróbka ziaren kwarcu: RM – okrągłe, matowe, M – pośrednie, EL – błyszczące, C – pęknięte, NU – nieobrobione

Aleksandrów site, lithologic log SA-1

A. Sketch of the exposure.

Wartian Glaciation: 1 – till; Middle Plenivistulian: 2 – fine sand with silt, 3 – organic silt, 4 – peat, 5 – fine sand; Upper Plenivistulian: 6 – medium and coarse sand 7 – fine and medium sand, 8 – medium sand, 9 – fine and medium sand, 10 – medium sand with an admixture of coarse sand, 11 – medium sand, 12 – sandy silt, 13 – fine sand, 14 – fine sand with an admixture of silt, 15 – fine sand, 16 – medium and fine sand, 17 – medium and coarse sand; Late Vistulian: 18 – fine and medium aeolian sand

a – location of lithological analyses; b – location of pollen analyses; c – location of radiocarbon datings

B. Folk and Ward coefficients: Mz – mean size, δ₁ – standard deviation, Sk₁ – skewness, Kg – kurtosis

Quartz-grain abrasion: RM – round, mat grains, M – rounded, partly matted grains, EL – dull, glossy grains, C – crushed grains, NU – fresh, shape-edged grains

23 010 ± 390 lat BP (Lod 1045). W sąsiednim stanowisku Aleksandrów SA-4 (rys. 31) warstwa osadów organicznych jest cieńsza i występuje nieco wyżej, w odsłonięciu nie była widoczna ciągłość omawianej

warstwy między profilami SA-1 i SA-4 dlatego również określono wiek próbki mułku organicznego z profilu SA-4. Wynik tej analizy – 24 400 ± 470 lat BP (Lod 1084) pozwala przyjąć, że jest to generalnie ta

sama seria. Jednak tu pod poziomem organicznym seria środkowoplenivistuliańska jest bardziej rozbudowana, osiąga niemal 4 metry, a wynika to z głębszego rozcięcia gliny zwałowej w tym profilu (do 12,3 m od powierzchni terenu).

Analiza obróbki ziaren kwarcu w serii występującej w profilu SA-1 na głębokości 9,00–10,70 m ukazuje przewagę ziaren eolizowanych (40–50 %) nad pośrednimi i błyszczącymi (10–20 %), jedynie próbka z głębokości 9,5 m, tuż powyżej warstwy organicznej ma zdecydowanie inny skład (rys. 32). Wyniki uzyskane różnymi metodami pozwalają wiązać całą serię ze środowiskiem rzeki roztokowej w warunkach pogarszającego się klimatu przełomu środkowego i górnego plenivistulianu.

Zasadniczą część kompleksu piaszczystego w opisywanym stanowisku Aleksandrów (KWB „Adamów–Smulsko”) stanowi seria górnoplenivistuliańskich piasków różnoziarnistych, z wkładkami mułków mineralnych, pozbawiona domieszek materii organicznej. Jedynie w warstwie przypowierzchniowej widoczne są pozostałości korzeni drzew, ale te pojawiły się zapewne już postsedymentacyjnie. Seria ta była obserwowana we wszystkich profilach. Jak wspomniano wcześniej, jej miąższość maleje ku zachodowi (rys. 31): w profilach SA-1 i SA-5 ma ona odpowiednio 9,0 m i 9,5 m, w profilach SA-2 i SA-4 – około 7,5 m, w profilu SA-7 – 6,8 m i w SA-8 – 4,7 m, zaś w położonym najdalej na zachód profilu SA-3 niespełna 2 m osadów piaszczystych.

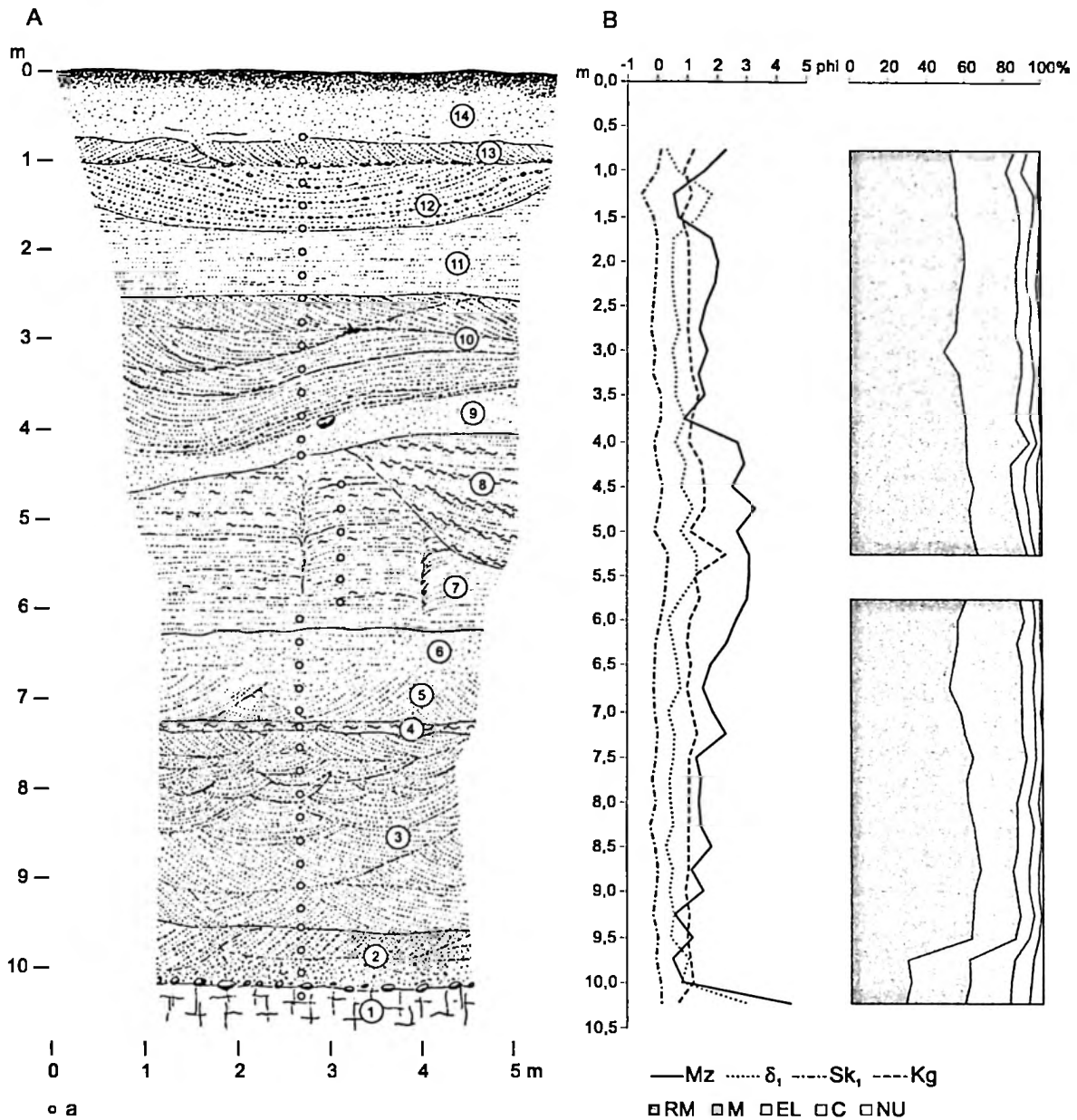
W profilu Aleksandrów SA-1 seria górnoplenivistuliańska przykrywa opisane już powyżej osady środkowego plenivistulianu. Są one oddzielone wyraźną powierzchnią erozyjną, która występuje na głębokości około 9 m. Piaski występujące powyżej, aż do powierzchni, nie są jednolite, akumulowane były zapewne w kilku cyklach sedymentacyjnych. Struktury sedymentacyjne widoczne w osadach ukazują zmienną energetykę wód w trakcie akumulacji. Spągową część serii stanowią piaski średnioziarniste (rys. 32), o generalnie dobrym wysortowaniu i zmiennej skośności (od –0,18 do 0,23), wykształcone w postaci warstwowań przekątnych tabularnych, wyżej przechodzą w piaski z mułem warstwowane horyzontalnie, sugerując zmianę warunków akumulacji ze strefy korytowej do pozakorytowej, w środowisku rzeki roztokowej. Zawartość ziaren eolizowanych typu RM (rys. 32) wzrasta z 42 % na głębokości 9,0 m do 58 % na głębokości 7,25 m (60 % na 8,25 m), przy jednoczesnym spadku udziału ziaren błyszczących (EL). Świadczyć to może o zmianie warunków klimatycznych i zmianach źródeł dostawy materiału do systemu rzecznoego. Na uwagę zasługuje wkładka mułu z głębokości 4,25 m. Jest to osad o najniższej średnicy ziarna w całym profilu, a jednocześnie o najwyższym wskaźniku eolizacji – 64 % zia-

ren typu RM, sugerującym najlepsze warunki dla obróbki eolicznej. Powyżej występują jeszcze dwie takie warstewki rozdzielone drobnymi piaskami. Część stropowa całej serii – od około 3,4 m do powierzchni to generalnie piaski średnio- i drobnoziarniste z przewarstwieniami mułków i wkładką żwiru. Podobnie zmienne są wyniki analizy obróbki ziaren kwarcu, zawartość ziaren typu RM zmienia się od 43 % do 56%, EL – 5 % do 10 %, czy pękniętych – 1 % do 6 %. Świadczyć to może o częstszych niż wcześniej zmianach warunków środowiska lub o różnych źródłach materiału trafiającego do koryta rzecznoego.

Kolejny, szerzej opracowany profil SA-5 usytuowany jest około 400 m na południowy zachód od profilu SA-1 (rys. 31, 33). Osady górnoplenivistuliańskiej serii rzecznoej osiągają tutaj ponad 9 m miąższości. W profilu tym, bezpośrednio na glinie zwałowej leży cienka, około 60 cm miąższości warstwa gruboziarnistych piasków ze żwirem, ukazująca warstwowanie rynnowe. Analiza obróbki ziaren kwarcu wykazała 30 % ziaren typu RM, 32 % typu M i 23 % ziaren typu EL, przy dużym – 15 % udziale ziaren pękniętych i świeżych (rys. 33). Biorąc pod uwagę położenie tej warstwy bezpośrednio na glinie zwałowej, można uznać ją za osad wodnolodowcowy, warciański. Vistuliańska seria rzecznoja jest trójdzielna. Interesująca jest środkowa część, gdzie widoczne jest rozcięcie w obrębie piasków drobnoziarnistych, wypełnione piaskami mułkowymi. Takie rozległe, ale dość płytkie obniżenia to prawdopodobnie odcięte kanały roztokowe, występujące w obrębie równiny roztokowej (T e i s s e y r e 1991). Górna część serii to ponownie piaski średnioziarniste z wkładkami gruboziarnistych, w ich strukturze dominują warstwowania przekątne, tabularne, sugerujące akumulację na odsypie poprzecznym lub boczną migrację łożyska roztoki (Z i e l i ń s k i 1997). Opisaną rzecznoją serię przykrywa w profilu SA-5 cienka, około 80 cm warstwa piasków eolicznych (rys. 33), o trudnym do ustaleniu wieku.

Usytuowany w pobliżu profil SA-6 (rys. 31) ukazuje podobną sytuację jak w profilu SA-5, lecz podłoże gliniaste występuje niemal 3 m wyżej i w obrębie serii vistuliańskiej brak tu dolnej, piaszczystej części.

Następny badany profil – Aleksandrów SA-7, zaplanowano około 100 m w kierunku południowo-zachodnim od poprzednio analizowanego. Tutaj miąższość rzecznoej serii ponownie wzrasta do 7 metrów, a na powierzchni zaznacza się minimalne obniżenie (rys. 31, 34). Na glinie zwałowej, podobnie jak w innych profilach leży bruk erozyjny. W obrębie osadów rzecznych znów widoczny jest trójdzielny układ, ale tutaj część dolna i środkowa to drobnoziarniste piaski, warstwowane horyzontalnie lub przekątnie, generalnie bardziej zbliżone do opisywanych w profilach SA-5 i SA-8. Również obróbka ziaren kwarcu może skłaniać



Rys. 33. Stanowisko Aleksandrów, profil SA-5

A. Szkic odsłonięcia

zlodowacenie warty: 1 – glina zwalowa; górny plenivistulian: 2 – żwiry i piaski różnoziarniste, 3 – piaski średnioziarniste, 4 – piaski drobnoziarniste z domieszką mułków, 5 – piaski średnioziarniste, 6 – piaski średnio- i drobnoziarniste, 7 – piaski drobnoziarniste z domieszką mułków, 8 – piaski drobnoziarniste z przewrstwieniami mułków, 9 – piaski drobnoziarniste, 10 – piaski średnio- i drobnoziarniste z domieszką gruboziarnistych, 11 – piaski drobnoziarniste, 12 – piaski gruboziarniste z domieszką żwiru, 13 – piaski średnio- i gruboziarniste; późny vistulian: 14 – piaski drobno- i średnioziarniste, eoliczne

a – miejsca poboru próbek do analiz litologicznych

B. Wskaźniki uziarnienia wg Folk i Warda (1957): Mz – średnia średnica, δ_1 – wysortowanie, Sk_1 – skośność, Kg – kurtoza
Obróbka ziaren kwarcu: RM – okrągłe, matowe, M – pośrednie, EL – błyszczące, C – pęknięte, NU – nieobrobione

Aleksandrów site, lithologic log SA-5

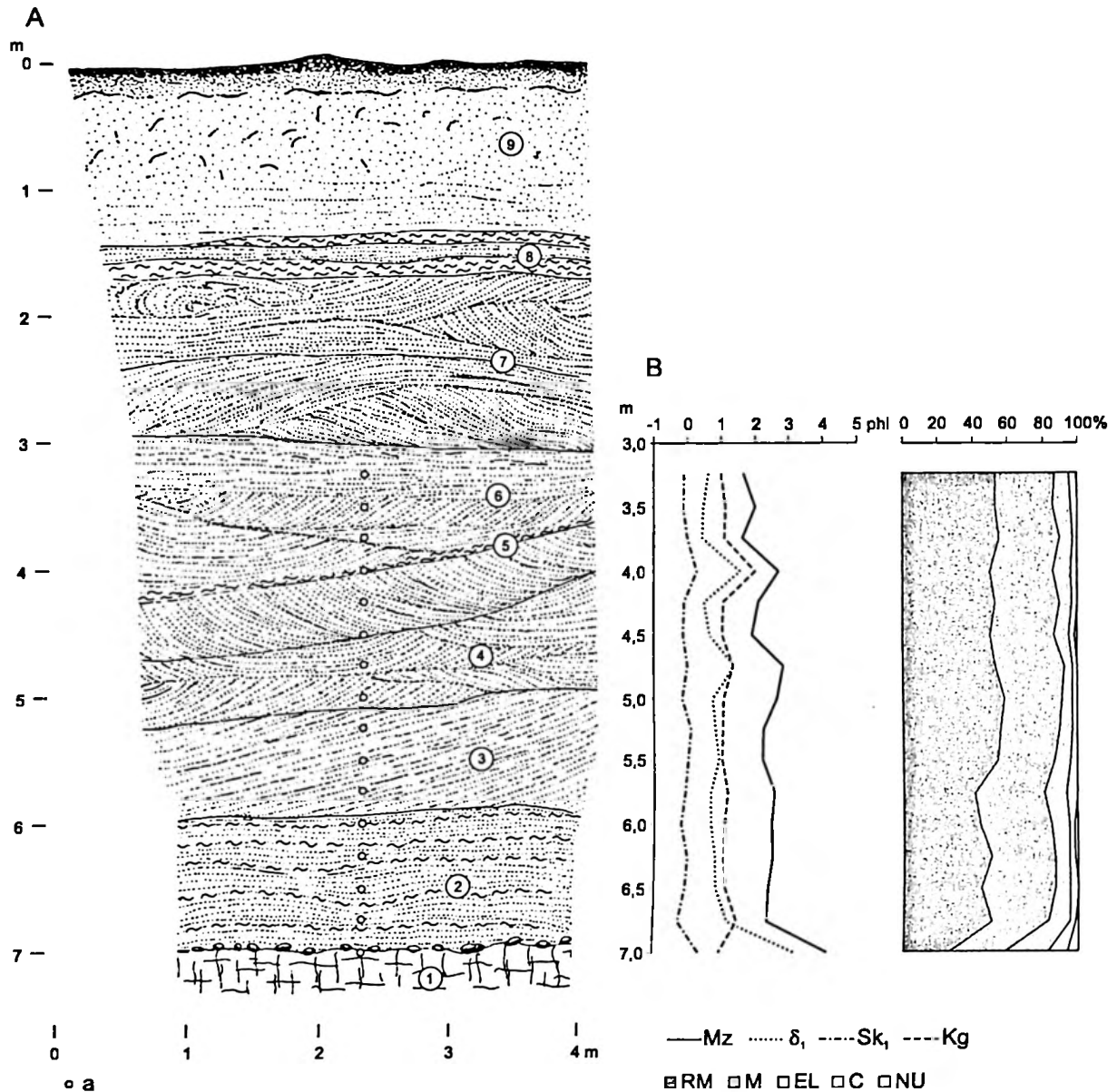
A. Sketch of the exposure

Wartian Glaciation: 1 – till; Upper Plenivistulian: 2 – gravel with sand, 3 – medium sand, 4 – fine sand with an admixture of silt, 5 – medium sand, 6 – medium and fine sand, 7 – fine and medium sand with an admixture of silt, 8 – fine sand with silt interbeddings, 9 – fine sand, 10 – medium and fine sand with an admixture of coarse sand, 11 – fine sand, 12 – coarse sand with gravel, 13 – medium and coarse sand; Late Vistulian: 14 – fine and medium aeolian sand

a – location of lithological analyses

B. Folk and Ward coefficients: Mz – mean size, δ_1 – standard deviation, Sk_1 – skewness, Kg – kurtosis

Quartz-grain abrasion: RM – round, mat grains, M – rounded, partly matted grains, EL – dull, glossy grains, C – crushed grains, NU – fresh, shape-edged grains



Rys. 34. Stanowisko Aleksandrów, profil SA-7

A. Szkic odsłonięcia

złodowacenie warty: 1 – glina zwałowa; gómy plenivistulian: 2 – piaski drobnoziarniste z domieszką mułków, 3 – piaski drobnoziarniste, 4 – piaski średnio- i drobnoziarniste, 5 – mułki mineralne, 6 – piaski drobnoziarniste; 7 – piaski średnioziarniste, 8 – piaski drobnoziarniste z przewarstwieniami mułków; późny vistulian: 9 – piaski drobno- i średnioziarniste, eoliczne, ze śladami korzeni drzew

a – miejsca poboru próbek do analiz litologicznych

B. Wskaźniki uziarnienia wg Folka i Warda (1957): Mz – średnia średnica, δ_1 – wysortowanie, Sk₁ – skośność, Kg – kurtoza

Obróbka ziaren kwarcu: RM – okrągłe, matowe, M – pośrodkie, EL – błyszczące, C – pęknięte, NU – nieobrobione

Aleksandrów site, lithologic log SA-7**A. Sketch of the exposure**

Wartian Glaciation: 1 – till; Upper Plenivistulian: 2 – fine sand with an admixture of silt, 3 – fine sand, 4 – medium and fine sand, 5 – mineral silt, 6 – fine sand, 7 – medium sand, 8 – fine sand with silt interbeddings; Late Vistulian: 9 – fine and medium aeolian sand with traces of tree roots

a – location of lithological analyses

B. Folk and Ward coefficients: Mz – mean size, δ_1 – standard deviation, Sk₁ – skewness, Kg – kurtosis

Quartz-grain abrasion: RM – round, mat grains, M – rounded, partly matted grains, EL – dull, glossy grains, C – crushed grains, NU – fresh, shape-edged grains

do takich korelacji. Natomiast spagowa część cechuje się znacznie mniejszą eolizacją – udział ziaren typu RM wynosi tu średnio 46,6 %, zaś typu EL 10,2 %. Możliwe jest zatem korelowanie tych osadów z serią spagową z profilu Aleksandrów SA-1 i uznanie ich za środkowoplenivistuliańskie. Górna część to piaski średnioziarniste, dość dobrze wysortowane, występujące w postaci zestawów przekątnie warstwowanych, tabularnych. Można wobec tego uznać je za aluwia rzeki roztokowej, zaś obróbka ziaren kwarcu pozwala zaliczyć je do osadów gómpolenivistuliańskich. Na głębokości 1,3–1,7 m występuje warstwa piasków drobnoziarnistych, warstwowanych ripplemarkowo, a wyżej nieco grubszych o horyzontalnej strukturze (rys. 34). Stropowa seria o miąższości 1 m to beżowożółte piaski prawdopodobnie eolicznej genezy, z licznymi śladami korzeni.

Ostatni z analizowanych profili w odkrywce Adamów–Smulsko, w stanowisku Aleksandrów to profil SA-3, położony około 120 metrów na południowozachód od profilu SA-7 oraz około 400 m w linii prostej od profilu SA-1 (rys. 31). Seria piaszczysta ma tu tylko 2,2 m miąższości, zbudowana jest głównie z piasków średnio- i gruboziarnistych warstwowanych przekątnie, tabularnie o niezbyt dużej skali. Stropowa około 70 cm warstwa to żółte piaski eoliczne. Około 250 m na zachód seria vistuliańskich piasków rzecznych wyklinowuje się, zaś będąca jej podłożem glina zwałowa zlodowacenia warty (K l a t k o w a 1993; C z u b l a 2001), dochodzi niemal do powierzchni terenu. Jest przykryta cienką (1–3,5 m) warstwą piasków i żwirów wodnolodowcowych (zał. 1) lub izokowanymi, cienkimi płatami piasków eolicznych. Strop gliny posiada liczne struktury deformacyjne, będące efektem zaburzeń gęstościowych (K l a t k o w a 1993; F o r y s i a k 1994).

Przedstawione profile osadów rzecznych dają możliwość poznania struktury serii plenivistuliańskiej, która mimo generalnie piaszczystego charakteru ukazuje wewnętrzne zróżnicowanie, jakie typowe jest dla osadów rzek roztokowych, funkcjonujących w warunkach peryglacialnych. Omawiana seria rzeczna jest najpełniej wykształcona właśnie w obszarze basenu uniejowskiego.

Bardzo ważnym elementem doliny Warty w odcinku Siedlątków – ujście Neru jest **poziom niski**. Podobnie jak w opisanych już odcinkach doliny Warty, tutaj również cechuje się on znaczną szerokością i także podzielony jest na kilka stref. Jego powierzchnia położona tylko o 0,8–2 m wyżej od dna doliny, a często zwłaszcza między miejscowościami Leśnik i Spicimierz, niemal zrównuje się z nim. Spadek tego poziomu jest podobny do spadku dna (0,0005–0,0006). W rejonie Spicimierza dno doliny się rozdziela (zał. 1). Współczesne, lewostronnie obwałowane koryto Warty biegnie w części wschodniej. W części zachodniej, silniej zabagnionej, występują liczne nie-

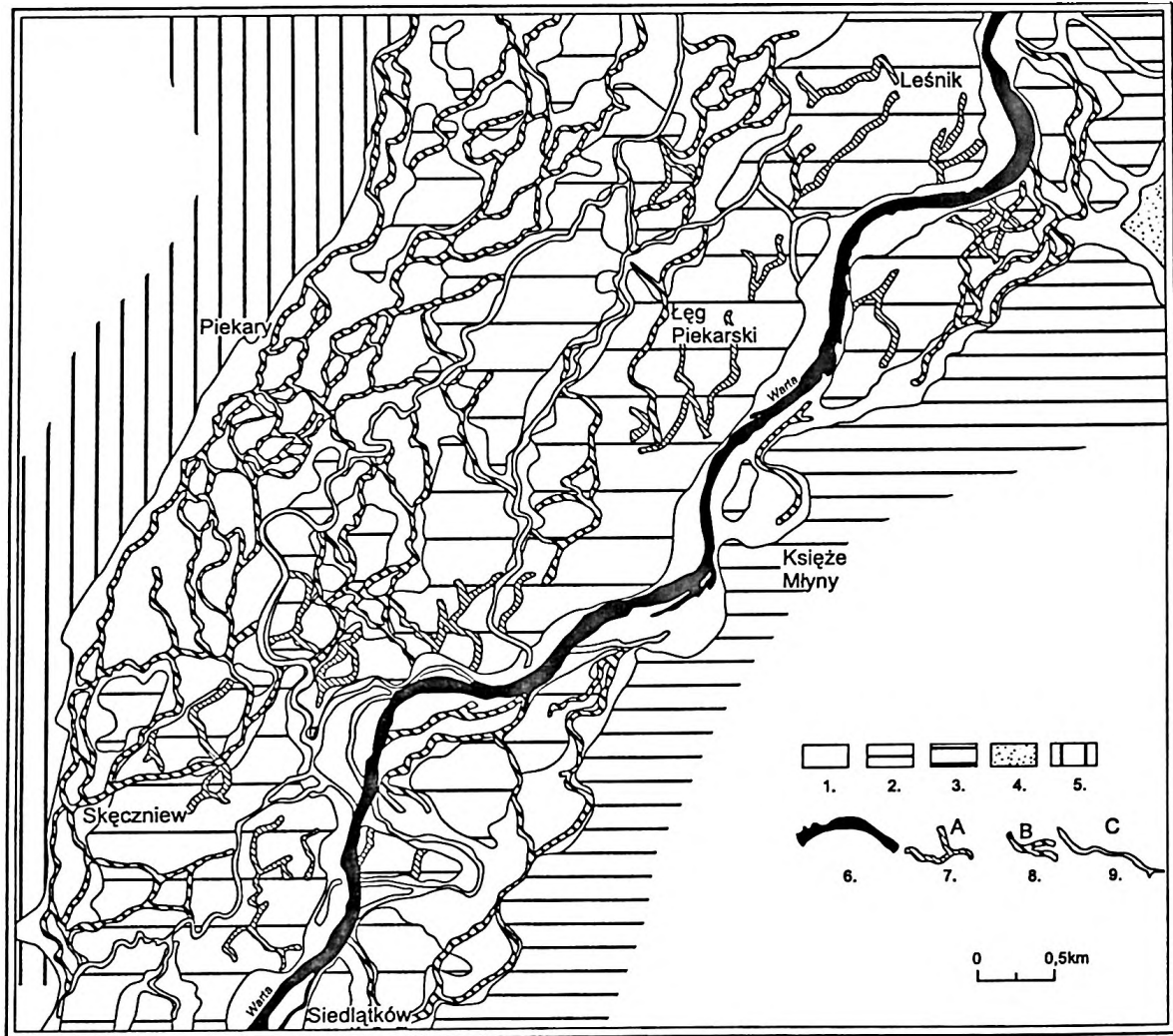
czynne koryta i płytkie torfowiska. W Uniejowie ten niższy poziom nadzalewowy wraz z dnem doliny ma szerokość około 4,5 km. Nieco dalej na północ, w Ostrowsku, zwęża się, by ponownie rozszerzyć się do wymienionej wyżej wielkości, a między Koźminem i Cichmianą osiągnąć około 8 km szerokości. Poziom dna, podobnie jak w wyższych odcinkach badanej doliny jest podzielony na kilka wąskich stref. W okolicach Uniejowa i Ostrowska poziom niski jest położony zaledwie o 0,8–1,2 m wyżej od poziomu dna, zaś spadek obu poziomów jest podobny i wynosi około 0,0004. Dalej w dół doliny poziom nadzalewowy uzyskuje większą wysokość względną, w Posoce osiąga około 2 m, zaś jego spadek znacznie maleje. Nachylenie dna doliny wzrasta na tym samym odcinku do 0,00054. Spadek poziomu niskiego znów znacznie wzrasta w Kuźnicy – do 0,00088 i nieco ponad 0,0001 w Koźminie, ale maleje jego wysokość wobec dna doliny do 1–1,2 m.

Badania prowadzone w odkrywce Koźmin, leżącej w północnej części basenu uniejowskiego (rys. 2), pozwoliły po raz pierwszy określić wiek i strukturę poziomu niskiego w tej części doliny Warty (T u r k o w s k a i in. 2000). Następnie badaniami powierzchniowymi objęto inne części basenu uniejowskiego.

Dla 6,5 km odcinka poziomu niskiego i dna doliny Warty od Siedlątkowa (poniżej tamy zbiornika) do Leśnika wykonano szkic geomorfologiczny na podstawie zdjęć lotniczych (rys. 35). Występują tu liczne paleokoryta, podobnie jak w poprzednio opisanym odcinku doliny Warty na południe od Sieradza. Ogólna gęstość wszystkich zrekonstruowanych koryt wzrasta w kierunku północnym, wraz z rozszerzaniem się całej doliny. Koryta pierwszego typu (A) występują dość rzadko, większą koncentrację zauważyć można w osiowej strefie doliny. Ich ogólna gęstość jest tu niewielka – 0,52 km/km² (tab. 1). Występują w obrębie niskiego poziomu, którego powierzchnia w tym odcinku jest położona nieznacznie (około 1–1,5 m) wyżej niż dno doliny. Krętość paleokoryt „piaszczystych” jest nieco większa niż w poprzednio omawianym odcinku – 1,17. Zrekonstruowane koryta drugiego typu (B) występują tu znacznie częściej. Ich gęstość jest szczególnie duża w zachodniej części doliny dna doliny – do 5,14 km/km². Średnio w omawianym odcinku gęstość tych koryt osiąga 3,80 km/km² (tab. 1). Wśród koryt typu B zauważyć można przykłady o dużej krętości (rys. 35), nawet upoważniającej do zaliczenia ich do koryt meandrowych (T e i s s e y r e 1991). Średni wskaźnik krętości tych koryt osiąga na analizowanym obszarze wartość 1,31. Szkic fotointerpretacyjny odcinka Siedlątków–Leśnik ukazuje też koryta świeże – trzeciego typu (C). Ich średnia krętość wynosi 1,27, a więc jest mniejsza niż w przypadku typu drugiego. Koryt tych jest tylko kilka, stąd niski wskaźnik ich gęstości (1,15 km/km²).

Dla odcinka Siedlątków – Leśnik wykonano powierzchniową mapę geologiczną doliny Warty (rys. 36). Poziom niski jest na tym odcinku rozdzielony na trzy duże płyty i kilka małych. Są one zbudowane z różnoziarnistych piasków z mulkami i wkładkami szczątków organicznych. Powierzchniowa budowa geologiczna jest zmienna, w strefach koryt kopalnych typu A występują głównie piaski korytowe niemal pozbawione detrytusu roślinnego, zaś w obrębie stref „pozakorytowych” bardziej drobnoziarniste i mulkowane piaski. Osady po-

ziomu niskiego są częściowo przykryte przez cienką 40–60 cm warstwę mady holocenijskiej, a morfologiczne różnice są słabo zaznaczone. W miarę rozszerzania się doliny ku północy poziom niski staje się bardziej wyraźny. W miejscowości Łęg Piekarski jedną z sond ręcznych udokumentowano stosunkowo mięszką warstwę osadów organicznych, które co prawda są powszechne w serii późnowistulianskiej i holocenijskiej, ale na ogół występują w postaci cienkich, kilku- czy kilkunastocentymetrowych wkładek. Warstwa organiczna występuje



Rys. 35. Szkic geomorfologiczny, fotointerpretacyjny odcinka doliny Warty między Siedlątkowem i Leśnikiem

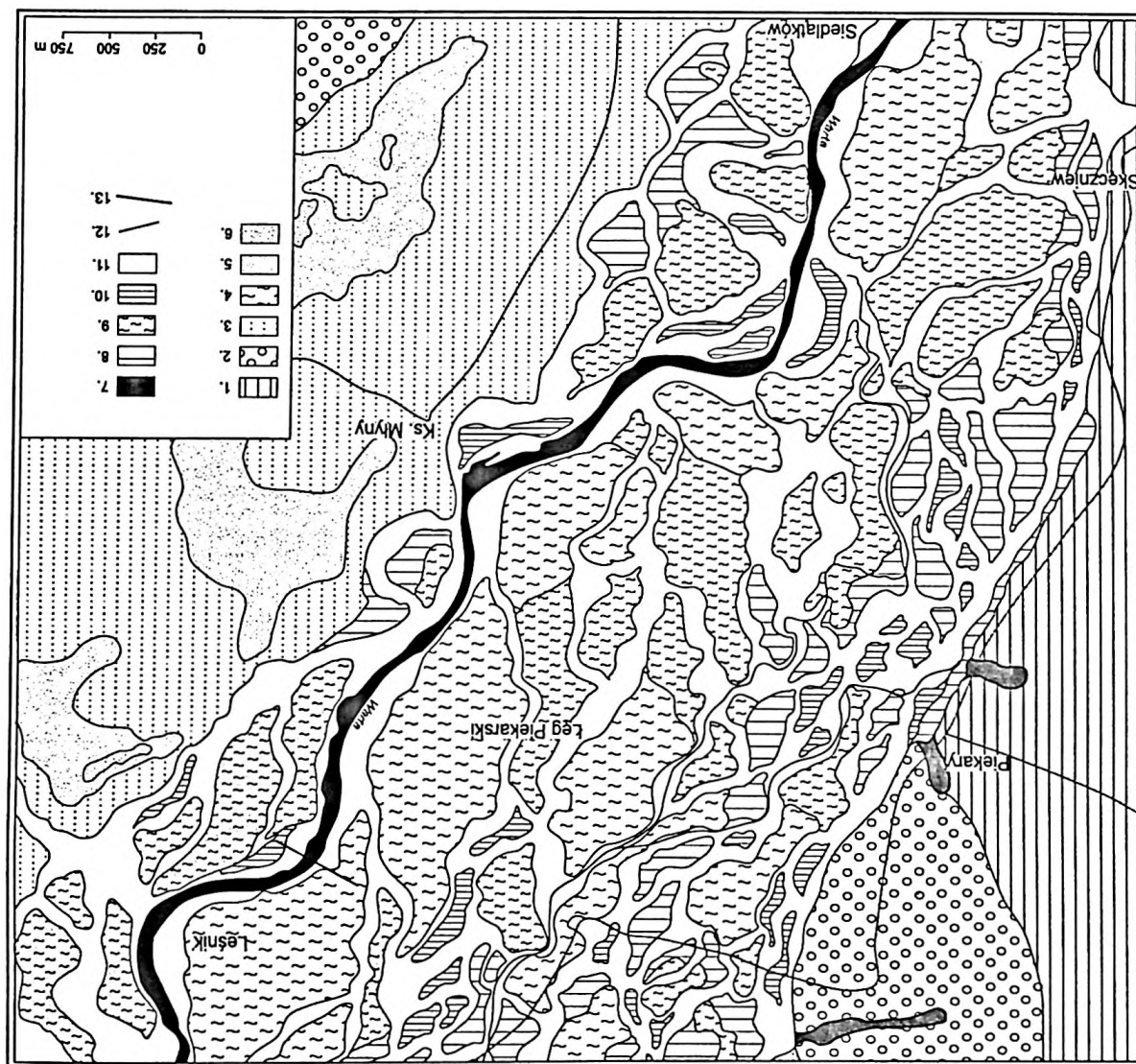
1 – poziom dna doliny; 2 – poziom niski; 3 – poziom wysoki; 4 – pola piasków eolicznych; 5 – stoki doliny i wysoczyzna; 6 – współczesne ciek; 7 – ślady starorzeczy o jasnym fototonie (typ A); 8 – ślady starorzeczy o ciemnym fototonie (typ B); 9 – starorzecza świeże, częściowo wypełnione wodą (typ C)

Geomorphological sketch based on the air photograph of the part of Warta river valley between Siedlątków and Leśnik

1 – valley floor; 2 – low terrace; 3 – high terrace; 4 – aeolian plains; 5 – plains and their slopes; 6 – present-day river channels; 7 – traces of subfossil channels, bright fields on the air photograph (type A); 8 – traces of subfossil channels, dark fields on the air photograph (type B); 9 – fresh oxbow lakes, partly filled with water (type C)

w kopalnym korycie, które na powierzchni zaznacza się jako 40–50 cm obniżenie, o około 20 m szerokości, leżące w obrębie poziomu niskiego (rys. 36, 37). Spąg wypełnienia koryta stanowią piaski średnio- i gruboziarniste z domieszką szczątków organicznych. Jest to osad umiarkowanie dobrze wysortowany, o minimalnej ujemnej skośności, w którym dominują ziarna typu RM – 56–59 %, przy 5–7 % ziaren typu EL. Wyżej, na

głębokości 1,50–2,00 m, zalega warstwa brązowego mułu organicznego, zaś na nim warstwa o charakterze namułu – drobnoziarnistego piasku z mułem organicznym i szczątkami roślin. Całość przykrywa prawie metrowej miąższości warstwa ilastej mady. Z osadów organicznych pobrane zostało 8 próbek do analizy palinologicznej i radiowęglowej. Analiza palinologiczna dla 7 próbek (5 z mułu i 2 z piasków) wykonana została



Rys. 36. Szkic geologiczny powierzchniowy odcinka doliny Warty między Siedlątkowem i Leśnikiem

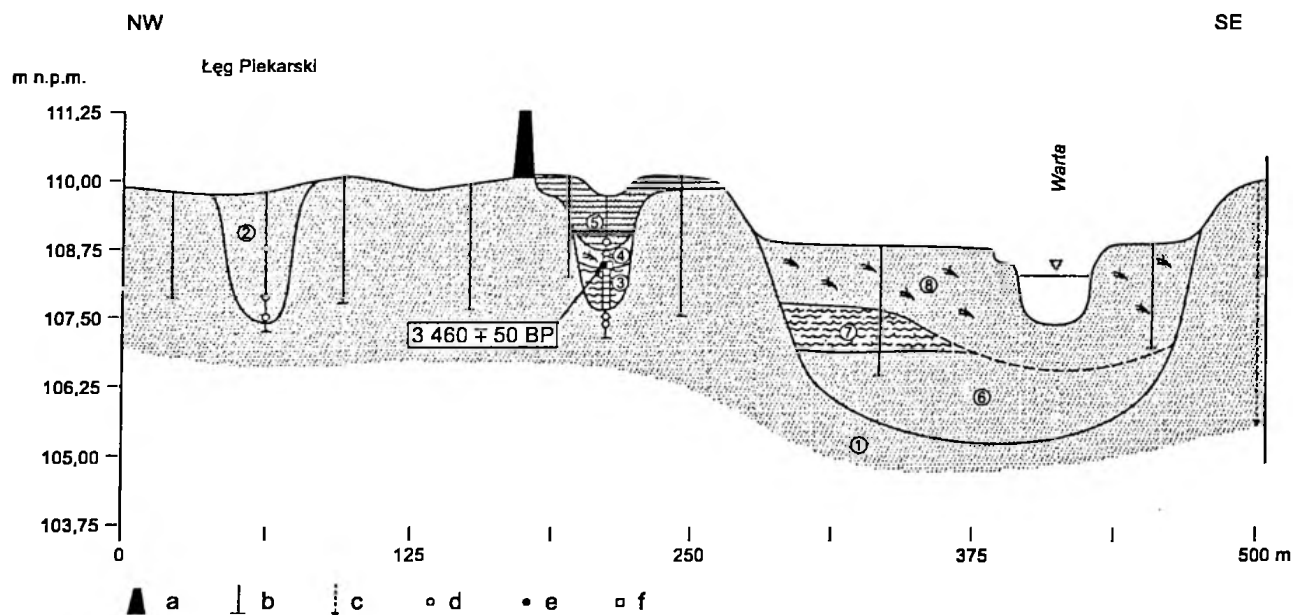
złodowacenie warty: 1 – glina zwalowa, 2 – piaski i żwiry wodnolodowcowe; góry plenivistulian: 3 – piaski z wkładkami mulków, rzeczne; późny vistulian: 4 – piaski i mulki z domieszką szczątków organicznych, rzeczne, 5 – piaski eoliczne, pokrywy, 6 – piaski eoliczne w wydmach; holocen: 7 – mulki i piaski deluwialne, 8 – mady, 9 – mady na piaskach rzecznych późnego vistulianu, 10 – namuły piaszczyste, 11 – piaski różnoziarniste z wkładkami mulków organicznych stref korytowych; 12 – drogi; 13 – lokalizacja przekroju Łęg Piekarski (rys. 37)

Geological surficial sketch of Warta river valley between Siedlątków and Leśnik

Wartian Glaciation: 1 – till, 2 – fluvio-glacial sand with gravel; Upper Plenivistulian: 3 – fluvial sand with silt; Late Vistulian: 4 – fluvial sand with silt and plant remains, 5 – aeolian cover sand, 6 – aeolian sand (in dunes); Holocene: 7 – deluvial silt with sand, 8 – alluvial load, 9 – alluvial silt on fluvial sand, 10 – sand with mud, 11 – fluvial channels sand with organic silt; 12 – roads; 13 – location of Łęg Piekarski cross-section line (Fig. 37)

przez dr Grażynę Miotk-Szpiganowicz. Spągowa próbka z głębokości 1,97 m zawiera prawie 90 % pyłku AP (rys. 38), zdecydowanie dominuje pyłek sosny (*Pinus*), stwierdzono też pojedyncze ziarna olszy (*Alnus*), leszczyny (*Corylus*) i świerka (*Picea*). Dość duży udział w materiale pyłkowym z pierwszej próbki odgrywają też trawy (Gramineae) i paprocie (Polypodiaceae). Opisana próbka, zdaniem palinologa, zawiera osad zdeponowany na pograniczu późnego vistulianu i holocenu. Kolejna próbka z głębokości 1,92 m ukazuje już inne spektrum; choć nadal dominuje pyłek sosny, to wzrasta udział leszczyny, olszy i świerka, pojawiają się kolejne gatunki drzew: wierzba (*Salix*) i wiąz (*Ulmus*). Udział roślin zielnych jest nieco większy, maksimum osiągają paprocie, wzrasta zawartość pyłku jeżogłówki/pałki wąskolistnej (*Typha/Sparganium*) oraz turzyc (Cyperaceae). Wskazuje to na znaczny udział siedlisk wilgotnych w ówczesnym krajobrazie doliny. Wiek badanej próbki oceniono na borealny. Kolejne trzy próbki z głębokości: 1,78 m (nr 3), 1,70 m (nr 4) i 1,55 m (nr 5), prezentują zdaniem Miotk-Szpiganowicz (2002) spektra atlantyku (rys. 38). Poza gatunkami drzew występującymi już wcze-

niej, pojawiają się lipa (*Tilia*) i dąb (*Quercus*), odgrywając znaczną rolę w zbiorowiskach. Wyraźny jest dalszy wzrost krzywej olszy. Stwierdzono również, w próbce nr 5, ziarna pyłku bluszczu (*Hedera helix*). Mniejszy niż poprzednio jest udział roślin zielnych. Prawdopodobnie więc akumulacja mułu organicznego kończy się w okresie atlantyckim. Próbkę pobrane z materiału piaszczysto-mułowego z głębokości 1,47 m i 1,40 m ukazują już inny obraz szaty roślinnej. Zaznacza się ponownie wzrost pyłku NAP; wśród drzew minimalny jest już udział sosny, zanikają wiąz i dąb, zaś pojawia się grab (*Carpinus*), utrzymuje się wysoki udział lipy i zaznacza maksimum udziału pyłku olszy. Zmiany te mogą mieć związek z wzrastającym wpływem gospodarki człowieka. Dowodem na to może być pojawienie się w osadzie pyłku komosy (Chenopodiaceae), bylic (Artemisia), a przede wszystkim zbóż (*Cerealium-type*). Wiek opisywanych próbek nr 6 i 7 został oceniony na subboreal (Miotk-Szpiganowicz 2002). Potwierdzenie tego szacunku daje wynik analizy radiowęglowej – 3460 ± 50 lat BP, wykonanej dla próbki z głębokości 1,40 m. W wyżej leżących osadach udział substancji



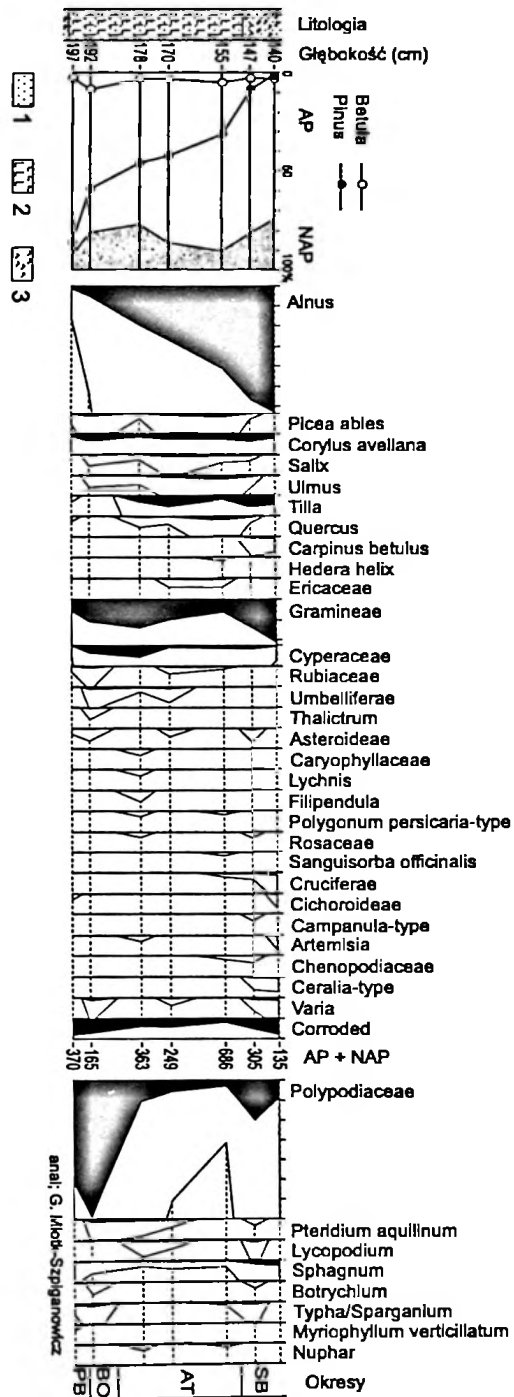
Rys. 37. Przekrój geologiczny Łęg Piekarski

późny vistulian: 1 – piaski różnoziarniste z domieszką mulów organicznych, rzeczne, 2 – piaski średnioziarniste, rzeczne; holocen: 3 – muły organiczne, 4 – piaski z mulkami organicznymi i szczątkami roślin, 5 – mada ciężka, 6 – piaski różnoziarniste, rzeczne, 7 – muły organiczne z piaskami, 8 – piaski różnoziarniste ze szczątkami roślin

a – wały przeciwpowodziowe; b – sondy ręczne; c – otwory wiertnicze; d – miejsca poboru próbek do analiz litologicznych; e – miejsca poboru próbek do analiz radiowęglowych; f – miejsca poboru próbek do analiz palinologicznych.

Geological cross-section Łęg Piekarski

Late Vistulian: 1 – fluvial vari-grained sand with organic silt, 2 – fluvial medium sand; Holocene: 3 – organic silt, 4 – sand with organic silt and plant remains, 5 – alluvial load, 6 – fluvial vari-grained sand, 7 – organic silt with sand, 8 – fluvial vari-grained sand with plant remains
a – embankments; b – manual boreholes; c – boreholes; d – location of lithological analyses; e – location of radiocarbon datings; f – location of pollen analyses



Rys. 38. Stanowisko Łęg Piekarski. Diagram pyłkowy

1 – piasek; 2 – torf; 3 – mul organiczny

Łęg Piekarski site. Pollen diagram

1 – sand; 2 – peat; 3 – organic silt

organicznej był zbyt mały, aby nadawały się do podobnych analiz.

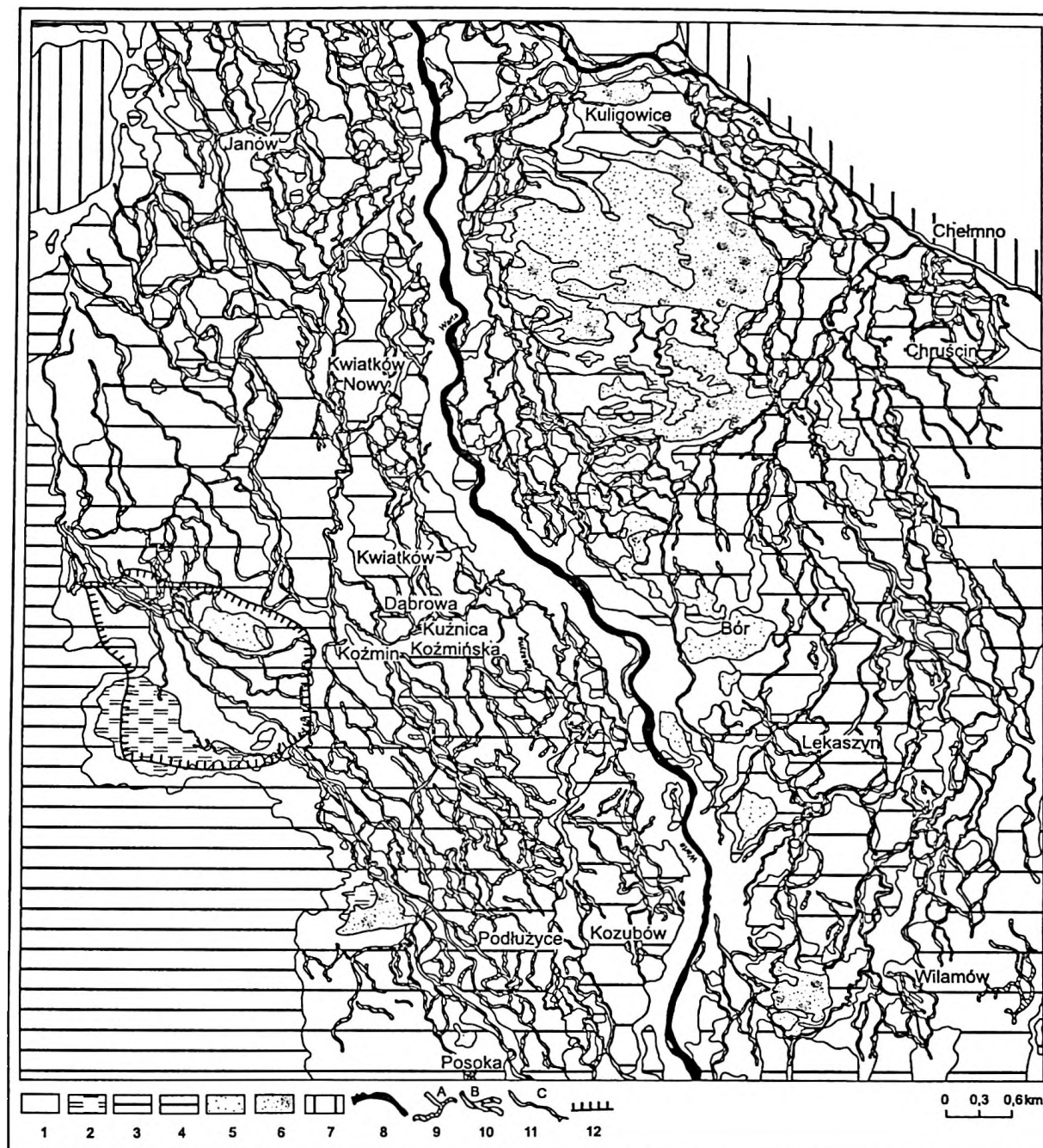
Na powierzchni poziomu niskiego występują osady piaszczyste (rys. 36, 37). W jednej z sond uzyskano piasek średnioziarnisty, pozbawiony domieszek organicznych, o dobrym wysortowaniu, niewielkiej skośności (-0,08) i niemal symetrycznym rozkładzie. Jest to zapewne piasek korytowy, choć ani w terenie, ani na zdjęciu lotniczym nie zaznacza się w tym miejscu ślad kopalnego koryta. Dominującym typem są ziarna eolizowane, przy nieznacznej domieszce ziaren błyszczących. Trzon poziomu niskiego w tym odcinku tworzą piaski drobnoziarniste z domieszką mułków oraz wkładkami mułów organicznych i szczątków roślin, które są prawdopodobnie osadami powodziowymi, późnowistuliańskimi.

W rejonie Uniejowa dolina Warty nieznacznie rozszerza się, ale poziom niski nie zmienia swej generalnej, około 3 km szerokości. W Spicimierzu rozdzielony jest przez ostaniec erozyjny, zaliczony do poziomu wysokiego. Zdecydowane rozszerzenie doliny następuje dopiero na północ od Ostrowska (zał. 1).

W północnej części basenu uniejowskiego kluczowe znaczenie mają dwa stanowiska – odkrywki Smulsko i Koźmin, KWB „Adamów”. W opisywanej wcześniej odkrywce Smulsko osady późnego vistulianu nie zostały stwierdzone; front eksploatacyjny obejmuje część poziomu niskiego dopiero za kilka lat. Znacznie korzystniej pod tym względem położona jest odkrywka Koźmin (rys. 2, 39, zał. 1), która niemal w całości leży w obrębie poziomu niskiego. Badania osadów budujących ten poziom były prowadzone głównie w tym stanowisku, zaś w innych częściach basenu uniejowskiego tylko analizowane sondażowo dla porównania z obserwacjami z Koźmina. Dla tej części basenu uniejowskiego wykonany został trzeci ze szkiców fotointerpretacyjnych fragmentów doliny (rys. 39). Przedstawia on poziom niski i rozczłonkowane dno doliny Warty na długości około 10 km. Dno doliny ma postać trzech lub czterech stref, szerokich na kilkaset metrów oraz kilku wąskich rozcięć. Szczególnie wyróżnia się strefa dna wzdłuż współczesnego koryta Warty, choć może to być po części efekt wyrównywania terenu podczas wznoszenia wałów przeciwpowodziowych. Znaczną powierzchnię, zwłaszcza po wschodniej stronie koryta Warty, zajmują piaski eoliczne z wydymami. Szerokość obydwu poziomów (poziomu niskiego i dna doliny) jest tu największa w całym badanym odcinku doliny Warty i dochodzi do 8 km, także sieć analizowanych koryt jest tu najlepiej rozwinięta. Leżąca w tym obszarze odkrywka Koźmin daje możliwość obserwowania poszczególnych typów koryt w odsłonięciu. Koryta typu A (rys. 39) w znacznej ilości występują na południe od Koźmina, po zachodniej

stronie współczesnego koryta Warty, zaś ku północy nie są one czytelne na zdjęciach lotniczych. Wynika to być może z warunków wilgotnościowych – silnego przesuszenia gruntu w okresie wykonywania zdjęć, chociaż paleokoryta takie występują i ich ślady są widoczne w terenie. Zmierzona gęstość koryt – 4,41 km/km² (tab. 1) dotyczy tylko okolic Kuźnicy Janiszewskiej (rys. 39). Krętość koryt typu A w tym rejonie jest niewielka (około 1,1). Na analizowanym wycinku basenu uniejowskiego dominują koryta typu B, występujące zarówno na poziomie dna doliny jak i poziomie niskim. Ich gęstość jest zmienna, średnio wynosi ona 5,48 km/km², choć w rejonie Janowa, czy Chełmna dochodzi do 10 km/km². Zróżnicowana jest również krętość koryt typu B: wiele koryt ma układ meandrowy, ale równie często zdarzają się odcinki niemal prostolinijne. Średnia krętość na analizowanym obszarze wynosi 1,21. Koryta świeże – C są na omawianym obszarze liczne (rys. 39), w profilu południkowym występuje ich około dziesięciu i podobnie jak inne rodzaje wielokrotnie rozdzielają się one i łączą. Ich gęstość jest tu większa niż na analizowanych wcześniej obszarach i wynosi średnio 1,51 km/km² (tab. 1). Koryta te cechują się niezbyt dużą krętością średnią (1,19), ale liczne są odcinki o krętości powyżej 1,5 (np. okolice Wilamowa czy Kuligowic). Niektóre koryta typu C występują również w obrębie poziomu niskiego doliny.

Szczegółowo przedstawione zostaną dwa kopalne koryta, słabo zaznaczające się w rzeźbie powierzchni poziomu niskiego, oraz jedno położone na poziomie zalewowym. Wspomniane koryta są zauważalne na zdjęciu lotniczym (rys. 39), choć czytelność obrazu fotograficznego w sąsiedztwie odkrywki pogarsza przesuszenie gruntu, ponieważ zdjęcie było wykonywane w trakcie funkcjonowania odkrywki. Koryta te zaliczono do typu B – z wypełnieniem mineralno-organicznym. Pierwsze koryto położone było w środkowej części pierwszego poziomu eksploatacyjnego, na bocznej ścianie odkrywki, jedno z wcześniejszych odsłoneń wykonanych w jego obrębie zostało już opublikowane (P e t e r a 2002). Wypełnienie koryta sięga do powierzchni terenu. Jest to w zasadzie zestaw kopalnych koryt z materiałem wypełniającym kolejne rozcięcia, sięgające do głębokości 6,5 m (rys. 40). Odsłonięcie przecina strefę koryt skośnie, jej rzeczywista szerokość wynosi około 70 m. Podłożem dla osadów późnego vistulianu, w którym wycięte zostały koryta są osady rzeczne środkowo- i gómolplenivistuliańskie, a w miejscu najgłębszego rozcięcia piaski i mułki wodnolodowcowe zlodowacenia warty, na co wskazuje uziarnienie osadów i wyniki analizy obróbki ziaren kwarcu (rys. 40). Seria środkowoplenivistuliańska to tylko około 1 m piasków średnio- i drobnoziarnistych o umiarkowanie dobrym wysortowaniu i 35–45% udziale ziaren

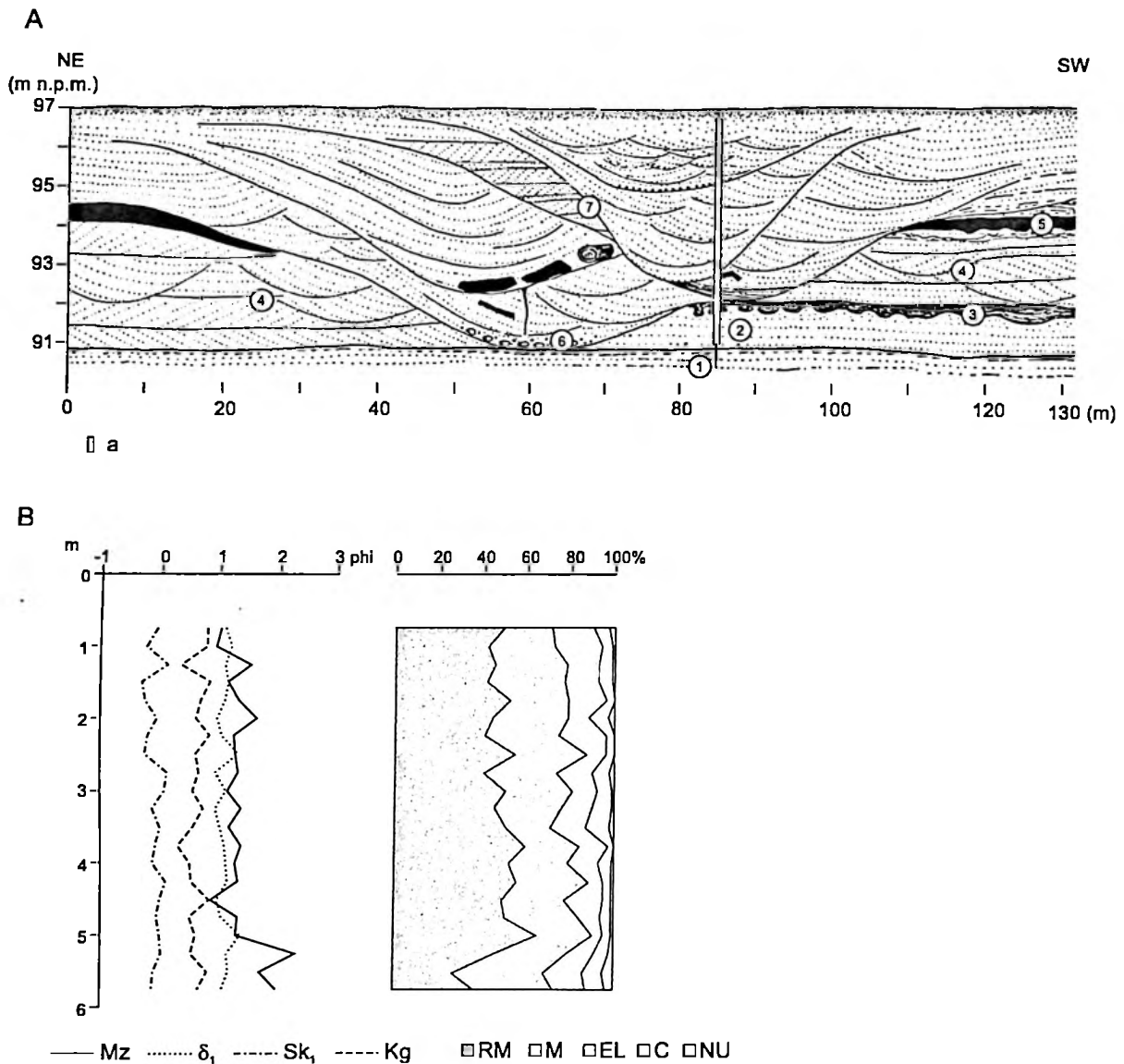


Rys. 39. Szkic geomorfologiczny, fotointerpretacyjny północnej części basenu uniejowskiego

1 – poziom dna doliny; 2 – torfowisko; 3 – poziom niski; 4 – poziom wysoki; 5 – pola piasków eolicznych; 6 – wydmy; 7 – stoki doliny i wysoczyzna; 8 – współczesne ciek; 9 – ślady starorzeczy o jasnym fototonie (typ A); 10 – ślady starorzeczy o ciemnym fototonie (typ B); 11 – starorzecza świeże, częściowo wypełnione wodą (typ C); 12 – drogi; 13 – zasięg odkrywki Kozmin

Fig. 39. Geomorphological sketch based on the air photograph of north part of Uniejów Basin

1 – valley floor; 2 – peatbog; 3 – low terrace; 4 – high terrace; 5 – aeolian plains; 6 – dunes; 7 – valley slopes and plain; 8 – present-day river channels; 9 – traces of subfossil channels, bright fields on the air photograph (type A); 10 – traces of subfossil channels, dark fields on the air photograph (type B); 11 – fresh oxbow lakes, partly filled with water (type C); 12 – roads; 13 – Kozmin outcrop extent



Rys. 40. Stanowisko Koźmin I (odkrywa KWB „Adamów-Koźmin”)

A. Szkic odsłonięcia

złodowacenie warty: 1 – piaski fluwioglacjalne; vistulian: 2 – piaski rzeczne (środkowy plenivistulian), 3 – muł organiczny, 4 – piaski różnoziarniste (górný plenivistulian), 5 – torf, 6 – żwiry, 7 – piaski różnoziarniste, korytowe (późny vistulian)

a – lokalizacja profilu litologicznego

B. Wskaźniki uziarnienia wg Folka i Warda (1957): Mz – średnia średnica, δ_1 – wysortowanie, Sk₁ – skośność, Kg – kurtoza

Obrobka ziaren kwarcu: RM – okrągłe, matowe, M – pośrodkowe, EL – błyszczące, C – pęknięte, NU – nieobrobione

Koźmin I site (“Adamów-Koźmin” opencast mine)

A. Sketch of the exposure

Wartian Glaciation: 1 – fluvioglacial sand; Vistulian: 2 – fluvial sand (Middle Plenivistulian), 3 – organic silt, 4 – vari-grained sand(Upper Plenivistulian), 5 – peat, 6 – gravel, 7 – fluvial channel sand (Late Vistulian)

a – location of lithologic log

B. Folk and Ward coefficients: Mz – mean size, δ_1 – standard deviation, Sk₁ – skewness, Kg – curtosis

Quartz-grain abrasion: RM – round, mat grains, M – rounded, partly matted grains, EL – dull, glossy grains, C – crushed grains, NU – fresh, shape-edged grains

eolizowanych, przy znacznym – około 20 % udziale ziaren błyszczących. Są one przykryte przez warstwę zaburzonych torfów i mułów organicznych; ich powstanie datowane było w innych profilach na 26–29 ka (P e -

t e r a 2002). Piaski górnoplenivistuliańskie, które jeszcze kilka km na południe budują terasę wysoką i osiągają miąższość około 10 m, w odkrywce Koźmin są znacznie cieńsze i występują w postaci 2–2,5 m war-

stwy leżącej na osadach środkowopleniwistuliańskich. Są to piaski średnioziarniste, przekątnie warstwowane, deponowane w środowisku rzeki roztokowej. Ich warstwa cienieje sukcesywnie ku zachodowi. Osady wypełniające najstarsze rozcięcie to warstwowane przekątnie, rynnowo piaski średnioziarniste, umiarkowanie dobrze i dobrze wysortowane (P e t e r a 2002), leżące na bruku erozyjnym. Wyżej występują piaski grubo- i średnioziarniste, umiarkowanie dobrze wysortowane, o symetrycznym rozkładzie, związane z kolejnym wypełnieniem. W piaskach występują pakiety torfu, przemieszane lub tylko oderwane od ciągłej serii torfowej (rys. 40). Jej wiek został określony na schyłkowy alleröd na podstawie analizy palinologicznej i radiowęglowej torfów (T u r k o w s k a i in. 2000; P e t e r a 2002). Profil wykonano w osi najmłodszych rozcięć, wypełnionych piaskami średnio- i gruboziarnistymi, ułożonymi w zestawy przekątnych warstwowań tabularnych i rynnowych. W profilu pionowym osad jest zróżnicowany granulometrycznie, ponieważ występują tu trzy kolejne sekwencje wypełnień (P e t e r a , F o r y s i a k 2002).

Osady budujące znaczną część poziomu niskiego to utwory pozakorytowe – piaski z przewarstwieniami mułów organicznych i mady piaszczyste, datowane na młodszy dryas, zalegające na wspomnianej wcześniej serii gytii i torfów (T u r k o w s k a i in. 2000; P e t e r a 2002). Przykładowy profil tych osadów zbadano na wschód od opisanej wyżej strefy korytowej. Udokumentowana została około 3 m miąższości dwudzielna seria. Część dolna serii ma charakter piaszczysto-mułkowy, pod względem uziarnienia cechuje ją słabe wysortowanie i dodatnia skośność; zawiera domieszki materiału organicznego. Część górną, to piaski drobnoziarniste o słabo zaznaczonej laminacji, dobrze wysortowane, z symetrycznym rozkładem. Wśród materiału kwarcowego dominują ziarna typu RM – 43–50 %, przy kilkunastu procentach ziaren EL.

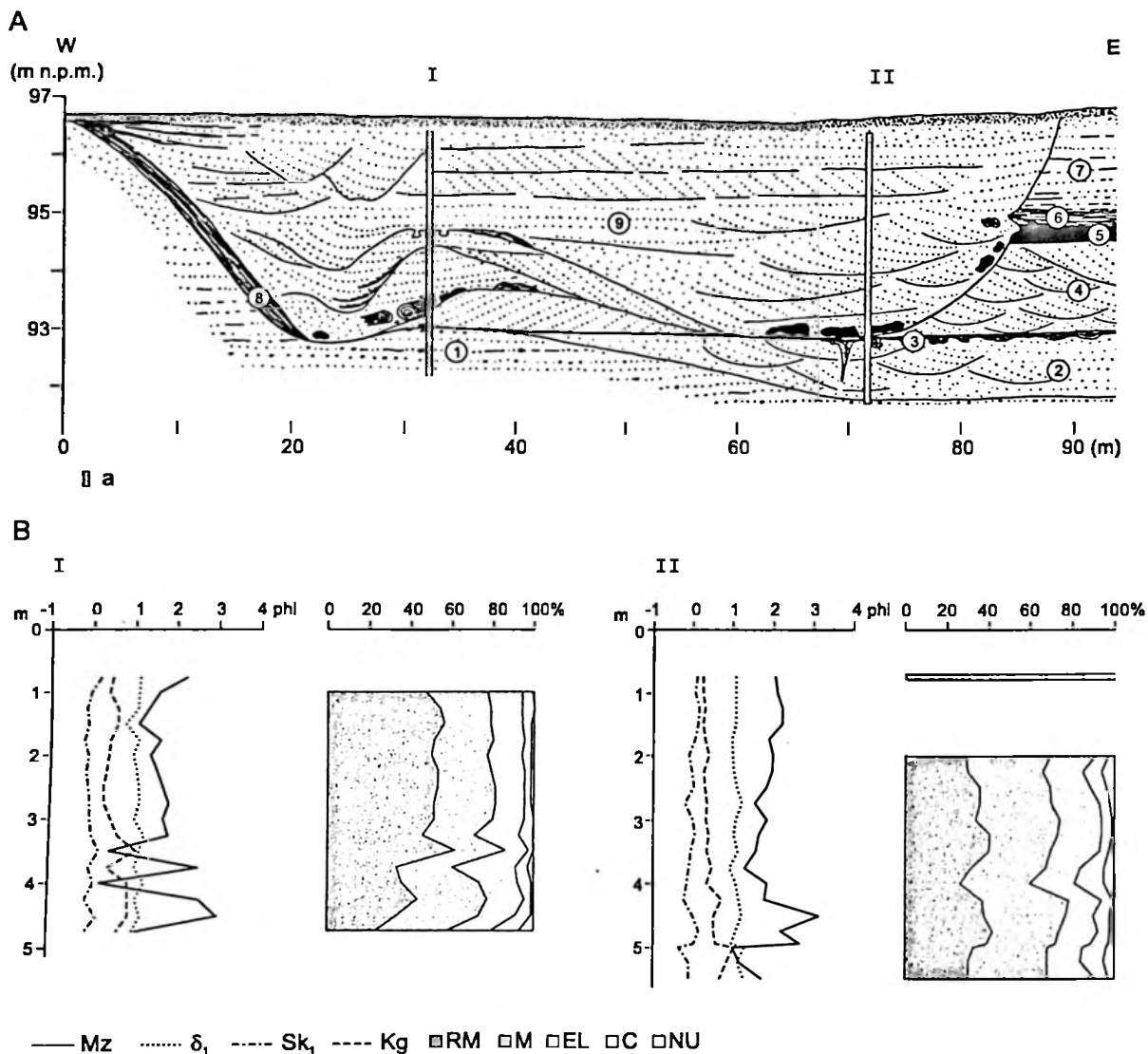
Drugie koryto występuje około 130 m na zachód od koryta pierwszego (rys. 41), a rozdzielone są one wspomnianymi wcześniej osadami pozakorytowymi. Osady wypełniające koryto drugie zostały szczegółowo zbadane w dwu profilach, zlokalizowanych w pobliżu brzegów szerokiego na około 80 m rozcięcia. Profil I prezentuje zachodnią jego część, tu spąg wypełnienia leży na głębokości około 4,5 m. W jego podłożu występują różnoziarniste piaski z wkładkami żwirów, a niżej drobnoziarniste z domieszką mułków o generalnie słabym wysortowaniu i zmiennej skośności. Analiza obróbki ziaren kwarcu wykazała podobny udział trzech głównych typów ziaren: RM – 20–41 %, EL – 19–35 % oraz pośrednich od 22 do 42 %. Są to zapewne osady wodnolodowcowe, warciańskie. We wschodniej części kopalnego rozcięcia podłoże stanowią vistuliańskie serie rzeczne, których prawdopodobnie brak na zachód

od koryta. Profil I ukazuje piaski średnio- i gruboziarniste, warstwowane przekątnie rynnowo, które są dobrze i umiarkowanie dobrze wysortowane. Analiza morfoskopowa wykazała dużą, ale zmienną zawartość ziaren eolizowanych – 45–63 % przy 10–18 % ziaren błyszczących. Osady przeanalizowane w profilu II (rys. 41) są wypełnieniem młodszego rozcięcia. Koryto wypełniają głównie piaski grubo- i średnioziarniste o ponad czterometrowej miąższości, drobniejące ku górze, o coraz lepszym wysortowaniu (do 0,34), zaś skośność z ujemnej staje się dodatnia (rys. 41). Osad warstwowany jest przekątnie, rynnowo, przy dużej skali lamin. Wyniki obróbki ziaren kwarcu odbiegają od uzyskanych, zarówno w pierwszej strefie rozcięć, jak i w profilu II, omawianej strefy. Ziaren typu RM jest mniej – 26–41 %, większy zaś jest udział ziaren typu EL – 13–23 %, przy znacznym udziale pośrednich i pękniętych. Może to świadczyć o deponowaniu wypełnienia tego rozcięcia w innych, mniej surowych warunkach środowiska, lub o pochodzeniu z innego źródła zasilania. Jest zatem prawdopodobny młodszy, holoceniński wiek tego wypełnienia.

Obraz starszych kompleksów vistuliańskich osadów rzecznych występujących w odkrywce Koźmin KWB „Adamów” wraz z ich podłożem został szczegółowo opisany przez P e t e r ę (2002).

W obrębie poziomu niskiego na wschód od współczesnego koryta Warty występuje pas piasków eolicznych z wydymami. W rejonie Ostrowska i Wilmowa są to pojedyncze formy, dochodzące do 10 metrów wysokości, podczas gdy w widłach Neru i Warty występuje większy kompleks, z dużą wydymą w Gaju, której wysokość względna wobec poziomu zalewowego wynosi 18 m, a długość około 3 km. Osady eoliczne na ogół zalegają na rzecznych osadach górnopleniwistuliańskich lub starszej części późnovistuliańskich, choć zdążyła się również, że przykrywają osady holocenińskie.

Holocenińskie **dno doliny**, podobnie jak w opisanych wcześniej odcinkach doliny Warty, jest rozczłonkowane. Charakterystycznym jego elementem, wyraźnie widocznym w powierzchniowym obrazie geologicznym są liczne obniżenia ze śladami koryt (rys. 36), gdzie występują prawdopodobnie ostatnie aktywne koryta, wypełnione osadami korytowymi lub pozakorytowymi, ale również wąskie pasy pozakorytowe, gdzie akumulowane były osady powodziowe. Występować tu mogą osady korytowe starszego wieku. Wynika to z faktu, że strefy korytowe były wielokrotnie rozcinane i zasypywane osadami. Przykład takiej strefy korytowej, ale wieku młodszodryasowego omówiono powyżej (rys. 40). Bardzo trudno wypracować model sedimentologiczny wypełnień tych stref, co pokazały już zaprezentowane stanowiska z odcinków powyżej Siedlątkowa. Poza strefami korytowymi występują namuły organiczno-mineralne, świadczące o stagnowaniu



Rys. 41. Stanowisko Koźmin II (odkrywka KWB „Adamów-Koźmin”)

A. Szkic odstonięcia

vistulian: 1 – piaski różnoziarniste, rzeczne, 2 – piaski średnioziarniste, rzeczne (środkowy plenivistulian), 3 – muł organiczny, 4 – piaski różnoziarniste (górný plenivistulian); 5 – torf z wkładkami piasku, 6 – gytia, 7 – piaski drobnoziarniste (późny vistulian); późny vistulian/holocen: 8 – torf, 9 – piaski różnoziarniste, korytowe

a – lokalizacja profili litologicznych I oraz II

B. Wskaźniki uziarnienia wg Folka i Warda (1957): Mz – średnia średnica, δ_1 – wysortowanie, Sk_1 – skośność, Kg – kurtoza

Obróbka ziaren kwarcu: RM – okrągłe, matowe, M – pośrodkowe, EL – błyszczące, C – pęknięte, NU – nieobrobione

Koźmin II site (“Adamów-Koźmin” opencast mine)

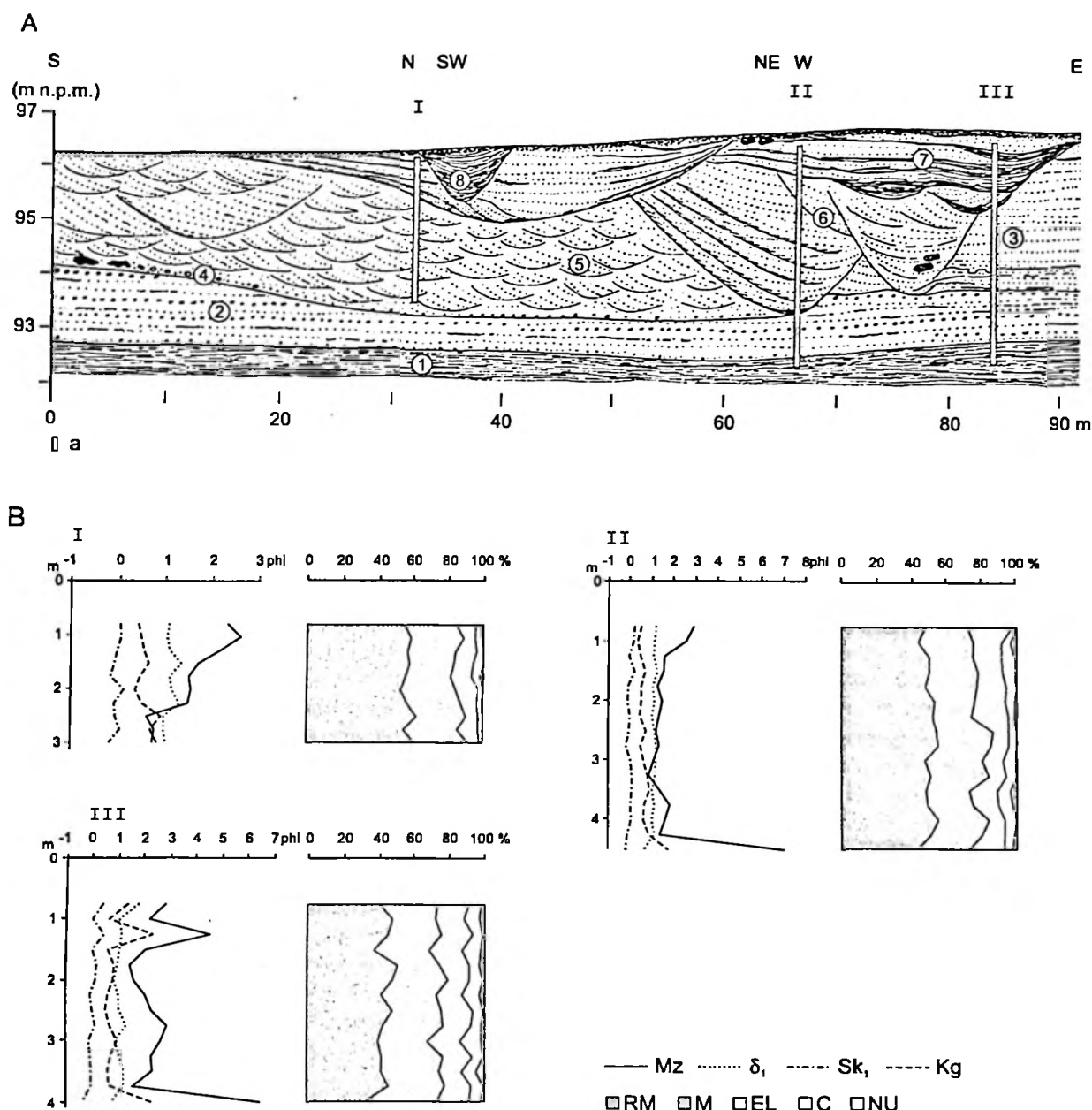
A. Sketch of the exposure

Vistulian: 1 – vari-grained fluvial sand, 2 – medium fluvial sand (Middle Plenivistulian), 3 – organic silt, 4 – vari-grained sand (Upper Plenivistulian), 5 – peat with sand beds, 6 – gyttja, 7 – fine sand (Late Vistulian); Late Vistulian/Holocene: 8 – peat, 9 – vari-grained channel sand

a – location of lithologic logs I and II

B. Folk and Ward coefficients: Mz – mean size, δ_1 – standard deviation, Sk_1 – skewness, Kg – kurtosis

Quartz-grain abrasion: RM – round, mat grains, M – rounded, partly matted grains, EL – dull, glossy grains, C – crushed grains, NU – fresh, shape-edged grains



Rys. 42. Stanowisko Koźmin III (odkrywka KWB „Adamów-Koźmin”)

A. Szkic odsłonięcia

złodowacenie warty: 1 – muł mineralny; vistulian: 2 – piaski ze żwirami, rzeczne; 3 – piaski z przewarstwieniami mułków, 4 – bruk, 5 – piaski różnoziarniste, rzeczne, 6 – piaski z przewarstwieniami mułów organicznych (późny vistulian); holocen: 7 – namuły organiczne z przewarstwieniami piasku, 8 – namuły organiczne z torfem

a – lokalizacja profili litologicznych I, II i III

B. Wskaźniki uziarnienia wg Folk i Warda (1957): Mz – średnia średnica, δ_1 – wysortowanie, Sk₁ – skośność, Kg – kurtoza
Obróbka ziaren kwarcu: RM – okrągłe, matowe, M – pośrodkie, EL – błyszczące, C – pęknięte, NU – nieobrobione

Koźmin III site (“Adamów-Koźmin” opencast mine)

A. Sketch of the exposure

Wartian Glaciation: 1 – silt; Vistulian: 2 – fluvial sand and gravel; 3 – sand with silt interbedding, 4 – pavement, 5 – fluvial vari-grained sand, 6 – sand with interbedding of organic silt (Late Vistulian); Holocene: 7 – warp with sand, 8 – warp with peat

a – location of lithologic logs I, II, III

B. Folk and Ward coefficients: Mz – mean size, δ_1 – standard deviation, Sk₁ – skewness, Kg – curtosis

Quartz-grain abrasion: RM – round, mat grains, M – rounded, partly matted grains, EL – dull, glossy grains, C – crushed grains, NU – fresh, shape-edged grains

wód oraz wkładki torfów; część posiada również pokrywę madową, a w niektórych obniżeniach na madowych spotkać można jeszcze różnoziarniste piaski, związane prawdopodobnie z najmłodszymi zdarzeniami powodziowymi w dolinie Warty. Na obecnym etapie wskazanie wieku aktywności poszczególnych koryt i dokładniejsze rozdzielenie ich pod względem wieku czy rodzaju wypełnienia jest niemożliwe. Pozostaje jedynie podział na trzy typy, dokonany na bazie zdjęć lotniczych. System koryt holocenijskich jaki pokazuje mapa geologiczna rejonu Siedlątków–Leśnik (rys. 36 – ozn. 11) obejmuje koryta typu B i C. Przykład koryta typu B z Łęgu Piekarskiego opisany został wcześniej (rys. 33, 37). Trzeci typ (C), to jak wcześniej wspomniano koryta świeże, w których występuje do dziś woda lub zabagnienia. Koryta te funkcjonowały w dużym stopniu jeszcze w czasach nowożytnych i po części odcięte zostały w trakcie prac hydrotechnicznych, a ostatecznie wyłączone z systemu Warty w latach dwudziestych ubiegłego wieku podczas budowy wałów przeciwpowodziowych.

Kolejnym obszarem, gdzie bardziej szczegółowo badano osady holocenijskie jest północna część basenu uniejowskiego w okolicach Koźmina. Poziom niski, w obrębie którego leży odkrywka jest porzeczniany podobnymi jak w rejonie Leśnika strefami, w których Warta funkcjonowała w holocenie. Badania prowadzone były w odkrywce Koźmin. Większej ilości danych o osadach holocenu dostarcza strefa rozcięcia o szerokości około 100 m, przebiegająca przez odkrywkę z południowego wschodu na północny zachód, która przed rozpoczęciem eksploatacji wykorzystywana była przez Strugę Janiszewską. Prace w jej obrębie były prowadzone w dwu etapach: w latach 1995–1997, kiedy udokumentowano jedyne jak do tej pory w Koźminie organiczne wypełnienie starorzecza (dane geologiczne i paleobotaniczne zostały opublikowane – Kłatkowa i in. 1996; Turkowska i in. 2000), oraz w latach 2001–2002 już w kolejnym odsłonięciu, leżącym około 1 km na północ. Strefa ta jest położona nieznacznie niżej w stosunku do poziomu niskiego (o około kilkadziesiąt cm). W jej obrębie występuje pięć kopalnych rozcięć (rys. 42), dwa z nich są głębsze – do około 4 m, kolejne trzy płytsze. Podłoże stanowią rzeczne piaski późnovistuliańskie, gruboziarniste z udziałem drobnych żwirów, które są ułożone w zestawy warstwowe przekątnie rynnowo, wypełniające szerokie rozcięcia. Koryta głębsze mają kopalne dna na wysokości około 93,5 m n.p.m., co dobrze koresponduje z dnem wspomnianego paleokoryta wypełnionego osadami organicznymi (Turkowska i in. 2000; Pawlicki 2001). Wypełnienie głębszych koryt to przede wszystkim piaski średnioziarniste, warstwowe przekątnie, umiarkowanie wysortowane. W piaskach tkwią konary drzew oraz bryłki torfu. Obróbka

ziaren kwarcu ukazuje przewagę ziaren typu RM – 47–58 %, ale zmniejszającą się ku górze, zaś udział ziaren błyszczących waha się od 9 do 19 % (rys. 42, profil I). Górna część tego profilu obejmuje już osady młodszego i płytszego rozcięcia. Są to drobniejsze, ale lepiej wysortowane piaski z większym udziałem materiału obrabianego w środowisku rzeczonym. Osiową część tego koryta prezentuje profil II, gdzie zróżnicowanie uziarnienia i obróbki jest nieco większe ponieważ występuje tu zarówno wkładka średnioziarnistych piasków korytowych, świadczących o włączeniu koryta do odpływu, jak i przewarstwienia mułowe, powstające w wodzie stagnującej. Duży jest tu udział materiału organicznego. Kolejne, młodsze kopalne koryto sięga swym dnem do około 95,0 m n.p.m., co również odpowiada spągowi młodszego koryta z stanowiska Koźmin-zatoka (Turkowska i in. 2000). Boczna część jego wypełnienia prezentuje profil III (rys. 42). Omawiana strefa koryt ukazuje etapowe zapełnianie pierwotnego, prawdopodobnie młodszodryasowego koryta, przerywane wkraczaniem aktywnych koryt i tworzenie nowych, ale coraz płytszych rozcięć. Ostatnim epizodem była Struga Janiszewska, która w tej strefie płynęła przed rozpoczęciem eksploatacji węgla brunatnego.

Zasadnicza część holocenijskich osadów w tej części doliny leży na wschód od odkrywki Koźmin. Widoczne są trzy strefy, gdzie rozcięte zostały osady młodszodryasowe, a rozcięcia wypełnione zostały w holocenie (rys. 39). Ciągły poziom torfów allerödskich obserwowany w odkrywce, jest rozcięty i w kierunku wschodnim występuje tylko płatami. Dno najgłębszego z rozcięć holocenijskich leży około 89 m n.p.m., czyli 7 m poniżej średniego poziomu wody we współczesnym korycie Warty. W jego spągu występuje 2 m miąższości warstwa piasków średnio- i gruboziarnistych być może korytowych. Wyżej występuje seria osadów pozakorytowych – drobnych piasków z licznymi szczątkami roślin i przewarstwieniami mułowo-organicznymi. Górna część wypełnienia jest bardziej gruboziarnista, ale z dużą zmiennością osadów. W obszarach międzykorytowych występują drobne piaski z detrytusem roślinnym, jak również muły organiczne i mineralne (Forysiak 2003). Kopalne koryta wypełnione są piaskami średnioziarnistymi z domieszką gruboziarnistych, ale stwierdza się też wkładki mułków mineralnych i organicznych. Kolejne, nieco płytsze rozcięcie występuje w rejonie dzisiejszego koryta Teleszyny. Tutaj jednak osady nie są tak zróżnicowane. Dominuje seria piasków średnioziarnistych z detrytusem roślinnym, zajmująca dolną część wypełnienia, zaś górna jest bardzo podobna do opisanej w poprzednim rozcięciu. Na zachód od koryta Teleszyny występuje płat mad o miąższości około 1,2–1,4 m. Cienka pokrywa madowa pojawia się w sąsiedztwie współczesnego koryta Warty, ale ograniczona jest tylko do obszaru położonego mię-

dzy wałami przeciwpowodziowymi. Generalnie w obszarze północnej części basenu uniejowskiego rzadko obserwuje się młode mady, inaczej niż w wyższych odcinkach doliny Warty, gdzie osady te zajmują znaczne powierzchnie i miąższość ich na ogół przekracza 1 m.

W północnej części basenu uniejowskiego, gdzie poziom niski traci swą wyrazistość, strefy rozdzielającego go dna doliny zajmują większy odsetek powierzchni. W rejonie współczesnego ujścia Neru w Dobrowie szerokość dna doliny Warty wzrasta do 3 km, można je opisać jako zwarte, choć i tutaj w jego obrębie występują niewielkie fragmenty położone około 1 m wyżej. Spadek dna doliny między Koźminem i Dobrowem jest wyrównany, wynosi około 0,0004.

Podsumowując charakter odcinka doliny Warty od Siedlątkowa do ujścia Neru należy podkreślić, że zasięg rozległego obniżenia w podłożu podtrzeciorzędowym i podczwartorzędowym ma odbicie w rozległości poszczególnych poziomów dolinnych i miąższości tworzących je serii osadów. W tym odcinku brak najwyższego, schyłkowowarciańskiego poziomu dolinnego, choć osady tego wieku występują w obrębie doliny. Na całym tym odcinku doliny Warty występuje poziom wysoki. W obrazie doliny dominuje poziom niski z charakterystycznym, wielokorytowym układem paleokoryt, który właśnie tutaj jest najlepiej rozwinięty.

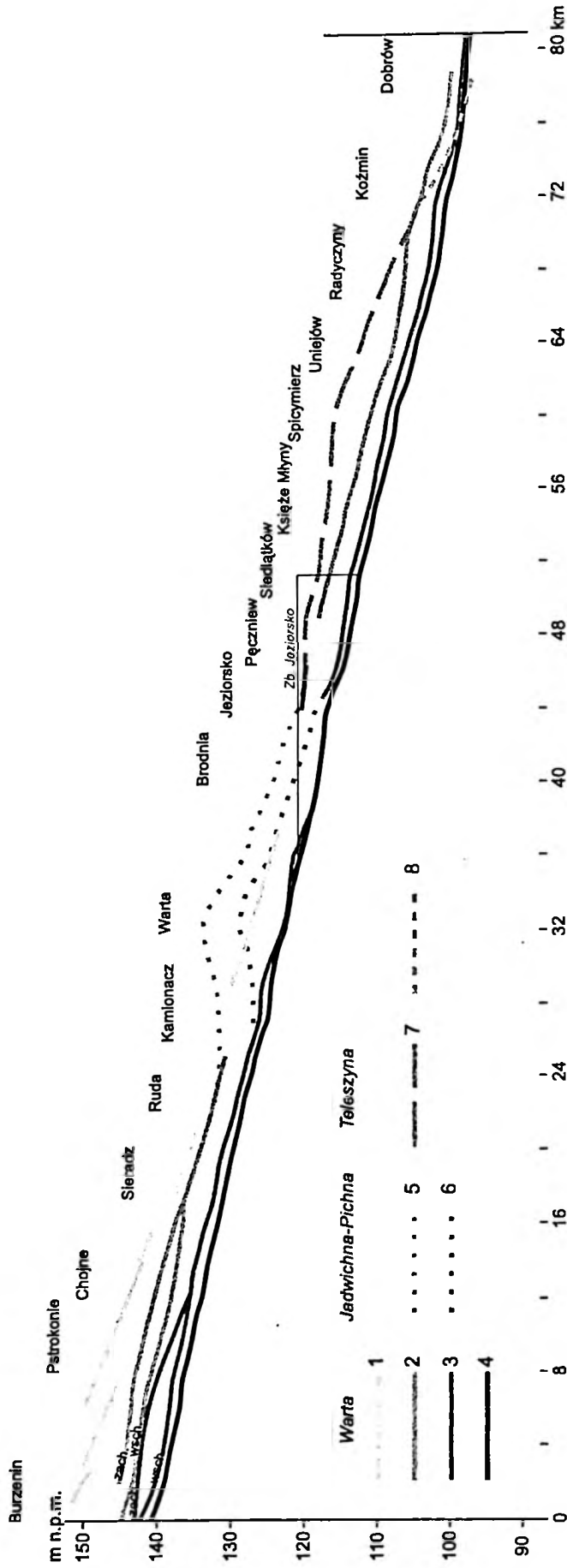
POZIOMY DOLINNE DOLINY WARTY MIĘDZY BURZENINEM A DOBROWEM

Pojęcie „poziom dolinny” jest od dawna stosowane w odniesieniu do dolin rzecznych o złożonej budowie geologicznej (Klatkowska 1955, 1972; Krzemieński 1965; Manikowska 1966; Kuydowicz-Turkowska 1975; Turkowska 1988; Kobjek 2000 i in.). Krzemieński (1965, 1974) w dolinie Warty używa określenia poziom tylko w odniesieniu do jej najwyższego warciańskiego elementu, pozostałe spłaszczenia określając jako terasy: wysoką i średnią związane z vistulianem, zaś denną z holocenem. Turkowska (1996) proponuje, aby określenie „poziom dolinny” traktować jako pojęcie szersze, uwzględniające udział osadów różnej genezy (fluwialnej, stokowej, eolicznej) w budowie wypełnień, a określenie „terasa” zachować dla fluwialnych elementów doliny. W niniejszej pracy określenie poziom dolinny i terasa stosowano zamiennie, dążąc jednak do używania tego drugiego w sytuacjach zdecydowanej przewagi procesów rzecznych, akumulacyjnych lub erozyjnych. Turkowska (1988) w dolinach rzek Wyżyny Łódzkiej wyróżnia poziom najwyższy – warciański, wysoki i niski vistuliański i holocenijskie dno. Autor zaproponował podobny schemat w doli-

nie Warty między Burzeninem i Dobrowem (wyznaczenie czterech poziomów dolinnych: najwyższego, wysokiego i niskiego oraz dna doliny) i w odniesieniu do takiego schematu, na podstawie analizy morfologicznej i geologicznej w kolejnych odcinkach doliny, zakwalifikowano poszczególne, wyróżniane w nich elementy (zał. 1). Poziomy te przedstawiono na profilach podłużnych obejmujących analizowany wycinek doliny Warty (rys. 43). Przeprowadzone badania pozwalają na ich krótką charakterystykę.

Poziom najwyższy powstał w schyłku zlodowacenia warty. Jego fragmenty są zróżnicowane genetycznie, mają charakter zarówno akumulacyjny jak i erozyjny, zbudowane są z osadów lodowcowych i wodnolodowcowych. Fragmenty jakie zaliczono do tego poziomu są najwyżej występującymi spłaszczeniami w dolinie, choć zróżnicowana jest ich wysokość nad dnem doliny i wielkości nachyleń ich powierzchni. Taki charakter poziomu najwyższego ukazuje zestawienie profili podłużnych doliny (rys. 43). Zróżnicowanie takie może po części wynikać z faktu, iż fragmenty te nie są dokładnie synchroniczne, zbudowane z osadów o różnej podatności na denudację. Wycinki doliny zaliczone do poziomu najwyższego występują w południowej, generalnie węższej, części badanego odcinka doliny Warty, zaś nie występują w rozległej części doliny w basenie uniejowskim (zał. 1), gdzie odpowiadać im mogą terasy pradolinne, nie uwzględnione na profilach podłużnych.

Poziom wysoki, jak wynika z opisu ukształtowania powierzchni, położony jest od 3,5 m do 8 m nad dnem doliny Warty. W części basenu uniejowskiego odpowiadające mu osady są przykryte osadami późnovistuliańskimi (poziom wysoki „chowa” się pod terasą niską). Profil podłużny tego poziomu oparty został na wysokościach przeciętnych w poszczególnych fragmentach, ponieważ poziom ten wykazuje spadek poprzeczny, który jest często znaczny (sięga kilku promili). Poziom wysoki to głównie powierzchnie akumulacyjne, zbudowane z osadów rzeki roztokowej, ale w jego obrębie spotyka się też elementy erozyjne, zbudowane z osadów glacialnych, a nawet litych skał kredowych. W południowej części obszaru badań poziom wysoki jest ciągły, ale występuje w postaci stosunkowo wąskich stref (zał. 1); dopiero na północ od Siedlątkowa w dolinie Warty występują po jednej lub po obu stronach rozległe terasy nadzalewowe. Poziom ten występuje też w dolinie Jadwiczny-Pichny oraz w dolinie Teleszyny, tworząc wschodnią część jej powierzchni. Jeśli jednak porównać wysokość zaliczonych do poziomu wysokiego fragmentów, zaskakują znaczne różnice. Między Burzeninem i Sieradzem fragmenty poziomu wysokiego zdefiniowane na podstawie podobnej budowy geologicznej i morfologii powierzchni leżą na różnych wysokościach. Dlatego na profilu podłużnym



Rys. 43. Profile podłużne poziomów doliny Warty

w dolinie Warty: 1 – poziom najwyższy, 2 – poziom wysoki, 3 – poziom niski, 4 – poziom dna doliny; w dolinie Jadwicznej-Pichny: 5 – poziom wysoki, 6 – dno doliny; w dolinie Teleszyny: 7 – poziom wysoki/dno doliny; 8 – poziom wysoki w strefie rowu Adamowa

Longitudinal profiles of Warta river valley terraces

in Warta river valley: 1 – highest terrace, 2 – high terrace, 3 – low terrace, 4 – valley floor; in Jadwiczna-Pichna valley: 5 – high terrace, 6 – valley floor; in Teleszyna valley: 7 – high terrace/valley floor; 8 – high terrace in the Adamów graben

zdecydowano się osobno przedstawić sytuację poziomu wysokiego we wschodniej i zachodniej części doliny. Równie zaskakująca jest sytuacja poziomu wysokiego w dolinie Jadwiczny-Pichny, gdzie jak ukazuje profil podłużny (rys. 43), jego południowa część ma nachylenie na południe, a północna na północ. Także w dolinie Teleszyny poziom wysoki wykazuje zmienny spadek podłużny. Profil podłużny poziomu wysokiego w dolinie Warty poniżej Jeziorska także nie jest jednolity, choć jego zróżnicowanie nie jest już tak duże. Powierzchnia poziomu wysokiego zbudowana jest głównie z osadów górnego plenivistulianu, a morfologicznie poziom ten wyłonił się na przełomie plenivistulianu i późnego vistulianu w wyniku powszechnie stwierdzanej w dolinach fazy erozji.

Część zachodnia doliny Jadwiczny-Pichny położona jest poniżej poziomu wysokiego, ale wyżej niż poziom niski w dolinie Warty. Profil podłużny tej części jest zaskakujący, choć zgodny z przebiegiem nachylenia poziomu wysokiego. Wykazuje on początkowo spadek na południe (rys. 43), a po kilku kilometrach gwałtownie się zmienia na północny. W obrazie geologicznym i morfologicznym powierzchni taka zmiana się nie zaznacza. Występują nawet ślady koryt o przebiegu północ-południe świadczące o istnieniu rzeki w miejscu współczesnego działu wodnego. Dno martwej doliny Jadwiczny-Pichny ukształtowane zostało przez rzekę jednokorytową, prawdopodobnie meandrującą (jego morfologia znacznie odbiega od morfologii poziomu niskiego w dolinie Warty, co mimo zbliżonej budowy geologicznej wyklucza łączenie tych poziomów).

Poziom niski występuje w dolinie Warty niemal na całym omawianym odcinku, choć nie jest zwarty, ale porożcinany, często na kilka stref. Są też odcinki, gdzie jest on niemal zrównany z dnem doliny i daje się wyodrębnić jedynie na podstawie tworzących go osadów. Poziom niski leży najczęściej od 1,0 do 4,5 m nad poziomem zalewowym. Profil podłużny tego poziomu powstał w wyniku łączenia rzędnych powierzchni odpowiednich fragmentów, wyznaczonych na podstawie na podstawie analizy morfologicznej i geologicznej (zał. 1). Nie przedstawia on jednakowego spadku w całym analizowanym odcinku doliny (rys. 43). Podobnie jak w przypadku poziomu wysokiego, między Burzeninem i Chojnym zaznacza się różnica wysokości poziomu niskiego między wschodnią i zachodnią stroną doliny. Różnica ta jest dochodzi do 3 m, dlatego części wschodnia i zachodnia poziomu niskiego zaznaczone zostały osobno na profilu podłużnym (rys. 43). Od miejscowości Chojne po Kamionacz spadek terasy niskiej jest wyrównany. W odcinku między Kamionaczem i Siedlątkowem w głównej dolinie Warty poziom niski występuje tylko fragmentarycznie, zlewając się z dnem doliny. W basenie uniejowskim profil

poziomu niskiego jest ciągły, choć wykazuje on zróżnicowane nachylenie, co najwyraźniej zarysowuje się w okolicach Koźmina. Wysokość poziomu niskiego jest tutaj niewielka, od 1 do 2,2 m, zaś jego części nie wykazują spadku poprzecznego.

Mimo znacznego podobieństwa w morfologii poziomu niskiego na badanym odcinku doliny i dominacji w jego obrazie licznych paleokoryt, zaznaczają się pewne różnice w parametrach zrekonstruowanej sieci kopalnych koryt. Zdecydowanie największą gęstość koryt stwierdzono w północnej części basenu uniejowskiego (tab. 1), gdzie poziom niski ma największą szerokość, jego spadek jest nieco większy niż w innych analizowanych odcinkach, a koryta charakteryzują się nieco mniejszą krętością. Istota powstania i ewolucji systemu wiekokorytowego, którego śladami są analizowane starorzecza, zostanie przybliżona w następnym rozdziale.

Holocenne dno doliny na ogół rozdzielone jest na kilka stref. Jego profil podłużny poprowadzony wzdłuż osi doliny (rys. 43) jest odbiciem najniższej położonych części dna doliny, nie zawsze zbieżnych ze strefą przebiegu współczesnego koryta. Profil dna doliny wykazuje pewną zmienność spadku na badanym odcinku Warty. Widocznych jest kilka fragmentów o spadku mniejszym niż przeciętny (około 0,55‰), m.in.: poniżej Burzenina, w rejonie Brodni, między Pęczniewem i Siedlątkowem oraz poniżej Koźmina. Są też miejsca o dość znacznym wzniesieniu spadku dna doliny, na przykład koło miejscowości: Burzenin, Jeziorsko, Spiczka czy Koźmin, gdzie na krótkich odcinkach jego wartość dochodzi do 1‰ (rys. 43). Dno doliny obfituje w starorzecza, ukazujące układ wielokorytowy Warty w holocenie zbliżony pod względem parametrów do układu młodszodryasowego.

Zawarte w niniejszym rozdziale informacje o wieku osadów uzyskano generalnie w trakcie opisywanych badań. Dane te pozwalają na bardziej precyzyjne określanie wiekowe serii rzecznych, a przynajmniej ich stropowych części, które były poddane analizom struktury i tekstury osadów. W przypadku poziomu najwyższego, schyłkowowarciańskiego dokładniejsze określenie wieku jest obecnie niemożliwe. Seria górnoplenivistuliańska, która tworzy zasadniczą część wypełnienia i powierzchnię poziomu wysokiego była akumulowana w ciągu około 6–7 tys. lat, a być może krótszym. Wprawdzie na badanym obszarze uzyskano wyniki analiz osadów leżących bezpośrednio pod i nad tą serią o większej rozpiętości czasowej (23 010 lat BP – Aleksandrów i 13 370 lat BP – Ługi), ale inne przesłanki (m. in. kilkumetrowej miąższości warstwa osadów złożonych po rozcięciu terasy wysokiej pod datowanymi osadami w Ługach) każą ten okres skrócić. Poziom niski był kształtowany w późnym vistulianie. Stropowa jego część powstała w okresie

młodszy dryas, w czasie około tysiąca lat. Wreszcie seria holocenska, tworząca dno doliny powstaje od około 10 tys. lat, ale duże tempo akumulacji przypada na neholocen, a zwłaszcza ostatnie około 2500 lat, co powszechnie wiązane jest z działalnością człowieka.

Z przedstawionego podsumowania wysnuć można wniosek, że o charakterze doliny i jej poszczególnych poziomach decydują stosunkowo krótkie, ale intensywne fazy akumulacji osadów oraz równie intensywne, lecz trudne do czasowego sprecyzowania fazy erozji, wyłaniające kolejne poziomy dolinne, ale też przygotowujące dolinę do tworzenia następnych teras.

Innym spostrzeżeniem dotyczącym powierzchni opisanego poziomu, są widoczne na wszystkich profilach podłużnych (rys. 43) zniekształcenia ich spadku.

Są one większe w odniesieniu do starszych poziomów dolinnych – najwyższego i wysokiego, zaś najmniejsze dla holocenskogo dna doliny. Przypomnieć trzeba, że również współczesne koryto Warty na analizowanym obszarze ma zmienny spadek. Najbardziej czytelne z tych zniekształceń na różnych poziomach występują w tych samych wycinkach doliny. Jeśli porównać je z położeniem stropu podłoża podczwartorzędowego, okazuje się, że są to strefy jego znacznych wyniesień, albo głębokich obniżień. Nasuwa się wobec tego wniosek o neotektonicznej i współczesnej aktywności pewnych części tego podłoża i jego wpływie zarówno na przebieg koryta Warty w okresie postglacjalnym, jak i na położenie dna doliny i postsedymentacyjne pionowe przemieszczanie poziomów dolinnych.

ROZWÓJ BADANEGO ODCINKA DOLINY WARTY NA TLE EWOLUCJI DOLIN NIŻOWYCH

PRZEDCZWARTORZĘDOWE ZAŁOŻENIA DOLINY I ŚLADY ROZWOJU PRZEDWARCIAŃSKIEGO

Powierzchnia podkenozoiczna badanego obszaru wykazuje generalnie spadek ku północy (rys. 5), rysujące się w stropowej powierzchni mezozoiku doliny kształtowały się zapewne już w trzeciorzędzie. Większość z nich jest zgodna ze strukturalnymi liniami w podłożu, co sugeruje istotny, a może decydujący wpływ tektoniki podłoża na przebieg dolin, choć ich geneza jest złożona. W obrazie powierzchni mezozoiku zaznaczają się wyraźne obniżenia o charakterze dolin wcięte do około 10–20 m n.p.m., oddzielające się od kopalnej doliny Warty w Sieradzu oraz w okolicach Warty i przebiegające ku północnemu zachodowi (Załoba 1992). W trzeciorzędzie doliny te zostały wypełnione osadami, głównie neogeńskimi (Baranowski, Mańkowska 1972; Ciuk 1980). Dyjor (1987) rekonstruuje systemy kopalnych dolin zachodniej Polski, dolinę pra-Warty w okresie miocenu zaznacza tylko na południe od Burzenina; na odcinku Widawa – Koło autor ten zaznacza dolinę o spadku ku północy dopiero w pliocenie. Potwierdzeniem takiej sytuacji może być rysunek podłoża podczwartorzędowego badanego obszaru (rys. 4). Należy pamiętać, że szkic nie ma charakteru rekonstrukcji paleogeograficznej przelomu trzeciorzędzie i czwartorzędzie, ale ukazuje współczesny strop osadów starszych od

czwartorzędu. Różnice wynikają przede wszystkim z ruchów neotektonicznych podłoża mezozoicznego i glacitektonicznego zaangażowania plastycznych osadów trzeciorzędzie, udokumentowane na badanym obszarze (m.in. Klatkowska, Załoba 1992a,b; Klatkowska 1993; Załoba 1993; Załoba, Czubla 1995), ale również z niszczenia osadów starszych od czwartorzędu przez lądolody, wody lodowcowe i rzeczne w plejstocenie. Mimo tych niewątpliwych zmian należy przyjąć, że widoczna na szkicu podłoża forma dolinna o przebiegu zbliżonym do obecnej doliny Warty istniała już w trzeciorzędzie (rys. 5) i była odnowiona w starszej części czwartorzędu. Zdaniem Czarnika (1972), akumulacja neogeńskich osadów piaszczysto-mułowych w rejonie Turku zachodziła w obrębie kopalnych dolin, zaś formacje węglowe powstawały w istniejących w nich podmokłych obniżeniach. Duża ilość kier osadów neogenu w utworach czwartorzędu w okolicach Turku świadczy o egzaracyjnym niszczeniu przez lądolód teras doliny, wciętej w osady trzeciorzędzie (Czarnik 1972).

Gliny zwałowe zlodowaceń południowopolskich, które z racji braku podstaw do dokładniejszego stratygraficznego określenia potraktowano łącznie, znajdują się często w dnie kopalnej doliny Warty bezpośrednio na osadach podłoża podkenozoicznego i występują znacznie niżej niż w obrębie wysoczyzn. Pokłady tych glin są często ugięte w strefach kopalnych stoków (np. rys. 7, 8, 9), co dowodzi istnienia doliny

w okresie ich akumulowania. Podobnie ułożony jest pokład starszej gliny środkowopolskiej. Odtwarzanie formy w okresach interglacjałów potwierdzone jest obecnością w obrębie wypełnienia doliny osadów piaszczystych zaklasyfikowanych do tych okresów (rys. 6, 7, 9, 14). Można mówić o permanencji doliny Warty od trzeciorzędu. Przedstawione przekroje i szkic podłoża podczwartorzędowego pokazują, że na badanym obszarze alternatywą przebiegu rzeki poza współczesną doliną Warty są tylko doliny Jadwichny-Pichny i Teleszyny, które funkcjonowały w systemie Warty zapewne także przed ostatnim zlodowaczeniem.

ROZWÓJ DOLINY WARTY W OKRESIE ZLADOWACENIA WARTY I INTERGLACJALE EEMSKIM

Osady ostatniego na opisywanym obszarze łądolodu (warty) są poznane znacznie lepiej niż poprzednich zlodowaceń, co pozwala na precyzyjniejsze wnioskowanie o przebiegu doliny Warty w tej części plejstocenu. Krzemiński (1997) pisze, że w trakcie transgresji łądolodu obniżenia ówczesnych dolin: Warty, Prośny, Neru i Widawki posłużyły za drogi rozprzestrzenienia się lobu południowielkopolskiego. Teza ta jest potwierdzona w dolinie Warty włożeniem poziomu glin zwałowych, uznanych za warciańskie, zarówno między Burzeninem i Sieradzem (Krzemiński 1974; Krzemiński, Bezowska 1986b, 1987) jak też w basenie uniejowskim (Czarnik 1972; Klatkova 1993, 1994; Załoba, Czubla 1995; Czubla 2001). Pokład ten jest obniżony o około 30–40 m w stosunku do otaczających wysoczyzn, choć jego miąższość jest podobna. Sytuację taką obrazują przekroje przez dolinę Warty (rys. 6–15).

Odcinek doliny Warty między Burzeninem a Kołem ma przebieg generalnie prostopadły do czoła nasuwających się łądolodów, co powodowało blokowanie wód przed czołem łądolodu i powstawanie osadów zastoiskowych. Osady te występują w klifie zbiornika „Jeziorsko” w Brodni. Zostały udokumentowane również na południe od miasta Warta (Klatkova, Załoba 1992a,b; Załoba 1992, 1996). Stwierdzone w zachodniej części basenu uniejowskiego w otworach wiertniczych muły i ility brunatne o miąższości kilkunastu, a skrajnie 30 m, Czarnik (1972) uznał za osady zastoiska „koźmińskiego”, które miało funkcjonować przed wkroczeniem łądolodu warty i wypełnić istniejącą dolinę Warty do wysokości 77–80 m n.p.m. Osady zastoiskowe, w pozycji ustalonej przez Czarnika (1972), ale o mniejszej miąższości, rozcięte w późniejszym okresie, udokumentowane zo-

stały w odkrywce Koźmin (Klatkova i in. 1996; Petera 2002, oraz materiały niepublikowane). Nowe dane wiertnicze, szczególnie na północ od Koźmina, dokumentują porozdzielane piaskami i glinami zwałowymi osady ilasto-mułowe również na większych głębokościach niż podaje Czarnik (1972). Mogą one świadczyć o powstawaniu zastoisk także przed starszymi łądolodami, co popierałoby wniosek Krzemińskiego (1997) o permanencji doliny Warty i jej istnieniu również we wcześniejszych etapach rozwoju w czwartorzędzie, na całym badanym odcinku.

Deglacja lobu południowielkopolskiego postępowala etapowo, na drodze rozpadu bryłowego (Krzemiński 1974, 1997; Krzemiński i in. 1993). Formy szczelinowe układają się w strefy uwarunkowane istnieniem lokalnych elewacji w podłożu podwarciańskim. W południowej części występuje wał kemowy – pagórki burzenińskie (Krzemiński 1974; Krzemiński, Bezowska 1986b), uformowany w strefie zrębu Brzykowa. Kolejne, wyróżnione strefy: sieradzka i kalisko-niemysłowska (Krzemiński i in. 1993), leżą na północ od wymienionej i są efektem zanikania lobu południowielkopolskiego. W dolinie Warty zalegały bryły martwego lodu (Krzemiński 1997), utrudniając odpływ wód, które kierowane były ku zachodowi m.in. doliną Oleśnicy i Pysznej (Krzemiński inf. ustna). W osi doliny Warty na południe od Sieradza zaczęło się prawdopodobnie rozcinanie złożonego wcześniej pokładu gliny zwałowej. Jednak już w rejonie miasta Warta i w południowym obrzeżeniu basenu uniejowskiego Klatkova i Załoba (1992a,b; Załoba 1992, 1993) udokumentowali ślady większej aktywności czoła łądolodu i powstanie spiężeń glaciektonicznych jako efektu jego „szarż”. Wody lodowcowe mogły wówczas gromadzić się w lokalnym zastoisku w strefie doliny lub odpywać na południe i być może w rejonie Sieradza kierowały się na zachód doliną pra-Warty (Dyjor 1993). Był to początek kształtowania się współczesnej doliny w odcinku na południe od Sieradza, gdzie wody rzeczne mogły już spływać na północ i formować poziom najwyższy. Dalsze wycofywanie się czoła łądolodu dało możliwość płynięcia wód przez dolinę Teleszyny po okolice Dobrej, gdzie zapewne kierowały się na zachód, od południa opływając Wał Malanowski (Klatkova 1972; Chrzanowski 1980; Klatkova, Załoba 1991). W tym okresie dno ówczesnej Warty funkcjonowało na poziomie najwyższym, gdzie dochodziło zarówno do ścinania fragmentów glacialnych, jak i akumulacji osadów pochodzenia fluwialnego i fluwio-glacialnego.

Wycofanie się łądolodu na linię moren kutnowskich, do przebiegu której nawiązuje zespół form gla-

cialnych i fluwioglacjalnych – tzw. Ostatiec Kolski (Kłysz 1981), przylegający do doliny Warty na północ od Turku, umożliwiło uaktywnienie pradoliny warszawsko-berlińskiej (Jewtuchowicz 1967, 1970). Część pradoliny na zachód od basenu uniejowskiego funkcjonowała jako droga odpływu wód lodowcowych zlodowacenia warty, a mogła powstać jeszcze wcześniej (Jewtuchowicz 1967). Stanowiła ona dla doliny Warty lokalną bazę erozyjną w okresach zlodowaceń. W trakcie wycofywania się lądolodu warty szerokość pradoliny dochodziła do kilkunastu kilometrów, tędy przepływały wody Wisły i jej dopływów (Jewtuchowicz 1967). Wody prawdopodobnie płynęły na zachód od okolic Turku, lecz nie osiową strefą pradoliny przebiegającą przez Koło i Konin, ale na południe od wspomnianych wzniesień Ostańca Kolskiego i kompleksu Złotej Góry (Kłysz 1981), kilkoma węższymi dolinami. W tym okresie funkcjonować zaczął poziom wyższy pradoliny, który ma generalnie charakter erozyjny. Wraz z cofaniem lądolodu i odblokowaniem pradoliny w rejonie Koła na północ, wody wcięły się do poziomu niższego pradoliny, zaś w badanym odcinku doliny Warty powstałe wcześniej rozcięcie było zapełniane osadami wodnolodowcowymi przy udziale wód ekstraglacjalnych. Przy dalszym obniżaniu bazy erozyjnej w zachodniej części pradoliny, doszło do kolejnego rozcięcia i kształtowania najniższego poziomu pradoliny (Jewtuchowicz 1967, 1970). Wówczas doszło do rozcięcia doliny w strefie zwężenia w okolicach Dobrowa (rys. 44, zał. 1) i nasilenia tendencji erozyjnych na całym badanym odcinku Warty. Był to bardzo ważny etap erozji w dolinie Warty, co uwidoczniło na przekrojach poprzecznych doliny (m.in. rys. 7, 8, 9, 10, 12, 13). Wówczas doszło zapewne do morfologicznego wyodrębnienia poziomu najwyższego. Duże znaczenie dla przedstawionej interpretacji mają osady udokumentowane w stanowisku Krzyżówki, które położone jest w dolinie Warty, kilka kilometrów na zachód od Koła. Jest to otwór wiertniczy, wykonany dla potrzeb arkusza Koło Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, a dane geologiczne o stwierdzonych osadach opublikowane zostały przez Szaląmachę (1998), Noryśkiewicza (1999) oraz Szaląmachę i Skompskiego (1999). Występują tu dwie główne serie osadowe, pierwsza z nich, organiczna, leżąca na głębokości 25,8–20,6 m, zbudowana jest głównie z torfów i gytii, druga to piaski różnoziarniste rzecznej genezy (Szaląmachę, Skompski 1999; Petera, Forysiak 2003). Istotny jest fakt, że na rzędnej około 68 m n.p.m., niemal bezpośrednio na podłożu kredowym leżą osady mułowe, początkowo mineralne, wyżej organiczne przechodzące w gytie, która ukazuje sukcesję schyłku zlodowacenia warty z roślinnością tundry krzewinko-

wej (Noryśkiewicz 1999), a więc dno doliny musiało leżeć wówczas poniżej poziomu gytii. Położenie osadów organicznych w tym stanowisku dowodzi głębokości wcięcia dna ówczesnej doliny Warty jeszcze w schyłku okresu zimnego warty.

Na obszarze badań nie udało się udokumentować osadów interglacjalu eemskiego. Istnieją jednak przesłanki oparte głównie na publikowanych poglądach, dzięki którym można rekonstruować sytuację w dolinie Warty w czasie eemu i które pozwalają uznać, iż ówczesna Warta płynęła w dzisiejszej dolinie.

W przelomie burzenińskim, w otworach wiertniczych zidentyfikowane zostały piaski i mułki rzeczne, które uznano za eemskie (Krzemiński, Bezowska 1987; Krzemiński 1988). Nie były one badane palinologicznie, a ich wiek określono na podstawie analogii do udokumentowanych osadów eemskich w działoszyńskim odcinku doliny Warty (Krzemiński 1974). Spąg tych osadów znajduje się około 115 m n.p.m. (Krzemiński, Bezowska 1987; Krzemiński 1988). Podobne osady stwierdzono również w dolinie Widawki w rejonie ujścia Grabi (Krzemiński 1988), a położenie ich spągu określono na nieco niższe niż w dolinie Warty (110 m n.p.m.). Położenie stropu eemskich osadów także jest niższe w dolinie dolnej Widawki. Wydaje się, że jest to sytuacja wtórna, wynikająca z ruchów podłoża. Rejon Burzenina leży bowiem w obrębie zrębu, a dolna Widawka w obniżeniu tektonicznym (rys. 4, 5).

W dorzeczu Widawki, na południowy wschód od badanego obszaru, znanych jest kilkanaście stanowisk interglacjalu eemskiego, począwszy od Dzbanek Kościuszkowskich i Szczercowa z okresu międzywojennego (Piech, za Gawlikiem 1970), poprzez kopalne zbiorniki nawiercone w trakcie dokumentowania złóż węgla brunatnego (Baraniecka, Sarnacka 1971), po te zbadane już w odsłonięciach kopalni KWB „Bełchatów” (np. Kuców – Goździk, Balwierz 1994). Wszystkie one jednak prezentują osady deponowane w zbiornikach poza ówczesną doliną Widawki.

W części północnej badanego obszaru dolinę rzeczną pra-Warty z okresu interglacjalu eemskiego rekonstruuje Czarnik (1972) na podstawie licznych otworów wiertniczych od okolic Ewinowa po Koźmin. Wspomniana dolina miała przebiegać równoległe do współczesnego koryta Warty, około 1–2 km na zachód. Osady uznane za eemskie to głównie żwir z domieszką piasków oraz piaski gruboziarniste i drobnoziarniste (Czarnik 1972). Brak osadów organicznych osłabia wiarygodność tej opinii. Należy podkreślić, że istniejące dziś profile otworów potwierdzają ślady doliny z okresu eemu tam, gdzie proponował Czarnik (1972). Niestety strefa ta leży poza

współczesnym zasięgiem odkrywek Koźmin i Smulsko KWB „Adamów”. We wspomnianych odsłonięciach nie udokumentowano dotychczas osadów eemskich, również liczne otwory wiertnicze w tym rejonie nie ukazują odpowiednich utworów organicznych, co może jednak wynikać z niezbyt dokładnych opisów profili osadów w otworach.

Stanowiskiem bardzo ważnym jest otwór wiertniczy w Krzyżówkach. Seria organiczna, leżąca tam na głębokości 24,95–20,6 m, zbudowana jest głównie z gytii i torfów, wykazuje eemską sukcesję roślinną (Noryśkiewicz 1999). Ich sedimentacja była jednak przerywana, czego dowodzą przerwy w ciągłości sukcesji pyłkowej oraz wkładki piasku rzecznoego (Noryśkiewicz 1999). Wiek eemski tej serii potwierdza analiza malakologiczna (Szałama-cza, Skompski 1999). Akumulacja osadów organicznych trwała jeszcze we wczesnym vistulianie. Podkreślić należy, że jest to pierwsze w regionie, udokumentowane paleobotanicznie stanowisko z biogenicznymi osadami eemu, deponowanymi w obrębie dna doliny. Pozwala to na oszacowanie położenia dna doliny Warty w eemie w okolicach Koła na wysokości około 71 m n.p.m., a więc 21 m poniżej współczesnej terasy zalewowej. Trudno wobec braku udokumentowanych osadów mówić o układzie koryta Warty w eemie. Biorąc pod uwagę charakter osadów w Krzyżówkach, można mówić o stabilizacji dna doliny lub ewentualnie niewielkiej jego agradacji. Dno doliny musiało być wówczas stosunkowo wąskie. Mało prawdopodobne wydaje się istnienie w eemie trzech cykli erozyjno-akumulacyjnych w dolinie Warty i zasypanie jej do wysokości około 100 m n.p.m. w rejonie Koźmina, jak twierdzi Czarnik (1972). W takiej sytuacji udział materiału mineralnego w osadach stwierdzonych w Krzyżówkach musiałby być dużo większy.

Eemskie osady organiczne stwierdzone zostały w pradolinie warszawsko-berlińskiej na wschód od doliny Warty w kilku stanowiskach. W Piaskach Starych koło Piątku Jewtuchowicz (1970) udokumentował gytie i torfy, akumulowane w rozległym kopalnym obniżeniu, w obrębie niższego poziomu pradolinie. Spąg gytii leży około 90 m n.p.m., powyżej udokumentowana jest warstwa torfu z kawałkami drewna i domieszkami materiału mineralnego, o miąższości około 3 m, przykryta przez podobnej miąższości torfy z warstewkami mułów i piasków (Jewtuchowicz 1970). Wykonana przez Sobolewską (Jewtuchowicz 1970) analiza palinologiczna gytii, wykazała sukcesję typową dla interglacjalnego eemskiego, z charakterystycznym optimum. Według przypuszczeń Jewtuchowicza (1970) akumulacja odpowiada już schyłkowemu fazom eemu i początkowi vistulianu z fazą cieplejszą (amersfoort). Kolejne stanowisko leży w dolnym odcinku doliny

Moszczenicy w rejonie Gieczna (na południe od Piątku), udokumentowane tu zostały osady organiczne – muły i gytia (Kamiński 1993), także paleobotanicznie zaliczone do eemu. Osady te mają 3,5 m miąższości, występują prawdopodobnie w starorzeczu, w obrębie ówczesnej doliny rzecznej, a ich spąg znajduje się około 105 m n.p.m. (Kamiński 1993). W sąsiedztwie, w Walewicach występuje jeszcze jedno stanowisko z utworami eemskimi (Dylik 1967a), choć nie zostały one poddane analizie paleobotanicznej (Wieczorkowska inf. ustna). Spąg tych osadów nawiercono na głębokości około 11,5 m, a więc około 87 m n.p.m. Jeszcze dalej na wschód, również w strefie pradolinie osady eemu udokumentowane zostały w dolinie Bobrówki (Klajnert, Piechocki 1972). Są to co prawda osady jeziorne i torfy, ale ich podłoże stanowią piaski rzeczne ze schyłku zlodowacenia warty, spąg osadów eemskich występuje na wysokości około 75 m n.p.m. Dno pradolinie warszawsko-berlińskiej nie mogło więc wówczas leżeć wyżej.

Marks i Pochocka (1999) przedstawili próbę rekonstrukcji dolin rzecznych, głównie Wisły, z okresu eemu. Ich zdaniem w rejonie Wyszogrodu spąg rzecznych osadów eemskich zalega około 54 m n.p.m. Podane powyżej wartości rzędnych na jakich występują osady eemu w pradolinie warszawsko-berlińskiej na wschód od doliny Warty, w zestawieniu z sytuacją gytii i torfów eemskich z Krzyżówek skłaniają do wniosku, że w interglacjale eemskim sieć rzeczna w strefie pradolinie mogła wyglądać inaczej niż współczesna. Położenie osadów eemskich w Piaskach, Giecznie i Walewicach oraz budowa geologiczna podłoża osadów rzecznych w pradolinie (Jewtuchowicz 1967, 1970), wykluczają bieg ówczesnej górnej Bzury, Moszczenicy i Mrogi w kierunku Wisły. Rzeki te płynęły, zdaniem autora na zachód – do Warty. Taki wniosek, oparty na położeniu i cechach serii osadów mineralnych wyraził Jewtuchowicz (1970).

KSZTAŁTOWANIE DOLINY WARTY W PLENIVISTULIANIE

Vistulian jest ostatnim zimnym piętrzem plejstocenu, trwającym około 100 tysięcy lat (Lindner 1992). Był okresem bardzo istotnym w ewolucji rzeźby powierzchni Polski niżowej, a także kształtowania jej sieci rzecznej. Zachodzące zmiany klimatyczne pociągały za sobą migracje zbiorowisk roślinnych, co powodowało zmiany w sposobie i ilości dostarczanego materiału osadowego do systemów rzecznych. W vistulianie część terytorium Polski objęta zo-

stała zlodowaceniem. Taka zmienność warunków środowiska odbiła się w zmianach reżimu rzek Polski i przekształceniami w systemie fluwialnym, których widocznym efektem są zmiany układu koryt rzecznych.

Podział stratygrafii vistulianu stosowany we współczesnym polskim piśmiennictwie nie jest jednolity. Układ zaproponowany przez Lindnera (1992) oparty jest na zdarzeniach glacialnych, podobny system powszechnie stosowany jest przy realizacji kartowania geologicznego (Instrukcja... 1996). Jednak przy badaniach procesów fluwialnych stosowany jest podział nawiązujący do propozycji Zagwijn, bazujący na fazach tlenowych Shackletona i Opdyke'a (Lindner 1992).

Vistulian był okresem o dużej zmienności klimatu. Liczne prace przynoszą rekonstrukcje paleoklimatyczne oparte na analizach paleobotanicznych (m.in. Kolstrup 1980, 1990; Jastrzębska-Mamełka 1985; Behre 1989; Tobolski 1991), świadectwie procesów peryglacialnych (np. Dylik 1967b, Vandenberghe, Pissart 1991; Klatkova 1996), badaniach lodów Grenlandii (Johnsen i in. 1992) czy rozwijanych w ostatnim czasie analizach owadów (m.in. Atkinson i in. 1987).

Wynikające ze zmian klimatycznych zmiany elementów środowiska takich jak szata roślinna, wilgotność i stosunki wodne, zjawiska glacialne i peryglacialne, stymulowały duże zmiany w środowisku fluwialnym vistulianu na Niżu Europejskim. Z oczywistych przyczyn najlepiej poznane są osady związane z młodszą częścią ostatniego okresu zimnego.

Osady rzeczne wczesnego vistulianu są dość rzadko dokumentowane, co wynika z głębokiego ich zalegania w dolinach i małej dostępności do badań, ale często również z faktu, że były one erozyjnie niszczone w młodszym okresie. Na badanym odcinku doliny Warty osady z wczesnego vistulianu zostały udokumentowane tylko w odkrywcę Koźmin (Klatkova i in. 1996; Forysiak i in. 1999; Petera, Forysiak 1999; Petera 2002). Fakt, iż nie napotkano ich w innych fragmentach badanego odcinka Warty wynikać może z nieporównywalnie słabszego materiału terenowego i braku możliwości ich rozpoznania. Niewątpliwym jest jednak inny przebieg procesów rzecznych w basenie uniejowskim, gdzie przeważała agradacja i inny w dolinie rzeki powyżej basenu, gdzie mogły przeważać tendencje erozyjne. Stwierdzona w Koźminie seria to kilkumetrowej miąższości osady facji pozakorytowej, mineralne – drobno-piaszczyste i mulkowe oraz organiczne, które były przedmiotem badań paleobotanicznych (Forysiak i in. 1999). Analiza ukazała panowanie klimatu ciepłego w trakcie powstawania dolnej części osadów oraz powolne jego ochładzanie, aż do klimatu zimnego.

Domieszki redeponowanych ziaren pyłku w analizowanym profilu nie pozwoliły na pełniejszą interpretację i korelacje z profilami z pobliskich stanowisk, np. Władysławów (Tobolski 1991), czy Rudunki (Jastrzębska-Mamełka 1985). W Koźminie nie stwierdzono wczesnovistuliańskich osadów korytowych. Wspomniane osady pozakorytowe wypełniają rozległe i płytkie obniżenia, być może baseny powodziowe, występujące na powierzchni terasy zalewowej. Między kolejnymi wypełnieniami widoczne są kontakty erozyjne (Klatkova i in. 1996; Forysiak i in. 1999; Petera 2002), będące efektem przepływu wód powodziowych o większej energetyce. Zdecydowana przewaga osadów pozakorytowych, agradacja dna doliny i duża stabilność układu charakterystyczna jest dla rzek wielokorytowych – anastomozujących (Kasse i in. 1995a,b; Kasse 1998), ale przyjęcie takiego wniosku dla doliny Warty we wczesnym vistulianie jest przedwczesne.

Osady rzeczne zaliczone do wczesnego vistulianu udokumentowano w omawianym już stanowisku Krzyżówki, gdzie eemska gytia i torfy mają kontynuację w sukcesji wczesnego vistulianu (Noryśkiewicz 1999). Początkowo występowały tam zbiorowiska leśne, zaś później dominować zaczynają zbiorowiska zielne i krzewinkowe. Część stropowa serii torfowej ukazuje znów florę interglacialną, powtarzając sukcesję leżących niżej faz eemu: K4, K5, K6 (Noryśkiewicz 1999). Autorka ta przypuszcza, że torf był redeponowany w postaci pakietu w vistulianie. Był on zapewne złożony wyżej niż gytia, a w warunkach ożywienia procesów erozyjnych w dolinie, być może na przełomie wczesnego i plenivistulianu uległ przemieszczeniu.

Rzeczne osady związane z młodszą częścią wczesnego vistulianu rozpoznane zostały w krawędzi pradoliny Noteci-Warty w Starym Kurowie koło Drezdenka (Kozarski i in. 1980). Seria fluwialna zbudowana jest tam z dwu poziomów organicznych oraz podścielających je piasków korytowych i rozdzielających piasków i mulków facji powodziowej. Na podstawie analizy pyłkowej dolny poziom organiczny – piaski i mulki organiczne oraz torfy, Tobolski zaliczył do interstadialu brörup, zaś górną do odderade (Kozarski i in. 1980). Rozdzielająca je seria z licznymi strukturami mrozowymi uznana została za stadialną. Osady rzeczne przykryte są przez 14,5 m serię glacialną, związaną z fazami leszczyńską i poznańską zlodowacenia bałtyckiego (Kozarski i in. 1980).

Za osady rzeczne wczesnego vistulianu w dolinie Mrogi Turkowska (1988) uznaje piaski korytowe z bryłami eemskich osadów powodziowych, co świadczy o znacznej intensywności procesów rzecznych.

Fluwialne osady wczesnego vistulianu stosunkowo rzadko dokumentowane są także w dolinach na terenie Niemiec i Holandii. Zbliżoną sytuację geologiczną jak w Koźminie udokumentowano w kopalni węgla brunatnego „Nochten” w Dolnych Łużycach (B o s i in. 2001). Jest ona położona w obrębie pradoliny funkcjonującej w czasie zlodowacenia warty, tzw. Lausitzer Urstromtal, dolina ta mogła być wykorzystywana w vistulianie przez Nysę Łużycką i/lub Szprewę (B o s i in. 2001). W około 20 m miąższości kompleksie osadów rzeczno-eoliczno-organicznym najniższej zalegają silnie zaburzone torfy z piaskami rzecznoymi. Udokumentowana została faza sosnowa, korelowana z interstadiem brörup (B o s i in. 2001). Osady te są erozyjnie ścięte, a powyżej nich występują utwory środkowego plenivistulianu.

W dolinie rzeki Dinkel, na pograniczu Niemiec i Holandii piaszczysto-mułowa formacja korelowana z wczesnym vistulianem osiąga kilka metrów miąższości. Była ona akumulowana przez rzekę meandrującą oraz anastomozującą. Do zmiany typu rozwinięcia koryta doszło w wyniku podniesienia poziomu wód w dolinie (V a n H u i s s t e d e n i in. 1986; V a n H u i s s t e d e n 1990)

Plenivistulian jest środkową częścią vistulianu. Jego dolna granica jest umiejscowiona na ogół około 75 tys. lat BP, zaś górna około 15 tys. lat BP. Powszechnie stosowany podział plenivistulianu na trzy części jest oparty na zasadniczych zmianach klimatycznych.

Dolny plenivistulian korelowany jest z 4 fazą tlenową. Mimo iż jest to okres stosunkowo słabo poznany to istnieje zgodność co do tego, że panował wówczas klimat zimny, z rozwiniętą wieloletnią zmarzliną (K l a t k o w a 1996; B a l w i e r z, G o ź d z i k 1999). Zdaniem Rotnickiego (1996) średnia roczna temperatura miała wahać się około -5°C , zaś opady około 200–300 mm. Na podstawie badań w północnej Holandii średnia roczna temperatura określona została podobnie – na około $-4,5^{\circ}\text{C}$ (K a s s e i in. 1995a); Średnią temperaturę lipca K l a t k o w a (1996) szacuje na 5 do 10°C . Ochłodzenie dolnoplenivistuliańskie jest korelowane ze stadiem świecia (L i n d n e r 1992). Na obszar Doliny Dolnej Wisły wówczas wkroczył łądolód skandynawski, pozostawiając glinę zwalową oraz osady fluwiogłajalne i zastoiskowe (D r o z d o w s k i 1986; M a k o w s k a 1986). Zlodowacenie to nie miało jednak, zdaniem autora, bezpośredniego znaczenia dla badanego odcinka doliny Warty.

Pogorszenie warunków klimatycznych pociągnęło za sobą zmiany w środowisku rzecznoym, wynikające ze zmiany reżimu rzecznoego oraz ilości osadów dostarczanych do dolin. Podobnie jak w przypadku rzecznoych osadów wczesnego vistulianu, również osa-

dy dolnoplenivistuliańskie omawiane są rzadko. W dolinie Warty osady skorelowane wiekowo z dolnym plenivistulianem udokumentowano tylko w odkrywce Koźmin, w postaci serii fluwialnej o miąższości sięgającej 3,5 m (P e t e r a 2002). Są to głównie różnoziarniste piaski z wkładkami drobnych żwirów, niemal całkowicie pozbawione domieszek organicznych, dominują w tej serii warstwowania przekątne, tabularne, rzadziej rynnowe czy horyzontalne. Zdaniem Petery (2002) w ówczesnej dolinie Warty funkcjonowała rzeka roztokowa. Brak osadów tego wieku w innych częściach doliny może być efektem tendencji erozyjnych w dolinie Warty w tym czasie. W wieluńskim odcinku doliny Warty akumulowane były wówczas osady rytmicznie warstwowane, tworzące terasę wysoką (K r z e m i ń s k i 1965). Podobne, akumulacyjne tendencje stwierdza Rotnicki (1987) w dolinie Proсны. W dolinach mniejszych rzek Wyżyny Łódzkiej osady dolnego plenivistulianu nie są na ogół stwierdzane, co tłumaczy się tendencjami erozyjnymi jakie panowały w tych dolinach, często od wczesnego vistulianu (T u r k o w s k a 1988; K a m i ń s k i 1993; G o ź d z i k, Z i e l i ń s k i 1996; K o b o j e k 2000). Z kolei w dolinach Wisły i Wisłoki w Kotlinie Sandomierskiej stwierdzono osady rzeczne akumulowane w tym okresie w środowisku rzeki roztokowej (M y c i e l s k a - D o w g i a ł ł o 1978; G ę b i c a 1995).

W dolinie Urstromtal na Łużycach brak osadów dolnego plenivistulianu, nie zaznaczają się też ślady erozji, prawdopodobnie rzeki nie funkcjonowały wówczas w tym obszarze (B o s i in. 2001). W dolinie rzeki Dinkel, na pograniczu Niemiec i Holandii udokumentowana została seria piaszczysta rzeki roztokowej (V a n H u i s s t e d e n 1990; V a n d e r H a m m e n 1995).

Środkowy plenivistulian, korelowany z 3 fazą tlenową, jest generalnie nieco cieplejszy od poprzedzającego okresu, ale cechuje się bardzo zmiennym klimatem, o czym mogą świadczyć rekonstruowane średnie temperatury – np. lipca od 3 do 13°C dla Polski środkowej (K l a t k o w a 1996); od 8 do 15°C dla Dolnych Łużyc (B o s i in. 2001), czy roczne, od -7 do 0° , kalibrowane przez Rotnickiego (1996) dla doliny Proсны, a także bardzo zróżnicowany zapis zawartości izotopu tlenu 18 w rdzeniach lodowych (J o h n s e n i in. 1992).

Na badanym odcinku doliny Warty osady rzeczne środkowego plenivistulianu udokumentowane zostały tylko w obrębie basenu uniejowskiego, w dwu odkrywkach KWB „Adamów” – Koźmin i Smulsko (stanowisko Aleksandrów). W stanowisku Aleksandrów są to osady pozakorytowe, głównie drobnopiaszczyste i mułkowe, z wkładkami mułów organicznych i torfów, ale wykonane oznaczenia wieku – $24\,400 \pm 470$ i $23\,010 \pm 390$ lat BP wskazują, iż stwierdzone

utwory reprezentują schyłkową część opisywanego okresu. W Koźminie kompleks osadów wiązanych z środkowym vistulianem jest bardziej rozbudowany, udokumentowane zostały trzy generalne serie (P e t e r a 2002): spagowa – organiczna, głównie torfowa, powyżej mineralna, piaszczysta z domieszką żwirów oraz stropowa – mułkowa, mineralno-organiczna. Analiza pyłkowa serii torfowej wskazuje na panowanie w czasie jej sedentacji formacji tundrowej z brzozą i wierzbą krzewinkową oraz warunków zimnego i wilgotnego klimatu (F o r y s i a k i in. 1999), ale nie pozwala na jej stratygraficzne przyporządkowanie. Leżąca wyżej seria mułkowa to osady pozakorytowe, zbliżone do udokumentowanych w Smulsku-Aleksandrowie, piaski z mułami, muły organiczne i wkładki torfów (F o r y s i a k i in. 1999; P e t e r a 2002). Wykonane oznaczenia radiowęglowe dla osadów z obu serii dały wyniki od >37 000 do 24 200 lat BP, co wraz z cechami teksturalnymi pozwala zdaniem P e t e r y (2002) przypuszczać, iż powstały w okresie denekampu. Wspomniana seria piaszczysta rozdzielająca osady organiczne to różnoziarniste piaski z domieszką żwirów i mułków, warstwowane w postaci zestawów przekątnych, tabularnych i rynnowych, wypełniające stosunkowo głębokie rozcięcia (do 4 m). Według P e t e r y (2002) powstały one w środowisku rzeki roztokowej, a wzrost dynamiki procesów fluwialnych miał wynikać z przerzucenia koryta Warty do odcinka między Brodnią a Uniejowem i dostarczyć bardziej gruboziarnistego materiału. Jednak dzięki poczynionym ostatnio obserwacjom ustalono istnienie kilku rozcięć występujących na tym samym poziomie, wypełnionych piaskami korytowymi. To ostatnie oraz dominacja osadów pozakorytowych w omawianej serii pozwalają przyjąć możliwość funkcjonowania wielokorytowego systemu Warty w omawianym okresie, przynajmniej w basenie uniejowskim. Problem ten będzie analizowany w przyszłości na podstawie nowych odślonień w odkrywkach Koźmin i Smulsko.

Cały kompleks osadów środkowego plenivistulianu jest silnie zdeformowany. Deformacje mają charakter krioturacji lub inwolucji termokrasowych, liczne są tu także szczeliny mrozowe i pseudomorfozy po klinach mrozowych (P e t e r a 2002). W badanych osadach rzecznych środkowego plenivistulianu zaznacza się zwiększony udział ziaren okrągłych, matowych (RM) w stosunku do osadów wczesnego vistulianu. W stanowisku Smulsko-Aleksandrów udział tego typu ziaren wynosi ponad 40 %, przy kilkunastu procentach ziaren błyszczących; podobne proporcje stwierdzono w stanowisku Koźmin (P e t e r a 2002). Taki wzrost stopnia eolizacji osadów zauważyli m.in. G o ź d z i k (1980, 1995b) i M a n i k o w s k a (1993) w Polsce środkowej, jak też V a n H u i s t e d e n (1990) w Holandii. Ich zdaniem, sprzyjały temu

uboga szata roślinna i warunki zimnego, wietrznego klimatu. Wydaje się, że głównym źródłem piasku mogły być drobnoziarniste osady równi zalewowych rzek, które po opadnięciu wód powodziowych były w małym stopniu stabilizowane przez roślinność (K a s s e 1998).

Poza omówionym, leżącym w basenie uniejowskim, odcinkiem doliny Warty nie udokumentowano osadów środkowego plenivistulianu, być może z powodów technicznych. Taki wiek można sugerować w odniesieniu do mułów organicznych nawierconych w rejonie Kamionacza, czy drobnoziarnistych osadów mineralnych stwierdzanych w spagu głównej serii, z której zbudowana jest terasa wysoka Warty. Przypuszczać można, że utwory tego wieku występują w obrębie doliny Warty, ale pod osadami młodszymi. Dolina Warty w środkowym plenivistulianie na południe od basenu uniejowskiego była węższa niż współczesna i być może w tej części przeważały tendencje erozyjne. Natomiast w basenie uniejowskim seria osadów środkowego plenivistulianu, mimo iż niezbyt miąższa, jest rozległa. W części pokrywającej się z najniższym poziomem pradolinny istnieją miejsca, gdzie osady środkowego plenivistulianu rozprzestrzenione są szerzej niż osady gómpolenivistuliańskie (P e t e r a , F o r y s i a k 2002).

W dolinach rzecznych w Polsce środkowej osady środkowoplenivistuliańskie są stwierdzane dość często. Jednak istnieje, zdaniem autora, znaczna różnica w wykształceniu osadów tego wieku wypełniających małe doliny rzeczne, czy suche doliny, a wypełnieniami dolin dużych rzek, jak dolina Warty. T u r k o w s k a (1988) w dolinach Mrogi, Neru i Wolbórki udokumentowała tzw. serię piaszczysto-mułkową – osady pochodzące głównie z transportu poprzecznego, które były już słabo przekształcane przez procesy fluwialne w dolinie, z powodu słabego przepływu wód w tych dolinach. Jedynie w strefach osiowych tych dolin osady podlegały transportowi podłużnemu. W rozszerzeniach dolin mogło zaś dochodzić do formowania rozlewisk (T u r k o w s k a 1988). Seria środkowoplenivistuliańska stanowi w dolinach rzek Wyżyny Łódzkiej główną masę osadów terasy wysokiej (T u r k o w s k a 1988, 1997b); udokumentowana została jej dwudzielność z granicą erozyjną lokowaną około 30 tys. lat BP (T u r k o w s k a 1997b, 1999).

K r z e m i ń s k i (1965) w dolinie Warty w odcinku wieluńskim udokumentował piaski rytmicznie warstwowane, tworzące terasę wysoką. Innym obszarem gdzie występują rzeczne osady środkowego plenivistulianu jest odkrywka Bełchatów, leżąca w dorzeczju górnej Widawki. Osady akumulowane w omawianym okresie w obrębie doliny Widawki, opisane przez G o ź d z i k a (1995a) to utwory stokowe oraz rzeczne, zarówno pozakorytowe – mułki przewar-

stwiane drobnymi piaskami, jak też związane ze strefą korytową – średnioziarniste piaski, warstwowane przekątnie, oddzielone ostrą granicą od osadów mułkowych. Zdaniem Goździka (1995a) osady te były deponowane przez rzekę anastomozującą. Jednak generalne położenie odśnieżeń poza osią doliny sprzyjało dokumentowaniu głównie osadów pozakorytowych Widawki oraz jej dopływów. Manikowska (1996) badała wypełnienie małych dolinek rejonu Bełchatowa z okresu plenivistulianu, wypełnionych głównie materiałem stokowym i eolicznym (mułki i drobne piaski z wkładkami organicznymi), deponowanym w warunkach klimatu peryglacialnego. Natomiast Goździk i Zieliński (1996) udokumentowali wypełnienie doliny Strugi Żłobnickiej – piaszczyste (korytowe) oraz mułkowe i piaszczysto-mułkowe (pozakorytowe oraz stokowe), wiązane także ze środkowym plenivistulianem. W dolinie Proсны w opisywanym okresie trwała akumulacja osadów budujących terasę II (Rotnicki 1987), która zakończyła się rozcięciem w tzw. fazie Proсны, już w górnym plenivistulianie, a terasa ta traktowana jako środkowoplenivistuliańska, występuje na powierzchni terenu m.in. w basenie Kępna (Rotnicki 1987).

W południowo-zachodniej krawędzi Wysoczyzny Chełmińskiej odsłania się piaszczysta seria (Wysota i in. 1996), rozdzielająca gliny zwałowe, związane z trzema nasunięciami lądolodu w czasie zlodowacenia wisty: stadiu toruńskiego, oraz stadiu Świecia i stadiu głównego (Makowska 1986; Wysota i in. 1996). Analiza sedymentologiczna wykazała, iż utwory piaszczyste powstały w środowisku piaskodennej rzeki roztokowej, o dominacji zachodniego kierunku paleoprądów i nie posiadają praktycznie domieszek organicznych (Wysota i in. 1996). Datowania termoluminestencyjne osadów stały się podstawą do wiązania ich z interstadiem gruziackim (Wysota i in. 2000), czyli środkowym plenivistulianem. Zastanawia tu jednak brak osadów organicznych i generalnie niewielki udział osadów powodziowych w tej sekwencji, w porównaniu z innymi, wymienionymi przykładami rzecznych osadów środkowoplenivistuliańskich.

Serie rzecznych osadów środkowego plenivistulianu są dobrze rozpoznane w zachodniej części Niżu Europejskiego. We wspomnianej już wcześniej pradolinie Łużyckiej (Lausitzer Urstromtal) stanowią one duży kompleks mineralno-organiczny, w którym dominują osady pozakorytowe (Bos i in. 2001), zaś duża miąższość osadów organicznych pozwoliła autorom na rekonstrukcję klimatyczne. Sekwencje piaszczyste wiązane są z przebiegiem Nysy Łużyckiej przez wspomnianą formę. Mimo dokładnego rozpoznania osadów rzecznych (Bos i in. 2001), nie sprecyzowany został typ rzeki.

Na pograniczu niemiecko-holenderskim, w dolinie rzeki Dinkel dla serii rzecznych środkowego plenivistulianu zostały wykonane szczegółowe badania sedymentologiczne i paleobotaniczne, z dużą ilością oznaczeń wieku osadów (Van Huissteden 1990; Ran, Van Huissteden 1990). Pozwoliły one ukazać zmienność osadów fluwialnych, akumulowanych w warunkach tundry, o dużej przewadze osadów powodziowych – mineralnych i organicznych z wkładkami torfów, ale też z warstwami piaszczystymi, świadczącymi o wzroście dynamiki i ilości wód; przyjęto iż osady te powstały w środowisku rzeki anastomozującej o dość dużym tempie agradacji pionowej (Van Huissteden 1990). Udokumentowano tu również niemal ciągłą sukcesję roślinną, z trzema ociepleniemi interstadialnymi – moershoofd, hengelo i denekamp (Ran 1990). Podobne osady badane były w położonym kilkadziesiąt km na północny zachód stanowisku Grouw (Kasse i in. 1995a). Stwierdzone osady, pozakorytowe – organiczne i mineralne oraz korytowe, pozwoliły określić, że panujący tam w środkowym plenivistulianie, w warunkach tundry, system fluwialny cechowały wysokie, epizodyczne wezbrania, związane z topnieniem śniegów oraz agradacja pionowa osadów korytowych i równi zalewowej, a także zmiany układów koryt na drodze ich awulsji. Uznano iż funkcjonowała wówczas rzeka anastomozująca (Kasse i in. 1995b). W kolejnej pracy Kasse (1998) konfrontuje tę sytuację z kryteriami zaproponowanej przez Nansona i Knightona (1996) klasyfikacji rzek anabranching (ogólne określenie rzek wielokorytowych w literaturze anglojęzycznej – m.in. Dury 1971; Schumm 1977; Kaszowski, Krzemień 1999), stwierdzając, że środkowoplenivistuliańskie systemy rzeczne o piaszczystym charakterze osadów, funkcjonujące w warunkach tundry uznać można za rzeki wielokorytowe – anabranching typ 2 (piaszczyste, formujące wyspy).

Górny plenivistulian jest korelowany z 2 fazą tlenową Shackletona i Opdyke'a (Lindner 1992) i trwał około 10 tys. lat (od około 25 tys. do 15 tys. lat BP). Pod względem klimatycznym okres ten był bardziej jednorodny niż środkowy plenivistulian, był zdecydowanie zimny i generalnie suchy, choć początkowo opady mogły być wyższe (Ran 1990; Rotnicki 1996). Dla środkowej Polski średnie temperatury roczne wahały się od -8 do -4 °C (Rotnicki 1996), zaś lipca od 1 do 5 °C (Klatkova 1996). Nieco wyższe temperatury panowały w zachodniej Europie – w Holandii średnia lipca miała wynosić poniżej 7 °C (Ran 1990), a na obszarze Łużyc oscylowała prawdopodobnie od 8 do 10 °C. Efektem ochłodzenia było wkroczenie na obszar Polski lądolodu o największym w vistulianie rozprzestrzenieniu. Dolina Warty została przegrodzona przez czoło lądolodu

w rejonie Konina (m.in. Stankowski 1992). Problem ten omówiono w osobnym artykule (Petersa, Forysiak 2003). W górnym plenivistulianie rejestruje się też najniższy w czasie ostatnich 120 tys. lat poziom morza, niższy od współczesnego o około 120 m (Blum, Tornqvist 2000). Ten fakt może mieć znaczenie dla systemów rzecznych, choć w przypadku rzek uchodzących do mórz szelfowych profil podłużny rzeki nie musi ulegać dużym zmianom, gdyż wraz z obniżaniem poziomu morza oddała się również ujście rzeki, jak to miało miejsce np. w przypadku Renu (Blum, Tornqvist 2000). Możliwa jest sytuacja, jaką przytaczają ci badacze, że obniżanie poziomu morza powoduje szybkie zwiększenie długości rzeki i wzrost spadku koryta, co prowadzi do rozcinania dna doliny w dolnym odcinku rzeki, ale może stwarzać warunki do agradacji dna w jej wyższych odcinkach.

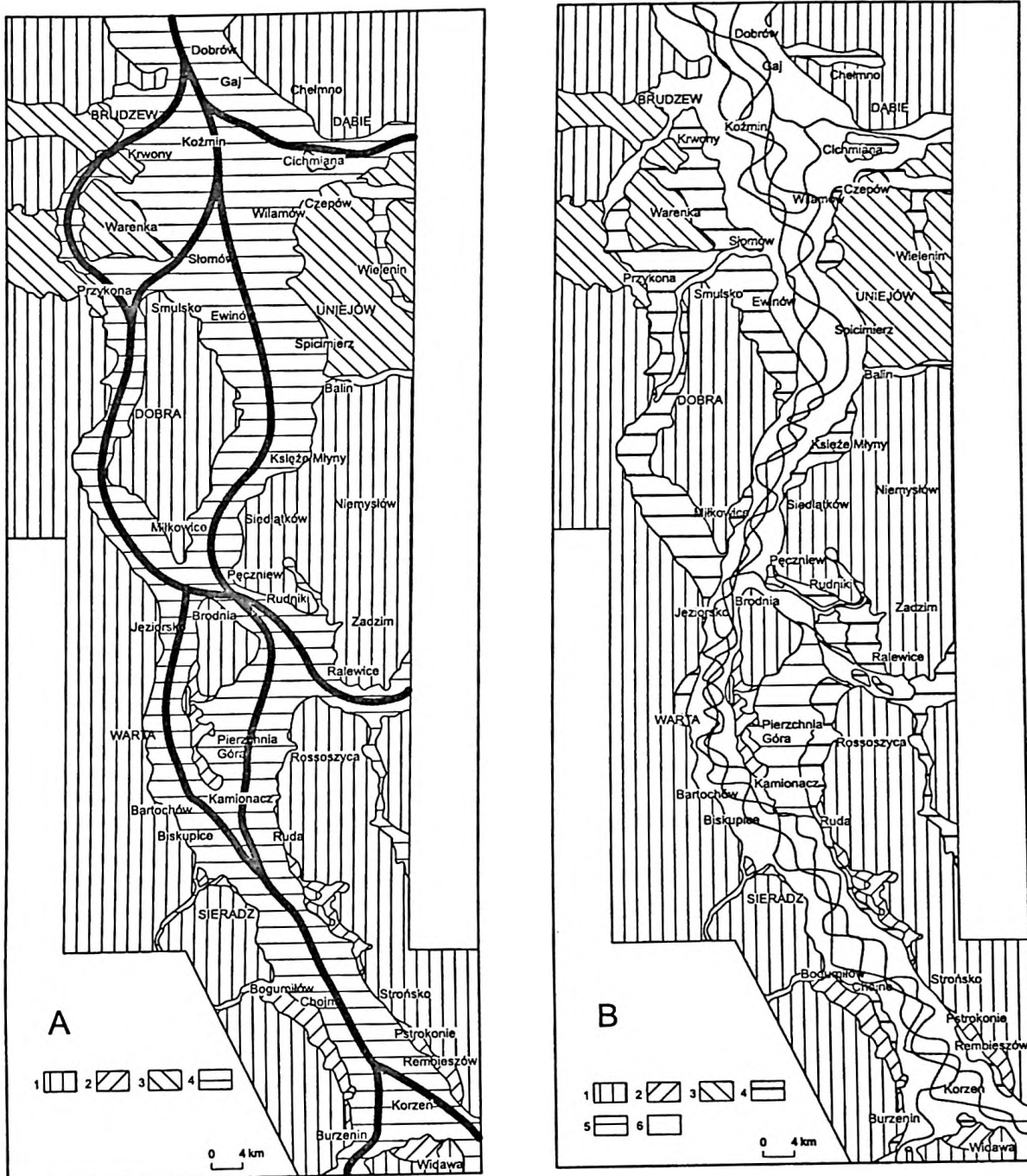
Osady fluwialne górnego plenivistulianu są powszechne w dolinach rzecznych. W dolinie Warty są one głównym ogniwem tworzącym terasę wysoką na badanym odcinku. Kontakt między osadami środkowo- i górnoplenivistuliańskimi, obserwowany przez autora tylko w odkrywkach Smulsko i Koźmin, jest ostry ale nie ma raczej charakteru głębokiego rozcięcia, lecz wyraźnej powierzchni erozyjnej. W stanowisku Smulsko-Aleksandrów pod osadami rzeki roztokowej występuje powierzchnia erozyjna z brukami leżącymi na glinie zwałowej, ale mógł on powstać również wcześniej, ponieważ występuje także pod osadami środkowoplenivistuliańskimi. W stanowisku tym, poniżej wspomnianego erozyjnego kontaktu, w stropie serii, którą autor zalicza do środkowego plenivistulianu, występują wkładki torfów, dla których datowanie dało wynik $23\ 010 \pm 390$ lat BP. Torfy te powstawały prawdopodobnie w obniżeniach w obrębie kopalnej terasy już w zimnych warunkach górnego plenivistulianu. Utwory piaszczyste, fluwialne górnego plenivistulianu cechują się generalnie większą średnią średnicą ziarna niż leżące poniżej, są lepiej wysortowane i pozbawione substancji organicznych. Generalnie osady rzeczne górnego plenivistulianu nadbudowują kopalny poziom terasowy ze środkowego plenivistulianu, co widać w odkrywkach w Smulsku i Koźminie, jest to charakterystyczne dla doliny Warty (Krzeniński 1965, 1988, 1989; Kozarski 1983) oraz innych dolin w Polsce (m.in. Turkowska 1988; Kamiński 1993; Gębica 1995), czy też Nizy Europejskiego (m.in. Van Huissteden 1990; Van der Hammen 1995; Bosin 2001). Turkowska (1988) pisze, iż osady piaszczyste i piaszczysto-żwirowe w niektórych dolinach Wyżyny Łódzkiej nie są miększe w porównaniu ze środkowoplenivistuliańskimi i tworzą jedynie strop terasy wysokiej.

Opisane w poprzednim rozdziale osady analizowanego okresu, obserwowane w dużych odkrywkach, pozwoliły stwierdzić, iż w tym okresie Warta była rzeką roztokową. Taki typ koryta jest powszechnie przyjmowany dla ówczesnych rzek Polski (m.in. Falkowski 1975; Kozarski 1983; Starkel 1983; Rotnicki 1987; Turkowska 1988, i in.) Ukształtowanie takiego typu koryta jest konsekwencją zmian w środowisku, głównie klimatu i szaty roślinnej, które spowodowały m.in. wzrost ilości materiału mineralnego dostarczanego do systemu rzeczno-ekologicznego, zarówno ze stoków dolin, jak i eolicznego (Goździk 1995b), ale też wzrost wielkości średnich przepływów (wzrost średnich przepływów na przykładzie doliny Prosnicy wykazuje Rotnicki 1996), a szczególnie wzrost wielkości epizodycznych przepływów wezbraniowych wynikających z utrwalenia śnieżnego reżimu rzek (Teisseyre 1991; Kasse 1998), jak też ograniczenia infiltracji wynikające z powstania wieloletniej zmarzliny.

Osady rzeczne górnego plenivistulianu cechują się wzrostem stopnia eolizacji, co ukazują zarówno analizy tych osadów w basenie uniejowskim, jak też w innych fragmentach terasy wysokiej Warty (np. rys. 17, 30, 32), gdzie udział ziaren typu RM wzrasta do około 60–65 %, zaś udział typu EL jest kilkuprocentowy. Podobne tendencje podkreślają Goździk (1980, 1995b) i Manikowska (1985, 1992, 1993) w badanych przez siebie osadach tego okresu.

Mięszość osadów górnego plenivistulianu w dolinie Warty jest znaczna, choć nie zawsze możliwe jest dokładne ustalenie ich spągu. Tam gdzie możliwe były badania osadów, ustalono, iż mięszość osadów piaszczystych dochodzi do 10 m (Smulsko-Aleksandrów – 9 m, Leśnik – 9,5 m, Kamionacz – 10 m), ale już na północ od badanego obszaru, w stanowisku Krzyżówki jest to około 15 m (Petersa, Forysiak 2003). Przy znacznej rozległości terasy wysokiej w dolinie Warty i dolinach jej towarzyszących i podanych powyżej miąższościach serii należy zakładać znaczne tempo agradacji den dolin w czasie kilku tysięcy lat.

Omówiona wyżej seria górnoplenivistuliańska, stwierdzona zarówno w dolinie Warty, jak też w dolinie Jadwiczny-Pichny oraz Teleszyny i częściowo Kielbaski pozwala określić przebieg roztokowej Warty w tym okresie. Rzeka na odcinku Burzenin – Kamionacz wykorzystywała dzisiejszą formę i nie ma tu dla niej alternatywnej drogi, a spadek powierzchni terasy wysokiej ku północy nie pozostawia wątpliwości co do kierunku płynięcia wód. Między Kamionaczem i Jeziorskiem w obrębie współczesnej doliny Warty brak terasy wysokiej jak i odpowiednich osadów rzecznych. Pozwala to sądzić, iż w górnym plenivistulianie dolina



Rys. 44. Szkice paleogeograficzne doliny Warty między Burzeninem i Dobrowem

A. Gómy plenivistulian. Model przebiegu rzeki o rozwinięciu roztokowym na tle starszych elementów doliny

1 – wysoczyzny i ich stoki; 2 – poziomy pradolinne; poziomy dolinne: 3 – najwyższy (schyłkowowarciański), 4 – wysoki (gómplenivistulian)

B. Młodszy dryas. Model układ wielokorytowego Warty na tle starszych elementów doliny

1 – wysoczyzny i ich stoki; 2 – poziomy pradolinne; poziomy dolinne: 3 – najwyższy (schyłkowowarciański), 4 – wysoki (gómplenivistulian), 5 – niski (młodszy dryas); 6 – powierzchnia doliny Jadwiczna-Pichna (niższa część – późny vistulian)

Palaeogeographic sketch of Warta river valley between Burzenin and Dobrow

A. Upper Plenivistulian. Model of braided river pattern against older valley forms

1 – plains and their slopes; 2 – terraces of marginal valley; terraces: 3 – highest terrace (Wartian Glaciation decline), 4 – high terrace (Upper Plenivistulian)

B. Younger Dryas. Model of anabranching river pattern of the Warta against older valley forms

1 – plains and their slopes; 2 – terraces of marginal valley; terraces: 3 – highest terrace (Wartian Glaciation decline), 4 – high terrace (Upper Plenivistulian), 5 – low terrace (Younger Dryas); 6 – surface of Jadwiczna-Pichna valley (Late Vistulian)

na tym odcinku nie funkcjonowała. Pogląd taki wyrażali już wcześniej Klata i Złoba (1991). Poziom schyłkowowarciański na odcinku Kamionacz – Jeziorsko prawdopodobnie nie został rozcięty w trakcie fazy erozji, jaka wystąpiła na przelomie schyłku warty i interglacjalu eemskiego. Wkroczenie rzeki w ten odcinek nastąpiło zapewne dopiero po górnym plenivistulianie. Przypomnieć należy, że podłoże kredowe między Wartą, Kamionaczem i Glinem występuje na tyle wysoko, by stanowić wypukłość w podłożu osadów dolinnych. Na północ od Kamionacza poziom wysoki znajduje się w dolinie Jadwiczny-Pichny, a więc tędy należy zakładać przebieg koryta Warty w analizowanym okresie. Opisywana w poprzednim rozdziale powierzchnia terasy wysokiej w tej dolinie wykazuje co prawda zmienne nachylenie, odbiegające prawdopodobnie od pierwotnego, ale duża miąższość serii rzecznej, uznanej za górnoplenivistuliańską zaznaczająca się od Kamionacza, przez Rossoszycę, Józefkę do Pęczniewa, pozwala uważać ten odcinek za podstawowy dla ówczesnej rzeki. Przebieg dna górnoplenivistuliańskiej rzeki roztokowej przedstawiono na szkicu paleogeograficznym (rys. 44). Między Jeziorskiem i Pęczniewem dochodzi do rozdzielania się doliny. Ku północnemu zachodowi przebiega dolina Teleszyny, której dno odpowiada terasie wysokiej i stanowiło dno doliny Warty w górnym plenivistulianie. W dolinie głównej, biegnącej do basenu uniejowskiego występuje ten sam poziom wskazujący na funkcjonowanie drugiej drogi przebiegu Warty w górnym plenivistulianie. Trudno jednak rozstrzygnąć, czy obydwie doliny były aktywne synchronicznie. Nanson i Knighton (1996) przedstawiają możliwość rozdzielania się rzeki roztokowej, a istnienie tych form dolinnych już wcześniej i znaczne tempo agradacji omawianej serii dopuszczają funkcjonowanie Warty w obu formach (rys. 44). Spąg rzecznej serii vistuliańskiej znajduje się niżej w dolinie Teleszyny niż w głównej dolinie między Pęczniewem i Siedlątkowem, gdzie jest ona cieńsza i spoczywa bezpośrednio na skałach kredowych, co świadczyć może o tym że w starszej części plenivistulianu Warta funkcjonowała tylko w dolinie Teleszyny. Dodać jednak należy, że dolina Teleszyny pokrywa się z obniżeniem w podłożu, którego neotektoniczna aktywność sugerowana jest przez Złobę (1992, 1996). Obydwa miejsca rozdzielania się doliny – w Kamionaczu i między Jeziorskiem i Pęczniewem charakteryzuje wysokie położenie podłoża podczwartorzędowego, co każe rozważyć wpływ jego podnoszenia na proces rozdzielania (bifurkacji) doliny. Współczesną aktywność tektoniczną w tym obszarze podkreślają Krauzlis (1974, 1975) i Witt (1979). Do ponownego połączenia koryt roztokowych mogło dojść dopiero w basenie uniejowskim, co ukazuje szkic paleogeograficzny (rys. 44).

W okolicach Uniejowa dolina Warty, przecinając dwa warciańskie poziomy pradolinne, stopniowo rozszerza się: dno doliny, w czasie największego rozprzestrzenienia w górnym plenivistulianie miało między Uniejowem i Smulskiem około 10 km szerokości, a dalej ku północy kilkanaście km. W obrębie ówczesnego dna istniało kilka elementów erozyjnych oraz ostańców (zał. 1), których agradująca rzeka nie była w stanie zniszczyć. W osadach rzeki roztokowej, w stanowisku Aleksandrów zaznacza się cykliczność (np. rys. 32, 33), typowa dla takich osadów (Zieliński 1997), trudno jednak mówić o czasowym aspekcie tej zmienności. W osadach zaznaczają się powierzchnie rozcięć, jakie zazwyczaj rozpoczynają cykl depozycyjny (Zieliński 1997), są też obecne osady mułowe, składane w końcu cyklu, ale brak jest podstaw dla dokładniejszego określania ich wieku. Jedynie w odkrywce Koźmin udokumentowana została wkładka torfu, dla której wynik analizy radiowęglowej wynosi $18\,480 \pm 230$ lat BP (Lod 768), (Peters, Forrysia 1999; Peters 2002). Torf ten leży stosunkowo wysoko (około 92 m n.p.m.) i bezpośrednio na osadach środkowoplenivistuliańskich (Peters 2002), zaś ponad nim zalega około 2 m miąższości seria osadów rzeki roztokowej. Rotnicki i Borówka (1988) na podstawie wyniku oznaczenia radiowęglowego $20\,500 \pm 500$ lat BP uzyskanego dla torfu położonego pod osadami terasy Proсны wiązanej z fazą leszczyńską twierdzą, że faza ta nie nastąpiła przed 20,5 ka BP. Z kolei Kozarski (1995) datuje fazę leszczyńską na 20 tys., a fazę poznańską na 18,3 ka BP. Jeśli uznać poprawność oznaczenia wieku wspomnianego torfu z Koźmina, można zdaniem autora jego powstanie wiązać z względnym ociepleniem rozdzielającym fazy leszczyńską i poznańską, oraz stabilizacją dna roztokowej Warty. Istnienie torfowisk i roślinności, której spektra pyłkowe występują w omawianej serii jest możliwe w takich warunkach klimatycznych (Balwierz 1995). To pozwala uważać, że seria rzeczna położona nad torfem powinna być wiązana z młodszą częścią górnego plenivistulianu, zaś starszej należy szukać w strefach głębszych kopalnych rozcięć np. w odkrywce w Smulsku, czy generalnie bliżej dzisiejszego koryta Warty na co wskazują m.in. przekroje (rys. 8, 9).

W Przykonie rozdziela się również dolina Teleszyny, co zostało opisane w poprzednim rozdziale. Część poziomu wysokiego przebiega ku północnemu wschodowi i łączy się z rozległą terasą, udokumentowaną w stanowisku Smulsko-Aleksandrów, zaś zachodnia część tworzy wyższy poziom w dolinie Kiełbaski. Górnoplenivistuliańska rzeka rozdzielała się zatem kolejny raz, a część przebiegająca doliną Kiełbaski skręcała na północ od Turku, w strefę kopalnego obniżenia w rejonie Bogdałowa, na co wskazują profile

otworów z obszaru odkrywki „Bogdałów” KWB. Autor nie miał jednak możliwości obserwowania jej odsłonięć, ponieważ odkrywka ta została całkowicie zrehabilitowana na początku lat dziewięćdziesiątych. Kopalna dolina vistuliańska, a również starsze (Dokumentacja geologiczna złoża... 1954), pokrywają się tutaj z odgałęzieniem rowu Adamowa (rys. 5). Może to świadczyć o jego aktywności w neoplejstocenie, ale też pewne ugięcie może być efektem kompaktacji serii trzeciorzędowych, zwłaszcza organicznych (Czarnik 1972; Wiedera 1998).

Wyjaśnienia wymaga znaczny wzrost nachylenia terasy wysokiej na południe od Koźmina i jej zniknięcie pod osadami młodszymi w północnej części basenu uniejowskiego. Jest to prawdopodobnie najniższej położona część rowu Adamowa (rys. 4, 5), gdzie brak osadów trzeciorzędu oraz glin zwałowych, a około 90 m profil czwartorzędu tworzą tylko piaski (Dokumentacja geologiczna złoża... 1998), co może świadczyć o subsydencji terenu w czwartorzędzie i permanentnym wkraczaniu rzeki na ten obszar. Jego osiowa część leży tuż poza odkrywką Koźmin, po jej wschodniej stronie. We wschodniej części odkrywki poziomy vistuliańskie są bardziej kompletne i leżą niżej niż w północno-zachodniej (np. spąg serii środkowoplenivistuliańskiej leży odpowiednio około 86 m n.p.m. i około 93 m n.p.m.). Przed rozpoczęciem eksploatacji znajdowało się w tym rejonie torfowisko (zał. 1), którego powierzchnia leżała około 0,5 m niżej niż średni poziom wody w korycie Warty. Jednocześnie w północno-zachodniej części odkrywki Koźmin – w Janiszewie brak osadów gómpolenivistuliańskich, zaś strop serii mułkowo-piaszczystej ze środkowego plenivistulianu zalega wyżej niż w części wschodniej (Peters 2002; Peters, Forysiak 2002). Ta część odkrywki leży już poza rowem tektonicznym Adamowa i podłoże podczwartorzędowe znajduje się tutaj nawet powyżej 80 m n.p.m. (rys. 4, 5). Przedstawione obserwacje pozwalają, zdaniem autora, mówić o ruchach obniżających w części rowu Adamowa w vistulianie i być może współcześnie, mimo sugestii o generalnym podnoszeniu elewacji konińskiej (Wiedera 1998). Dodatkowo tendencje współczesnych ruchów tektonicznych zaznaczone są w tym obszarze również przez Wyrzykowskiego (1990).

Reasumując stwierdzić należy, że obecna wysokość gómpolenivistuliańskiej powierzchni poziomu wysokiego odbiega na badanym odcinku od pierwotnej, która była zapewne bardziej wyrównana pod względem spadku. Powodem tego jest zapewne aktywność podłoża w ciągu ostatnich kilkunastu tysięcy lat, ale nie należy wykluczać również udziału innych procesów, np. eolicznych.

Północna część basenu uniejowskiego pokrywa się z poziomem dna pradoliny warszawsko-berlińskiej,

zaś góry plenivistulian jest jedynym okresem w vistulianie, kiedy pradolina mogła funkcjonować na odcinku wykorzystywanym współcześnie przez dolny Ner i Wartę. Przeprowadzone badania terenowe w dolinie Warty nie wnoszą argumentów do dyskusji na temat pradoliny. Trudno jednak omawiając ewolucję Warty w vistulianie unikać odniesienia do niej. Problem odprowadzania wód proglaclajnych przez pradolinę warszawsko-berlińską jest nierozstrzygnięty od wielu lat, począwszy od pracy Lenczewicza (1927), poprzez badania Jewtuchowicza (1967, 1970) po ostatnie doniesienia Wiśniewskiego (2000). Podstawowym argumentem przeciw jest istnienie działu wodnego w osi pradoliny w rejonie Łęczycy oraz położenie ujściowych odcinków dolin uchodzących do pradoliny na wschód od Łęczycy, które leżą znacznie poniżej tego działu i ułożenie ich osadów, korelowanych wiekowo z górnym plenivistulianem (Andrzejewski 1994; Wiśniewski, Andrzejewski 1994; Wiśniewski 2000). Wiśniewski (2000) postuluje odrzucenie określenia pradolina warszawsko-berlińska. Jeśli jednak uznać za słuszną opinię Jewtuchowicza (1970), należałoby przyjąć, iż przed późnym „Würmem” (Jewtuchowicz 1970) dno „głównego koryta pradoliny” leżało około 20 m poniżej współczesnego, co przy położeniu iltów zastoiiskowych w zastoiisku warszawskim w poziomie radzyńskiego-błońskiego (Sarnacka 1982; Słowański i in. 1995) z powodzeniem zapewnia spadek ku zachodowi. Jednak sam Jewtuchowicz (1970) przyznaje, że brak osadów organicznych w wypełnieniu rozcięcia pradoliny nie daje możliwości ich dobrego datowania. Wiśniewski i Andrzejewski (1994) na podstawie badań osadów dolnych odcinków rzek Ochni i Studwi wnioskuje o kierowaniu się ich wód ku wschodowi w czasie maksymalnego zasięgu zlodowacenia. Wiśniewski (2000) jest zdania, że odwodnienie z Kotliny Warszawskiej poprzez pradolinę ku zachodowi wówczas nie istniało.

Pełny przegląd poglądów na temat ilości, rozprzestrzenienia oraz wieku poziomów w pradolinie warszawsko-berlińskiej w obszarze basenu uniejowskiego i odcinka konińskiego przedstawia Peters (2001). Problem funkcjonowania pradoliny warszawsko-berlińskiej wciąż oczekuje na wyjaśnienie, a jego rozstrzygnięcie bez podjęcia obszernych prac terenowych i laboratoryjnych, zwłaszcza w okolicach Łęczycy, nie będzie możliwe.

Z paleogeograficznego punktu widzenia byłoby istotne ustalenie wieku i okoliczności zakończenia agradacji terasy wysokiej i zmiany tendencji górnoplenivistuliańskiej rzeki roztokowej. Jednak na powierzchni terasy rzadko pojawiają się osady rozlewiskowe mineralne, czy organiczne, świadczące o trwa-

łym zaprzestaniu nadbudowywania tej powierzchni. Zmianie tendencji agradacyjnej nie musi towarzyszyć zmiana typu koryta rzeki, funkcjonują bowiem rzeki roztokowe o tendencjach erozyjnych i akumulacyjnych (m.in.: Starkel 1983; Teisseyre 1991; Zieliński 1997). Zmiana ta w przypadku Warty i innych rzek niżu miała zapewne związek ze zmianami klimatu i wycofywaniem się łądolodu bałtyckiego. Pierwszy impuls erozyjny mógł pojawić się wraz z odblokowaniem drogi wód proglacjalnych i ekstraglacialnych na całej długości pradoliny warszawsko-berlińskiej w jej zachodniej części i obniżeniem bazy erozyjnej, co miało miejsce zapewne po ustąpieniu łądolodu z fazy poznańskiej – około 18,3 ka BP (Kozarski 1995). Jednak silniejsza erozja w dolinach nastąpiła zapewne po kolejnych fazach – pomorskiej i gardnieńskiej (16,2 ka i 14,5 ka BP – Kozarski 1995). Ta faza erozji wyodrębniła poziom wysoki w badanej dolinie i innych dolinach Niżu Polskiego. Obniżenie bazy erozyjnej w dolinie Warty osiągnęło kilkanaście metrów. Większe rozmiary obserwuje się w południowej części badanego obszaru. W rejonie Burzenina w oparciu o dane Krzemieńskiego i Bezkowskiej (1987) czy Krzemieńskiego (1988) obniżenie ocenić można na 18–20 m, w Rudzie jest to 16 m, podobnie w dolinie Jadwichny-Pichny na północ od Kamionacza. Szczególnie istotny jest rejon Jeziorska, gdzie wcięcie osiągnęło około 15 m, a jego efektem było ostateczne wyłączenie doliny Teleszyny z systemu Warty. W południowej części basenu uniejowskiego wcięcie jest już mniejsze – około 13 m (Siedlątków), czy 12 m (Ostrowsko), w Radyczynach, gdzie terasa wysoka od terasy niskiej oddzielona jest krawędzią jest podobnie, lecz w północnej części badanego obszaru wcięcie jest już znacznie mniejsze. W Koźminie, wg Petera (2001), wynosi ono kilka metrów, ale są to warunki rowu Adamowa, natomiast poza Koźminem jest ono oceniane na około 10 m. Porzucenie drogi płynięcia Warty przez dolinę Teleszyny na rzecz basenu uniejowskiego jest zaskakujące, ponieważ strop trudnego do erozji podłoża kredowego między Pęczniwem a Siedlątkowem położony jest wyżej niż w dolinie Teleszyny. Rozcięcie poziomu wysokiego i pozostanie koryta we współczesnej dolinie na północ od Pęczniwa mogło być wywołane obniżającymi tendencjami w podłożu południowej części basenu uniejowskiego.

Wcinanie koryt wystąpiło powszechnie w dolinach mniejszych rzek podłódzkich, jak Wolbórka i Mroga (Turkowska 1988), Moszczenica (Kamiński 1993) czy Rawka (Koboжек 2000). Zdaniem Turkowskiej (1988) erozja w dolinach rzek Wyżyny Łódzkiej rozpoczęła się około 15 tys. lat temu. Nieco inaczej przebiegało

wcinanie Wisły, wcześniej – od około 15 do 13 tys. lat BP (Starkel 1991a; Gębica 1995) nastąpiło w południowej części doliny, zaś później w obszarze zlodowaconym – od około 14,5 tys. lat temu w Kotlinie Płockiej (Wiśniewski 1976, 1990), zaś dalej ku północy postępowało etapowo, wraz z wycofywaniem się łądolodu. Ewolucja doliny Wisły poniżej Warszawy w górnym plenivistulianie i późnym vistulianie przebiegała inaczej niż w wyższych odcinkach tej doliny, również inaczej niż na badanym odcinku doliny Warty, dlatego trudno o proste analogie między tymi dolinami. Generalnie rozcięcie w odcinku dolnej Wisły jest znacznie głębsze niż w obszarach nie objętych zlodowaczeniem, co wynika zdaniem Andrzejewskiego (1994) z konieczności dostosowania się Wisły do poziomu Bałtyku. Wcinanie się Wisły przebiegało etapami wraz z wycofywaniem się łądolodu bałtyckiego, czego efektem jest system kilku teras (Drozdowski, Berglund 1976; Wiśniewski 1982, 1990). Podobna jest sytuacja dolnej Warty i Odry czy Proсны, które także były blokowane przez łądolód. W dolinie Proсны w rejonie Macewa rozcięcie osiągnęło około 22–23 m (Rotnicki, Borówka 1988). Tendencje erozyjne wystąpiły w tym okresie również w dolinach Holandii (m.in. Van Huissteden i in. 1986) i wielu innych dolinach Europy (por. Petera 2002). Przyczyną powszechnych tendencji erozyjnych są zmiany klimatu, ale nie można odnosić tego tylko do obniżania bazy erozyjnej wraz z wycofywaniem łądolodów czy niskim poziomem wszechoceanu na przełomie plenivistulianu i późnego vistulianu (Blum, Tornqvist 2000). Tendencje rozwoju koryta są uzależnione od tzw. spadku reżimowego, który Teisseyre (1991) za Mackinem określa jako minimalny spadek rzeki niezbędny do przetransportowania całego ładunku jaki jest dostarczony do koryta. Spadek reżimowy jest więc zależny od masy ładunku i ilości wody, powodowanych zmianami klimatu. W okresie 16–12 tys. lat temu według Rotnickiego (1996) zaznaczył się znaczny wzrost opadów, w wyniku ocieplenia rozwija się szata roślinna, zmniejszając mobilność osadów i ich dostawę do rzek. To spowodowało, że spadek rzeki znacznie przekroczył spadek reżimowy. Zdaniem Teisseyrea (1991), wywołuje to początkowo zmniejszenie stopnia roztokowania i wcinanie koryta, następnie dalszą koncentrację i wreszcie uzyskanie jednokorytowej rzeki meandrującej, która dalej jest rzeką degradującą. Dojście do stadium równowagi daje utrzymywanie się rzeki meandrującej o mniejszym promieniu meandrów lub podział koryta i powstanie rzeki anastomozującej (Teisseyre 1991). Nawiazując zaś do klasyfikacji Nansona i Knightona (1996) należy uznać rzekę wielokorytową (anabran-

ching) za typ rzeki właściwy dla małego spadku dna doliny i dużego obciążenia wód rzeki.

Osady organiczne jakie pojawiły się na powierzchni terasy wysokiej nie dają możliwości datowania momentu rozcięcia tego poziomu, świadczą zaś o stabilizacji w dolinach i ostatecznym wyłączeniu terasy wyższej z obszaru działania procesów fluwialnych. W badanym odcinku doliny Warty brak takich danych, natomiast w sąsiednich dolinach są przykłady datowanych osadów – np. na terasie Widawki w obrębie odkrywki „Belchatów” uzyskany został wynik $14\ 350 \pm 570$ lat BP (G o Ź d z i k 1980), na terasie Wisły w Kamionie – $14\ 590$ lat BP (M a n i k o w s k a 1985).

TRANSFORMACJA DOLINY W PÓŹNYM VISTULIANIE I UFORMOWANIE UKŁADU WIELOKORYTOWEGO

Ostatnim wydzielanym w stratygrafii plejstocenu ogniwiem jest trwający około 4 tys. lat późny vistulian, określane też późnym glaciałem, niekiedy wliczany jeszcze do stadiału głównego zlodowacenia wisły (L i n d n e r 1992). Około 14 tys. lat temu następuje wyraźna zmiana zawartości izotopu tlenu 18 w lodzie Grenlandzkim (J o h n s e n i n 1992), zaś nieco wcześniej rozpoczyna się szybki wzrost poziomu morza (B l u m , T o r n q v i s t 2000). Generalne ocieplenie połączone było z silnymi wahaniami temperatury – średnia roczna zdaniami R o t n i c k i e g o (1996) wahała się od -4 do 4 °C, zaś średnia lipca wzrasta nawet do 15 – 16 °C (K l a t k o w a 1996).

Na badanym obszarze zachowały się ślady rozwoju doliny z dwóch odrębnych etapów późnovistulianskich. Osady późnego vistulianu występują przede wszystkim w obrębie poziomu niskiego doliny Warty, oraz tworzą powierzchnię dna doliny Jadwichny-Pichny. Dokładne prześledzenie całości przekształceń doliny w późnym vistulianie nie będzie możliwe, ponieważ w dolinie Warty nie udokumentowano osadów ze starszej jego części, a jedynie z okresu allerödu i młodszego dryasu. Osady fluwialne młodszego dryasu występują na całej długości badanego odcinka Warty, tworząc poziom niski. Budowa geologiczna tego poziomu została dokładniej opracowana w trzech wybranych fragmentach, ale najcenniejsze obserwacje poczynione zostały w odkrywce Koźmin (wcześniej dokumentowane odsłonięcia zostały opublikowane – T u r k o w s k a i n. 2000; P e t e r a 2002). Duża ilość osadów organicznych – gytii, mułów organicznych i torfów stwarza dogodne warunki do badań, jednak ze względów organizacyjnych autor nie był w stanie zlecić większej ilości analiz osa-

dów, głównie palinologicznych i radiowęglowych, które wzbogaciłyby materiał dokumentacyjny.

Między osadami górnego plenivistulianu i późnego vistulianu widoczna jest różnica stylu sedymentacji. Polega ona na tym, że starsze akumulowane były w surowych warunkach klimatu przez rzekę roztokową, a młodsze, zawierające wkładki organiczne, są generalnie bardziej drobnoziarniste i zawierają znacznie więcej utworów pozakorytowych, co charakteryzuje rzeki meandrujące lub wielokorytowe.

Wcięcie jakie powstało na przełomie górnego plenivistulianu i późnego vistulianu doprowadziło do znacznego obniżenia i zwężenia dna doliny, zatem osady deponowane na początku późnego vistulianu, jeżeli się zachowały, to tylko w spągu omawianej serii. Odsłonięcia kopalni Koźmin również ich nie ukazują. W dolinie Jadwichny-Pichny osady późnego vistulianu tworzą znaczną część jej dna, ale większą część pokrywają młodsze osady eoliczne oraz holocenijskie torfowiska i mułowiska. W spągu jednego z nich – torfowiska Ługi, występuje cienka warstewka gytii, z której próbka poddana analizie radiowęglowej dała wynik $13\ 370 \pm 170$ lat BP; jest to miejsce położone najprawdopodobniej najniżej w obrębie obniżenia, jakie wypełnia torf (rys. 26). Można wnioskować, iż złożenie gytii świadczy o ustaniu funkcjonowania rzeki w tej dolinie. Profil zrekonstruowanego tam kopalnego koryta sugeruje, iż może być ono fragmentem koryta meandrowego, rozcinającego poziom wysoki. Rozcięcie poziomu wysokiego w dolinie Jadwichny-Pichny jest mniejsze niż w dolinie głównej. Jest zatem prawdopodobne, iż rzeka meandrująca jakiejś ślady udokumentowano na południe od Sieradza, w początkowym okresie późnego vistulianu wykorzystywała dolinę Jadwichny-Pichny. Wspomniany wynik datowania wskazuje, że jeszcze zapewne w böllingu kopalne koryto, jak i dolina Jadwichny-Pichny, zostały opuszczone przez wody Warty, które skierowały się w okolicach Kamionacza na północny zachód. Stało się tak prawdopodobnie w wyniku utrzymywania się tendencji do podnoszenia podłoża w rejonie Kamionacza, uniemożliwiających płynięcie wód przez dolinę Jadwichny-Pichny, a jednocześnie dzięki tendencjom erozyjnym w dolinie Warty, powodującym pogłębianie rozcięcia w odcinku między Kamionaczem a Jeziorskiem i skierowaniem tędy wód Warty. Ten odcinek doliny, jak wcześniej wspomniano, nie był prawdopodobnie wykorzystywany przez rzekę w części górnego plenivistulianu. Morfologia tego odcinka doliny Warty sugeruje jego odmłodzenie. Przyczyn porzucenia doliny Jadwichny-Pichny przez Wartę należy zatem szukać w aktywności podłoża. W dolinie tej znajduje się obecnie dział wodny, a powierzchnia dna doliny wykazuje spadek od linii działu na północ i południe. Dział ten nie powstał jednak w wyniku erozyjnego obniżenia dna w dwu kie-

runkach. Świadczyć mogą o tym przynajmniej dwa kopalne koryta jakie przecinają linię działu, których ciągłość jest zachowana po obu jego stronach. W jednym z nich występują torfy holocenijskie (rys. 23). O wyniesieniu tego fragmentu doliny w trakcie późnego vistulianu może świadczyć podobnie jak w obrębie dna, podniesienie terasy wysokiej, która występuje po wschodniej stronie doliny. Znaczne tempo i rozmiary wcięcia w głównej dolinie Warty wywołać mogło zdrenowanie dna doliny Jadwichny-Pichny, brak bowiem we wspomnianych obniżeniach późnovistulianiskich osadów organicznych, są zaś obecne liczne pola piasków eolicznych i duże wydmy, które mogły być kształtowane na opuszczonym przez rzekę dnie doliny.

Na odcinku doliny Warty od ujścia Widawki po ujście Neru nie udało się udokumentować starorzecza wypełnionego osadami organicznymi, które dawałoby możliwość rekonstrukcji zdarzeń w całym późnym vistulianie. Podkreślić należy znaczenie stanowiska w Konopnicy, które położone jest poza badaną strefą – około 12 km na południe od Burzenina, gdzie występuje starorzecze wypełnione torfem począwszy od allerödu (K r a u ż l i s 1974). Jak podkreślają K r z e m i ń s k i i B e z k o w s k a (1987) koryto to, leżące na „tarasie nadzalewowym młodszym” jest dowodem na rozcięcie terasy wysokiej przed allerödem. Jest ono też dowodem na koncentrację wód i zmianę rzeki roztokowej w meandrującą lub krętą. Parametry tego kopalnego koryta są wystarczająco duże by uznać, że jest ono elementem rzeki jednonurtowej. Kopalny meander z Konopnicy uznać można za efekt odcięcia zakola przez aktywnie meandrującą rzekę, zaś wypełnienie go w allerödzie świadczy o niższym położeniu koryta ówczesnej rzeki. Jednak sytuacji tej, udokumentowanej na południe od przełomu burzeńskiego, nie można przenosić na cały badany odcinek doliny. Fragment paleokoryta – meandra, o zbliżonych parametrach udokumentowano między miejscowościami Chojne i Beleń, jednak jego wypełnienie jest inne, głównie mineralne z wkładkami mułów i namułów organicznych. Koryto to było wykorzystywane zapewne jeszcze w późnym vistulianie oraz w holocenie, kiedy mogło być jeszcze pogłębione. Podobne starorzecze występuje w okolicach Chełmna (nad Nerem). Można przypuszczać, iż paleokoryto to pochodzi również ze zbliżonego okresu, być może böllingu. Paleomeander w Chełmnie leży w osi pradoliny warszawsko-berlińskiej, w sąsiedztwie współczesnego koryta Neru, ale z uwagi na jego wielkość przyjąć można, że jest to element dawnego koryta Warty. Jest wypełniony głównie osadami mineralnymi, piaszczystymi i mułowymi. Dno tego paleomeandra występuje na zbliżonym poziomie, co seria torfów i gytii allerödu stwierdzona w znacznej części basenu uniejowskiego (T u r k o w s k a i in. 2000; P e t e r a 2002), a więc w allerödzie, także w tym korycie powi-

nien powstawać torf. Korytowych osadów allerödu nie udało się udokumentować w żadnym z badanych odcinków doliny, również w odkrywcze Koźmin; ówczesny poziom Warty w basenie uniejowskim musiał być niższy od poziomu wspomnianej warstwy torfów, która leży około 93,5–94 m n.p.m., a więc co najmniej 2 m poniżej współczesnego średniego poziomu Warty. Osady allerödu są przykryte na całej długości badanej doliny Warty utworami młodszymi, dlatego nie ma tutaj podstaw do wnioskowania o układzie rzeki w tym okresie.

Vistulianiskie osady rzeczne są dobrze rozpoznane w dolinie Warty w okolicach Śremu, już w obszarze objętym zlodowaczeniem bałtyckim (m.in. K o z a r s k i 1983; A n t c z a k 1986; G o n e r a 1986; K o z a r s k i i in. 1988). Na północny zachód od Śremu dolina Warty rozdziela się, współczesne koryto biegnie na północ do Poznania, zaś ku zachodowi przebiega tzw. terasa bifurkacyjna (A n t c z a k 1986). Poziom ten jest efektem akumulacyjnej działalności rzeki roztokowej, która bifurkowała na tym poziomie jeszcze w najstarszym dryasie (K o z a r s k i 1983; A n t c z a k 1986). Rozcięcie terasy bifurkacyjnej nastąpiło przed böllingiem, już przez rzekę meandrującą, która utworzyła kolejną, niższą terasę – przejściową (A n t c z a k 1986). Tak więc okresowe rozdzielanie się rzeki roztokowej (w górnym plenivistulianie) na badanym przez autora odcinku Warty nie jest czymś wyjątkowym. Na odciętej terasie bifurkacyjnej w rejonie Śremu w późnym vistulianie rozwijały się torfowiska oraz powstały wydmy i pola piasków eolicznych, podobnie jak miało to miejsce w dolinie Jadwichny-Pichny.

Na przełomie plenivistulianu i późnego vistulianu nastąpiło zasadnicze przekształcenie koryt i den dolin rzecznych. W wyniku koncentracji wód rzek roztokowych do jednonurtowych koryt meandrujących powstają układy o meandrach wielkopromiennych, ich rozmiary są największe wśród spotykanych tego typu starorzeczy. Powstanie tego typu koryt jest notowane w niemal wszystkich badanych dolinach rzecznych w Polsce, zatem zmiana układu z roztokowego na meandrowy jest efektem zmian klimatycznych. Nie był to jednak proces synchroniczny we wszystkich dolinach niżowych (m.in. K o z a r s k i, R o t n i c k i 1977; S z u m a ń s k i 1983, 1986; T u r k o w s k a 1988; S t a r k e l 1991a), co wynikało z lokalnych warunków i różnego tempa przystosowania się rzek do spadku reżimowego (T e i s s e y r e 1991).

Okres böllingu charakteryzował się silnym wzrostem temperatur. Analizy rdzeni lodowych (J o h a n s o n i in. 1992) i głębokomorskich (B l u m, T o r n q v i s t 2000) wskazują, że był to najcieplejszy okres w późnym vistulianie. Wprawdzie rekonstrukcje bazujące na sukcesji roślinnej podają wyższe temperatury dla allerödu (m.in. K o z a r s k i 1995;

Klatkova 1996; Ralska-Jasiewiczowa i in. 1998), ale jak podkreśla Kolstrup (1990), ekspansja roślinności jest opóźniona względem wzrostu temperatury i przy szybkich zmianach klimatycznych rekonstrukcje klimatu bazujące na analizach paleobotanicznych mogą być obarczone błędem. W böllingu rozwinęły się w Polsce środkowej lasy brzożowe z domieszką sosny (Krajewski, Balwierz 1985; Tobolski 1998; Ralska-Jasiewiczowa i in. 1998) i znacznym udziałem roślinności zielnej, która skutecznie powstrzymywała transport materiału i jego ewentualną dostawę do systemów rzecznych. Jednocześnie podkreślany jest wzrost wilgotności (Bohncke, Vandenberghe 1991; Kasse i in. 1995; Kozarski 1995; Rotnicki 1996), co przy infiltracji wód utrudnionej przez istniejącą jeszcze w gruncie zmarzlinę (Kozarski 1995; Bohncke i in. 1995; Klatkova 1996) mogło prowadzić do znacznie wyższego niż w holocenie odpływu i przepływów charakterystycznych w ówczesnych rzekach. Potwierdzają to obliczenia dla doliny Prozny (Rotnicki 1996), jak też parametry koryt Warty (m.in. Antczak 1986; Goner 1986).

Najstarsze paleomeandry udokumentowane w dolinie Warty leżą na wschód od Śremu, ich funkcjonowanie związane jest z böllingiem (Kozarski 1983; Goner 1986). Goner (1986) szacuje przepływ pełnokorytowy przykładowego koryta na 264 m³/sek., zaś promień jego krzywizny na 460 m, przy 121 m szerokości koryta. Zbliżone rozmiary mają wspomniane wcześniej paleomeandry: w Konopnicy, czy Chojnem i Chelmie. Można zatem przyjąć uformowanie koryta o wielkich meandrach w dolinie Warty w böllingu. Podobne tendencje wystąpiły w tym okresie w dolinie Prozny (Rotnicki 1987, 1988; Rotnicki, Młynarczyk 1989). W dolinach rzecznych Wyżyny Łódzkiej przejście do układu meandrowego następuje w różnym czasie – najwcześniej w dolinie Neru (Turkowska 1988, 1990), nieco później w dolinach Mrogi oraz Moszczenicy (Kamiński 1993) i Rawki (Koboжек 2000). Pojawianie się układu meandrowego, wielkopromiennego jest od dawna badane w dolinie Wisły (Falkowski 1975; Mycielska-Dowgiałło 1977, 1978; Klimek 1987; Kalicki 1991; Starkel 1991a; Gębica 1995; i in.) i dolinach jej dopływów – Sanu (Szumański 1983, 1986) czy Wieprza (Buraczyński 1996; Superston 1996), a także w innych dolinach Niżu Europejskiego (m.in. Kasse 1995; Mol 1995).

Układ meandrowy koryt generalnie zachował się w wymienionych powyżej rzekach do allerödu. W klasycznych podziałach stratygraficznych starszy dryas był okresem zimnym, oddzielającym bölling od

allerödu, któremu przypisuje się wzmożenie działalności eolicznej. Obecnie jego ranga jest minimalizowana. Tobolski (1998) uważa, że nie spowodował on dużych zmian w szacie roślinnej. W literaturze holenderskiej traktuje się bölling i alleröd łącznie (m.in. Kasse i in. 1995b).

W allerödzie w Polsce środkowej rozwijały się lasy sosnowo-brzożowe (Bohncke i in. 1995; Kozarski 1995; Ralska-Jasiewiczowa i in. 1998; Tobolski 1998). Klimat był nieco chłodniejszy niż w böllingu, ale większe były opady. Zdaniem Rotnickiego (1991) przekraczały 750 mm/rok, a według Starkla (1991b), w Polsce południowej oscylowały około 400 mm rocznie. Degradacja wieloletniej zmarzliny, hamującej infiltrację (Kozarski 1995; Klatkova 1996) oraz zwiększona ewapotranspiracja spowodowały zapewne spadek wielkości odpływu powierzchniowego i średnich przepływów w rzekach. W trakcie allerödu wielkość rocznego odpływu Prozny spada o około 40 % (Rotnicki 1991). Wywołało to zmniejszenie parametrów koryt rzecznych. W dolinie Warty koło Śremu według szacunków Goner (1986) przepływ pełnokorytowy był dwukrotnie mniejszy niż w böllingu.

Młodszy dryas, który trwał około 1100 lat był okresem o najsurowszych warunkach klimatycznych w późnym vistulianie (Ralska-Jasiewiczowa i in. 1998). Gwałtownie zmienił się klimat z umiarkowanego, borealnego na subarktyczny, średnie temperatury roku spadły w Polsce środkowej z 4 °C do -3 °C (Rotnicki 1996), a średnie temperatury lipca obniżyły się do 10 °C (Kozarski 1995; Klatkova 1996). Równie duży spadek temperatur nastąpił w Europie Zachodniej (Atkinson i in. 1987; Vandenberghe, Pissart 1991; Kasse 1995). Zawartość izotopu tlenu w lodzie Grenlandzkim była porównywalna z okresem maksimum zimna górnego plenivistulianu (Johnsen i in. 1992). Ochłodzenie to doprowadziło do zaniku lasów i pojawienia się roślinności tundrowej i lasotundrowej, a miejscami stepowej (Kozarski 1995; Ralska-Jasiewiczowa i in. 1998; Tobolski 1998), także powstrzymania degradacji wieloletniej zmarzliny i rozwoju niewielkich szczelin mrozowych (Goździk 1995b), a być może rozwoju zmarzliny inicjalnej lub długotrwałego sezonowego przemarzania (Bohncke i in. 1995). Ponownie uaktywniły się procesy eoliczne, prowadzące do przemieszczania znacznej ilości materiału piaszczystego (Krajewski 1977a,b; Goździk 1980; Manikowska 1992). Pod względem wilgotności młodszy dryas jest dwudzielny, starsza część była bardziej wilgotna, z opadami około 700 mm rocznie według Rotnickiego (1991) lub poniżej 400 mm, zdaniem Starkla (1991b), a część młodsza bar-

dziej sucha. Pojawiły się zatem nowe warunki dla funkcjonowania systemu fluwialnego – zmiana reżimu rzecznego, wzrost dostawy materiału do koryt, wzrost wielkości odpływu, które powinny pociągnąć za sobą zmiany w ewolucji rzek.

Dotychczas publikowane prace praktycznie nie uwzględniały na badanym odcinku doliny Warty poziomu, który wprost byłby wiązany z młodszym dryasem. Wyróżniana była powszechnie terasa nadzalewowa (albo dwie) oraz jeden lub dwa poziomy holocenijskie. Krzemieński i Bezowska (1987) w okolicach Burzenina wyróżniają dwie terasy zalewowe – niższą (dno doliny) i wyższą (położoną 3–4 m powyżej średniego poziomu wody w korycie). Ten poziom jest utożsamiany przez autora z poziomem niskim, który może posiadać cienką i nieciągłą, holocenijską pokrywę madową, ale jego zasadnicza część powstała w późnym vistulianie, a część stropowa w młodszym dryasie. W odcinku wieluńskim Krzemieński (1965) opisuje terasę średnią, której złożenie określa na młodsi dryas, więc może być ona odpowiednikiem wyróżnianej w niniejszej pracy terasie niskiej. Dalej ku północy szkice geomorfologiczne i szczegółowe mapy geologiczne (Klatkova, Zaloba 1992a,b; Bezowska 1993, 1995) nie wyróżniają takiego poziomu, lecz rozległe dno doliny, o zróżnicowanej budowie. Impulsem do nowego spojrzenia na dno doliny Warty i wyróżnienie terasy młodszodryasowej, określonej jako poziom niski, były wyniki badań prowadzonych w odkrywcze Koźmin, a więc w północnej części badanego odcinka doliny Warty. Cechą wyróżniającą ten poziom jest układ wielokorytowy, widoczny na zdjęciach lotniczych (rys. 39), który zidentyfikowano w odkrywcze Koźmin i jej otoczeniu (Turkowska i in. 2000; Petera, Forysiak 2002). Następnie okazało się, że podobne, kopalne formy widoczne są na zdjęciach lotniczych innej części doliny – Ligota – Bełen (rys. 18) i Siedlątków – Leśnik (rys. 35), zbliżona jest też morfologia i budowa geologiczna tego poziomu. Badania w Koźminie pozwoliły na określenie wieku powstania stropowej powierzchni terasy na młodsi dryas (Turkowska i in. 2000). Petera (2002) uważa, że była to starsza, wilgotniejsza jego część. Istniejące wówczas warunki były korzystne do zmian typu rzeki i do agradacji jej dna. Powstanie systemu wielokorytowego jest typowe dla rzek o niewielkim spadku, zwłaszcza w rozszerzeniach dolin, gdzie dochodzić może do szerokiego rozlewania się wód powodziowych o dużym obciążeniu ładunkiem osadowym (Teisseyre 1991, 1992; Nanson, Knighton 1996). O podnoszeniu poziomu wód w dolinie świadczy też powstanie torfowiska w Józefce (zał. 1), które leży w dolinie Jadwichny-Pichny, nie funkcjonującej już w tym czasie. Zakładając, że Warta na przełomie allerödu i młodszego dryasu była stabilną

rzeką jednokorytową, to w sytuacji zaistnienia wymienionych powyżej zmian środowiska, jej spadek okazał się mniejszy od reżimowego (Teisseyre 1991), a koryto niewydolne dla przetransportowania zwiększonej ilości osadów. Doszło wówczas do szybkiego wypełnienia osadami strefy korytowej, wypłylenia koryta i jego rozdzielenia. Nowe koryta mogły rozcinać również zalewową wzdłuż rozcięć krewasowych, czy kanałów i krewas powrotnych wód powodziowych (Teisseyre 1991). Głębokość rozcięć korytowych jest znaczna, co widać w odkrywcze Koźmin, najgłębsze z nich sięgają 4 m poniżej ówczesnej równi zalewowej (Turkowska i in. 2000; Petera 2002). Udokumentowane koryta rzeki wielokorytowej są wypełnione głównie piaskami średnioziarnistymi, zaś osady równi zalewowej to drobne piaski z wkładkami mulków. Cechy osadów pozwoliły na określenie młodszodryasowej rzeki wielokorytowej w basenie uniejowskim – wg klasyfikacji rzek anabranching Nansona i Knightona (1996), jako typ 2 – rzeka piaszczysta, formująca wyspy (Turkowska i in. 2000, 2002). Osady młodszodryasowe w północnej części basenu uniejowskiego przykrywają rozległą serię torfów allerödskich które jak wcześniej przypuszczano mogły wpłynąć na rozwój układu wielokorytowego (Turkowska i in. 2000). Obecnie wydaje się, że zainicjowanie takiego układu rzeki nie ma ścisłego związku z budową geologiczną dna. Warstwa torfów jako silnie kohezyjna, mogła jednak uniemożliwić boczną migrację koryt (Kasse 1998). Podstawowym czynnikiem zmian w układzie wielokorytowym są pionowe tendencje obszaru doliny oraz awulsja koryt (McCarthy i in. 1992; Nanson, Knighton 1996). Wydaje się, że procesy awulsji koryt zachodziły w systemie wielokorytowym Warty często, a duża ogólna liczba koryt, zwłaszcza koryt zapełnionych w młodszym dryasie, świadczy o dużej intensywności tych procesów.

W dolinie Warty na obecnym etapie badań nie ma podstaw do wnioskowania o tempie i częstotliwości awulsji. Można jedynie zakładać, że coroczne wezbrania wiosenne, typowe dla środowiska rzek tundrowych (Kasse 1998), powodowały duże tempo zapełniania koryt. Gęstość koryt szacowana na podstawie pomiarów na zdjęciach lotniczych (tab. 1) jest bez wątpienia zaniżona, gdyż brane pod uwagę są tylko te fragmenty, które zostały zapełnione materiałem piaszczystym. Część z nich nie została jednak w młodszym dryasie wypełniona, lecz przyjęła postać starorzeczy z torfowiskami rozwijającymi się od okresu preborealnego np. wypełnienia paleokoryt w Koźminie (Koźmin-Zatoka – Turkowska i in. 2000), w Łęgu Piekarskim (rys. 38), czy w Pęczniewie (Krauzlis 1974). Bez znajomości wymienionych wcześniej wskaźników awulsji – częstotliwości awulsji,

czasu jej trwania czy długości okresów międzyawulsyjnych (Stouthamer, Berendsen 2001), spekulowanie o gęstości aktywnych koryt, czy ich liczebności nie ma podstaw. Kopalne koryta pozwalają co prawda na wykonywanie podstawowych pomiarów jak szerokość (w), głębokość (d) i obliczenie wskaźnika w/d (dla koryt młodszodryasowych wynosi od 8 do 14), jak też obliczenie powierzchni przekroju pełnokorytowego. Niemożliwe jest jednak oszacowanie wielu parametrów geometrii hydraulicznej, jak np. przepływ pełnokorytowy, średnia prędkość przepływu oraz wykonanie dla badanego odcinka Warty rekonstrukcji paleohydrologicznej, jakie są wykonywane dla rzek meandrujących (m.in. Rotnicki 1983; Antczak 1986; Goner 1986; Rotnicki, Młynarczyk 1989; Kalicki i in. 1996; Starkel i in. 1996). Podejmuje się są też takie analizy dla rzek wielokorytowych, ale dysponując danymi tyczącymi awulsji w badanym okresie (Smith i in. 1989; Stouthamer, Berendsen 2001; Makaske i in. 2002 i in.).

W odkrywcę Koźmin miąższość młodszodryasowych osadów pozakorytowych wynosi około 2,5 m (Turkowska i in. 2000; Petera 2002; Petera, Forsyś 2002), co można uznać za wartość typową dla basenu uniejowskiego oraz dowód dużego tempa agradacji dna doliny w młodszym dryasie. Tak duży przyrost osadów jest zapewne konsekwencją wysokich wartości wskaźników odpływu w okresie młodszego dryasu (Rotnicki 1991; Starkel 1991b) i dostawy dużej ilości osadów, zarówno w wyniku intensywnych ruchów masowych na stokach dolin, jak i aktywności transportu eolicznego.

W obrębie poziomu niskiego w badanym odcinku doliny Warty, znaczną powierzchnię zajmują pola piasków eolicznych z wydymami, szczególnie dobrze rozwinięte w basenie uniejowskim (rys. 39, zał. 1) czy w dolinie Jadwichny-Pichny (rys. 23). Zasadnicza faza tworzenia wydym w strefie pradoliny warszawsko-berlińskiej nastąpiła, zdaniem Krajewskiego (1977 b) w starszym dryasie, ale podkreśla on, że wydmy położone na najniższym poziomie pradoliny podlegały silnemu nadbudowywaniu i przemieszczaniu w młodszym dryasie. Potwierdzeniem tego jest stosunek kopalnych koryt układu wielokorytowego Warty (rys. 39), uznanych za młodszodryasowe, do form eolicznych: część z nich przebiega wzdłuż stoków wydym, a część kończy się u ich podnóża. Nie badano jednak ani materiału tworzącego wydmy, ani poziomów glebowych w nich występujących.

Typy rzek w młodszym dryasie jakie są rekonstruowane przez badaczy zarówno w Polsce, jak i w Europie Zachodniej nie są tak jednolite jak w przypadku rzek allerödzkich. W dolinie Warty powyżej Poznania w młodszym dryasie funkcjonowała rzeka

meandrująca (Kozarski 1983; Goner 1986; Kozarski i in. 1988), podobnie w dolinie Prosnicy, w jej środkowym biegu (Rotnicki 1983; Rotnicki, Młynarczyk 1989). Jednak między rekonstrukcjami paleohydrologicznymi poczynionymi przez wymienionych badaczy istnieje pewna sprzeczność. Otóż przepływ pełnokorytowy jaki podaje Rotnicki (1983) dla Prosnicy w okolicach Mirkowa miał w młodszym dryasie wynosić 118 m³/sek. przy 130 m szerokości koryta, zaś dla Warty w Czmoniu k. Śremu Goner (1986) przepływ pełnokorytowy szacuje na 52 m³/sek przy 45 m szerokości koryta (a więc ponad dwukrotnie mniejsze niż dla Prosnicy). Dla porównania w okresie subborealnym autorzy ci podają przepływ pełnokorytowy odpowiednio: dla Prosnicy w wysokości 17.4 m³/sek, zaś dla Warty 52 m³/sek (trzykrotnie większy dla Warty). Sprzeczność, zdaniem autora, polega na tym, że Warta w profilu Czmoń nie może, ani współcześnie, ani w młodszym dryasie mieć niższych przepływów średnich lub pełnokorytowych niż Prosnica w profilu Mirków, ponieważ wskazana część zlewni Warty ma obecnie i miała w młodszym dryasie wielokrotnie większą powierzchnię, a więc i odpływ, niż zlewnia Prosnicy po Mirków. Biorąc pod uwagę powierzchnię przekroju pełnokorytowego, jedno tylko koryto z młodszodryasowego układu anabranching Warty w okolicach Koźmina równowagi podaną przez Rotnickiego (1983) wartość dla Prosnicy. Zdaniem autora, podawane przez Goner (1986) parametry dla młodszodryasowej Warty są wielokrotnie niedoszacowane, co wynikać może z tego, że badane koryto w Czmoniu było jednym z kilku synchronicznych koryt na tym odcinku. Poszczególne koryta w systemach wielokorytowych mogą bowiem przyjmować kształt meandrowy (Smith i in. 1989; Teisseyre 1991, 1992; Nanson, Knighton 1996), co widać również na szkicach morfologicznych badanego odcinka Warty (rys. 18, 35, 39).

W dolinach innych rzek w młodszym dryasie podkreślany jest generalnie wzrost aktywności procesów fluwialnych. W dolinach mniejszych rzek regionu łódzkiego obserwowano różne tendencje – Ner funkcjonował jako rzeka meandrowa o dużych promieniach łuków i erozyjnych tendencjach (Turkowska 1988), zaś Wolbórka i Mroga zachowała układ roztokowy. W dolinie Moszczenicy zachowały się wypełnienia starorzeczy pozwalające mówić o rzece meandrującej (Kamieński 1993). W dolinie górnej Wisły wyznaczono w młodszym dryasie fazę powodzi (Starkel i in. 1996) i udokumentowano serię mad piaszczystych, bardziej gruboziarnistych niż mady starsze, allerödskie. W tej części doliny Wisły stwierdzono funkcjonowanie rzeki roztokowej (Starkel i in. 1996), która zastąpiła allerödskie koryto mean-

drowe (Starkel, Gębica 1995), choć rekonstruowany jest też w innych odcinkach system paleomeandrów (Kalicki i in. 1996), również w dolinach dopływów Wisły (Starkel, Gębica 1995). Są też fragmenty doliny Wisły z korytami anastomozującymi z omawianego okresu (Kalicki 1991, 1992). W dolinie Sanu, zdaniem Szumańskiego (1983, 1986), nie doszło do zmiany układu koryta i w młodszym dryasie zachował się tam wielkopromienny układ meandrowy.

Inaczej przebiegał rozwój doliny dolnej Wisły. Na przełomie plenivistulianu i późnego vistulianu, kiedy Wisła uzyskała możliwość odpływu na północ, bezpośrednio do Bałtyku, doszło do rozcięcia terasy nadzalewowej i wcięcia Wisły do poziomu zbliżonego do współczesnego jej dna (Wiśniewski 1990, 1997). Na terasie nadzalewowej w Kotlinie Płockiej udokumentowano osady organiczne, wieku około 14,4 ka BP, potwierdzające wspomniane wcięcie rzeki (Florek i in. 1987).

Dolny Ren i Moza zmieniły na początku młodszego dryasu układ koryt z meandrujących na roztokowy (Weerts, Berendsen 1995), tworząc wspólną terasę. W wyższym, południkowym odcinku Mozy w młodszym dryasie powstała terasa niska, wcięta o kilka metrów w stosunku do terasy allerödskiej (Kasse 1995), które to wcięcie spowodowało zapewne opuszczenie przez koryta obszaru międzyrzecza Mozy i rzeki Waal (Makase, Nap 1995). Moza zmieniła charakter z rzeki jednokorytowej meandrującej na rzekę roztokową, a po jej wschodniej stronie powstały wówczas liczne wydmy (Kasse 1995, 2002; Kasse i in. 1995).

Podkreślić zatem należy różne tendencje w ewolucji środowiska fluwialnego w młodszym dryasie w dolinach rzek Niżu Europejskiego.

ZMIANY W DOLINIE WARTY W HOLOCENIE

Poprawa warunków klimatycznych na przełomie młodszego dryasu i okresu preborealnego nastąpiła bardzo gwałtownie, co zaznaczyło się dużym i szybkim spadkiem zawartości izotopu tlenu 18 w lodzie Grenlandzkim (Johnsen i in. 1992). W ciągu 70 lat nastąpił wzrost temperatur średnich rocznych o 5 °C, średnia temperatura lipca osiągnęła 16 °C (Ralska-Jasiewiczowa i in. 1998). Wzrosła roczna suma opadów (Rotnicki 1991; Starkel 1991b). Zmiany klimatu pociągnęły za sobą ekspansję szaty roślinnej, a w konsekwencji zahamowanie procesów eolicznych oraz stokowych i drastyczne zmniejszenie dostawy materiału klastycznego do rzek. Wzrost ewa-

potranspiracji i parowania spowodował zmniejszenie odpływu (Rotnicki 1991; Starkel 1991b). Wymienione zmiany musiały pociągnąć za sobą transformację systemu fluwialnego. Spadek reżimowy jaki w tej sytuacji się ukształtował był zdecydowanie mniejszy od ówczesnego spadku koryt rzek (Teisseyre 1991), co spowodowało koncentrację wód rzecznych i gwałtowne tendencje erozyjne, połączone ze zwężaniem den dolin i zmniejszaniem parametrów koryt (Teisseyre 1991). Faza erozji jaka wystąpiła na przełomie późnego vistulianu i holocenu była, zdaniem autora, jedną z zasadniczych faz erozji na badanym odcinku doliny Warty po zlodowaceniu warciańskim.

Rzeczne osady holocenijskie, mimo iż łatwe do powierzchniowego kartowania, są trudne do głębszej penetracji z powodu stałego zalegania poniżej lustra wody gruntowej i problemów technicznych z ich sondowaniem. Ogromnym walorem tych osadów są jednak zawarte w nich substancje organiczne, dające możliwość określania wieku osadów. Analizy takie są jednak kosztowne, a bez nich trudno o wiarygodne wnioski paleogeograficzne. Dlatego na obecnym etapie, przy bardzo ograniczonej bazie informacji o osadach holocenu opis zmian paleogeograficznych w badanym odcinku doliny Warty ma charakter hipotezy, która w przyszłości będzie weryfikowana.

W wyniku wspomnianych tendencji erozyjnych wyłoniła się morfologicznie terasa niska Warty (zał. 1). Jej podstawową cechą na odcinku od ujścia Widawki po ujście Neru jest silne rozczłonkowanie. Może to świadczyć o braku koncentracji wód do jednego koryta w trakcie wcinania lub przerzucaniu się takiego koryta, co mogło być wynikiem niewielkiego spadku doliny. Na badanym odcinku nie udało się udokumentować rzecznych osadów eoholocenijskich, a głębokość rozcięcia oceniana jest na podstawie sond i otworów wiertniczych (przede wszystkim archiwalnych). W stosunku do powierzchni terasy niskiej, rozcięcie to osiągnęło około 7 m w okolicach Sieradza, 8 m w Kamionaczu, nieco więcej – 9 m w Siedlątkowie, natomiast w basenie uniejowskim: w okolicach Ostrowska – 7 m, zaś w Kuźnicy – 6 m. Po obniżeniu dna doliny, obniżył się też poziom wód gruntowych. W dolinie Jadwichny-Pichny spowodowało to przerwę w funkcjonowaniu torfowiska w Józefce (rys. 27). W obrębie poziomu niskiego pozostało jednak wiele koryt systemu wielokorytowego, które nie zostały zapełnione osadami w młodszym dryasie, lecz odcięte i zawieszane ponad preborealnym korytem (lub korytami). W części z nich powstały warunki do wkroczenia torfowisk. Takie sytuacje udokumentowano w Pęczniewie (Krauzlis 1974) i Koźminie (Turkowska i in. 2000). W żadnym z tych stanowisk pod torfami nie występuje gytia, można więc stwierdzić, że koryta te nie były wypełnione wodą przed powstaniem torfowiska. Nieco

inna jest sytuacja starorzecza w Łęgu Piekarskim, gdzie od okresu preborealnego akumulowane były muły organiczne, co świadczy o stagnowaniu wody w tym obniżeniu, jednak koryto to leżało relatywnie niżej niż wskazane wcześniej. Powolne narastanie torfów i mułów we wspomnianych stanowiskach (tylko w Koźminie przerwane kilkoma warstewkami drobnego piasku, świadczącymi o powodziach) sugeruje stabilizację strefy korytowej i powolną agradację dna, lecz trudno wypowiedzieć się na temat typu koryta Warty w starszej części holocenu.

Na przełomie okresu borealnego i atlantyckiego zaznacza się wyraźne zwilgocenie klimatu (Ralska-Jasiewiczowa i in. 1998), w tym okresie występowały jedne z najwyższych opadów w holocenie i duże odpływy (Starkel 1991b), skutkujące licznymi powodziami w dorzeczu górnej Wisły (Starkel i in. 1996). Inne są wyniki retrodykcji wykonanej przez Rotnickiego (1991) dla dolnej Prozny, która wykazuje opady zbliżone do tych uzyskanych dla doliny Wisły, przy znacznie mniejszej wielkości odpływu jednostkowego w dolinie Prozny. W środkowej części okresu atlantyckiego wyznaczana jest kolejna faza powodzi (Starkel i in. 1996); tutaj istnieje zgodność co do wzrostu ilości opadów i wielkości odpływu (Rotnicki 1991; Starkel 1991b).

W jeziorze Gościąż w tym czasie utrzymywały się niskie stany poziomu wody (Ralska-Jasiewiczowa i in. 1998). Ten okres aktywności procesów fluwialnych znajduje potwierdzenie w badanym odcinku doliny Warty. Musiało dojść wówczas do podniesienia poziomu wód gruntowych i powstania warunków do rozwoju torfowisk. W dolinie Jadwichny-Pichny, w której rzeka nie funkcjonowała od początku późnego vistulianu, w obniżeniach, związanych z dawnymi korytami zaistniały w okresie środkowego atlantyku warunki do rozwoju torfowisk. W obrębie torfowiska Ługi początek akumulacji dokumentuje wynik analizy ^{14}C – $6\,260 \pm 60$ lat BP wykonanej dla spągu torfu, w przegłębieniu misy torfowiska (rys. 26). W opisywanym w poprzednim rozdziale kopalnym korycie w Kamionaczu (Kamionacz-Las, rys. 23) w końcu okresu atlantyckiego również pojawiło się torfowisko, mimo iż koryto to leży stosunkowo wysoko, w strefie współczesnego działu wodnego. W tym czasie doszło również do ponownego rozwoju torfowiska w stanowisku Józefka (rys. 28), gdzie torfowisko istniało w młodszym dryasie i w okresie preborealnym. Wymienione stanowiska leżały jednak poza strefą bezpośredniego wpływu wód Warty. Stanowiska leżące w dolinie Warty na poziomie niskim, dokumentujące wzrost aktywności rzeki w okresie atlantyckim to np. Pęczniew, gdzie w obrębie kopalnego starorzecza był akumulowany torf od początku holocenu, którego na-

rastanie kończy się wraz z końcem okresu atlantyckiego i na torf wkraczają piaski rzeczne (Kraulis 1974). W stanowisku Glinno udokumentowano cienką serię mułów organicznych, które przykryte są przez piaski z namułami i mady. Metodą palinologiczną ustalono, że muł powstawał w schyłku okresu atlantyckiego w płytkim obniżeniu, które zapewne w wyniku podnoszenia się poziomu wód gruntowych w dolinie zostało wypełnione wodą, a następnie zasypany przez materiał transportowany przez wody powodziowe. Podobną sytuację udokumentowano w Kamionaczu, w peryferycznej części starorzecza, które leży około 0,5 m wyżej w stosunku do dna doliny niż opisane torfowisko w Glinnie. Muł organiczny, którego wiek określony został również na schyłek okresu atlantyckiego, przykryty jest serią mułów mineralnych (a więc koryto musiało wypełnić się całkowicie wodą), powyżej występuje mada, świadcząca o okresowym wkraczaniu wód powodziowych. W odkrywcę w Koźminie także udokumentowano osady powstałe w okresie atlantyckim. Stanowisko leży w holocenijskiej strefie Strugi Janiszewskiej (rys. 42), gdzie rozcięte są osady poziomu niskiego, jego osią było wspomniane wcześniej, kopalne koryto z młodszego dryasu, wypełnione torfem, który był akumulowany aż do okresu atlantyckiego (Turkowska i in. 2000). Powyżej zalega osad mineralno-organiczny, o charakterze powodziowym, z wyraźnymi warstwami drobnych piasków i mułów organicznych z namułami, wcześniej określany jako mada (Klatkowska i in. 1996). Analiza radiowęglowa ze spągowej części tych osadów dała wynik $6\,340 \pm 130$ BP, zaś analiza palinologiczna wiąże ją ze schyłkiem okresu atlantyckiego, choć część analizowanych osadów, znajduje się na wtórnym złożu.

Podsumowując, stwierdzić należy, że eo- i mezoholocen w badanym odcinku doliny Warty, były okresami stabilizacji rzeki z powolną agradacją jej dna. Brak jest morfologicznych poziomów terasowych tego wieku. Brak również podstaw, by wnosić o wpływach antropogenicznych na procesy rzeczne w tym czasie. Co prawda zauważono pewne zmniejszenie udziału drzew w szacie roślinnej schyłku okresu atlantyckiego, ale jak sugerują palinolodzy (Balwierz 2002; Miotk-Szpiganowicz 2002), może to być następstwem naturalnych zmian środowiska.

W wielu dolinach rzecznych Nizy sytuacja nie jest tak stabilna. Generalną tendencją na początku holocenu, podkreślaną w wielu pracach, jest ukształtowanie układów meandrowych o zmniejszonych parametrach koryt w stosunku do koryt z późnego vistulianu. Takie tendencje udokumentowane zostały w środkowym odcinku doliny Warty poniżej Konina (Kozarski 1983), jak również w dolinie Prozny (Rotnicki 1987; Rotnicki, Młynarczyk 1989). W dolinie górnej Wisły występowała

również rzeka meandrująca (Starkel i in. 1996), w okresie borealnym udokumentowano wzrost jej aktywności i agradację mad (Kalicki i in. 1996), w okresie atlantyckim zaś Gębica (1995) stwierdza znaczną agradację w odcinku ujścia Raby. W dolinie Neru dno doliny było stabilne ale następował boczny rozwój doliny, zaś osady starszej części holocenu są przykryte przez neoholocenijskie (Turkowska 1988, 1990).

Neoholocen to okres z nieco niższymi niż w okresie atlantyckim temperaturami, cechujący się zmiennymi warunkami opadowymi. Rekonstrukcje paleohydrologiczne są dla tego okresu zróżnicowane. Starkel (1991b) uważa początek okresu subborealnego za wilgotny, z większymi niż wcześniej wielkościami odpływu, część środkową za znacznie suchszą, a ponowny wzrost wilgotności widzi na przełomie okresów subborealnego i subatlantyckiego. Inaczej kształtowanie się opadów i odpływu opisuje Rotnicki (1991), według którego początek i koniec okresu subborealnego charakteryzują się mniejszymi opadami i odpływie niż część środkowa. Natomiast w rejonie Kotliny Płockiej krótki odcinek wilgotny przypada na środek okresu subborealnego, zaś jego schyłek jest suchy (Ralska-Jasiewiczowa i in. 1998). Zróżnicowanie tych wniosków może wynikać z pojawienia się człowieka i intensywności jego działalności gospodarczej, która jest nowym czynnikiem, coraz silniej oddziałującym m.in. na środowisko rzeczne. Badania archeologiczne dowodzą znacznie wcześniejszej i bardziej intensywnej gospodarki rolnej w dorzeczu górnej Wisły, niż w środkowej części dolin Warty i Prozny (m.in. Hensel 1988).

W okresie subborealnym kontynuowana jest powolna agradacja rozczłonkowanego dna doliny Warty, o czym świadczy wkroczenie utworów powodziowych na organiczne osady okresu atlantyckiego, także podnoszenie poziomu wód w dolinie, powodujące dalszy rozwój torfowisk poza główną doliną (m.in. Józefka, Ługi) oraz akumulację mułów organicznych w niektórych starorzeczach. Między 3 800 i 3 200 lat BP zauważyć można wzrost aktywności środowiska rzeczno-geologicznego. Zbiega on z okresem suchym, o słabej aktywności procesów fluwialnych w dolinie Wisły (Starkel 1991b; Ralska-Jasiewiczowa i in. 1998) i przypada kilkaset lat po okresie wzmożonych opadów w dolinie Prozny (Rotnicki 1991). Przypuszcza więc należy, że jest to efekt czynników lokalnych, być może antropogenicznych i/lub tektonicznych. W tym okresie na torfowisku Ługi dochodzi do rozszerzenia pokrywy torfu, poza pierwotne obniżenie (rys. 32); w starorzeczach kończy się akumulacja osadów organicznych (Nubela – 3 850 ± 150 lat BP, Łęg Piekarski – 3 460 ± 50 lat BP – wyniki ze stropu mułów organicznych), wkraczają na nie korytowe piaski śred-

nioziarniste z domieszkami szczątków organicznych. Jest to być może początek reaktywacji układu wielokorytowego. Postępująca agradacja zarówno w korytach jak i w strefach pozakorytowych, powoduje włączanie kolejnych koryt. W Chojnym zbadane zostało koryto, do którego rzeka wkracza na przełomie okresów subborealnego i subatlantyckiego. Swobodna awulsja była zapewne utrudniona przez podział równi zalewowej na strefy ograniczone przez fragmenty niskiego poziomu, na który nie wkraczały wody powodziowe. Tymczasem liczne koryta wypełniane w holocenie, zidentyfikowane na zdjęciach lotniczych i w terenie rozcinają powierzchnię poziomu niskiego. Jeśli brać pod uwagę badania procesów awulsji w rzekach wielokorytowych (Smith i in. 1989; Southamer, Berendsen 2001; Makaske i in. 2002), to koryta powinny być synchroniczne z powierzchnią zalewową, w której są wycinane. Tak więc, zdaniem autora, wspomniane koryta powstały jeszcze w młodszym dryasie, zaś w neoholocenie zostały ponownie włączone do rzeki w wyniku agradacji dna doliny oraz podnoszenia poziomu wody w korycie (korytach) i przelewaniu przy stanach powodziowych. W takiej sytuacji zachodziło zapewne uprzątnięcie części zdeponowanych w tych korytach osadów i przerzucanie do nich wód również przy normalnych stanach. Przykładem takiej sytuacji jest rozcięcie obserwowane w Koźminie (stanowisko Koźmin-zatoka – Klatkowa i in. 1996; Turkowska i in. 2000; Petera, Forsyjak 2002), gdzie rozcięte zostały osady mezoholocenijskie, zaś piaski korytowe, będące dowodem ingerencji rzeki, całkowicie wypełniły kopalne koryto. Jedynie koryta leżące w obrębie stref dna doliny mogły powstawać na drodze awulsji w neoholocenie. Szczególnie dobrych przykładów dostarczają tutaj fragmenty dna z okolic Piekar (rys. 35), czy Chełmna (rys. 39). Porzucone koryta są wypełniane osadami organicznymi i mineralnymi, podobnie jak we wspomnianych już przykładach rzek anabranching (Smith i in. 1989; Southamer, Berendsen 2001; Makaske i in. 2002). Określenie ich wieku może w znacznym stopniu dać odpowiedź na pytania o tempo i częstotliwość awulsji w dolinie Warty.

W okresie subatlantyckim doszło do rozwoju torfowisk w obrębie doliny Warty. Największe powierzchniowo torfowiska, rozwinięte w dnie doliny znajdują się w Bartochowie (jego wiek potwierdza analiza palinologiczna – Krauß 1974), Ewinowie (Czyż, Kamiński w druku) i Koźminie (zał. 1). Każde z nich leży w strefach obniżen tektonicznych. Mimo iż są położone na poziomie dna doliny, nawet poniżej średniego poziomu wody w rzece, torfowiska te nie były zalewane (obecnie też nie są dzięki obwałowaniu koryta Warty). Zastanawiający jest fakt, że

wcześniej ich obszar nie został zajęty przez układ wielokorytowy. Jest to być może dowód na dużą stabilność koryt tego układu.

Ekspansję torfowisk w ostatnich 2 tys. lat zauważa Turkowska (1988) i Kamiński (1993). Według Żurka (1993), w tym okresie na torfowiskach w dolinie Narwi zachodziły zmiany rodzajów roślinności świadczące o podtapianiu, aż do wkroczenia mad na torfy; około 2 000 lat BP najwyższy w holocenie poziom osiągnęły wody jezior na Kujawach i Pojezierzu Brodnickim (Niewiarowski 1990).

Najważniejszymi zdarzeniami w neholocenie dla doliny Warty są więc: znaczna agradacja dna, reaktywowanie układu wielokorytowego, powstanie serii młodych mad i zatorfień.

W polskiej literaturze niewiele jest przykładów współczesnych rzek wielokorytowych. Teisseyre (1985, 1991, 1992) jako przykłady rzek anastomozujących wymienia przede wszystkim Odrę, Oławę, Kwisę i Bóbr zastrzegając, iż układ ten w dużym stopniu został zniszczony przez regulację rzek. Powołując się na Witta, wymienia też dolną i środkową Wartę. Sytuację taką w dolinie dolnej Warty potwierdza praca Piaseckiej (1974), prezentująca układ wielokorytowy w okolicach Kostrzyna, który zachował się do dziś. Nowo zbadanym przykładem rzeki anastomozującej jest Narew (Gradziński i in. 2000), gdzie stabilność układu, rozwiniętego w okresie subborealnym zapewnia torfowisko, stanowiące równię zalewową. Narew w pełni odpowiada kryteriom klasyfikacji Nansona i Knightona (1996) formułowanym dla rzeki anastomozującej typu 1 a. Innych przykładów współczesnych rzek anastomozujących przynoszą badania w dolinach obszaru Świętokrzyskiego (Sołtysik 2003), doliny Liswarty (Fajer 2004) czy Bugu (Szwejger 2002). Innymi obszarami, gdzie układ anastomozujący mógł powstać są delty rzek (np. Wisły – Firmanty 1993) czy jak pisze Teisseyre (1992), delty jezior zaporowych. Interesujące jest, że taki układ można obserwować w przypadku zbiornika „Jeziorsko” na Warcie, gdzie przy niskich stanach wody odsłania się część dna zbiornika, na którym występują koryta anastomozujące, o przebiegu zgodnym z odciętymi przed zbudowaniem zbiornika korytami.

Biorąc pod uwagę budowę geologiczną, morfologię dna doliny Warty na badanym odcinku oraz obrazy kartograficzne (m.in. Mapę Królestwa Polskiego)

ukazujące dolinę przed ostatecznym obwałowaniem, można uznać Wartę przed regulacją za rzekę wielokorytową na całym badanym odcinku, a jej obecny bieg za efekt prac hydrotechnicznych. Zdaniem autora można postawić hipotezę, że Warta w stanie naturalnym byłaby rzeką anastomozującą, typu 1c – o systemie mineralnym (Nanson, Knighton 1996), choć gęstość jej koryt była mała w odcinkach zwężonych, zaś duża (do kilkunastu koryt) w rozszerzeniach doliny.

Często używane określenie „dziczenie rzeki” może odnosić się do powstawania kolejnych jej koryt, a więc tworzenia układu wielokorytowego. Taki proces na bazie materiałów archiwalnych z XIX wieku dotyczących Warty stwierdza Szemeta (1970).

Aby układ wielokorytowy mógł powstać i funkcjonować, dno doliny spełniać musi szereg warunków (m.in. Schumm 1977; Teisseyre 1991, 1992; Nanson, Knighton 1996; Nanson, Huang 1999), których większość omówiono już wcześniej. Należy podkreślić, że współczesna (przed obwałowaniem) Warta spełnia następujące z tych warunków:

- mały spadek rzeki (w odniesieniu do wielkości średnich przepływów) – ogólnie, na odcinku Burzenin – Dobrów wynosi on około 0,00044;

- zawieszinowe obciążenie rzeki – współczesne obciążenie nie było badane, ale na taki charakter obciążenia wskazuje znaczne tempo osadzania iłłów i mułłów w obszarze dna zbiornika Jeziorsko (około 0,5 m w ciągu 15 lat jego funkcjonowania);

- agradacja dna doliny;

- aktywność tektoniczna podłoża – badany odcinek doliny Warty znajduje się między dwoma obszarami o wznoszących ruchach podłoża – rejonem Wielunia (Krzemiński 1974) i elewacją konińską (Widera 1998), potwierdzone pomiarami gravimetrycznymi (Wyrzykowski 1990), zaś przejawy współczesnych i neotektonicznych ruchów podłoża dostrzegano w ukształtowaniu teras Warty (Krauzlis 1974, 1975) czy współczesnych procesach rzecznych Warty (Witt 1979).

Wpływ aktywności podłoża na przebieg koryt rzecznych i zmienność ich rozwinięcia postuluje wielu badacze, ale wnioski takie, opierane na pośrednich obserwacjach są trudne do udowodnienia (m.in. Baumgart-Kotarba 1983; Starkel 1983; Gębica, Starkel 1987).

PODSUMOWANIE

1. W strefie badanego odcinka doliny Warty w stropowej powierzchni mezozoiku formy dolinne kształtowały się już w trzeciorzędzie. Większość z nich jest zgodna ze strukturami tektonicznymi w podłożu, co świadczy o istotnym wpływie tektoniki podłoża na rozwój dolin. W okolicach Turku występują osady neogénskie o największej miąższości, akumulacja serii piaszczysto-mułowych zachodziła w obrębie dolin uwarunkowanych tektonicznie, zaś formacje węglonośne powstawały w ich podmokłych obniżeniach.

2. Na całym badanym odcinku forma dolinna o przebiegu zbliżonym do obecnej doliny Warty istniała już na przełomie trzeciorzędu i czwartorzędowego. Wyraźna jest permanencja przebiegu doliny Warty w czwartorzędzie. W obrębie tej kopalnej doliny gliny zwałowe zlodowaceń południowopolskich zalegają często bezpośrednio na osadach podłoża podczwartorzędowego, niżej niż w obrębie wysoczyzn i są ugięte w strefach kopalnych stoków doliny. Znaczne miąższości przyjmują też występujące między glinami osady piaszczyste i zwirowe, będące dowodem funkcjonowania rzeki między kolejnymi zlodowaczeniami. Gлина zwałowa odry obserwowana jest w postaci niemal ciągłego pokładu, także układającego się współkształtnie do kopalnego stoku. Przed zlodowaczeniem warty, w okresie interglacjalu pilicy, dolina Warty miała przebieg zbliżony do obecnego. Posłużyła ona za drogę rozprzestrzenienia się lądolodu warciańskiego. Gлина zwałowa warty w strefie doliny jest obniżona o około 30–40 m w stosunku do otaczających wysoczyzn.

3. Deglacjacja lobu południowowielkopolskiego zlodowacenia warty postępowała etapowo, na drodze rozpadu bryłowego. Był to początek rozwoju doliny współczesnej i kształtowania jej najwyższego poziomu, kiedy dochodziło zarówno do ścinania fragmentów glacialnych, jak i akumulacji osadów pochodzenia fluwialnego i fluwioglacjalnego.

4. W schyłku okresu zimnego warty nasiliły się tendencje erozyjne na całym badanym odcinku doliny Warty.

5. W eemie nastąpiła stabilizacja dna doliny i niewielka jego agradacja. Dno doliny było wówczas stosunkowo wąskie. Dane geologiczne z badanego odcinka doliny oraz otaczającego obszaru pozwalają wnioskować o podobnym do obecnego przebiegu ówczesnej doliny Warty.

6. We wczesnym vistulianie w basenie uniejowskim miała miejsce zwiększona agradacja dna doliny, dobrze rozpoznana w odkrywce „Kozmin”. Osady tego okresu zalegają w spągu wypełnienia doliny wyciętej w osadach warciańskich. W innych odcin-

kach doliny, powyżej Siedlątkowa, można tylko stawiać hipotezy na podstawie wierceń. Trzeba brać pod uwagę, że przez cały okres wczesnego vistulianu bilans erozji był dodatni.

7. Utwory środkowego plenivistulianu występują prawdopodobnie w obrębie całej badanej doliny Warty, ale pod osadami młodszymi. Rekonstrukcja przebiegu i morfologii Warty w środkowym plenivistulianie jest również trudna.

8. Osady fluwialne górnego plenivistulianu są powszechne w dolinie Warty. Na badanym odcinku są one głównym ogniwem tworzącym terasę wysoką. Ich miąższość dochodzi do 20 m, należy więc zakładać znaczne, największe w okresie vistulianu, tempo agradacji dna dolin w tym okresie. W dolinie Warty funkcjonowała rzeka roztokowa. Na odcinku Burzenin – Kamionacz wykorzystywała ona dzisiejszą formę. Na północ od Kamionacza płynęła doliną Jadwichny-Pichny, a dalej rozdzielała się między dolinę Teleszyny i tę, wykorzystywaną również współcześnie; obydwie doliny były aktywne synchronicznie.

9. Na przełomie górnego plenivistulianu i późnego vistulianu stwierdzona powszechnie faza erozji wyodrębniła poziom wysoki w dolinie Warty. Wówczas z systemu Warty wyłączona została dolina Teleszyny. Ślady paleomeandrow i podcięć meandrowych świadczą o funkcjonowaniu w późnym vistulianie rzeki meandrującej. Początkowo rzeka ta wykorzystywała jeszcze dolinę Jadwichny-Pichny, a prawdopodobnie w böllingu, w wyniku neotektonicznego podnoszenia się terenu przeczuciła się do współczesnej doliny. W dolinie Jadwichny-Pichny, która leży powyżej poziomu niskiego w dolinie Warty, osady ze starszej części późnego vistulianu tworzą znaczną część jej dna.

10. Na badanym odcinku doliny Warty osady późnego vistulianu występują przede wszystkim w obrębie poziomu niskiego, którego powierzchnia była intensywnie nadbudowywana w młodszym dryasie. Najważniejszym jego elementem są liczne paleokoryta, tworzące układy wielokorytowe. Układ taki występował wzdłuż niemal całej badanej doliny (brak danych na temat odcinka zalanego przez zbiornik „Jeziorsko”). Szczególnie dobrze jest on rozwinięty w rozszerzeniach doliny, np. w basenie uniejowskim. Powstanie tego układu nastąpiło w młodszym dryasie, w warunkach wzmożonej agradacji dna doliny i zmniejszania się jej spadku. Młodszodryasową Wartę uznano za przykład rzeki wielokorytovej – anabranching typ 2, czyli rzekę piaszczystą, formującą wyspy. Część koryt zapełniona została w młodszym dryasie.

11. Kolejna, istotna faza erozji nastąpiła na przełomie vistulianu i holocenu, wcięcie rzeki spowo-

dowało morfologiczne wydzielenie terasy niskiej, która porożcinana została licznymi strefami holocenńskiego dna doliny. W obrębie poziomu niskiego pozostało wiele koryt systemu wielokorytowego, w części z nich powstały warunki do wkroczenia torfowisk. Eo- i mezoholocen w badanym odcinku doliny Warty były okresami stabilizacji rzeki, z powolną agradacją jej dna. Brak jest morfologicznych poziomów terasowych tego wieku.

12. Postępująca w neoholocenie agradacja dna dolinnego (zarówno w korytach Warty, jak i w strefach pozakorytowych), powoduje ponowne włączanie do odpływu kolejnych koryt młodszodryasowych, które nie funkcjonowały od początku holocenu. Jest to początek reaktywacji układu wielokorytowego, który czytelny jest w obrębie współczesnego dna doliny. Była to rzeka wielokorytowa – anabanching typu 1, a więc rzeka anastomozująca.

13. Istnienie układu wielokorytowego w dolinie Warty mogło mieć konsekwencje dla rozwoju osadnictwa w pradziejach i czasach historycznych. Jego intensywne niszczenie nastąpiło w XVIII w. Współczesna Warta jako rzeka jednokorytowa uformowana została dzięki pracom hydrotechnicznym w XIX i XX wieku.

14. Na szczególne podkreślenie zasługuje wpływ aktywności podłoża mezozoicznego na rozwój doliny Warty, najważniejszymi jego przejawami są:

– zbieżność przebiegu doliny ze strukturami podłoża;

– wymuszanie zmian przebiegu przez koryta Warty i porzucania odcinków dolin;

– zmienność spadku podłużnego poziomów dolinnych, silnie związana z wysokością zalegania podłoża;

– znikanie terasy wysokiej pod osadami młodszymi w północnej części basenu uniejowskiego w strefie rowu Adamowa;

– powstawanie młodych torfowisk w obszarach o tendencjach do subsydencji podłoża.

Podziękowania

Dziękuję Pani Profesor Krystynie Turkowskiej za merytoryczną opiekę nad przygotowaniem niniejszej rozprawy.

Za graficzne opracowanie ilustracji dziękuję Joannie Peterze i Agacie Józwiak.

Stanisławowi Roszkowskiemu i Danucie Dzeduszyńskiej dziękuję za przygotowanie anglojęzycznej wersji streszczenia pracy i podpisów ilustracji.

Kolegom z Katedry Badań Czwartorzędu Uniwersytetu Łódzkiego składam podziękowanie za pomoc techniczną i merytoryczną w trakcie przygotowywania niniejszej pracy oraz za dyskusje nad jej tezami.

LITERATURA

- Andrzejewski L., 1994 – Ewolucja systemu fluwialnego doliny dolnej Wisły w późnym wistulianie i holocenie na podstawie wybranych dolin jej dopływów. UMK Rozprawy, Toruń.
- Antczak B., 1986 – Transformacja układu koryta i zanik bifurkacji Warty w Pradolinie Warszawsko-Berlińskiej i południowej części przelomu poznańskiego podczas późnego wistulianu. *Wyd. Nauk. UAM, Ser. Geografia*, 35.
- Atkinson T. C., Britta K.R., Coope G.R., 1987 – Seasonal temperatures in Britain during the past 22 000 years reconstructed using beetle remains. *Nature*, 325.
- Baliński W., 1992 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Lutomiersk. PIG. Warszawa.
- Baliński W., 1997 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Złoczew. PIG. Warszawa.
- Baliński W., 1999 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Złoczew. PIG. Warszawa.
- Balwierz Z., 1995 – Vegetation of Upper Vistulian cold phases in Central Poland. *Biul. Perygl.*, 34.
- Balwierz Z., 1997 – Wyniki analizy pyłkowej osadu ze stanowiska Józefka. Maszynopis. CAG PIG. Warszawa.
- Balwierz Z., 2002 – Wyniki analizy palinologicznej z Kamionacza i Aleksandrowa. Maszynopis. KBCz UŁ.
- Balwierz Z., Goździk J., 1999 – Eemian and Vistulian deposition in a closed depression – a long continuous record. Łódź Periglacial Symposium „Periglacial Environments: Past, Present and Future”. Łódź.
- Baraniecka M.D., 1981 – Fazy malopolska, kujawska i mazowiecka jako fazy tektoniczne w czwartorzędzie Polski. III Krajowe Symp. „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce”. Wrocław.
- Baraniecka M.D., Sarnacka Z., 1971 – Stratygrafia czwartorzędu i paleogeografia dorzecza Widawki. *Biul. Inst. Geol.*, 254.
- Baranowski J., Mańkowska A., 1972 – Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Kalisz. Wyd. B – bez utworów czwartorzędowych. Wyd. Geol. Warszawa.
- Baranowski J., Mańkowska A., 1973 – Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Kalisz. Wyd. A – mapa powierzchniowa. Wyd. Geol. Warszawa.
- Baumgart-Kotarba M., 1983 – Kształtowanie koryt i teras rzecznych w warunkach zróżnicowanych ruchów tektonicznych. *Pr. Geogr. IG PAN*, 145.
- Behre K. E., 1989 – Biostratygraphy of the Last Glacial period in Europe. *Quater. Sci. Rev.*, 8
- Bezowska G., 1993 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Zduńska Wola. PIG. Warszawa.
- Bezowska G., 1995 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Zduńska Wola. PIG. Warszawa.
- Biernat S., 1971 – Budowa geologiczna i ukształtowanie podłoża kenozoiku w rejonie Belchatowa. *Biul. Inst. Geol.*, 254.
- Blum M. D., Tornqvist T.E., 2000 – Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, 47.
- Bohncke S. J. P., Kasse C., Vandenberghe J., 1995 – Climate induced environmental changes during the Vistulian Lateglacial at Żabinko, Poland. *Quaest. Geogr., Spec. Issue*, 4.
- Bohncke S. J. P., Vandenberghe J., 1991 – Palaeohydrological development in the Southern Netherlands during the last 15 000 years. W: L. Starkel, K.J. Gregory, J.B. Thornes (red.) *Temperate Palaeohydrology* J. Wiley & Sons.
- Bos J. A. A., Bohncke S. J. P., Kasse C., Vandenberghe J., 2001 – Vegetation and Climate during the Weichselian Early Glacial and Pleniglacial in the Niederlausitz, eastern Germany – macrofossil and pollen evidence. *J. Quater. Sci.*, 16, 3.
- Buraczyński J., 1996 – Ewolucja doliny górnego Wieprza na Roztoczu w piętrach wisły i holocenu. *Ann. UMCS*, 51.
- Cailleux A., 1942 – Les actions eoliennes periglaciares en Europe. *Mem. Soc. Geol. France*, 46.
- Ciuk E., 1980 – Mapa Geologiczna Polski w skali 1:200 000 (wyd. B – bez utworów powierzchniowych), ark. Konin. Wyd. Geol. Warszawa.
- Chrzanoski J., 1980 – Formy deglacjacji na Wale Malanowskim i w jego otoczeniu. *Acta Geogr. Lodz.*, 43.
- Czarnik J., 1972 – Paleogeografia okolic Turka w górnym trzeciorzędzie i plejstocenie. *St. Geol. Pol.*, 40.
- Czubla P., 2001 – Erytyki fennoskandzkie w utworach czwartorzędowych Polski środkowej i ich znaczenie stratygraficzne. *Acta Geogr. Lodz.*, 80.
- Czubla P., Złobka M., 1994 – Adamów-Smulsko. The deformation structures within the pre-Wartian deposits. INQUA SEQS Symposium „The Cold Warta Stage”, Excursion Guide Book. Łódź.
- Czyż J., Forysiak J., 2001 – Budowa geologiczna i rozwój rzeźby okolic Szadku. *Biul. Szadkowski*, 1.
- Czyż J., Kamiński J., w druku – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Dobra. PIG. Warszawa.
- Czyż J., Kamiński J., Forysiak J., w druku – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Dobra. PIG. Warszawa.
- Dadlez R. (red.), 1980 – Mapa tektoniczna czechosłowacko-mezozoicznego kompleksu strukturalnego na Niżu Polskim 1:500 000. IG. Warszawa

- Dokumentacja geologiczno-inżynierska zbiornika „Jeziorsko”, 1972 – Archiwum Urz. Pow. w Sieradzu
- Dokumentacja geologiczna złoża węgla brunatnego w rejonie Józefiny, 1954 – CAG PIG. Warszawa.
- Dokumentacja geologiczna złoża węgla brunatnego „Kozmin” w kat. B, C, 1998 – CAG PIG. Warszawa.
- Drozdowski E., 1986 – Stratygrafia i geneza osadów zlodowacenia vistulian w północnej części Dolnego Powiśla. *Pr. Geogr. IG PAN*, 146.
- Drozdowski E., Berglund B.E., 1976 – Development and chronology of the lower Vistula river valley, North Poland. *Boreas*, 5.
- Dury G. H., 1971 – Relation of Morfometry to Runoff Frequency. W: R. J. Chorley (red.) *Water, Earth, and Man*. Methuen and Co. Ltd.
- Dyjur S., 1987 – Systemy kopalnych dolin Polski Zachodniej i fazy ich rozwoju w młodszym neogenie i eoplejstocenie. W: A. Jahn, S. Dyjur (red.) *Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce*. Ossolineum. Wrocław.
- Dyjur S., 1993 – Wybrane problemy zlodowacenia warty w niżowej części Dolnego Śląska. *Acta Geogr. Lodz.*, 65.
- Dylik J., 1967a – Site VIII/28 Walewice. Guide to Excursion of the Symposium of the Commission on Evolution of slopes and of the Commission on Periglacial Geomorphology of the IGU. Poland.
- Dylik J., 1967b – Główne elementy paleogeografii młodszego plejstocenu Polski środkowej. W: R. Galon, J. Dylik (red.) *Czwartorzęd Polski*. Warszawa
- Fajer M., 2004 – Morfologiczne i geologiczne uwarunkowania rozwoju doliny Liswarty w holocenie. *Pr. Wydz. Nauk o Ziemi UŚ*, 32.
- Falkowski E., 1975 – Variability of channel process of lowland rivers in Poland and changes of the valley floors during the Holocene. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, 19.
- Firmany J., 1993 – Próba identyfikacji elementów paleohydrograficznych na zdjęciach panchromatycznych na terenie Żulaw Elbląskich. *Fotointerpretacja w Geogr.*, 23.
- Florek W., 1983 – Zastosowanie zdjęć lotniczych w badaniach den dolin rzecznych (na przykładzie dolnego Bobru). *Fotointerpretacja w Geogr.*, VI(16).
- Florek E., Florek W., Mysińska-Dowgiałło E., 1987 – Morphogenesis of the Vistula valley between Kępa Polska and Plock in the Late Glacial and Holocene. W: L. Starkel (red.) *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Part II. Geogr. St., Spec. Issue*, 4.
- Folk R. L., Ward W., 1957 – Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *J. Sed. Petr.*, 27.
- Forysiak J., 1994 – Adamów-Smulsko. Deformation structures at the top of the Wartian till. INQUA SEQS Symposium „The Cold Warta Stage”. Excursion Guide Book. Łódź.
- Forysiak J., 2003 – Rozwój doliny Warty między ujściem Widawki i ujściem Neru. Maszynopis pracy doktorskiej. KBCz UŁ.
- Forysiak J., Miotk-Szpiganowicz G., Petera J., 1999 – Geologic setting and palynologic examination of the Vistulian sediments at Kozmin near Turek, central Poland. *Geol. Quarterly*, 43 (1).
- Gawlik H., 1970 – Geomorfologia Kotliny Szczercowskiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 26.
- Gębica P., 1995 – Ewolucja doliny Wisły pomiędzy Nowym Brzeskiem a Opatowcem w vistulianie i holocenie. *Dok. Geogr. PAN*, 2.
- Gębica P., Starkel L., 1987 – Evolution of the Vistula river valley at the northern margin of the Niepolomice Forest during the last 15 000 years. W: L. Starkel (red.) *Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years. Part II. Geogr. St., Spec. Issue*, 4.
- Gonera P., 1986 – Zmiany geometrii koryt meandrowych Warty. *Wyd. Nauk. UAM Ser. Geogr.*, 33.
- Gonera P., Kijowski A., Zwoliński Z., 1985 – Powezbraniowe formy akumulacyjne na terasie zalewowej Warty i Parsęty w świetle analizy zdjęć lotniczych. *Fotointerpretacja w Geogr.*, VIII (18).
- Gonera P., Kozarski S., 1987 – River channel changes and rough paleodischarge estimates for the Warta River, West-Central Poland. *Geogr. Ann.*, 69 A.
- Goździk J., 1980 – Zastosowanie morfoskopii i granifformometrii do badań osadów w Kopalni Węgla Brunatnego „Belchatów”. *St. Region.*, 4(9).
- Goździk J., 1995a – Vistulian sediments in the Belchatów Open Cast Mine, Central Poland. *Quater. St. Pol.*, 13.
- Goździk J., 1995b – Wpływ procesów eolicznych na genezę górnoplenivistuliankich aluwów w środkowej Polsce. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 20.
- Goździk J., Balwierz Z., 1994 – Kuców. Upper units of the Wartian complex, the Eemian and Vistulian sediments. INQUA SEQS Symposium “The Cold Warta Stage”. Excursion Guide Book. Łódź.
- Goździk J., Zieliński T., 1996 – Sedymentologia vistuliankich osadów małych dolin środkowej Polski – przykład z kopalni Belchatów. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 373.
- Gradziński R., Baryła J., Danowski W., Doktor M., Gmur D., Gradziński M., Kędzior A., Paszkowski M., Soja R., Zieliński T., Żurek S., 2000 – Anastomosing system of the upper Narew river, NE Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 70.
- Gronkowska-Krystek B., Lisicki S., 1998 – Badania petrograficzno-litologiczne osadów czwartorzędowych SMGP w skali 1:50 000, ark. Uniejów. CAG PIG. Warszawa.
- Hensel W., 1988 – Polska starożytna. Ossolineum.
- Instrukcja opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, 1996 – PIG. Warszawa.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1972 – Kreda góra w niecce mogileńsko-łódzkiej. *Kwart. Geol.*, 16, 2.

- J a s t r z ę b s k a - M a m e l k a M., 1985 – Interglacial eemski i wczesny vistulian w Zgierzu-Rudunkach na Wyżynie Łódzkiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 53.
- J e w t u c h o w i c z S., 1967 – Geneza pradoliny warszawsko-berlińskiej między Nerem i Moszczenicą. *Pr. Geogr. IG PAN*, 62.
- J e w t u c h o w i c z S., 1970 – Rozwój rzeźby okolic Łęczycy po zlodowaczeniu środkowopolskim. *Pr. Geogr. IG PAN*, 85.
- J o h n s e n S. J., C l a u s e n H. B., D a n s g a a r d W., F u h r e r K., G u n d e s t r u p N., H a m m e r C. U., I v e r s e n P., J o u z e l J., S t r a u f f e r B., S t e f f e n s e n J. P., 1992 – Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*, 359.
- K a l i c k i T., 1991 – The evolution of the Vistula river valley between Cracow and Niepołomice in late Vistulian and Holocene times. W: L. Starkel (red.) Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Part IV. *Geogr. St., Spec. Issue*, 6.
- K a l i c k i T., 1992 – Zmiany rozwinięcia Wisły pod Krakowem w późnym vistulianie w świetle nowych stanowisk w Pleszowie i Łęgu. *Folia Geogr., Ser. Geogr.-Phys.*, 23.
- K a l i c k i T., S t a r k e l L., S a l a J., Z e r n i c k a y a P., 1996 – Subboreal paleochannel system in the Vistula valley near Zambierzów Bocheński (Sandomierz Basin). W: L. Starkel (red.) Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Part VI. *Geogr. St., Spec. Issue*, 8.
- K a m i ń s k i J., 1993 – Późnoplejstocenińska i holocenińska transformacja doliny Moszczenicy. *Acta Geogr. Lodz.*, 64.
- K a m i ń s k i J., F o r y s i a k J., w druku – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Uniejów. *PIG*. Warszawa.
- K a s s e C., 1995 – Younger Dryas cooling and fluvial response (Maas River, the Netherlands). *Geol. Mij.*, 74.
- K a s s e C., 1998 – Depositional model for cold-climate tundra rivers. W: G. Benito, V. R. Baker, K. J. Gregory (red.) Palaeohydrology and Environmental Change. J. Wiley & Sons.
- K a s s e C., 2002 – Late Weichselian (O.I.S. 2 to 1 transition) climate change and fluvial response, Maas Valley, The Netherlands. *Konf. „Transformacja systemów fluwialnych i stokowych w późnym vistulianie i holocenie”*. Łódź.
- K a s s e C., B o h n c k e S. P. J., V a n d e n b e r g h e J., 1995a – Fluvial periglacial environments, climate and vegetation during the Middle Weichselian in the northern Netherlands with special reference to the Hengelo Interstadial. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 52.
- K a s s e C., V a n d e n b e r g h e J., B o h n c k e S. P. J., 1995b – Climatic change and fluvial dynamics of the Maas during the late Weichselian and early Holocene. *Palaoklimaforschung / Palaeoclimate Res.*, 14.
- K a s z o w s k i L., K r z e m i e ń K., 1999 – Classification systems of mountain river channels. *Pr. Geogr. IG UJ*, 104.
- K l a j n e r t Z., P i e c h o c k i A., 1972 – Górnoplejstocenijskie osady doliny Bobrówki koło Łowicza i ich zawartość malakologiczna. *Folia Quater.*, 40.
- K l a t k o w a H., 1955 – Utwory stokowe na terasie Kamiennej pod Wąchockiem. *Biul. Perygl.*, 2.
- K l a t k o w a H., 1972 – Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 28.
- K l a t k o w a H., 1991 – Wyniki analizy morfoskopowej wybranych osadów czwartorzędowych środkowej Polski. W: A. Kostrzewski (red.) Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. *Wyd. UAM, Ser. Geogr.*, 50.
- K l a t k o w a H., 1992 – Niektóre wskaźniki kierunków transportu lodowego w środkowej Polsce i ich przydatność do wyróżnień facjalnych i stratygraficznych oraz rekonstrukcji paleogeograficznych. *Acta Geogr. Lodz.*, 63.
- K l a t k o w a H., 1993 – Niektóre cechy glacialnych osadów warty w Środkowej Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, 65.
- K l a t k o w a H., 1994 – Adamów-Smulsko. Saalian glacial deposits with special concern to the Wartian till. *INQUA SEQS Symposium „The Cold Warta Stage”*. Excursion Guide Book. Łódź.
- K l a t k o w a H., 1996 – Symptoms of the permafrost presence in Middle Poland during the last 150 000 years. *Biul. Perygl.*, 35.
- K l a t k o w a H., C z y ż J., F o r y s i a k J., w druku – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Szadek. *PIG*. Warszawa.
- K l a t k o w a H., C z y ż J., Z a ł o b a M., 1993 – Adamów-Smulsko. Pierwsze wyniki badań litostratygraficznych w odkrywce Kopalni Węgla Brunatnego. *Przew. teren. Konf. „Stratygrafia i paleogeografia zlodowacenia warty”*. Łódź.
- K l a t k o w a H., Z a ł o b a M., 1986 – Trasa 3a: Łódź – Konstantynów – Lutomiersk – Szadek – Rossoczyca – dolina Warty – Skęczniew – Warta – Sieradz. *II Zjazd Geogr. Polskich, Przewodnik Wycieczek*. Łódź.
- K l a t k o w a H., Z a ł o b a M., 1991 – Kształtowanie budowy geologicznej i rzeźby południowego obrzeżenia Basenu Uniejowskiego. W: W. Stankowski (red.) *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin–Turek*. Inst. Badań Czwart. UAM, Poznań.
- K l a t k o w a H., Z a ł o b a M., 1992a – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Warta. *PIG*. Warszawa.
- K l a t k o w a H., Z a ł o b a M., 1992b – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Warta. *PIG*. Warszawa.
- K l a t k o w a H., Z a ł o b a M., F o r y s i a k J., 1996 – Nowy profil osadów plejstocenijskich i holocenijskich w środkowej Polsce. *III Konf. „Stratygrafia Plejstocenu Polski”*. Wigry.
- K l a t k o w a H., C z y ż J., F o r y s i a k J., w druku – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Szadek. *PIG*. Warszawa.
- K l i m e k K., 1987 – Vistula valley in the eastern part of the Oświęcim Basin during the Upper Vistulian and Holocene. W: L. Starkel (red.) Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years. Part II. *Geogr. St., Spec. Issue*, 4.

- Kłysz P., 1981 – Morfogeneza zespołu form marginalnych między Koninem, Kolem a Turkiem. *Wyd. Nauk. UAM, Ser. Geogr.*, 23.
- Kobojek E., 2000 – Morfogeneza doliny Rawki. *Acta Geogr. Lodz.*, 77.
- Kolstrup E., 1980 – Climate and stratigraphy in north-western Europe between 30,000 BP and 13,000 BP with special reference to the Netherlands. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 32.
- Kolstrup E., 1990 – The puzzle of Weichselian vegetation types poor in trees. *Geol. Mijn.*, 69.
- Kondracki J., 1998 – Geografia regionalna Polski. PWN. Warszawa.
- Kozarski S., 1983 – River channel changes in the middle reach of the Warta valley, Great Poland Lowland. *Quater. St. Pol.*, 4.
- Kozarski S., 1995 – Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (20 ka – 10 ka BP). *Dokum. Geogr. PAN*, 1
- Kozarski S., Goner P., Antczak B., 1988 – Valley floor development and palaeohydrological changes: The Late Vistulian and Holocene. History of the Warta River (Poland). W: G. Lang, Ch. Schlüchter (red.) Lake, Mire and River Environments. AA. Balkema.
- Kozarski S., Nowaczyk B., Tobolski K., 1980 – Wstępne wyniki badań osadów stanowiska interstadialu brörup w Starym Kurowie koło Drezdenka. *Prz. Geol.*, 4.
- Kozarski S., Rotnicki K., 1977 – Valley floors and changes of river channel patterns in the North Polish Plane during the Late Würm and Holocene. *Quest. Geogr.*, 4.
- Krajewski K., 1977a – Poziomy terasowe w pradolinie warszawsko-berlińskiej między Wartą a Wzgórzami Domaniewickimi. *Acta Univ. Lodz., Zesz. Nauk. UŁ*, 5.
- Krajewski K., 1977b – Późnoplejstoceńskie i holocenne procesy wydmotwórcze w pradolinie warszawsko-berlińskiej w widłach Warty i Neru. *Acta Geogr. Lodz.*, 39.
- Krajewski K., Bałwierz Z., 1985 – Stanowisko böllingu w osadach wydmowych schyłku vistulianu w Roślu Nowym k/Dąbia. *Acta Geogr. Lodz.*, 50.
- Krauzlis K., 1974 – Stanowisko Konopnica i Bartochów. Wpływ ruchów neotektonicznych na morfologię i litologię terasów Warty Środkowej. Przew. wycieczki, Krajowe Symp. „Rozwój den dolinnych rzek niżowych...”. Wrocław-Poznań.
- Krauzlis K., 1975 – Wpływ młodoczwartorządowych ruchów tektonicznych na morfologię i budowę wewnętrzną tarasów Warty środkowej. I Krajowe Symp. „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce”. Warszawa.
- Krzemiński T., 1965 – Przełom doliny Warty przez Wyżynę Wieluńską. *Acta Geogr. Lodz.*, 21.
- Krzemiński T., 1974 – Geneza młodoplejstoceńskiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty. *Acta Geogr. Lodz.*, 33
- Krzemiński T., 1988 – Quaternary stratigraphy of the interfluvium between the Warta and Widawka rivers. *Quater. St. Pol.*, 8.
- Krzemiński T., 1989 – Powiązania form dolinnych środkowej Polski z obiegiem wody w małych zlewniach. *Acta Geogr. Lodz.*, 59.
- Krzemiński T., 1997 – Cechy rozwoju i zaniku łądolu warciańskiego w środkowej Polsce. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys.*, 1.
- Krzemiński T., Bezowska G., 1986a – Sieradz – Prażmów. Powierzchnia podczwartorządowa w południowo-zachodnim skrzydle niecki łódzkiej; stratygrafia czwartorzędu; formy kemowe. II Zjazd Geogr. Polskich, Przew. wycieczek. Łódź.
- Krzemiński T., Bezowska G., 1986b – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Widawa. PIG. Warszawa.
- Krzemiński T., Bezowska G., 1987 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Widawa. PIG. Warszawa.
- Krzemiński T., Świerczewska A., Uchman J., 1993 – Udział skał lokalnych w utworach wodnolodowcowych środkowej Polski. *Acta Geogr. Lodz.*, 65.
- Kunsky J., 1955 – Blokdiagram. Geograficzny wykres bryłowy. PWN. Warszawa.
- Kuydowicz-Turkowska K., 1975 – Rzeczne procesy peryglacialne na tle morfogenezy doliny Mrogi. *Acta Geogr. Lodz.*, 36.
- Lencewicz S., 1927 – Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, II, 2.
- Lindner L., 1992 – Czwartorzęd. PAE. Warszawa.
- Liszkowski J., 1975 – Wpływ obciążenia łądolem na plejstoceńską i współczesną dynamikę litosfery na obszarze Polski. I Krajowe Symp. „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce”. Warszawa.
- Liszkowski J., 1993 – The effects of Pleistocene ice-sheet loading – deloading cycles on the bedrock structure of Poland. *Folia Quater.*, 64.
- Makaskie B., Nap R.L. 1995 – A transition from a braided to a meandering channel facies, showing inclined heterolithic stratification (Late Weichselian, central Netherlands). *Geol. Mijn.*, 74.
- Makaskie B., Smith D.G., Berendsen H.J.A., 2002 – Avulsion, channel evolution and floodplain sedimentation rates of the anastomosing upper Columbia River, British Columbia, Canada. *Sedimentology*, 49.
- Makowska A., 1986 – Morza plejstoceńskie w Polsce – osady, wiek i paleogeografia. *Pr. Inst. Geol.*, 120.
- Manikowska B., 1966 – Gleby młodszego plejstocenu w okolicach Łodzi. *Acta Geogr. Lodz.*, 22.
- Manikowska B., 1985 – O glebach kopalnych, stratygrafii i litologii wydm Polski środkowej. *Acta Geogr. Lodz.*, 52.
- Manikowska B., 1992 – Procesy eoliczne w okresie 20 000 – 8 000 lat BP na obszarach piasków pokrywowych i wydm w Polsce. *Prz. Geol.*, 474 (10).
- Manikowska B., 1993 – Mineralogy and abrasion of sand grains due to Vistulian (Late Pleistocene) aeolian process in Central Poland. *Geol. Mijn.*, 72.
- Manikowska B., 1996 – Dwucykliczność ewolucji środowiska peryglacialnego w Polsce środkowej podczas vistulianu. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 373.

- Mańkowska A., 1980 – Mapa Geologiczna Polski w skali 1:200 000 (wyd. A – mapa powierzchniowa), ark. Konin. Wyd. Geol. Warszawa.
- Marek S. (red.), 1977 – Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej. *Pr. Inst. Geol.*, 80.
- Marks L., Pochocka K., 1999 – River valleys of the Eemian Interglacial in central Poland. *Geol. Quaterly*, 43(2).
- McCarthy T.S., Ellery N.W., Stanistreet I.G., 1992 – Avulsion mechanisms on the Okavango fan, Botswana: the control of a fluvial system by vegetation. *Sedimentology*, 39.
- Miotk-Szpiganiowicz G., 2002 – Sprawozdanie z wykonania analiz palinologicznych próbek osadów z dwu stanowisk: Łęg Piekarski i Kolonia Glinno. Maszynopis. KBCz UŁ.
- Mol J., 1995 – Weichselian and Holocene river dynamics in relation to climate change in the Halle – Leipziger Tieflandsbucht (Germany). *Eiszeit. Gegenwart*, 45.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1977 – Channel pattern changes during the Last Glaciation and Holocene in the northern part of the Sandomierz Basin and the middle part of the Vistula valley. W: K. J. Gregory (red.) *River Channel Changes*. J. Wiley.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1978 – Rozwój rzeźby fluwialnej północnej części Kotliny Sandomierskiej w świetle badań sedimentologicznych. Wyd. UW, 20.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1995 – Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) *Badania osadów czwartorzędowych*. Wyd. Geogr. i St. Region. UW
- Nanson G. C., Knighton A.D., 1996 – Anabranching rivers: their cause, character and classification. *Earth Surf. Proc. Landf.*, 21.
- Nanson G. C., Huang H.Q., 1999 – Anabranching Rivers: Divided Efficiency Leading to Fluvial Diversity. W: A. J. Miller, A. Gupta (red.) *Varieties of Fluvial Form*. J. Wiley & Sons.
- Niewiarowski W., 1990 – Hydrological changes in the light of palaeolake studies. W: L. Starkel (red.) *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*. Part III. *Geogr. St., Spec. Issue*, 5.
- Noryśkiewicz B., 1999 – Palynology of biogenic sediments of the Eemian Interglacial at Krzyżówki near Koło, central Poland. *Geol. Quaterly*, 43 (1).
- Nowacki K., 1996 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Dąbie. PiG. Warszawa.
- Pałicki R., 2001 – Charakter holocenijskiego odpływu rzecznoego oraz cechy litofacjalne holocenijskich serii dolinnych okolic Koźmina. Maszynopis pracy magisterskiej. Bibl. UŁ.
- Petera J., 2001 – Vistuliańskie osady dolinne w północnej części basenu uniejowskiego i ich wymowa paleogeograficzna. Maszynopis pracy doktorskiej. KBCz. UŁ.
- Petera J., 2002 – Vistuliańskie osady dolinne w północnej części basenu uniejowskiego i ich wymowa paleogeograficzna. *Acta Geogr. Lodz.*, 83.
- Petera J., Forysiak J., 1999 – The Koźmin site. Łódź Periglacial Symp. „Periglacial Environments: Past, Present and Future”. Łódź.
- Petera J., Forysiak J., 2002 – Późnovistuliański i holocenijski system wielokorytowy w dolinie Warty w okolicach Koźmina. Stanowisko Koźmin-kopalnia. Konf. „Transformacja systemów fluwialnych i stokowych w późnym vistulianie i holocenie”. Łódź.
- Petera J., Forysiak J., 2003 – The problem of the extent of the last ice sheet in central Poland. *Geol. Quaterly*, 47.
- Piasecka J., 1974 – Zmiany hydrograficzne doliny Warty w czasie ostatnich 200 lat. *Czas. Geogr.*, 45 (2).
- Piskorz E., 2001 – Budowa geologiczna okolic Koźmina. Maszynopis pracy magisterskiej. Bibl. UŁ.
- Puszcz M., 2000 – Vistuliańskie zmiany biegu Teleszyny w rejonie Aleksandrowa – Józefiny w świetle badań jej kopalnych dolin i osadów. Maszynopis pracy magisterskiej. Bibl. UŁ.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Goslar T., Madeyska T., Starkel L. (red.), 1998 – Lake Gościąg, Central Poland. A monographic study. Part I. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Science.
- Ran E. T. H., 1990 – Dynamics of vegetation and environment during the Middle Pleniglacial in the Dinkel Valley (The Netherlands). *Meded. Rijks. Geol. Dienst*, 44 (3).
- Ran E. T. H., Van Huissteden J., 1990 – The Dinkel Valley in the Middle Pleniglacial: Dynamics of a tundra river system. *Meded. Rijks. Geol. Dienst*, 44 (3).
- Rocznik hydrologiczny wód powierzchniowych. Dorzecze Odry, 1983 – Inst. Met. i Gosp. Wodnej.
- Rotnicki K., 1983 – Modelling past discharges of meandering rivers. W: G. Lang, Ch. Schlüchter (red.) *Background to Palaeohydrology*. A.A. Balkema.
- Rotnicki K., 1987 – Main phases of erosion and accumulation in the Prosna Valley in the last glacial-interglacial cycle. *Geogr. Pol.*, 53.
- Rotnicki K., 1988 – Model następstwa litofacji późnovistuliańskiego i holocenijskiego wypełnienia aluwialnego dna doliny środkowej Prosny. *PTPN, Spraw. Kom. Geogr.-Geol.*, 105.
- Rotnicki K., 1991 – Retrodiction of palaeodischarges of meandering and sinuous alluvial rivers and its palaeohydroclimatic implications. W: L. Starkel, K.J. Gregory, J.B. Thornes (red.) *Temperate Palaeohydrology*. J. Wiley & Sons.
- Rotnicki K., 1996 – Możliwość retrodykcji składowych dawnego bilansu wodnego i jego zmian w ostatnim cyklu interglacjalno-glacjalnym na podstawie danych paleobotanicznych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 373.
- Rotnicki K., Borówka R.K., 1988 – Osady górnego plenivistulinu w dolinie dolnej Prosny pod Macewem a wiek maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia podczas fazy leszczyńskiej. *Bad. Fiziogr. Pol. Zach.*, 40.
- Rotnicki K., Młynarczyk Z., 1989 – Późnovistuliańskie i holocenijskie formy i osady korytowe środkowej Prosny i ich paleohydrologiczna interpretacja. *Wyd. Nauk. UAM, Ser. Geogr.*, 43.

- Sarnacka Z., 1982 – Stratygrafia i charakterystyka litologiczna osadów czwartorzędowych rejonu dolnej Wisły na południe od Warszawy. *Biul. Inst. Geol.*, 337.
- Schumm S. A., 1977 – The Fluvial System. J. Wiley & Sons.
- Słowański W., Piechulska-Słowańska B., Gogolek W., 1995 – Mapa Geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark Warszawa Zachód (wyd. A – mapa powierzchniowa). PIG. Warszawa.
- Smith N. D., Cross T. A., Dufficy J. P., Clough S. R., 1989 – Anatomy of avulsion. *Sedimentology*, 36.
- Sokołowski J., 1966 – Rola halokinezy w rozwoju osadów mezozoicznych i kenozoicznych struktury Mogilna i synklinorium mogileńsko-łódzkiego. *Pr. Inst. Geol.*, 50.
- Soltyś R., 2002 – Geneza mokradel Gór Świętokrzyskich i Niecki Nidziańskiej. *Pr. IGAS*, 9.
- Stankowski W., 1992 – Problems of the Vistulian chronostratigraphy in the Konin region. *Quest. Geogr. Spec. Issue*, 3.
- Starkel L., 1983 – The reflection of hydrologic changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15 000 years. W: G. Lang, Ch. Schlüchter (red.) Background to Paleohydrology. A.A. Balkema.
- Starkel L., 1991a – The Vistula River Valley: a case study for Central Europe. W: L. Starkel, K. J. Gregory, J. B. Thornes (red.) Temperate Palaeohydrology. J. Wiley & Sons.
- Starkel L., 1991b – Long-distance correlation of fluvial events in the temperate zone. W: L. Starkel, K. J. Gregory, J. B. Thornes (red.) Temperate Palaeohydrology. J. Wiley & Sons.
- Starkel L., Gębica P., 1995 – Evolution of river valleys in Southern Poland during the Pleistocene–Holocene transition. *Biul. Perygl.*, 34.
- Starkel L., Kalicki T., Krąpiec M., Soja R., Gębica P., Czyżowska E., 1996 – Hydrological changes of valley floor in the upper Vistula basin during Late Vistulian and Holocene. W: L. Starkel (red.) Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Part VI. *Geogr. St., Spec. Issue*, 8.
- Southamer E., Berendsen H. J. A., 2001 – Avulsion frequency, avulsion duration, and interavulsion period of Holocene channel belts in the Rhine-Meuse Delta, the Netherlands. *J. Sedimentary Res.*, 71.
- Superson J. 1996 – Funkcjonowanie systemu fluwialnego wyżynnej części dorzecza Wieprza w zlodowaceniu wisły. Wyd. UMCS, Rozpr. hab., 53.
- Szalamacha G., 1998 – Nowe stanowisko osadów organicznych Krzyżówki w regionie konińskim. V Konf. „Stratygrafia Plejstocenu Polski”. Iznota.
- Szalamacha G., Skompski S., 1999 – Biogenic sediments of the Eemian Interglacial at Krzyżówki near Kolo, central Poland. *Geol. Quaterly*, 43 (1).
- Szemet M., 1970 – Rekonstrukcja krajobrazu geograficznego powiatu sieradzkiego w latach trzydziestych XIX stulecia. *Zesz. Nauk UŁ*, II, 38.
- Szumanski A., 1983 – Paleochannels of large meanders in the River valleys of the Polish Lowland. *Quater. St. Pol.*, 4.
- Szumanski A., 1986 – Postglacialna ewolucja i mechanizm transformacji dna doliny Dolnego Sanu. *Geologia*, 12, 1.
- Szwajgier W., 2002 – Warunki rozwoju doliny Bugu na odcinku Horodło – Włodawa w czasie późnego wistulianu i w holocenie. *Ann. UMCS*, 54, 6.
- Teisseyre A. K., 1985 – Mady dolin sudeckich. Część I: Ogólna charakterystyka środowiska (na przykładzie zlewni górnego Bobru). *Geol. Sudetica*, XX, 1.
- Teisseyre A. K., 1991 – Klasyfikacja rzek w świetle analizy systemu fluwialnego i geometrii hydraulicznej. *Pr. Geol.-Mineral.*, 22.
- Teisseyre A. K., 1992 – Rzeki anastomozujące – procesy i modele sedymentacji. *Prz. Geol.*, 4.
- Tobolski K., 1991 – Biostratygrafia i paleoekologia interglacjalna eemskiego i zlodowacenia Wisły rejonu konińskiego. W: W. Stankowski (red.) Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin–Turek. Wyd. Nauk. UAM.
- Tobolski K., 1998 – Paleoekologiczne studium późnoglacialnych osadów jeziora Lednica w Imiolkach. (Lednicki Park Krajobrazowy). *Bibl. St. Lednickich*, 4.
- Trafas K., 1977 – Rekonstrukcja zmian biegu koryta Wisły na podstawie zdjęć lotniczych. *Fotointerpretacja w Geogr.*, 10.
- Trzmieł B., 1996 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Turek. PIG. Warszawa.
- Turkowska K., 1988 – Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geogr. Lodz.*, 57.
- Turkowska K., 1990 – Main fluvial episodes in the Ner Valley in the last 22 000 years; a detailed study at Lublinek near Łódź, central Poland. *Quater. St. Pol.*, 9.
- Turkowska K., 1995 – Recognition of valleys evolution during the Pleistocene–Holocene transition in non-glaciated regions of Polish Lowland. *Biul. Perygl.*, 34.
- Turkowska K., 1996 – Przykłady dolin poligenicznych w regionie łódzkim. *Acta Geogr. Lodz.*, 71.
- Turkowska K., 1997a – Stan wiedzy na temat rozwoju dolin ekstraglacialnych na Niżu Polskim w okresie przejściowym plejstocen–holocen. *Acta Univ. Lodz. Folia Geogr. Phys.*, 1.
- Turkowska K., 1997b – Kierunki i wyniki badań osadów środkowopleniwistuliańskich małych dolin rzecznych. Konf. „Śródkowopleniwistuliańskie osady w małych dolin rzecznych”. Łódź.
- Turkowska K., 1999 – The edge zone of the Łódź Plateau. Łódź Periglacial Symposium „Periglacial Environments: Past, Present and Future”. Łódź.
- Turkowska K., Forysiak J., Petera J., Miotk-Szpiganowicz G., 2000 – Morfogenezna powierzchni Kotliny Kolskiej w okolicach Koźmina. *Acta Geogr. Lodz.*, 78.
- Turkowska K., Forysiak J., Petera J., 2002 – Śródkowa Warta w młodszym dryasie jako przykład rzeki wielokorytowej. VI Zjazd Stow. Geom. Pol. Jelenia Góra.
- Turski R. (red.), 1986 – Gleboznawstwo. Ćwiczenia dla studentów wydziałów rolniczych. PWN.

- Twardy J., 2002 – Stanowisko Brodnia. Przeobrażenia form rzeźby drobnopromiennej na prawym stoku doliny Warty pod wpływem denudacji agrotechnicznej. Konf. „Transformacja systemów fluwialnych i stokowych w późnym wistulianie i holocenie”. Łódź.
- Vander Hammen Th., 1995 – The Dinkel valley revisited: Pleniglacial stratigraphy of the eastern Netherlands and global climatic change. *Meded. Rijks. Geol. Dienst*, 52.
- Van Huissteden J., 1990 – Tundra rivers of the last glacial: sedimentation and geomorphological processes during the Middle Pleniglacial in Twende, Eastern Netherlands. *Meded. Rijks. Geol. Dienst*, 44 (3).
- Van Huissteden J., Vandenberghe J., Van Geel G., 1986 – Late Pleistocene stratigraphy and fluvial history of the Dinkel Basin (Twende, eastern Netherlands). *Eiszeit. Gegenwart*, 36.
- Vandenberghe, Pissart A., 1991 – Permafrost changes in Europe during the last glacial. *Permafrost and Periglacial Proc.*, 4.
- Weerts H. J. T., Berendsen H. J. A., 1995 – Late Weichselian and Holocene fluvial palaeogeography of the southern Rhine-Meuse delta (the Netherlands). *Geol. Mijn.*, 74.
- Widera M., 1998 – Ewolucja paleomorfologiczna i paleotektoniczna elewacji konińskiej. *Geologos*, 3.
- Wiśniewski E., 1976 – Rozwój geomorfologiczny doliny Wisły między Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską. *Pr. Geogr. IG PAN*, 119.
- Wiśniewski E., 1982 – The geomorphological evolution of the Vistula River Valley between Włocławek and Ciechocinek during the last 15 000 years. W: L. Starkel (red.) Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years. Part I. *Geogr. St., Spec. Issue*, 4.
- Wiśniewski E., 1990 – Characteristics of relief and sediments in the Vistula Valley. The lower Vistula Valley. W: L. Starkel (red.) Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. *Geogr. St., Spec. Issue*, 5.
- Wiśniewski E., 1997 – Dolina dolnej Wisły podczas górnego plenivistulianu. Mat. Konf.: „Warsztaty terenowe. Procesy, formy i osady fluwialne na obszarze młodoglacjalnym Nizżu Polskiego” Toruń – Słupsk.
- Wiśniewski E., 2000 – Zagadnienie kanału ulgi z jeziora zaporowego w Kotlinie Warszawskiej podczas fazy leszczyńskiej. V Zjazdu Geomorfologów Polskich. Toruń.
- Wiśniewski E., Andrzejewski L., 1994 – The problem of the Warsaw ice-dammed lake drainage through the Warsaw-Berlin Pradolina at the last ice-sheet maximum. *Z. Geomorph. N. F., Suppl.*, 95.
- Witt A., 1974 – Stanowisko Jeziorsko. Konf. „Rozwój dolinnych rzek niżowej części dorzecza Odry...” Wrocław – Poznań.
- Witt A., 1979 – Present-day mechanism of flood plain lateral accretion in the middle course of the Warta river. *Quest. Geogr.*, 5.
- Wyrzykowski T., 1990 – Opracowanie map gradientów prędkości współczesnych pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej na obszarze Polski. *Pr. Inst. Geod. Kart.*, 37 (1–2).
- Wysota W., Lankauf K. R., Molewski P., Szmańda J., 1996 – Sedymentologia interstadialnej serii rzecznej (Rzęczkowo) zlodowacenia Wistulian odsoniętej w południowo-zachodniej krawędzi Wysoczyzny Chełmińskiej. *Acta Univ. Nicolai Copernici. Geografia*, 28 (97).
- Wysota W., Chruścińska A., Lankauf K. R., Przeglętką K. R., Oczkowski H. L., Szmańda J., 2000 – Chronostratigraphy of the vistulian deposits in the southern part of the Lower Vistula region (north Poland) in the light of TL dating. *Geologos*, 5.
- Załoba M., 1985 – Przykłady analizy deformacji osadów plejstocenijskich w Pagórkach Warciańskich. *Acta Geogr. Lodz.*, 50.
- Załoba M., 1992 – Przejawy dynamiki podłoża w geologicznym i morfologicznym kształtowaniu wybranego odcinka doliny środkowej Warty. *Acta Geogr. Lodz.*, 63.
- Załoba M., 1993 – Siedlątków. Profil osadów glaciegenicznych na tle budowy geologicznej i paleogeografii basenu uniejowskiego. Przew. teren. Konf. „Stratygrafia i paleogeografia zlodowacenia warty”. Łódź.
- Załoba M., 1996 – Ślady oscylacji lądolodu warciańskiego we wschodniej części międzyrzecza Warty i Prośny. *Acta Geogr. Lodz.*, 71.
- Załoba M., Czubiła P., 1995 – Examples of deformation structures in deposits of different ages in the vicinity of the Uniejów Basin and the eastern part of the Turek Plateau. *Acta Geogr. Lodz.*, 68.
- Zieliński T., 1997 – Cykliczność w osadach rzek roztokowych. *Geologia*, 14.
- Żurek S., 1993 – Zmiany paleohydrologiczne w mokradłach. *Prz. Geogr.*, 64, 1–2.
- Żyndul Z., 1987 – Ewolucja doliny Warty w świetle przekroju geologicznego „Jeziorsko”. *Acta Univ. Lodz. Folia Geogr.*, 8.

SPIS ILUSTRACJI

Rysunki

1. Położenie obszaru badań na tle mezoregionów fizycznogeograficznych i fragmentu skorowidza Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000
2. Szkic dokumentacyjny obszaru badań
3. Szkic tektoniczny podłoża podkenozoicznego
4. Szkic geologiczny powierzchni podzwartorzędowej
5. Ukształtowanie powierzchni podzwartorzędowej
6. Przekrój geologiczny Jeziorów – Zaspy (D)
7. Przekrój geologiczny Potworów – Dobra (K)
8. Przekrój geologiczny Turek – Skotniki (I)
9. Przekrój geologiczny Chelmno – Chełmno (J)
10. Przekrój geologiczny Brodnia – Pęczniew (C)
11. Przekrój geologiczny Brodnia – Pęczniew (B)
12. Przekrój geologiczny Milkowice – Popów (E)
13. Przekrój geologiczny Skępczniew – Siedlątków
14. Przekrój geologiczny Łęg Piekarski – Borzewisko (G)
15. Przekrój geologiczny Smulsko – Ostrowsko (H)
16. Blokdiagram odcinka doliny Warty od Świerczowa po Chojne
17. Stanowisko Burzenin
18. Fotointerpretacyjny szkic geomorfologiczny doliny Warty na odcinku między Ligotą i Piaskami
19. Stanowisko Strońsko
20. Stanowisko Chojne
21. Przekrój geologiczny Chojne – Beleń (p)
22. Blokdiagram odcinka doliny Warty od Sieradza po Siedlątków
23. Szkic geologiczny powierzchniowy okolic Kamionacz – Jadowichna
24. Stanowisko Siedlątków. Odsłonięcie w klifie zbiornika „Jezioro”
25. Stanowisko Glinno. Diagram pyłkowy
26. Stanowisko Ługi – torfowisko
27. Przekrój geologiczny Józefka (n)
28. Stanowisko Józefka. Uproszczony diagram pyłkowy
29. Blokdiagram odcinka doliny Warty między Balinem i Słomowem

30. Profile litologiczne: A – Borzewisko, B – Leśnik
31. Stanowisko Aleksandrów. Poziom wysoki doliny Warty
32. Stanowisko Aleksandrów, profil SA-1
33. Stanowisko Aleksandrów, profil SA-5
34. Stanowisko Aleksandrów, profil SA-7
35. Szkic geomorfologiczny, fotointerpretacyjny odcinka doliny Warty między Siedlątkowem i Leśnikiem
36. Szkic geologiczny powierzchniowy odcinka doliny Warty między Siedlątkowem i Leśnikiem
37. Przekrój geologiczny Łęg Piekarski
38. Stanowisko Łęg Piekarski. Diagram pyłkowy
39. Szkic geomorfologiczny, fotointerpretacyjny północnej części basenu uniejowskiego
40. Stanowisko Koźmin I
41. Stanowisko Koźmin II
42. Stanowisko Koźmin III
43. Profile podłużne poziomów doliny Warty
44. Szkice paleogeograficzne doliny Warty między Burzeninem i Dobrowem

Tabele

1. Podstawowe parametry układów wielokorytowych
2. Zestawienie wyników ekspertyzy palinologicznej dla stanowiska Kamionacz (boisko)
3. Zestawienie wyników ekspertyzy palinologicznej dla stanowiska Kamionacz Las

Załączniki

1. Szkic geomorfologiczny doliny Warty

Jacek Forysiak

THE DEVELOPMENT OF THE WARTA RIVER VALLEY BETWEEN BURZENIN AND DOBRÓW IN THE LATE QUATERNARY PERIOD

LIST OF ILLUSTRATIONS

Figures

1. Location of study area against the physico-geographical units and the sheets of Detailed Geological Map of Poland 1:50 000
2. Documentation sketch
3. Tectonic sketch of the sub-Cainozoic surface
4. Geological sketch of the sub-Quaternary surface
5. Relief of the sub-Quaternary surface
6. Geological section Jeziorsko – Zaspy (D)
7. Geological section Potworów – Dobra (K)
8. Geological section Turek – Skotniki (I)
9. Geological section Brudzew – Chelmno (J)
10. Geological section Brodnia – Pęczniew (C)
11. Geological section Brodnia – Pęczniew (B)
12. Geological section Milkowice – Popów (E)
13. Geological section Skęczniew – Siedlątków (F)
14. Geological section Łęg Piekarski – Borzewisko (G)
15. Geological section Smulsko – Ostrowsko (H)
16. Block diagram of the section of Warta river valley between Świerczów and Chojne
17. Burzenin site
18. Geomorphological sketch based on the air photograph of the part of Warta river valley between Ligota and Piaski
19. Strońsko site
20. Chojne site. Grain-size distribution and quartz grain abrasion in low terrace sediments
21. Geological cross-section Chojne – Beleń (p)
22. Block diagram of the section of the Warta river valley between Sieradz and Siedlątków
23. Geological surficial sketch of the Kamionacz – Jadwichna area
24. Siedlątków site. Jeziorsko Lake scar exposure
25. Glinno site. Pollen diagram
26. Ługi site. Peatbog
27. Geological cross-section – Józefka (n)
28. Józefka site. Simplified pollen diagram
29. Block diagram of the section of the Warta river valley between Balin and Słomów

30. Lithologic logs: A – Borzewisko, B – Leśnik
31. Aleksandrów site. High terrace of Warta river valley
32. Aleksandrów site, lithologic log SA-1
33. Aleksandrów site, lithologic log SA-5
34. Aleksandrów site, lithologic log SA-7
35. Geomorphological sketch based on the air photograph of the part of Warta river valley between Siedlątków and Leśnik
36. Geological surficial sketch part of Warta river valley between Siedlątków and Leśnik
37. Geological cross-section Łęg Piekarski
38. Łęg Piekarski site. Pollen diagram
39. Geomorphological sketch based on the air photograph of north part of Uniejów Basin
40. Koźmin I site
41. Koźmin II site
42. Koźmin III site
43. Longitudinal profile of Warta river valley terraces
44. Palaeogeographic sketch of Warta river valley between Burzenin and Dobrów

Tables

1. Basic parameters of channel patterns
2. Results of pollen expertise at the Kamionacz site
3. Results of pollen expertise at the Kamionacz Las site

Appendix

1. Geomorphological sketch of Warta river valley

ABSTRACT

The research area covers the middle part of the Warta river valley between the confluences of its tributaries: Widawka (the area near the village of Burzenin), and Ner (the area near the village of Dobrów). This work presents the geological structure of the valley and its development since the Warta glaciation.

Four terrace levels, which can be seen in the present-day surface, were documented. They differ in terms of their geological structure, morphological features and age. The highest level, from the period of the decline of the Warta Glaciation, appears as isolated flats and it contains a number of erosional elements made of postglacial deposits. The high level, the Upper Plenivistulian, characterised by varying width, is largely made of sandy fluvial series of a braided river. The low level, Younger Dryas, can be found all over the landform under examination, but it appears in the form of isolated zones and it was built by a multichannel river with sand and silt. Characteristic palaeochannels can be found on the surface of this level. The Holocene bottom of the valley appears in the form of several zones. Some inactive channels of an anastomosing system can be found on its surface. The Warta system includes Jadwichna-Pichna and Teleszyna valleys.

The valley under consideration has Tertiary foundations. In the Pleistocene, it permanently renovated itself. In the decline of the Warta glaciation, extraglacial and proglacial waters formed the highest level, which was cut before the Eemian Interglacial. This cut was filled in the Eemian period, the early Vistulian and the Plenivistulian. In its upper part, the water from the braided river (which also flowed across the Jadwichna-Pichna and Teleszyna valleys) formed series of sand of the high level. It was cut at the turn of the Plenivistulian and the late Vistulian. In the Bölling and the Alleröd, the Warta river was probably a meandering river and in the Younger Dryas it transformed into a multichannel one. Due to a high rate of aggradation of deposits, it formed the low level. At the turn of the Vistulian and the Holocene, another stage of erosion and aggradation of the valley bottom took place. This stage was accelerated in the Holocene when the multi-channel system was formed again.

INTRODUCTION

The analysis focuses on the southern tract of Warta valley located in the South Great Poland Lowland between the confluences of river Widawka (the village of Burzenin) and the river Ner (Dobrów) (Fig. 1). Today, the topography of the Warta river valley shows a complex network of levels and certain non-active stretches of the valley.

Research was undertaken with a view to defining the unique morphological and geological features of a selected tract of the Warta river valley. Another goal was to compare its development in the late Quaternary with other lowland valleys. The research consisted of the following components:

- documenting changes in the development of the Warta river valley, including periods when other valleys Jadwichna-Pichna and Teleszyna were functioning within the system of Warta river valley and offering an explanation why they were abandoned;
- determining the changes in the types of channel pattern in the area under examination;
- verifying the existence of the late Vistulian multichannel system;
- defining the natural and anthropogenic changes in the Warta valley in the Holocene.

The present study shows the development of a selected tract of the Warta river valley from the Cold Warta Stage when the area in question was last ice-covered. Older foundations of the valley were also taken into consideration. Deposits filling the valley were described along with the reconstructed changeability of fluvial conditions, which is connected with the evolution of climate and the Mesozoic substratum.

Field works consisted in documenting the geological structure by means of a few techniques. One involved surveying of exposure (mainly in two big opencast mines Adamów: Koźmin and Smulsko-Aleksandrów; manual probes (about 1400 probes); mechanical boreholes (25 mechanical boreholes down to 15 m); geological and geomorphological mapping of selected tracts of the Warta river valley.

Laboratory work aimed at analysing samples of deposits in order to determine its structure, origin and the age. The following analyses were carried out: grain size distribution (408 samples), calcium carbonate content (96 samples), quartz-grain abrasion (365 samples), pollen analysis, dating (radiocarbon dating for 11 samples of organic deposits).

GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE BASE OF THE WARTA RIVER VALLEY

In relation to tectonic units in Poland, the segment of Warta drainage basin between Burzenin and Dobrów is almost entirely located within the Łódź

Basin (Fig. 3). The Burzenin area, where Warta river valley cuts through the Jurassic limestone of the Brzyków horst, right before the edge of the Monok-

lina Przedsudecka. Further up north the valley runs over the rocks of the horizons of the Cretaceous and then it enters, near Sieradz, the area where the sub-Cainozoic base is made up of mainly gale and marl of the highest Cretaceous horizon – Maastricht (J a s k o w i a k - S c h o e n e i c h o w a 1972; M a r e k 1977). This is the axial part of the Łódź Basin. In the part of the Warta river valley under examination, valley landforms were shaped as early as in the Tertiary in the top of Mesozoic system. Most of those forms correspond to the tectonic structure of the substratum, which testifies to the significant influence of the base tectonics upon the development of valleys.

In the Tertiary, the area of Uniejów Basin served as a local base-level of erosion for river valleys. In the area of the town of Turek, there are Neogene deposits of the largest thickness. The accumulation of sandy-silty units occurred within those valleys that were conditioned tectonically and coal-bearing formation took place in their waterlogged depressions (C z a r n i k 1972).

Generally, the top of the sub-Quaternary substratum from the south down to the north (Figs 4, 5). Its highest position in this area was found within the Brzyków horst in Burzenin, where Jurassic limestone reaches as high as 165 m asl. (K r z e m i ń s k i, B e z k o w s k a 1987) and they can be observed in the natural outcrop of the Warta river valley scarp. In the area under investigation, the lowest position in the base of the Quaternary was occupied by the rocks of Maastricht marl, which was recorded in Koźmin at the altitude of +4.7 m asl. and +1.4 m asl. In the north-eastern part, north of Dąbie, it was possible to document rift-valleys with substrata located much deeper. Thus, denivelation in the Quaternary base is

considerably bigger than in the present-day area under investigation.

The picture of the sub-Quaternary base leads to the assumption that there exists spatial correspondence of the course of fossil depression between the base and the Warta river valley and other accompanying valleys. The elevations that can be noticed in the base located in the area of the valleys are reflected in the present-day topography. In the Quaternary, the Uniejów Basin was an area located below its immediate surroundings, which led to the permanent recreation of the Warta river valley in the subsequent interglacials. Within the fossil Warta river valley, the glacial till of subsequent glaciations are frequently located directly on the deposits of the sub-Quaternary substratum, i.e. lower than within the plateaux and they are deflected in the mining sections of the valley slopes (Figs 6-15). Considerable thickness is characteristic for sand and gravel deposits located between till (Figs 6, 8, 9, 13, 15) which provide evidence that the river functioned between glaciations. Till and fluvioglacial sand and gravel deposits are common within the plateaux which surround the Warta river valley, on the valley slopes and within the valley, underneath the Vistulian river deposits or they may appear as a separate valley level (App. 1). Virtually all presented sections of the Warta river valley show a deflection of the Wartian till bed. In the area of the valley, it is lowered by around 30–40 m in relation to the surrounding plateaux (Figs 6-15). In the valley axis, the till was partially or wholly cut as early as during the glacier melting of the Warta ice-sheet. The cutting was filled with mainly fluvioglacial and perhaps river deposits during the extraglacial period. Those deposits were treated as one of the first in the valley series.

SURFACE CONFIGURATION AND THE STRUCTURE OF VALLEY LEVELS

The examination of the section of the Warta river valley led to the identification of four valley levels of, each of different age: the highest valley level dating from the decline of Warta Glaciation, the high valley level of the Plenivistulian age, the low valley level from the Late Vistulian and the Holocene valley level. The section of the Warta river valley under consideration was divided into smaller parts due to its differences in morphology.

Burzenin – Sieradz. This section of the Warta river valley is 16 m long and it includes the confluence of the Widawka river (Fig. 2, App. 1). The highest valley level is spread over a large area, which is located near Burzenin at 148–153 m asl. and it

slopes to 135–138 m in Sieradz (Fig. 16). It is mainly built from glacial sediments (till, sand, glacial gravel) – fragments of erosional terrace (App. 1), sand, fluvioglacial and river gravel.

Flattenings, belonging to the high level valley south of the Widawka confluence, are located 142–145 m asl. They are characterised by asymmetry: the level is located by around 3 m higher in the western part of the valley than in the eastern one. It is built from sand deposited in the braided river (Fig. 17). The sand is covered in part by aeolian sand (App. 1). Further to the north, the high valley level is narrow but it can be found on both sides of the valley dropping to 132 m asl.

The low valley level, which in terms of age is related to the late Vistulian, was for the first time identified at this part of the valley. Earlier, it had been linked to the valley floor (e.g. B e z k o w s k a 1995). Its surface lies only 13 m above the valley floor and its width varies from 1.2 km to 3 km. Aerial photographs enabled one to reconstruct fossil channels which appear on the surface of the low valley level (Fig. 18, Tab. 1). Three generations of channels of different age have been distinguished. The oldest appeared in the Younger Dryas, which coincided with the appearance of the surface of the lower level. Their configuration suggests that a multichannel system functioned. The low level is made chiefly of river sand and organic silt with more silt coming in the Late Vistulian. In the environments of Strońsko and Chojne, it was possible to document channels which appeared in the Younger Dryas but which were filled with organic and floodplane deposits in the Holocene (Figs 19, 20). The cross-section (Fig. 21) shows palaeomeander dating from the Late Vistulian, which was used by the multisystem channels (Fig. 18).

The floor of the Warta river south of Sieradz is divided into a few zones (which range from 300–1200 m in width) by fragments of the low level (App. 1). The present-day channel of the Warta river has an embankment but there are numerous traces of channels on the surface of the valley floor. Profile 2 at the Chojne site shows a filling of an example Holocene channel (Fig. 20). A topographic map from the 19th century shows a few active channels which form a multichannel system eventually destroyed during the construction of flood embankment.

Sieradz – Siedlątków This section is 25 km long and it is characterised by a different configuration than the one discussed above. In the village of Kamionacz, the Warta river valley splits into two parts: the western part where now a river is located and the big eastern part drained by two small watercourses Jadwiczna and Pichna (App. 1). This part will be from now on referred to as Jadwiczna-Pichna valley. The eastern and western parts join again in Pęczniew (Fig. 22).

Three fragments of erosional nature were classified as belonging to the highest level (App. 1). The fragments are built from till (Kamionacz – Wtyń – Fig. 23), fluvio-glacial gravel (Ruda, Siedlątków – Fig. 24), sand and river silt (Fig. 24).

In the Warta river valley between Sieradz and Siedlątków, the high level, the Upper Plenivistulian appears only in Ruda and Mnichów (App. 1). It does not appear in the section of Kamionacz – Siedlątków, where the valley is the narrowest over the course of the whole area under examination. The high level is

built from river sand in the form of terrace and it appears in the Jadwiczna-Pichna valley (Fig. 23). In Jeziorsko another valley of Teleszyna separates from the Warta river valley towards the west (Fig. 22, App. 1). This valley is filled with river deposits the age of which correlates with deposits that form the high level (K l a t k o w a, Z a ł o b a 1992a,b).

The floor of the Jadwiczna-Pichna valley is located lower than the high level but higher than the low level in the Warta river valley. In its middle part there is a watershed and the surface of the floor has a slope towards the south. However, the fossil channels appearing on the surface suggest that the watershed was formed after the runoff stopped in the valley. The river floor is built from river deposits (Fig. 23) which were then covered by eolian deposits and the slopes were taken over by swamp. It was possible to document organic silt the age of which was assessed as Bölling in the floor of one such slope occupied by the Ługi peatbog. In another peatbog, peat started to accumulate in the Younger Dryas (Figs 27, 28). In Pęczniew, the floor of the Jadwiczna-Pichna valley merges with the low level of the Warta river valley. At present, this area is flooded by the Jeziorosko reservoir.

The low level and the floor of the Warta river valley can only be seen between Sieradz and Glinno. The difference in height between them is small and in Sieradz the Neoholocene floodplane deposits come onto the low level. Towards the north, the low level begins to dominate and the floor is divided into several zones (App. 1).

Siedlątków – Dobrów (Uniejów Basin). The highest level does not appear on the surface of the valley within this section. Still, the valley is up to 10 km wide. Its surface structure is dominated by Vistulian deposits.

The high level occupies an extensive area and it is of largely accumulative nature. Right below Siedlątków, the whole valley broadens along with the Upper Plenivistulian terrace (Fig. 29, App. 1). It is made from river sand (Fig. 30). Its internal structure was carefully documented in Adamów opencast mine (Smulsko outcrop). At the Aleksandrów site, a river series appears with 10 m thickness (Figs 31, 32, 33, 34) made from sand, mineral silt deposited by the braided river under the cold climate conditions. This series is positioned on older Middle Plenivistulian river deposits with peat insertions (Fig. 32) or it is directly situated on Warta till (Figs 33, 34). Further to the north, near Koźmin, the level disappears underneath younger deposits (App. 1). In the exploitation pit of Koźmin, the deposits of the Upper Plenivistulian appear at the depth of 2, 5–4 m (P e t e r a 2002).

In the Uniejów Basin the low level is well developed. The characteristic feature of its surface is the numerous fossil channels of the multichannel system. North of Siedlątków network of channels was reconstructed (Fig. 35) and as in the previous case, three generations of channels of the multichannel system were identified with varying density and sinuosity (Tab. 1). The surface geological structure was documented (Fig. 36) and it was established that there exists the dominance of the Late Vistulian overbank river deposits. A thorough examination was carried out with regard to the filling of one of the fossil channels (type B – Fig. 35), which appeared in the Young Dryas and was filled during the Holocene with organic and mineral-organic deposits (Figs 37, 38). The greatest density and number of fossil channels were found in the middle part of the basin (Fig. 39, Tab. 1). In Koźmin, certain fillings were identified on the map of channels. It was there that, for the first time the Younger Dryas age was determined as well as the multi-channel network of the Warta channels (e.g. Turkowska *et al.* 2000; Petera 2000).

The valley floor, just as in the southern part of the area under investigation, appears in the form of several zones with numerous fossil channels. The Holocene deposits fill part of the channels situated at the low level (Figs 37, 40, 41). The surface of the valley floor is made from overbank deposits – sands with silt and alluvial clay. In their depressions and in cut-off channels, organic silt and peat accumulate (Figs 35, 36, 39, 42).

The fragments of the highest level – from the decline of the Warta Glaciation are the oldest elements of the Warta river valley within the section under examination which can be seen on the valley surface. Moreover, younger levels were also found. The highest level appeared during the decline of the Warta Glaciation. The fragments identified as belonging to that period are genetically varied and in terms of the deposits and erosion, they are built from glacial and fluvioglacial deposits. They appear mainly in the southern part of the investigated area. These are flattenings appearing at the highest point in the valley, although they vary in height over the valley floor and they vary in the degree to which their surfaces are inclined. This differentiation may be in part due to the fact that the fragments of this surface are not exactly synchronous and they are built from deposits of different susceptibility to denudation.

The high level is situated at 3.5–8 m above the floor of the Warta river valley (Fig. 43). It mainly represents accumulation surfaces made from the deposits of the braided river under the conditions of the periglacial climate in the Upper Plenivistulian. Its

range includes erosional elements. The high level continues in the south part of the area under investigation but it appears in the form of relatively narrow zones. It is only to the north of Siedlątków in the Warta river valley that extant high terraces can be found on one or either side. One tends to wonder at considerable differences which become apparent upon comparing the height of fragments which are classified as belonging to the high level. Especially, the high level in the Jadwiczna-Pichna valley is atypical. Its southern part is inclined to the south and the northern to the north. The geological and morphological structures do not exhibit any differences. In the Teleszyna valley, the high level is characterised by an alternate longitudinal inclination. The longitudinal profile of the high level in the Warta river valley is not uniform either (Fig. 43).

The floor of the Jadwiczna-Pichna river valley is located beneath the high level but above the low level in the Warta river valley. It was shaped by a single-channel river and its morphology differs considerably from the morphology of the low level in the river valley of Warta. Hence, despite a certain similarity in the geological structure, it is not possible to link the two levels.

The low level in the Warta river valley, just as in other rivers in the Łódź Plateau (Turkowska 1988) results from the concentrated aggradation of river beds in the late Vistulian (actually in the Younger Dryas). This level can be found in the Warta river valley virtually anywhere although it is not dense but cut by depressions of the valley floor into several zones. There are also certain parts where it is almost on the same level as the valley floor and it can be distinguished only on the basis of deposits of which it is formed. The low level is usually located at 1–4.5 m above the flooding level. Its morphology is dominated by channels which form systems typical for a multi-channel river. The formation of a multi-channel system is characteristic of rivers with a small inclination, particularly in the valley widening where extensive flooding with considerable river load can occur (Teisseyre 1991). Within the valleys under investigation, one can notice certain differences in the parameters of the reconstructed system of fossil channels. The greatest density was found in the northern part of the Uniejow Basin, where the low level has the greatest density, and its depression is slightly bigger than in other parts under investigation. The channels of each type in this part of the valley are characterised by a smaller density.

Finally, the Holocene valley floor, which is the lowest level, is divided into several zones. Its longitudinal profile projected along the valley axis reflects the lowest-situated parts of the valley floor which can

sometimes differ from the course of the contemporary channel. The profile of the valley floor shows a varying inclination within the area of Warta under examination (Fig. 44). The valley floor is rich in old river beds which indicates a multi-channel system of the Warta river in the Holocene. In many respects, it is similar to the one from the Younger Dryas.

It is worth commenting upon deformations in the inclination of the above levels which can be noticed in the longitudinal profiles (Fig. 44). They are bigger in respect of older valley levels such as the highest and

the high levels but they are the smallest for the Holocene valley floor. The contemporary channel of the Warta river has a changeable inclination. Deformations usually appear in area of considerable elevations or deep depression of the top of the sub-Quaternary substratum. It is possible to conclude then that the neotectonic and present-day activities of certain parts of this basemay have influenced both the course of the Warta river in the postglacial period and the location of the valley floor and the postsedimentary vertical shift of the valley levels.

THE DEVELOPMENT OF THE STUDIED PART OF THE WARTA RIVER VALLEY

A landform similar to the existing river valley of Warta goes back to the Tertiary. Glacial till of the subsequent glaciations are deflected relative to fossil slopes, which is indicative of permanent renovation of the valley. The cross-sections and sketches show that in the area under investigation, the valleys of Jadwichna-Pichna and Teleszyna are the only alternative courses of the valley development in the Quaternary. Prior to the Warta Glaciation, during the Pilica Interglacial, the Warta river valley ran much in the same way as today (K l a t k o w a, Z a ł o b a 1992b). It paved way for the spread of the Wartian ice-sheet. The development of the present-day Warta river valley commenced with the withdrawal of the Warta ice-sheet. The bed of glacial till deflected just like the older ones was additionally cut in the axis of the valley as early as during the deglaciation of the Warta ice-sheet. Later, the cutting was filled with fluvio-glacial and river deposits under extraglacial conditions. Towards the end of the Warta cold stage, probably as a result of making the Warsaw-Berlin marginal valley permeable, erosional tendencies intensified and a previously accumulated series was cut. During the Eemian Interglacial the valley floor stabilized and some aggradation took place. The floor of the valley was relatively narrow then. The geological data from the part of the valley under consideration and from the surrounding area enable one to conclude that the course of the Warta river valley was similar to the present one.

In the Early Vistulian increased aggradation occurred in the Uniejów Basin which was well recognized in the Koźmin opencast mine (P e t e r a 2002). Deposits from that period lie in the layer of a filling from a valley cut out in the Warta deposits. In other parts of the valley, above Siedlątków, it is only possible to hypothesize on the basis of drilling. One should bear in mind that the balance of erosion was

positive throughout the whole period of the Early Vistulian.

Forms of the middle Plenivistulian appear probably within the whole of the Warta river valley which was examined. However, they appear underneath younger deposits. Reconstructing the course and morphology of the Warta river is also extremely difficult. Deposits were recognized only within the Uniejów Basin. It is even possible to go as far as to say that a multi-channel river existed during that time. Fluvial deposits of the Upper Plenivistulian are common in the Warta river valley. In the part under examination, they constitute the main link which forms the high terrace. Their thickness goes up to 20 m, which allows one to assume that the rate of aggradation of the valley floors during the Vistulian was really fast. A braided river existed in the Warta river valley. Between Burzenin and Kamionacz it used present-day landform. It flowed to the north of Kamionacz within the Jadwichna-Pichna valley and then the river split into the Teleszyna valley and the one that is used at present. Both valleys were active synchronically (Fig. 44).

At the turn of the Upper Plenivistulian and the Late Vistulian the commonly found stage of erosion distinguished the high level in the Warta river valley. Around that time, the Teleszyna valley was separated. Traces of paleomeander and cut-off meanders show the existence of a meandering river in the Late Vistulian. Initially, the river used the Jadwichna-Pichna valley but probably during Bölling, in the wake of a neotectonic uplift of land, it shifted into the present valley. In the Jadwichna-Pichna valley which is situated above the low level in the Warta river valley, deposits from the older part of the late Vistulian form a considerable part of its floor.

In the analysed part of the Warta river valley, deposits from the late Vistulian appear, first of all, within the low level whose surface was intensively

built up during the Younger Dryas. Its most important element is constituted by numerous paleochannels which form multichannel systems. Such a system appeared along almost the whole of the valley which was analysed (no data on the part flooded by the Jeziorsko reservoir). It is exceptionally well developed within the valley widening, for example in the Uniejów Basin. The formation of this system took place in the Younger Dryas, during increased aggradation of the valley floor and the decreasing of its inclination. The Warta river of the Younger Dryas was considered as a multi-channel river – anabranching system 2, that is sand river forming islands (N a n s o n, K n i g h t o n 1996; P e t e r a 2002). Some channels were filled in the Younger Dryas. At the turn of the Vistulian and the Holocene, the erosion stage took place in the valleys. The incision of the Warta river led to the morphological separation of the low terrace. Within the low level, many channels of the multichannel systems appeared, in some of them conditions suitable for peat creation occurred, while other remained dry.

Eoholocene and Mesoholocene within the examined part of the Warta river valley were the periods of stabilization of the river with the slow aggradation of its bed; there are no morphological terrace levels from that period. The continuing aggradation of the valley floor in the Neoholocene which resulted in part from the increased provision of deposits to the river system (both in the Warta channels and in zones outside channels) led to new Young Dryas channels

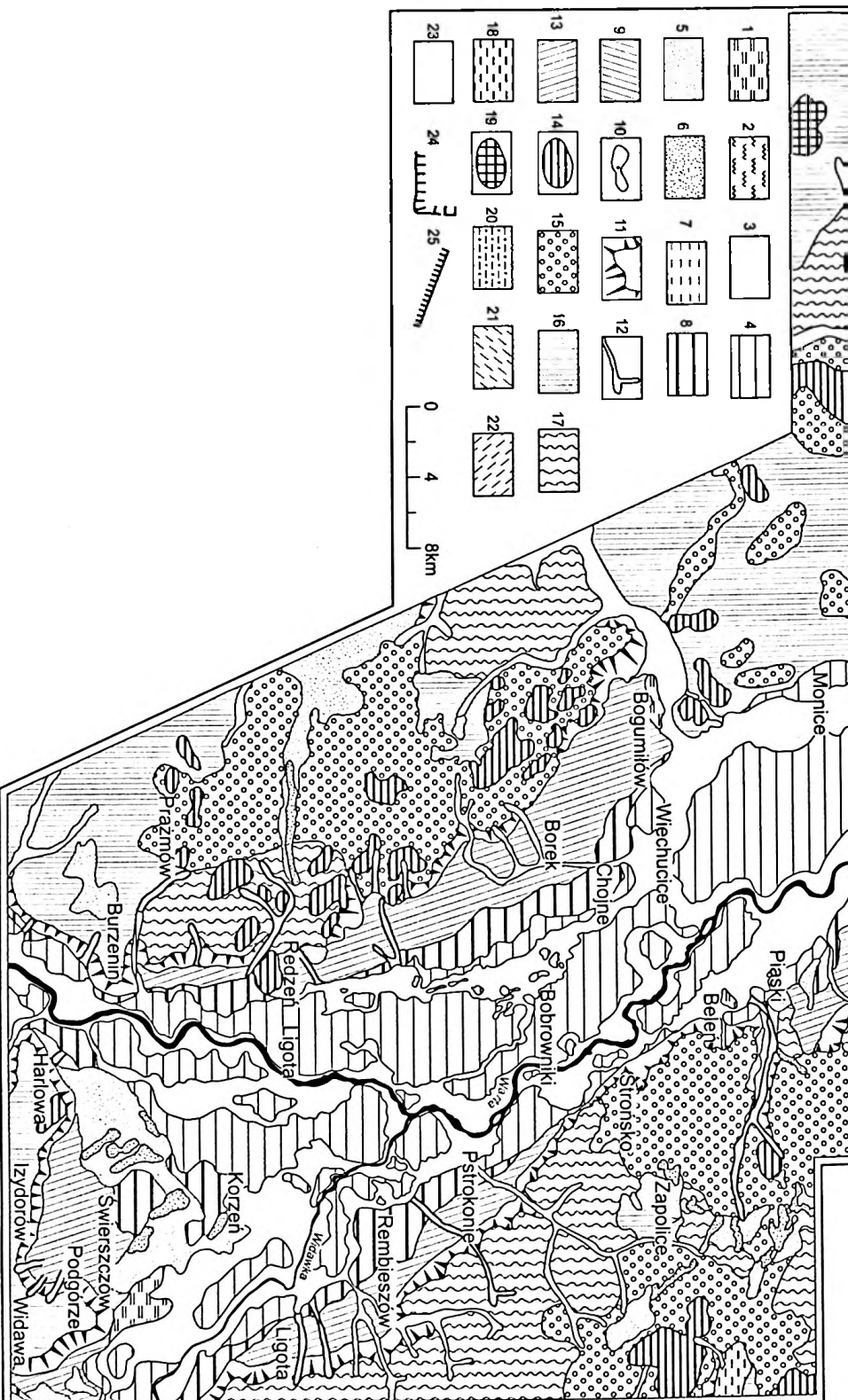
being joined in the runoff. It is the beginning of reactivating a multichannel system which can be seen within the present-day valley floor. It was a multichannel river – anabranching system 1, hence an anastomosing river (N a n s o n, K n i g h t o n 1996).

The existence of a multichannel system in the Warta river valley may have had an impact on the development of settlement both in the primeval times as well as the historical times. Its intensive destruction took place in the 18th and 19th centuries. The contemporary Warta, as a single channel river, was formed thanks to hydrotechnical efforts in the 19th and 20th centuries.

It is worth emphasizing the influence that the Mesozoic base on the development of the Warta river valley. The impact can be seen in the following:

- the concurrence between the course of the valley and the structure of the substratum;
- forcing changes in the course of the Warta channel and abandoning certain parts of the valley;
- changeability in the longitudinal fall of valley levels, strongly connected with the height of base spread;
- the disappearance of a high terrace underneath younger deposits in the northern part of the Uniejów Basin in the area of Adamów Graben;
- the formation of new peatbogs in the areas which show a tendency towards the subsidence of the base.

Translated by Stanisław Goźdz-Roszkowski



Zař. 1. Szkic geomorfologiczny doliny Warty (na bazie materiałów własnych oraz na podstawie: Krzeminski, Bezowska 1987; Klatkowa, Zaloba 1992b; Zaloba 1992; Bezowska 1993; Nowacki 1996; Trzmiel 1996; Czyż, Kamiński w druku; Kamiński, Forsyśiak w druku; Klatkowa in. w druku)

- 1 – torfowiska; 2 – rozlewiska; 3 – dna dolin; 4 – terasa nadzalewowa, niska; 5 – pola piasków eolicznych; 6 – wydmy; 7 – starsze, porzucone dno doliny; 8 – terasa nadzalewowa, wysoka; 9 – terasa erozyjna; 10 – zagłębienia bezodpływowe różnej genezy; 11 – stoki; 12 – dolinki o różnej genezie; 13 – poziom najwyższy doliny, erozyjno-akumulacyjny; 14 – kenny; 15 – równiny wodnodowodowe; 16 – wysoczyzny płaskie; 17 – wysoczyzny pagórkowate; 18 – równiny rozlewiskowe; 19 – pagórki czółowomorenowe; 20 – poziom pradolinny, niższy; 22 – poziom pradolinny, wyższy; 23 – hałdy i obszary pogónitcze; 24 – zasięg odkrywek KWB „Adamów”; 25 – zapory i wały zbiornika „Jeziorsko”

App. 1. Geomorphological sketch of Warta river valley

- 1 – peatbog; 2 – overflow area; 3 – valley floor; 4 – low terrace; 5 – aeolian plain; 6 – dunes; 7 – older abandoned valley floor; 8 – high terrace; 9 – erosional terrace; 10 – closed depressions; 11 – slopes; 12 – valleys of various origin; 13 – highest terrace; 14 – kames; 15 – fluvio-glacial plains; 16 – plains; 17 – hummocky plains; 18 – lacustrine plains; 19 – end-moraine hillocks; 20 – lake plains; 21 – lower terrace of marginal valley; 22 – higher terrace of marginal valley; 23 – exploitation pits; 24 – extent of “Adamów” opencast mine outcrops; 25 – embankments of the Lake Jeziorsko

