

**Polska Akademia Nauk
Instytut Geografii
i Przestrzennego Zagospodarowania**

Jarosław Kordowski

**MORFOLOGIA I BUDOWA GEOLOGICZNA
RÓWNINY ZALEWOWEJ WISŁY NA ODCINKU
SOLEC KUJAWSKI–STRZELCE DOLNE**



Toruń 1997

**Polska Akademia Nauk
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania**

Jarosław Kordowski

**MORFOLOGIA I BUDOWA GEOLOGICZNA
RÓWNINY ZALEWOWEJ WISŁY NA ODCINKU
SOLEC KUJAWSKI – STRZELCE DOLNE**

Toruń 1997

<http://rcin.org.pl>

Pracę wykonano w ramach projektu badawczego KBN nr 6P20200307
pt.: „Hydrologiczne i geomorfologiczne konsekwencje zabudowy
hydrotechnicznej dolnej Wisły” kierowanego przez
prof. dr hab. Jana Szupryczyńskiego.

ISBN 83-86875-13-5

Wydawca:

TOP KURIER
87-100 Toruń, ul. Lindego 10/5
tel. (056) 227-57
Toruń 1997

Druk i oprawa:

GERGES, 87-100 Toruń, ul. Kalinowa 25

Spis treści:

1. Zakres badań i materiały źródłowe	5
2. Wprowadzenie	5
3. Morfologia i budowa geologiczna poziomów zalewowych	7
4. Wnioski	23
5. Perspektywy dalszych badań	24
Podziękowania	24
Literatura	24

1. Zakres badań i materiały źródłowe

Opracowanie morfologii i budowy geologicznej równiny zalewowej na analizowanym obszarze dokonane zostało na podstawie:

- kartowania terenowego,
- analizy zdjęć lotniczych,
- analizy wierceń i dokumentacji geologicznych.

Kartowanie terenowe wykonywano na podkładzie map 1:10 000 w sezonach badawczych 1996 i 1997. W jego trakcie wykonano 354 szurfy i sondy ręczne oraz pobrano dwa rdzenie utworów torfowych i organicznych sondą tłokową konstrukcji Więckowskiego. Łączna długość sond i szurfów wyniosła ponad 722 m.

Analizą stereoskopową objęto 33 zdjęcia równiny zalewowej wykonane w sierpniu 1992 r. na zlecenie Akademii Rolniczej we Wrocławiu w skali 1:18 000. Analizy dokonało w Pracowni Teledetekcji i Kartografii Instytutu Geografii UMK w Toruniu.

Analiza wierceń i dokumentacji geologicznych objęła Materiały Archiwum Wierceń, karty otworów wiertniczych i otworów hydrogeologicznych udostępnione przez Archiwum Geologiczne w Toruniu i Bydgoszczy, dokumentacje torfowe udostępnione przez Instytut Melioracji i Użytków Zielonych w Falentach oraz dokumentacje geologiczne udostępnione przez „GEOPROJEKT” Bydgoszcz.

Celem badań było rozpoznanie budowy geologicznej i morfologii równiny zalewowej Wisły na tym obszarze w kontekście ewentualnego oddziaływania Zbiornika Włocławskiego na procesy morfologiczne równi zalewowej. Po stwierdzeniu braku takiego oddziaływania skoncentrowano się na badaniu gęstej sieci powierzchniowych rozcięć erozyjnych, będących charakterystyczną cechą równi zalewowej na tym obszarze.

2. Wprowadzenie

Pierwszą pracą szczegółową dotyczącą tego obszaru była prawdopodobnie praca G. Berendta *Das alte Weichseltal und seine spätere Ablenkung nach Norden* zamieszczona w „Zeitschrift der deutschen geologischen Gessellschaft” z 1879 roku (P. Sonntag 1919). Dokładniejszy jego opis przedstawił jednak dopiero P. Sonntag (1919).

Zagadnienia dotyczące morfologii równiny zalewowej doliny dolnej Wisły poruszone zostały szczegółowiej w roku 1934, kiedy R. Galon stworzył klasyczny model układu poziomów terasowych w tej części doliny Wisły. Wyróżnił wówczas dwa poziomy równi zalewowej: wyższy (3–5 metrów nad poziom rzeki) i niższy (2–3 metry nad poziom Wisły).

W okresie powojennym liczba prac poświęconych poszczególnym odcinkom doliny Wisły, w tym jej równinie zalewowej, szybko rosła. Jednak odcinek między Solcem Kujawskim a Strzelcami Dolnymi długo nie wzbudzał głębszego zainteresowania badaczy. Część równiny znajdująca się na północ od omawianego odcinka została omówiona w pracy W. Niewiarowskiego (1987), a jej część usytuowana na południowy-wschód od Solca Kujawskiego opisała w swoich pracach A. Tomczak (1971, 1982, 1987). Próbę całościowego opisu poziomów zalewowych w dolinie dolnej Wisły podjęli E. Falkowski (1967, 1971, 1990) oraz Z. Babiński (1990, 1992). E. Falkowski (1990) przyjął na podstawie analizy budowy geologicznej, że analizowany odcinek równiny zalewowej był i jest kształtowany przez typ rzeki skrępowanej, erozyjnie ustabilizowanej na wyniesieniach odpornych na rozmywanie utworów trzecio- i czwartorzędowych. Z. Babiński (1992), uwzględniając skutki antropogenicznego wpływu zabudowy hydrotechnicznej, analizowany odcinek rzeki określił jako odcinek o prostoliniowym lub ograniczonym przez ostrogi meandrowym przebiegu koryta rzeki, natomiast dla okresu przed regulacją Wisły przyjął, że jej koryto miało na tym obszarze głównie rozwinięcie roztokowe.

Ciekawe były wyniki badań przeprowadzonych w rejonie Świecia i Grudziądza przez E. Drozdowskiego i B. E. Berglunda (1976), którzy jako jedyni przyjęli meandrowy styl rozwinięcia koryta dolnej Wisły w środkowym holocenie. Jeśli chodzi o opracowania kartograficzne, równinę zalewową na badanym obszarze ujęły dwa arkusze Mapy Geomorfologicznej Polski 1:50 000 – Bydgoszcz Wschód (Z. Churski 1968) i Trzeciewiec (A. Olszewski 1968) oraz jeden arkusz Szczegółowej Mapy Geologicznej 1:50 000, arkusz Bydgoszcz Wschód (M. Kozłowska i I. Kozłowski 1992). Zainteresowanie budziły też utwory madowe zalegające w tym obszarze. Ich badaniem zajmowała się E. Myślińska i in. (1980, 1982).

Równina zalewowa na analizowanym odcinku ma zmienną szerokość – od ok. 2,5 do 3 km w okolicach Łęgnowa do prawie 2 km w pobliżu mostu drogowo-kolejowego w Fordonie. Wartości te należą do najniższych w całym dolnym biegu rzeki. Wisła tworzy tu więc bardzo wyraźny przełom w rejonie na północ od Fordonu, przebijając się przez wzniesienie utworów miocenu i pliocenu, tworzące fragment wału kujawsko-pomorskiego. Przypuszcza się, że przełom ten w czasie ostatniego zlodowacenia konserwowany był bryłami martwego lodu (E. Falkowski 1980) wypełniającymi rynny lodowcowe, które później zostały zaadoptowane przez Wisłę (J. E. Mojski 1980). Podobnej sytuacji nie spotyka się na nizinym odcinku Wisły, bowiem poza tym obszarem płynie ona w strukturach synklinalnych niecki brzeżnej (J. E. Mojski 1980). Ma to swoje konsekwencje morfologiczne. Można tu wyróżnić szerszy, równinny odcinek w obrębie pradoliny eberswaldzko-toruńskiej, ciągnący się aż po okolice znajdujące się na południe od Bydgoszczy Łęgnowa – bardzo monotony, płaski, z nielicznymi płytkimi, podłużnymi obniżeniami erozyjnymi oraz odcinek przełomowy, węższy na północ od Fordonu, silniej urzeźbiony rozcięciami erozyjnymi.

3. Morfologia i budowa geologiczna poziomów zalewowych

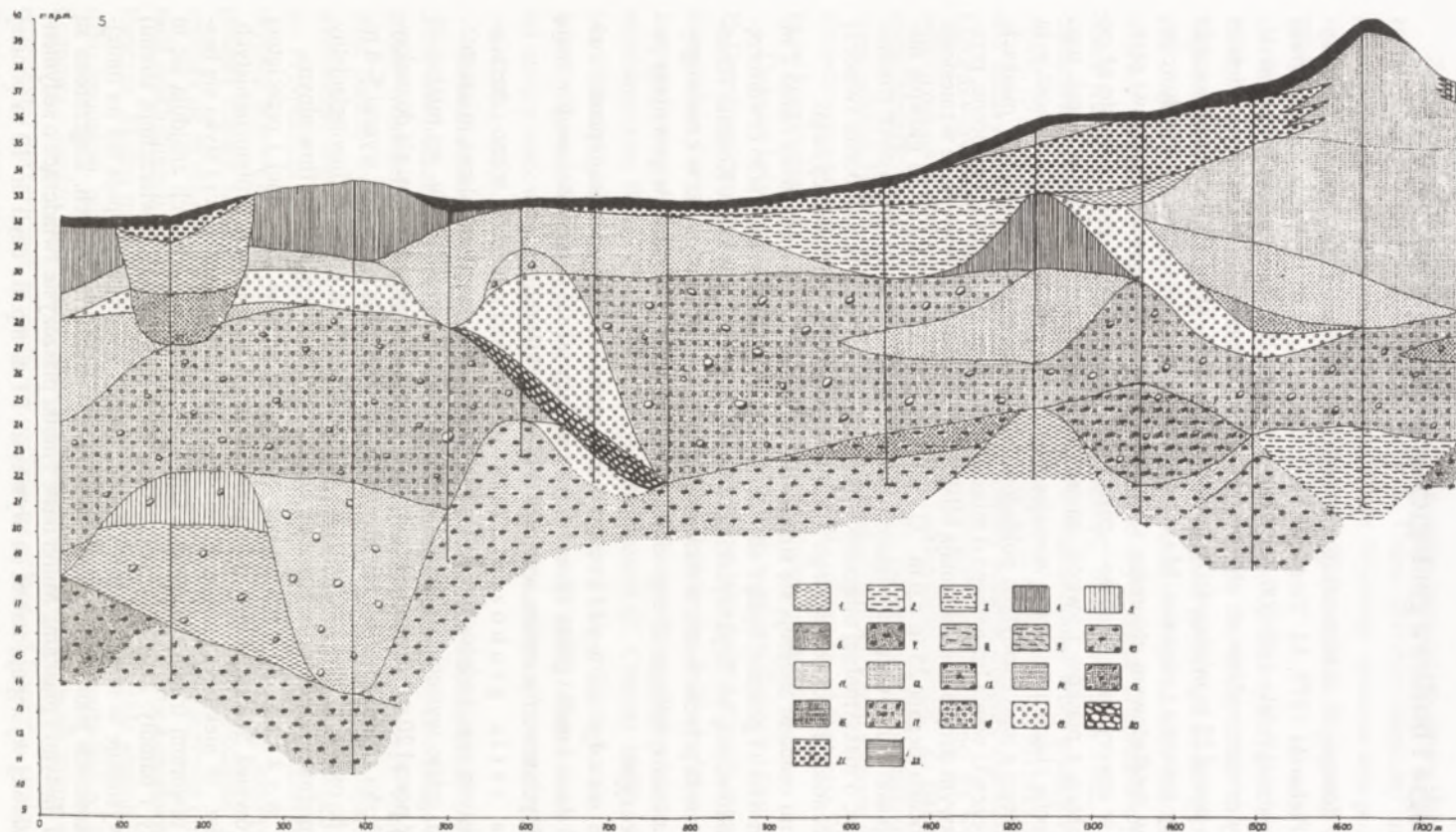
Z analizy dostępnych dokumentacji geologicznych (m. in. Cz. Knoff 1963; J. Murzynowski i T. Piekarski 1977, M. Turawski 1970, rys. 1, 2, 3, 4) i arkusza Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, Bydgoszcz Wschód (M. Kozłowska i I. Kozłowski, 1992) utwory czwartorzędowe na obszarze równiny zalewowej na omawianym odcinku mają od 8 do ponad 25 m miąższości, przeciętnie jednak 10–15 m. Podłoże czwartorzędu tworzą utwory miocenu i pliocenu. Miocen składa się z iłów, iłowców i mułowców, powstałych w śródlądowym zbiorniku sedymentacyjnym, stopniowo ku stropowi przechodzących w utwory coraz grubsze – piaski drobno-, średnio- i gruboziarniste aż po pospótkę złożoną z piasków i żwirów naniesionych przez rzeki w czasie recesji tego zbiornika. Cechą charakterystyczną utworów piaszczysto-żwirowych jest obecność pyłu węgla brunatnego z jego rozmytych pokładów. Miejscami w iłach, rzadziej w piaskach, występują soczewki węgla brunatnego o miąższości do 4 m. Ilaste utwory miocenu, przechodzące w swym stropie w piaski, mają blisko 50 m miąższości. Najwyższe wzniesienia utworów miocenu sięgają 25 m n.p.m. Utwory plioceńskie to głównie niebieskie iły i piaski mułkowate, zalegające w postaci wypełnień dolin erozyjnych rozcinających miocen, o maksymalnej miąższości 14 m. Ilasty charakter skał pliocenu świadczy o bliskiej obecności środkowopolskiego śródlądowego basenu sedymentacyjnego.

Ponad tymi osadami znajdują się strzępy osadu gliniastego, o miąższości około 2 m, o niepewnym wieku i genezie, będące albo deluwiami iłów plioceńskich, albo czwartorzędową gliną lodowcową. M. Brykczyński (1986) uważa, że dolina Wisły w Kotlinie Toruńskiej ma założenia przedeemskie, a odcinek pomorski kształtował się już w czasie egzystencji morza holsztyńskiego. Z tego okresu może również pochodzić wspomniana powierzchnia erozyjna.

Pozostałe osady czwartorzędowe stanowią różnego rodzaju piaski, żwiry, iły, mułki ilaste i mułki piaszczyste. Miejscami duży udział w objętości osadów mają głązy. Wśród tych utworów można wyróżnić dwie serie: niższą i wyższą.

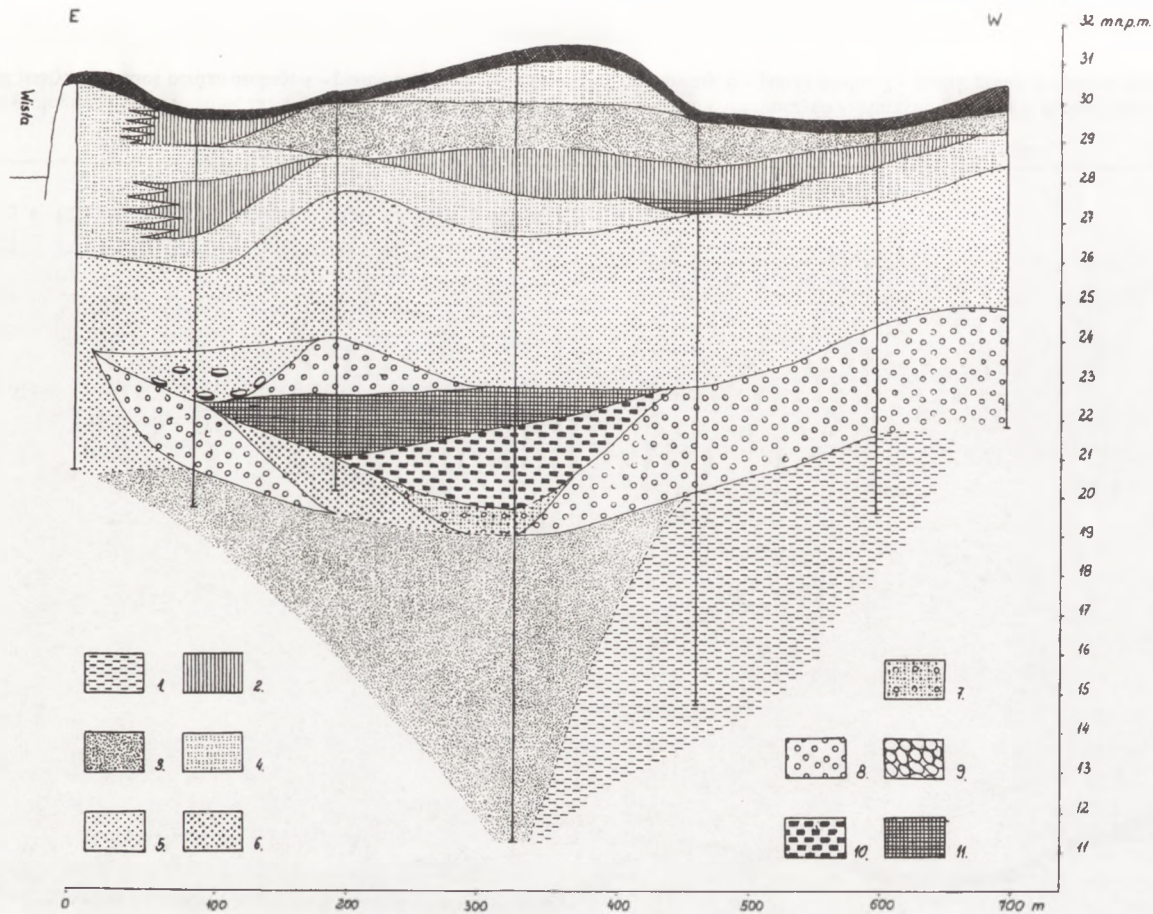
Niższa seria gruboziarnista złożona jest z piasków różno-, średnio- i gruboziarnistych oraz żwirów, z dużą ilością głązów. Ma ona nieregularną miąższość. W miejscach, gdzie występują głębokie nacięcia utworów trzeciorzędowych, jej miąższość może osiągać ponad 20 m, natomiast w miejscach, gdzie trzeciorzęd wznosi się do maksymalnej wysokości – zanika lub jest bardzo cienka. Jej przeciętna miąższość wynosi 5–8 m. Wydaje się, że osady tej serii przynajmniej w części stanowią materiał fluwioglacjalny, chociaż nie można wykluczyć, że powstały one całkowicie w środowisku fluwialnym.

Seria wyższa drobnoziarnista, o genezie fluwialnej i przeciętnej miąższości również 5–8 m, składa się z piasków średnioziarnistych, drobnoziarnistych, mułków i iłów. W niektórych miejscach ma ona ponad 10 m miąższości i styka się bezpośrednio z utworami trzeciorzędowymi. Oprócz utworów mineralnych znajdują się tu również torfy i namuły. Najgłębiej pogrzebane (8,4–11,4 m pod powierzchnią terenu) torfowisko występuje w miejscowości Łoskoń. Torfy i namuły występują też na mniejszych głębokościach jako wypełnienia starych koryt międzyłachowych. Zagrzebane są one mułkami ilastymi i piaskami. Mułki ilaste i mułki piaszczyste świadczące o sedymentacji powodziowej występują nawet na wysokości 21 m n.p.m., czyli do 10 m poniżej współczesnej powierzchni terenu.

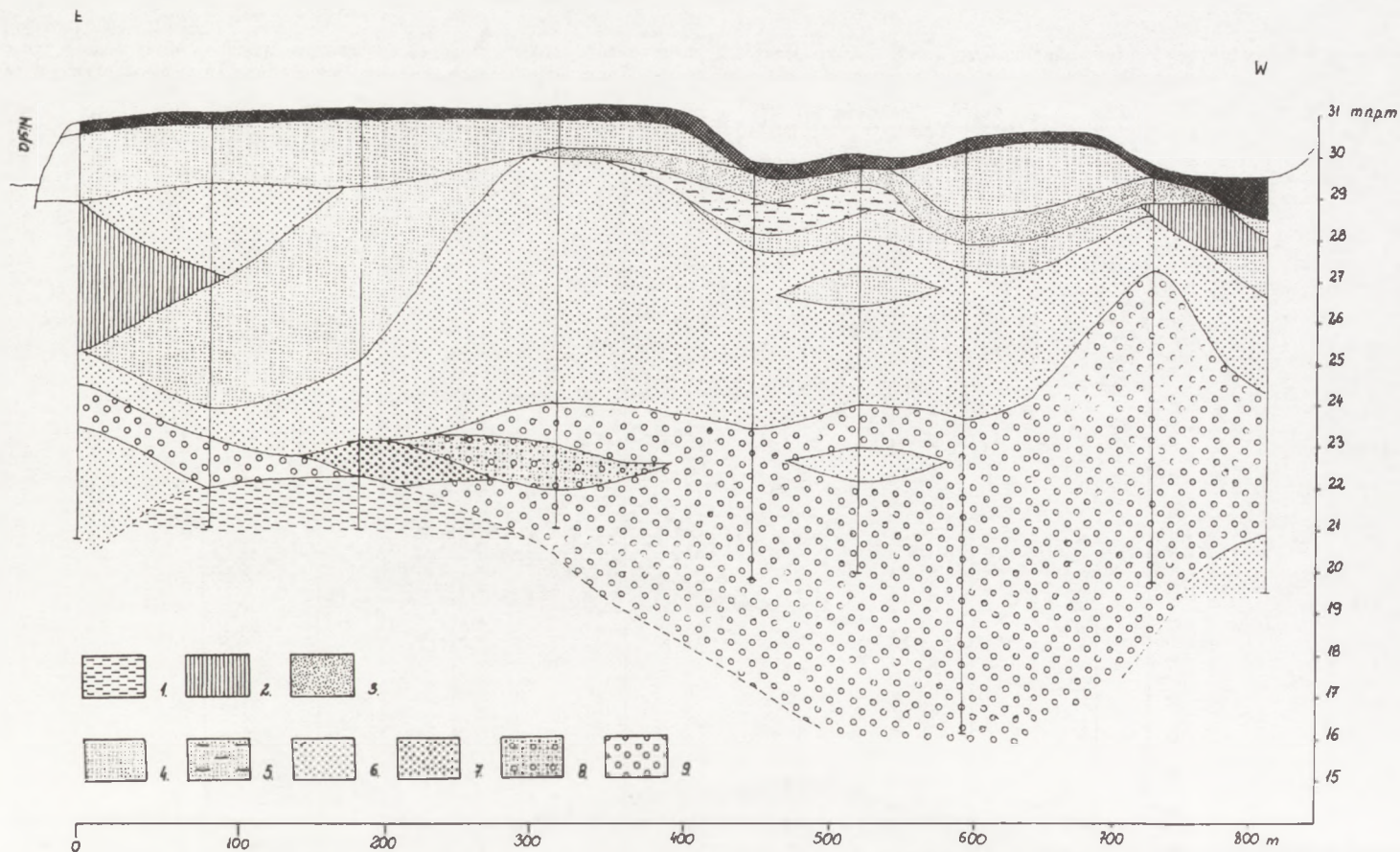


Rys. 1. Przekrój geologiczny przez równinę zalewową Wisły w Bydgoszczy-Legniewie (na podstawie materiałów wiertniczych Cz. Knoffa, 1963)

1 – il, 2 – mułek piaszczysty, 3 – mułek z ilem, 4 – mułek ilasty, 5 – glina (o niepewnej genezie), 6 – piasek bardzo drobny, 7 – piasek bardzo drobny z pyłem węgla brunatnego, 8 – piasek drobny mułkowy, 9 – piasek drobny z mułkiem, 10 – piasek drobny z pyłem węgla brunatnego, 11 – piasek drobny, 12 – piasek drobny ze średnim, 13 – piasek średni z pyłem węgla brunatnego, 14 – piasek grubo z pyłem węgla brunatnego, 15 – piasek grubo, 16 – piasek grubo z pyłem węgla brunatnego, 17 – piasek różnoziarnisty z żwirem i pyłem węgla brunatnego, 18 – piasek różnoziarnisty ze żwirem, 19 – żwir, 20 – glazy, 21 – torf, 22 – namuł organiczny.

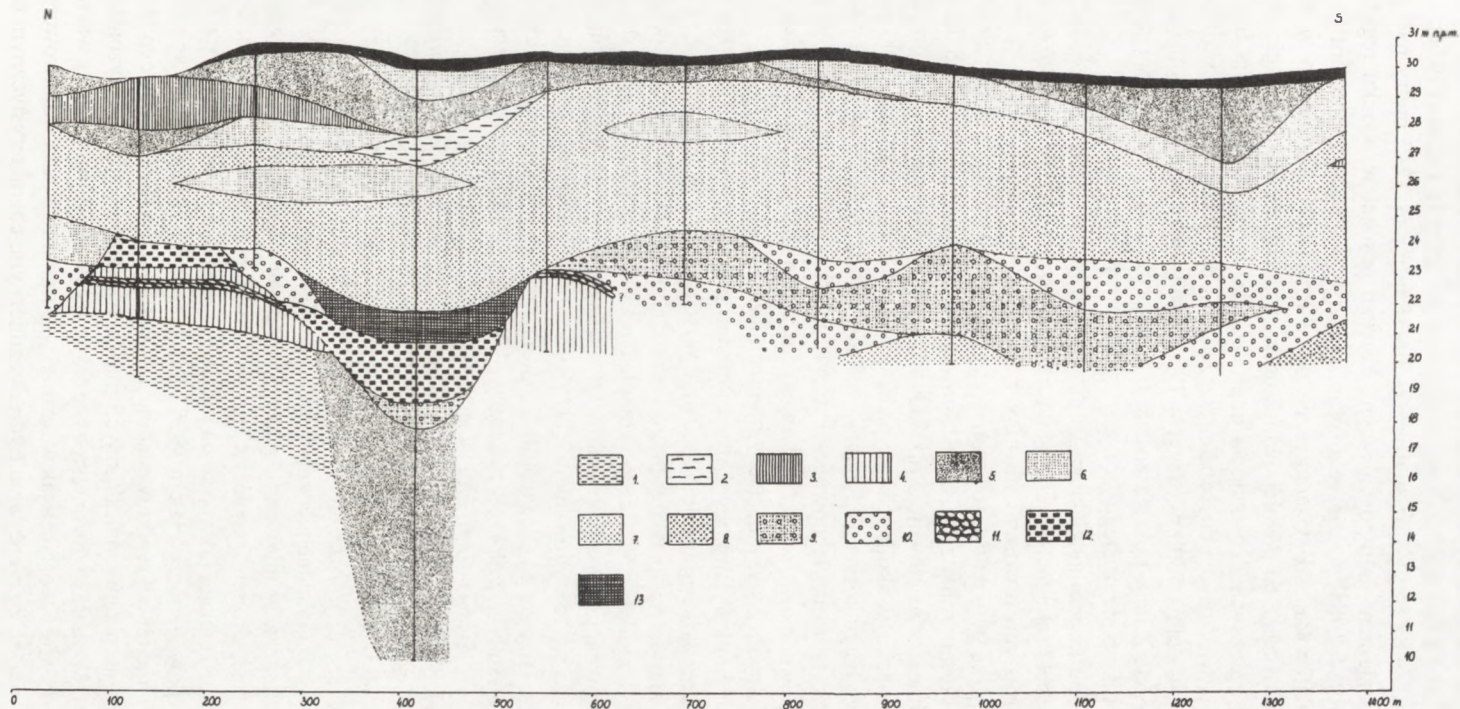


Rys. 2. Przekrój geologiczny przez równinę zalewową Wisły w Łoskoniu (na podstawie materiałów wiertniczych J. Murzynowskiego i T. Piekarskiego, 1977)
 1 – il, 2 – mułek ilasty, 3 – piasek bardzo drobny, 4 – piasek drobny, 5 – piasek średni, 6 – piasek grubo, 7 – piasek różnoziarnisty ze żwir, 8 – żwir, 9 – głazy, 10 – torf, 11 – namuł organiczny



Rys. 3. Przekrój geologiczny przez równinę zalewową Wisły w Łoskoniu (na podstawie materiałów wiertniczych J. Murzynowskiego i T. Piekarskiego, 1977)

1 – il, 2 – mułek ilasty, 3 – piasek bardzo drobny, 4 – piasek drobny, 5 – piasek drobny mułkowany, 6 – piasek średni, 7 – piasek grubo, 8 – piasek różnoziarnisty ze żwirem, 9 – żwir



Rys. 4. Przekrój geologiczny przez równinę zalewową Wisły w Łoskoniu (na podstawie materiałów wiertniczych J. Murzynowskiego i T. Piekarskiego, 1977)
 1 – ił, 2 – mułek piaszczysty, 3 – mułek ilasty, 4 – glina (o niepewnej genezie), 5 – piasek bardzo drobny, 6 – piasek drobny, 7 – piasek średni, 8 – piasek grubo, 9 – piasek różnoziarnisty ze żwir, 10 – żwir, 11 – glazy, 12 – torf, 13 – namuł organiczny

Na powierzchni równiny zalewowej na rozpatrywanym odcinku można wyróżnić dwa poziomy morfologiczne rozpoznane już przez R. Galona (1934).

Poziom niższy – na wysokości 30–31 m n.p.m. (2–3 metry nad poziomem Wisły) jest poziomem antropogenicznym, bowiem powstał w wyniku regulacji rzeki. Z. Babiński (1984, 1985) podaje, że do regulacji Wisły w obrębie zaboru pruskiego przystąpiono w 1856 roku, ale systematyczne prace rozpoczęły się dopiero w roku 1879. Ukończono je dziesięć lat później, jednak po większych powodziach ciągle uzupełniano liczbę ostróg rzecznych. Ich budowa doprowadziła do unieruchomienia licznych łąk przybrzeżnych, widocznych doskonale jeszcze na niemieckich mapach z serii „Weichsel-Strom-Karte” w skali 1:5000, wydanej w 1904 roku (sama mapa przedstawia stan na rok 1900). Ich powierzchnia pokryta została 0,5- do 1-metrowej miąższości powierzchnią brązowego mułku piaszczystego.

Drugorzędne koryta oddzielające je dawniej od brzegu, wcinające się dzisiaj w ten poziom do głębokości 3 metrów i osiagające średnią szerokość 20–30 metrów, wypełniane są drobnoziarnistymi utworami równiny zalewowej, tj. szarymi łąkami, czarno-szarymi łąkami z domieszką gytii detrytusowej, piaskami drobnoziarnistymi, często zailonymi oraz czarnymi piaskami drobnoziarnistymi z poważnym udziałem rozłożonego detrytus roślinnego (pochodzącego głównie z rozkładu liści drzew). Utwory te mają przeciętnie 50–60 cm miąższości, a w skrajnych przypadkach – przy korzystnym, skośnym i bliskim do współczesnego biegu koryta ustawieniu – ich miąższość dochodzi do 3 metrów (rys. 5, 6, 7). Dawne koryta międzylachowe jeszcze dziś wykorzystywane są regularnie przez wiosenne wody powodziowe, w pozostałym okresie zajęte są przez bajora bardzo obniżające lustro wody lub wręcz wysychające w okresach niżówek w Wiśle.

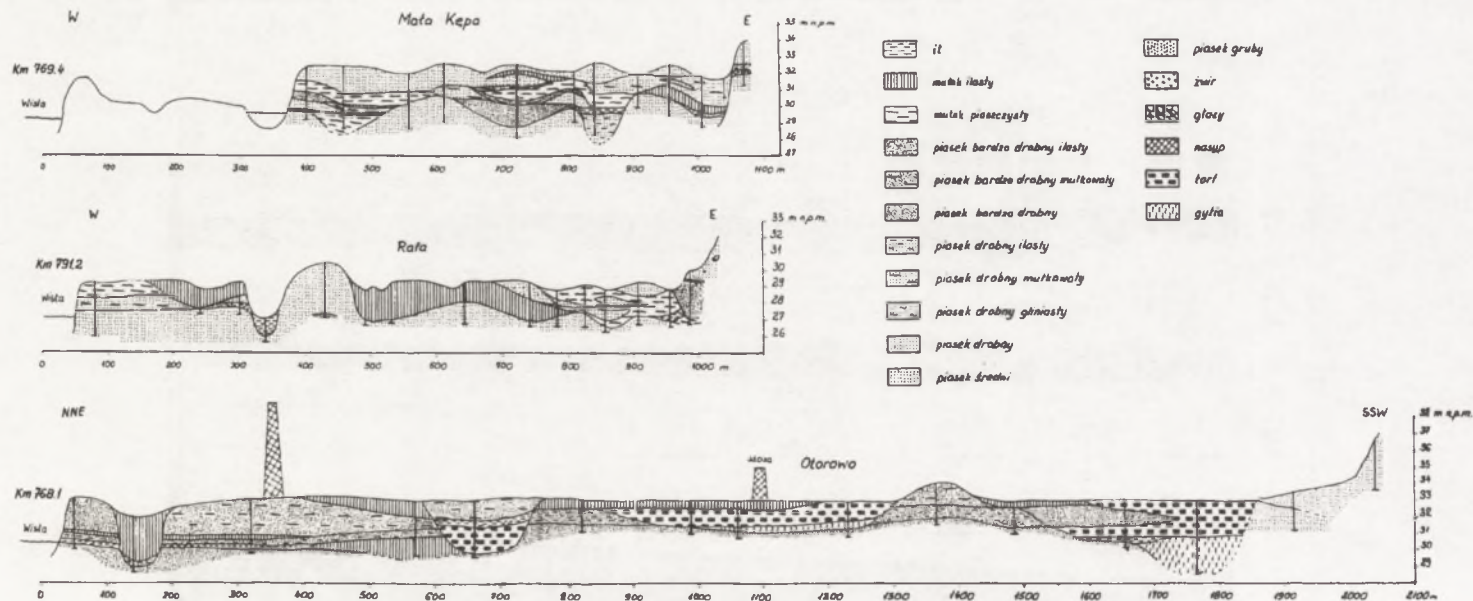
Poza dawnymi korytami, wyraźnymi formami morfologicznymi są wały brzegowe. Ich szerokość osiąga do 50–60 m, a wysokość do 2 m. Zbudowane są one głównie z drobnoziarnistych piasków przemytych. Jako dodatki występują wkładki piasku mułkowego i mułków. Miąższość kompleksu osadów wałów brzegowych osiąga do 3,5 m. W porównaniu z osadami wałów na wyższym poziomie zalewowym, w budowie wałów zaznacza się zdecydowanie większy udział piasków drobnoziarnistych.

Poziom wyższy, liczący 30–33 m n.p.m. (3–5 metrów nad poziom rzeki) jest poziomem powstałym w sposób naturalny. Od poziomu niższego oddziela go wyraźna krawędź o wysokości 1–2 m. Miejscami, gdzie na poziomie wyższym zachowały się resztki dawnych wałów brzegowych, krawędź ta jest nawet wyższa. Powierzchnia tego poziomu zbudowana jest z brązowego mułku ilastego i piaszczystego o bardzo zmiennej miąższości – od 0,5 do ponad 4 m. Miąższość utworów powodziowych jest największa w starych, w części jeszcze nie wypełnionych korytach, a na niektórych najwyższych wzniesieniach – fragmentach dawnych łąk – osadów tych zupełnie brak. W obrębie tych utworów, zwłaszcza w miejscach, gdzie przebiegają zagrzebane koryta, bardzo często występują liczne, drobne fragmenty drewna. Dokładniej budowę tego poziomu można obserwować w sztucznej odkrywce na północ od Fordonu, wykonanej w trakcie budowy wału przeciwpowodziowego latem 1996 roku (rys. 5). W najlepiej wyeksponowanej, południowej ścianie tej odkrywki występuje 1,5-metrowa warstwa brązowego mułku ilastego, zalegająca na przemytych, drobnych piaskach warstwowanych horyzontalnie i przekątnie płasko. W piaski włożone są dwie 30-centymetrowej miąższości warstwy mułku o identycznych właściwościach jak wcześniej wspomniane. Piaski warstwowane horyzontalnie można wiązać z przepływem hydrodynamicznym, charakterystycznym dla dolnego

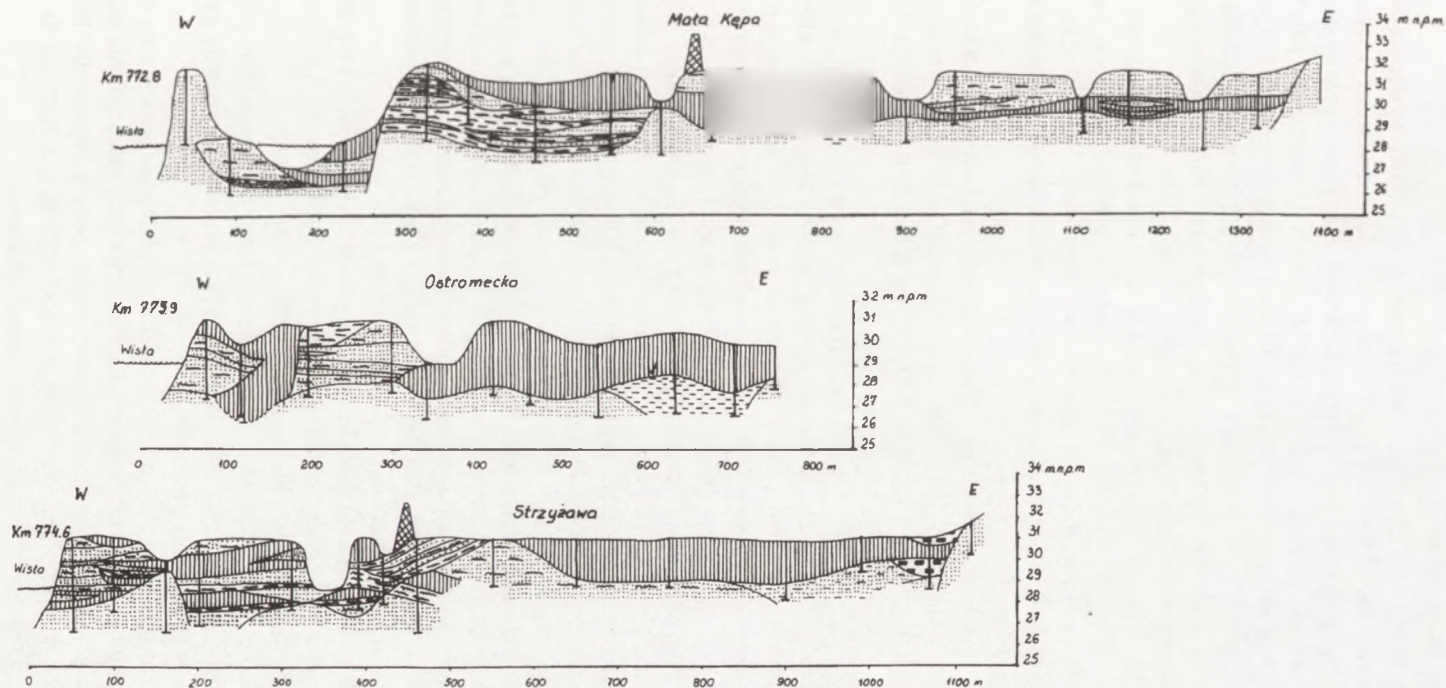


Rys. 5. Odślonienie w obrębie przykorytovej części równiny zalewowej Wisły w Łoskoniu powstałe w czasie budowy wału przeciwpowodziowego w lecie 1996. Oznaczenia kodu litofacjalnego i architekturnego wg A. D. Miall (1996):

Fm – masywny muł i mułek, Sh – piasek warstwowany horyzontalnie, Sp – piasek warstwowany przekątnie płasko, FF – element architekturny drobnych osadów równiny zalewowej, CS – element architekturny gładów krewasowych, SB – element architekturny piaszczystych korytowych form dennych



Rys. 6. Przekrój litologiczny przez utwory powodziowe Wisły w Małej Kępie, Rafaie i Otorowie



Rys. 7. Przekrój litologiczny przez utwory powodziowe Wisły w Małej Kępie, Ostromecku i Strzyżawie. Objasnienia jak na rys. 6

płaskiego dna, zaś piaski warstwowane płasko i przekątnie – z migracją riplemarków o prostych grzbietach.

E. Myślińska i in. (1980, 1982) uważają, że w dolinie Wisły występują dwie serie mad: niższa – bardziej ilasta, mająca być pozostałością rzeki meandrującej i wyższa – bardziej piaszczysta, będąca pozostałością rzeki roztokowej. Poczynione przez autora obserwacje pozwalają zasadniczo na przyjęcie tego modelu, z tym że niższą serię należałoby wiązać z funkcjonowaniem skrępowanej rzeki roztokowej nie przekształcanej bezpośrednio przez człowieka, a górną jako efekt jego bezpośredniego wpływu na przebieg koryta rzeki (budowa ostróg, wałów brzegowych, umocnień brzegowych), powodujący jego wyprostowanie i usunięcie większości łach przybrzeżnych.

Tak jak w poziomie niższym, występują tu liczne podłużne obniżenia, często ponad kilometrowej długości i 40–50-metrowej szerokości, głębokie na więcej niż 3 m i zajęte przez stałe zbiorniki wodne (największe z nich to Reptówka i Wielka Łacha – usytuowane przy dolnym załomie doliny). Obniżenia te można podzielić na trzy rodzaje (przykłady na rys. 6, 7, 8, 9, 10).

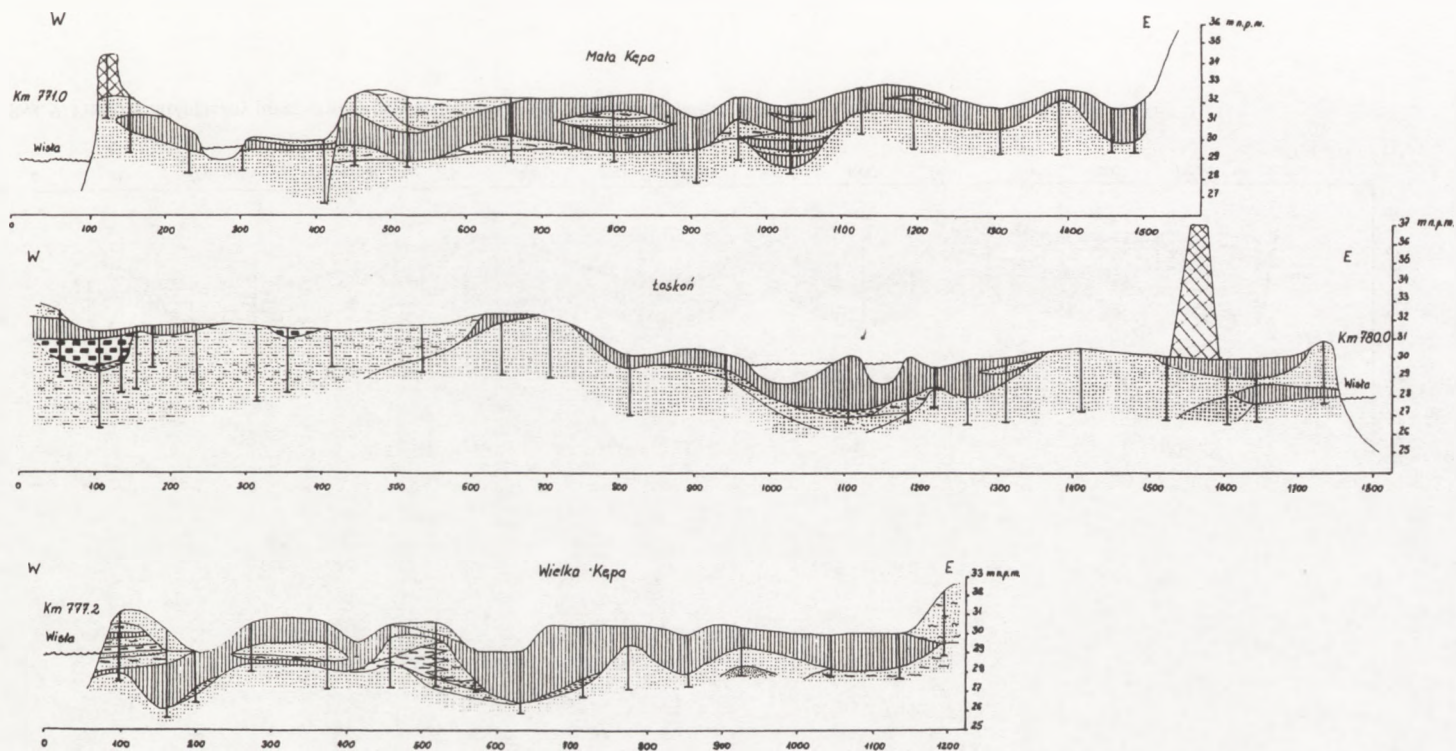
1. **Pozostałości koryt (kanałów) międzyłachowych;** tworzą zazwyczaj formy największe i najgłębsze. Od pozostałych form podłużnych obniżeń wyróżniają się tym, że zalega w nich grube wypełnienie facjami powodziowymi, wykorzystujące istniejące dawniej obniżenia pomiędzy łachami.

2. **Rozcięcia spowodowane działalnością wód powodziowych** – są to rozcięcia w obrębie wcześniej już złożonych osadów facji powodziowych. Formy te nie mają starszych założeń w obrębie niżej leżących facji korytowych. Są one o wiele mniejsze i płytsze od pozostałości koryt międzyłachowych. Rozcięcia takie (1980) opisywane były już wcześniej przez J. Karabona jako palczaste lub pojedyncze rynny erozyjne, a przez Z. Babińskiego (1992) jako kanały odprowadzające wody powodziowe. A. K. Teisseyre (1992) opisał je jako koryta równi zalewowej. W literaturze zagranicznej określa się je jako *Aurinnen* lub *floodplains channels* (W. Schirmer 1995). Uważa się, że formy takie powstają najczęściej w czasie zatorów lodowych, kiedy wody rzeczne ulegają wylaniu z zacopowanego koryta głównego i szukają na równinie zalewowej nowej trasy odpływu (J. Karabon 1980). M. Grześ (1985) zwraca uwagę, że obszary byłego zaboru pruskiego z gęsto występującymi ostrogami rzecznyymi są szczególnie podatne na powstawanie zatorów lodowych, zwłaszcza w przewężeniach równiny zalewowej. Przykład formy erozyjnej powstałej w 1924 r., wyciętej podczas zatoru lodowego, opisuje koło Ciechocinka P. Gierszewski (1991).

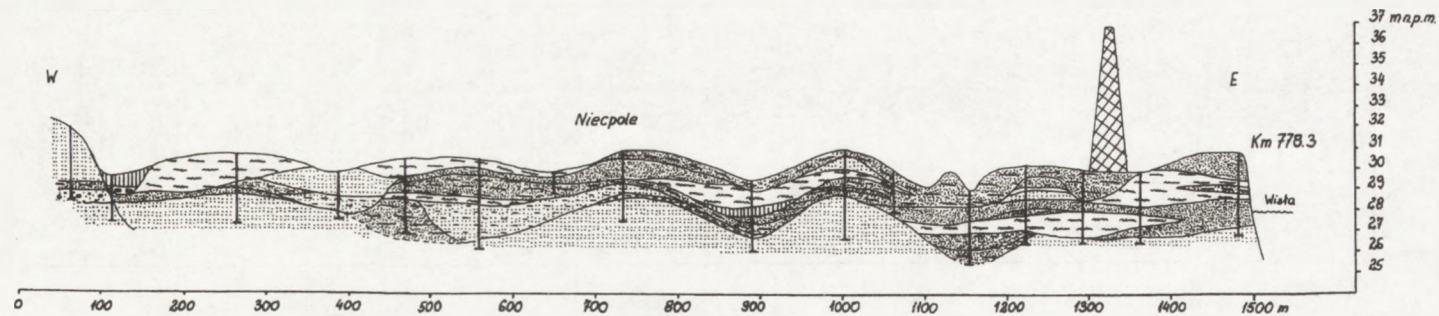
Autor przyjmuje, że są to specyficzne formy koryt krewasowych, którym nie towarzyszy znaczniejsza akumulacja glifów krewasowych. Część krewas ma charakter krewas powrotnych w rozumieniu A. K. Teisseyre (1992).

3. **Rozcięcia złożone** – są to formy, które pierwotnie były pozostałościami koryt międzyłachowych (rys. 10), ale później przemodelowane zostały przez rozcięcia wygenerowane przez wody powodziowe Wisły.

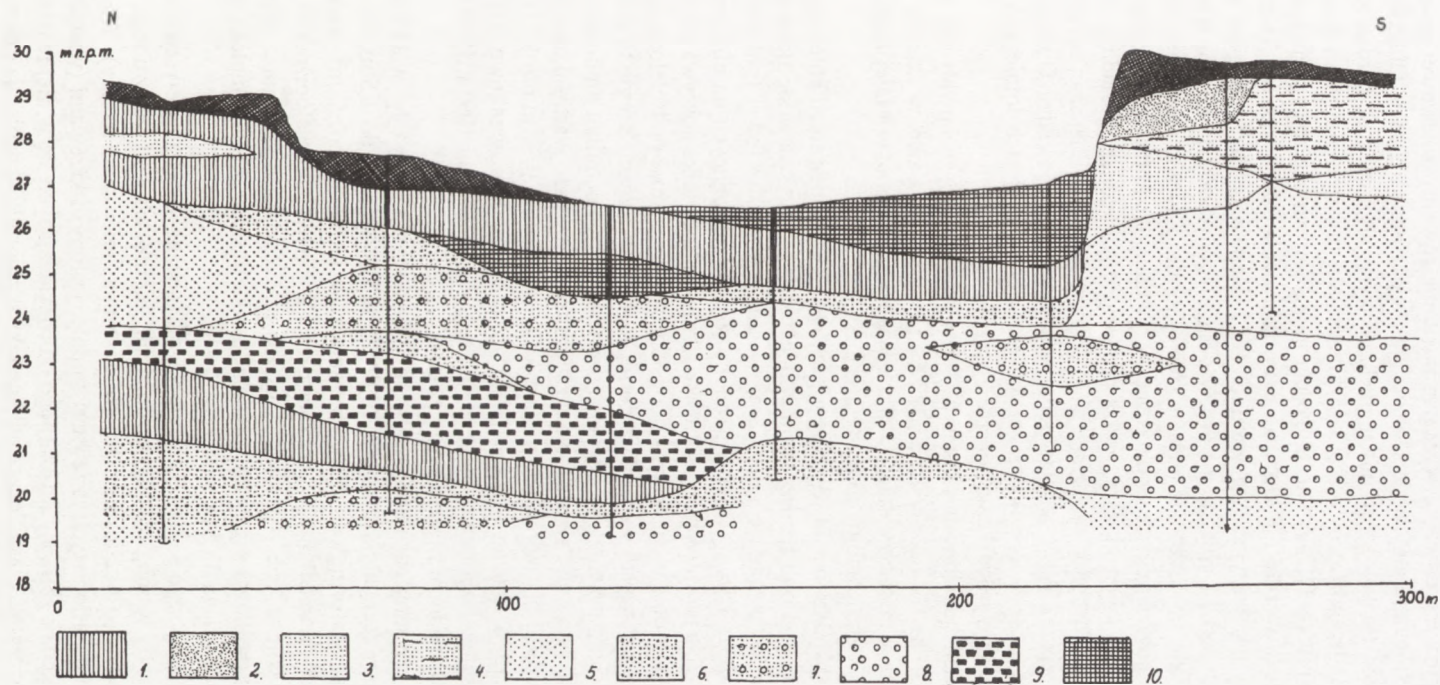
Odróżnienie poszczególnych form od siebie na podstawie samej tylko ich morfologii jest bardzo trudne, z tego też względu dla ich poprawnego skartowania należy dokonać bardzo szczegółowego rozpoznania litologicznego poprzez wykonanie licznych profili litologicznych wzdłuż form. Na mapie geomorfologicznej załączonej do opracowania wszystkie trzy rodzaje form potraktowane zostały zbiorczo.



Rys. 8. Przekrój litologiczny przez utwory powodziowe Wisły w Małej Kępie, Łaskoniu i Wielkiej Kępie. Objaśnienia jak na rys. 6



Rys. 9. Przekrój litologiczny przez utwory powodziowe Wisły w Niepolu. Objasnienia jak na rys. 6



Rys. 10. Przekrój geologiczny przez rozcięcie erozyjne założone na opuszczonym korycie międzyląkowym w Łoskoniu. Wg dokumentacji pod budowę wałów przeciwpowodziowych pod Fordonem GEOPROJEKTU Bydgoszcz, 1996.

1 – il, 2 – piasek bardzo drobny, 3 – piasek drobny, 4 – piasek drobny mułkawy, 5 – piasek średni, 6 – piasek różnoziarnisty, 7 – piasek różnoziarnisty ze żwir, 8 – żwir, 9 – torf, 10 – namuł organiczny

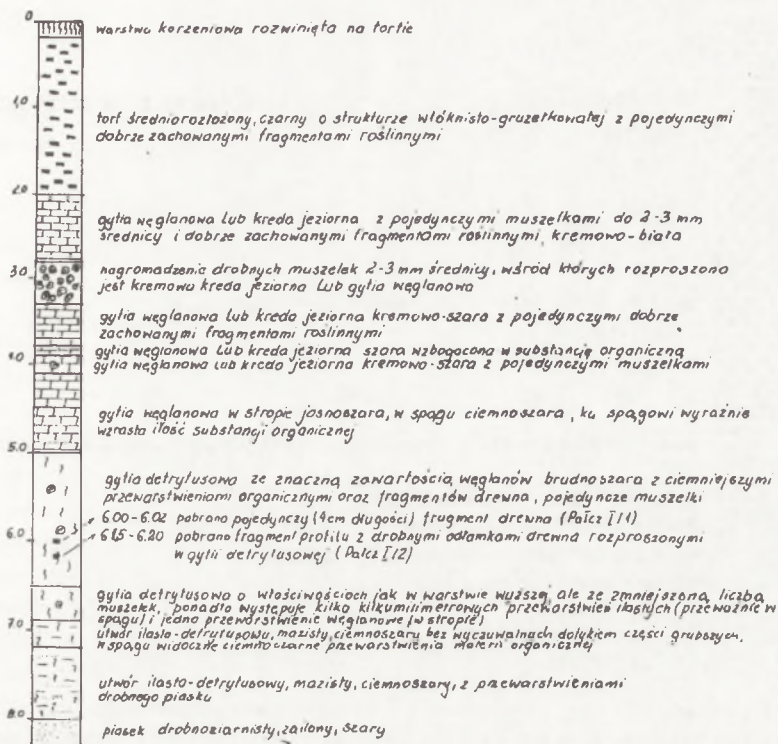
Koryta międzylachowe na wyższym poziomie równiny zalewowej unieruchomione zostały w sposób naturalny, a nie sztuczny, jak w poziomie niższym. Obserwacje rodzaju osadów wypełniających formy niepogrzebane wykazały obecność bardzo zmiennej (od kilkunastu centymetrów do blisko 3 m) miąższości utworów ilastych i ilasto-organicznych. Formy płytkie (1,5–2,5 m) długością mogą dorównywać tym głębszym, są jednak oczywiście dużo węższe i w zasadzie nie przekraczają 30–35 metrów. Tworzą z reguły pojedyncze rynny erozyjne (wg terminologii J. Karabona 1980), mogące wybiegać ze wspólnego początku i zbiegać się we wspólnym końcu. Przypominają więc kształtem postać wrzeciona, co doskonale widać po lewej stronie poziomu zalewowego w okolicach Fordonu. Z reguły najpłytsze tego rodzaju formy mają dno mułkowe, zajęte przez okresowe podmokliska; nieco głębsze, zwłaszcza w przegłębieniach posiadają do 2 metrów utworów ilastych, drobnopiaszczystych i ilasto-organicznych. Zdaje się, że rynny te wykorzystywane są przez Wisłę jedynie podczas największych powodzi. Oprócz dobrze widocznych w terenie świeżo opuszczonych rozcięć, na zdjęciach lotniczych za pomocą fototonów można wyróżnić całą generację rozcięć zasypanych.

W obszarach oddalonych od koryta Wisły szcążkowo zachowały się też ślady rozcięć o znacznej krzywiźnie. Występują one w „cieniu występów” teras wyższych w miejscowościach Pałcz i Wielka Łacha oraz w Małej Kępie. W części z nich pod utworami madowymi występują torfy.

Ciekawy charakter ma dawne koryto zachowane w pobliżu stacji kolejowej w Łęgnowie. W rzeźbie jest ono bardzo słabo widoczne. Jego zarys daje się uchwycić jedynie w przybliżeniu na podstawie zalegającej na nim pokrywy torfowej (pokrywa ta jednak „rozlewa się” poza koryto). Maksymalna miąższość zalegających na nim torfów osiąga 3,5 m (rys. 11). Na powierzchnię torfową nawiana jest niewielka pokrywa piasków eolicznych o miąższości do 1 m, nawiana z pobliskiej wydmy. Całość podścielona jest przeważnie gytą drobnodetrytusową i kredą jeziorną do 4 m miąższości. Koryto to jest częściowo pogrzebane, a jego przebieg można analizować dzięki wierceniom archiwalnym, w których występuje przewarstwienie torfu. Przyjmując najszybsze wartości akumulacji torfu i gytii detrytusowej dla tego typu środowiska (odpowiednio 0,97 mm/rok i 0,94 mm/rok wg S. Żurka 1986) można przyjąć, że forma ta powstała szacunkowo 4700 lat temu (prawdopodobnie po optimum holocenu, jak sugeruje L. Starkel 1991a, 1995). Przepuszczalnie akumulacja torfu zaczęła się 3600 lat temu.

W niektórych miejscach zachowały się ślady dawnych wałów brzegowych o przeciętnej szerokości 30 do 50 m i wysokości do 1,5 m. Są one jednak znacznie przetransformowane, często zamaskowane cienką (0,5 m) warstwą mady i w większości przypadków w znacznej części rozmyte podczas epizodów powodziowych. Zbudowane są one z drobnopiaszczystych piasków przemytych oraz mułkowatych, fragmentami z mułków i przewarstwieniami mułku ilastego. Cały kompleks osadów wałów brzegowych osiąga do 3–4 m miąższości.

W obrębie wyższego poziomu zalewowego widoczne jest charakterystyczne zróżnicowanie barwy wody w ubogich, oligotroficznym zbiornikach wodnych z ubogą gatunkowo roślinnością wodną (lobelie, turzyce, rzęsa wodna, miejscami trzciny). We względnie dużych, szczelnie osłoniętych drzewami (topole, jesiony) i krzewami (wierzby) zbiornikach woda ma kolor zbliżony do czarnego od rozkładających się w niej resztek opadłych liści drzew i krzewów. Piaski leżące na dnie takich zbiorników nabierają czarnego koloru. Natomiast w zbiornikach bliższych Wiśle i odsłoniętych woda ma kolor białawy od zawie-

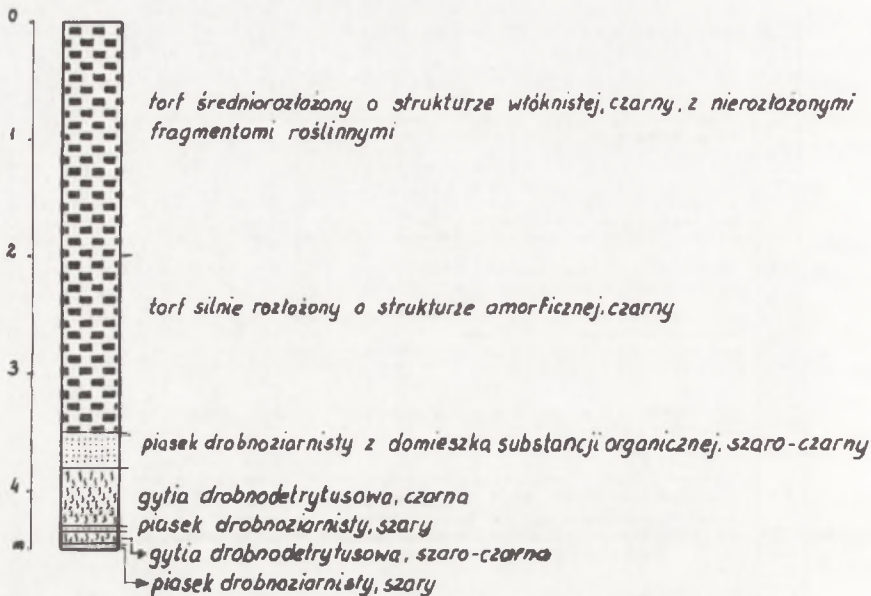


Bo m.

Rys. 11. Profil litologiczny osadów w obrębie torfowiska w Bydgoszczy Lęgowie

szonych w niej cząstek ilastych. Niektóre większe zagłębienia w wyższym poziomie zalewowym tworzą p o d m o k l i s k a zajęte przez stojącą wodę w czasie wyzówek w Wiśle. Porośnięte są one roślinnością higrofilną, ale nie ma w nich akumulacji utworów torfowych; rośliny rosną na podłożu madowym nieco bardziej wzbogaconym w próchnicę niż w wyżej położonych miejscach.

Ciekawą formą jest torfowisko w rejonie Pałcza na przedłużeniu skomplikowanego systemu rozcięć erozyjnych schodzących z krawędzi doliny. Jest to torfowisko niskie wypełnione do 3-metrowej miąższości torfem trzcinowo-olszynowym, powstałe na przecięciu stoku doliny z warstwami wodonośnymi. W wykonanym tu sondowaniu sondą tłokową Więckowskiego (rys. 12) pod torfem stwierdzono 3-metrową warstwę kredy jeziornej z 0,5-metrowym przewarstwieniem w postaci nagromadzenia drobnych muszli ślimaków. Pod nią występuje 3 m gytii drobnodetrytusowej zalegającej na piasku drobnoziarnistym. Powierzchniowe występowanie torfu nie świadczy o jego całkowitym zasięgu, bowiem torfowisko jest częściowo pogrzebane szarymi piaskami drobnymi żailonymi facji obniżek dekantacyjnych. Skład gatunkowy torfu mógłby wskazywać na wiek atlantycki lub też późniejszy (S. Żurek 1995). Dno formy wypełnione 8,5-metrową serią osadów schodzi do 22 m n.p.m. Przyjmując proponowane przez S. Żurka (1986) i wymienione wcześniej najszybsze tempo akumulacji torfu i gytii w tego rodzaju środowisku, wiek rozcięcia można oszacować na około 8000 lat, a początek akumulacji torfu na



Rys. 12. Profil litologiczny osadów w obrębie torfowiska w Łoskoniu

2300 lat. Powstanie tej formy przypadłoby więc na pierwszą holoceniową fazę znacznego zwilgotnienia klimatu między 8,0 a 8,5 tys. lat temu (L. Starkel 1991a, 1995). E. Wiśniewski (1985), datując przy pomocy metody ^{14}C osady równiny zalewowej między Wysogrodem i Płockiem, otrzymał najstarszą datę zbieżną z powyższym szacunkiem (8450 ± 150 lat).

Mówiąc o rzeźbie powyższego obszaru nie sposób nie wspomnieć o jego antropogenicznym przekształceniu. Najwyraźniejszym elementem antropogenicznym są tu wały przeciwpowodziowe, które na północ od Fordonu wznoszą się na wysokość 7–8 m powyżej przeciętnej wysokości równiny zalewowej. Jako materiału do ich budowy używano mąd leżących między Wisłą i wałem (obserwacje z wiosny i lata 1996 roku), co oczywiście przyczyniło się do zamazania pierwotnej rzeźby w pobliżu koryta rzeki. Miejscami spotyka się też niewielkie, niskie (rzędu 1,5 m), znajdujące się na wyższym poziomie zalewowym, pozostałości wałów jeszcze sprzed naszego wieku. Innymi elementami antropogenicznymi, bardzo charakterystycznymi dla równin zalewowych, są sztućne pagórki, jakie usypali rolnicy by chronić swe zabudowania przed okresowymi powodziąmi. Część z nich jest już opuszczona, a po zabudowaniach nie ma już śladu. Formami przypominającymi o bliskiej obecności wielkiego miasta są kanały ściekowe i osadniki. Ścieki przyczyniły się do degradacji i szybkiego wypełnienia obniżen przez zbiorniki wodne (zjawisko to widoczne jest w rejonie Pałcza). Roślinność nawodna uległa w nich degradacji do mat glonowych, a osady ilaste, powstałe w wyniku sedymentacji ze ścieków, mają charakterystyczny zapach mydlin. Pod nimi znajduje się często kilkunietrowa warstwa pogrzebanej pierwotnej roślinności turzycowo-trzcinowej, najczęściej na podłożu madowym.

4. Wnioski

Z analizy budowy geologicznej opisanego obszaru wynika, że miąższość osadów fluwialnych wynosi tu do 8–10 m, a średnio 5–8 m. R. Galon (1968) uważał, że maksymalne wcięcie koryta Wisły na tym obszarze nastąpiło w okresie borealnym. Szacunki oparte na podstawie szybkości akumulacji osadów organicznych w opuszczonych korytach wskazują również na okres borealny. L. Starkel (1988) jest jednak zdania, że maksymalne wcięcie w dolinie dolnej Wisły nastąpiło jeszcze przed holocenem, na co wskazują według niego osady allerödskie znalezione przez E. Drozdowskiego (1974) na terasie nadzalewowej w Basenie Grudziądzkim. Podobnego zdania jest też E. Wiśniewski (1990).

Dzisiejsza rzeźba równiny zalewowej wykazuje obecność zarówno opuszczonych, jak i pogrzebanych koryt międzyłachowych. Brak tu pozostałości meandrów, co wynika prawdopodobnie ze „skrępowania rzeki” (w sensie nadanym temu zjawisku przez E. Falkowskiego 1971). Szerokość równiny zalewowej jest o wiele za mała (wynosi zaledwie tyle, ile dwie do czterech szerokości koryta Wisły po regulacji) dla utworzenia się swobodnych meandrów (jest to wg L. Starkla (1991b) najważniejsza przyczyna braku śladów meandrowania Wisły w całym jej dolnym biegu). Jest to też najbardziej charakterystyczna cecha doliny dolnej Wisły, odróżniająca ją od środkowych odcinków rzeki z ewidentnymi pozostałościami meandrów (E. Falkowski 1971, E. Mycińska-Dowgiało 1977). Morfologia i analiza płytkiej budowy geologicznej równiny zalewowej wskazuje na istnienie przynajmniej w ciągu dwu, trzech ostatnich stuleci rzeki roztokowej z pewnymi tendencjami do anastomozowania. Z. Babiński (1992), za badaczami rosyjskimi, nazywa taki typ rzeki roztokowo-anastomozującą. Budowa geologiczna odkładanych osadów jest zbliżona do budowy charakterystycznej dla rzek roztokowej, a nie do anastomozującej której przykłady prezentują m. in. D. G. Smith i N. D. Smith 1980, B. R. Rust i A. S. Legun 1983, D. G. Smith 1983, A. K. Teisseyre 1992, T. Zieliński i K. Brodzikowski 1992. Jednak w korycie występują przez dłuższy czas łachy ustalone roślinnością. Tendencja do anastomozowania wyrażała się więc występowaniem licznych wielkich i zarośniętych roślinnością łach, rozdzielonych między sobą korytami międzyłachowymi o szerokości kilkakrotnie mniejszej od koryta głównego, w którym występował zasadniczy nurt wody. Oczywiście dziś formy te ukryte są pod pokrywą madową i na powierzchni są widoczne raczej słabo. Styl taki Wisła posiadała jeszcze w końcu XIX wieku, co widać doskonale na starych mapach archiwalnych. Poza tym w rozszerzeniach równiny zalewowej często występują dość rozległe, ale i cienkie, pogrzebane mułkami ilastymi pokłady torfu. O skłonności do anastomozowania świadczy też sam madowy charakter równiny zalewowej. W przypadku rzeki roztokowej należałoby oczekiwać raczej jej piaszczystego charakteru. Innym dowodem może być występowanie koryt krewasowych, których część po przecięciu wałów brzegowych wraca znowu do koryta rzeki, powtórnie rozcinając wał brzegowy.

Uznaje się, że powstawanie bardzo wielu zmiennych, płytkich roztok, zbliżonych do siebie głębokością i szerokością, charakterystycznych dla rzek roztokowych w przypadku (przynajmniej przed ingerencją człowieka) gęsto zarośniętej równiny zalewowej, było z pewnością bardzo utrudnione jeśli w ogóle możliwe (D. G. Smith i N. D. Smith, 1980; A. K. Teisseyre, 1992). Z tego względu obserwowany obraz morfologiczny i budowę geo-

logiczną równiny zalewowej autor przypisuje rzece roztokowej z pewnymi cechami rzeki anastomozującej.

Regulacja koryta Wisły przez ostrogi przyczyniła się do unieruchomienia części przemieszczających się łach piaszczystych i powstania nowego antropogenicznego poziomu równiny zalewowej, przy jednoczesnym wzmożeniu erozji korytowej (Z. Babiński 1984). Samo koryto zmieniło charakter z koryta z mnóstwem różnego rodzaju odsypów i sinusoidalnym przebiegiem głównego nurtu na słabo meandrujący styl fluwialny (*low meandering*, wg A. D. Mialla 1996). Znakomite przykłady wyglądu koryta Wisły na tym obszarze, zrekonstruowane ze starych map z okresu przed regulacją, zawarte są w pracach A. Tomczak (1971, 1982, 1987), L. Koca (1972) i Z. Babińskiego (1984, 1990). Wyraźnie zauważa się związek między intensywnością urzeźbienia równiny zalewowej i jej szerokością. W odcinku przełomowym, gdzie szerokość równiny jest mniejsza niż w odcinkach wyższych i niższych, urzeźbienie jest intensywniejsze, co objawia się dużą ilością form erozyjnych powstałych przeważnie w czasie zatorów lodowych.

5. Perspektywy dalszych badań

Obszar równiny zalewowej między Solcem Kujawskim i Strzelcami Dolnymi daje znakomite możliwości wydatowania wieku pogrzebanych głównych, jak również międzyłachowych koryt rzecznych oraz etapów akumulacji mad rzecznych. Dałoby to wartościowy materiał do paleogeograficznych rozważań odnośnie okresów występowania reorganizacji przebiegu koryta dolnej Wisły oraz okresów wzmożonych powodzi. Z tego względu godne polecenia byłoby dokonanie datowań ^{14}C oraz palinologicznych, by nie trzeba było, tak jak w przypadku autora, przy datowaniu form podierać się rozważaniami opartymi na szybkości narastania torfu lub gytii oraz szukania analogii z obszarami sąsiednimi. Postępowanie takie ma zawsze tylko hipotetyczny charakter.

Podziękowania

Prof. dr hab. J. Szupryczyńskiemu dziękuję za opiekę nad prowadzonymi badaniami. Dr inż. R. Dorożyńskiemu dziękuję za udostępnienie interpretoskopów w Pracowni Teledetekcji i Kartografii Instytutu Geografii UMK oraz merytoryczne wskazówki w czasie interpretacji zdjęć.

Literatura

- Babiński Z., 1984, *The effects of human activity on changes in the lower Vistula channel*, Geographia Polonica 50, s. 271–282.
- Babiński Z., 1985, *Hydrogeomorfologiczne konsekwencje regulacji dolnej Wisły*, Przegląd Geograficzny 57, 4, s. 471–486.
- Babiński Z., 1990, *Charakterystyka równiny zalewowej dolnej Wisły*, Przegląd Geograficzny 62, 1–2, s. 95–120.

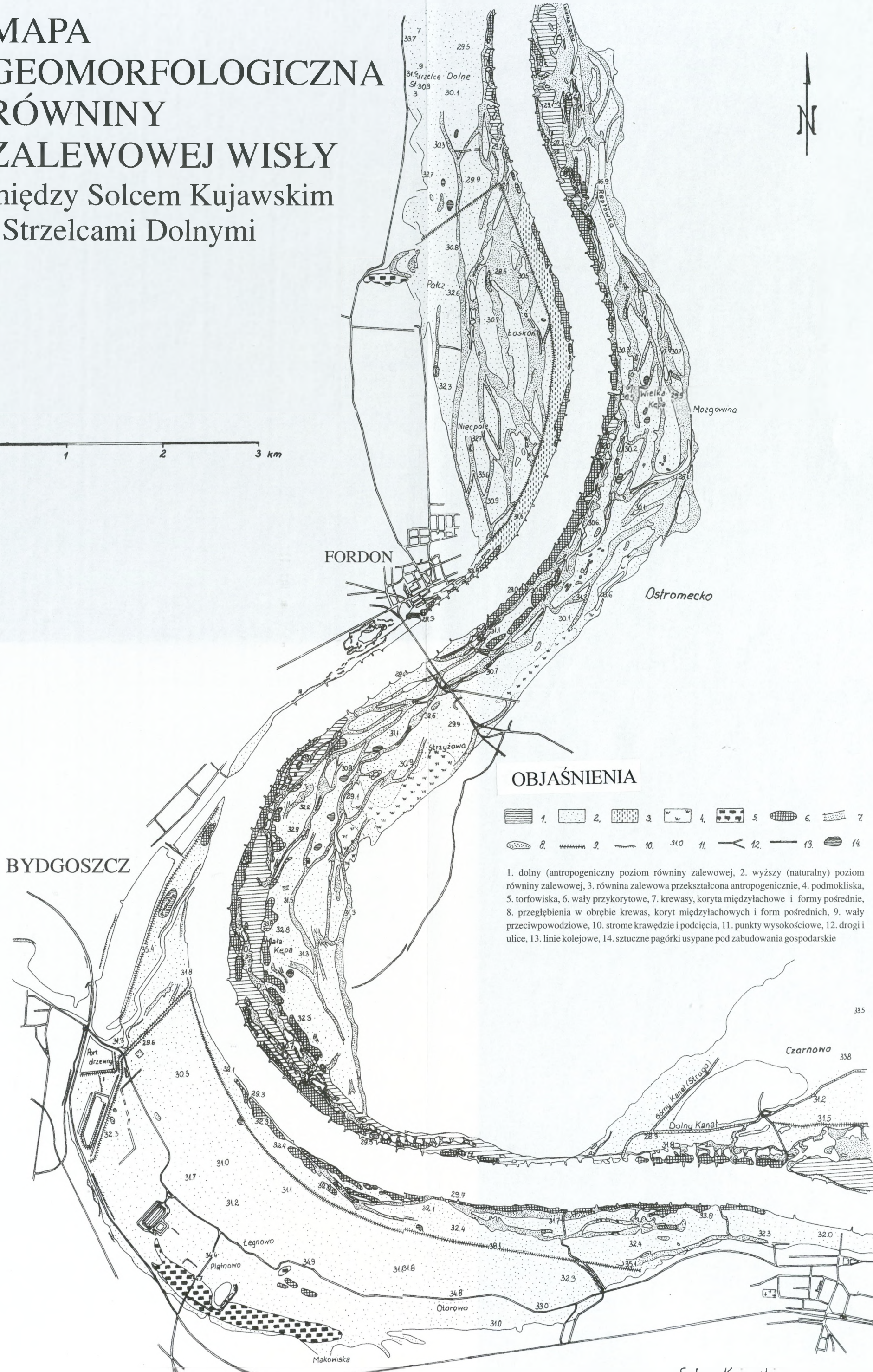
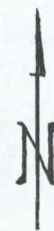
- Babiński Z., 1992, *Współczesne procesy korytowe dolnej Wisły*, Prace Geograficzne 157, Polska Akademia Nauk. Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania. Zakład Narodowy imienia Ossolińskich. Wydawnictwo Polskiej Akademii Nauk. Wrocław, Warszawa, Kraków, s. 1–171.
- Bryczyński M., 1986, *O głównych kierunkach rozwoju sieci rzecznej Nizy Polskiego w czwartorzędzie*, Przegląd Geograficzny 57, 3, s. 411–440.
- Churski Z., 1968, Mapa Geomorfologiczna Polski 1:50 000, arkusz Bydgoszcz Wschód, Instytut Geografii PAN. Toruń.
- Drozdowski E., 1974, *Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle form i osadów glacialnych*, Prace Geograficzne 104, s. 1–136.
- Drozdowski E., Berglund B. E., 1976, *Development and chronology of the lower Vistula river valley, North Poland*, Boreas 5, s. 95–107.
- Falkowski E., 1967, *Ewolucja holocenijskiej Wisły na odcinku Zawichost – Solec i inżyniersko-geologiczna prognoza jej dalszego rozwoju*, Biuletyn Instytutu Geologii 198, 4, Warszawa, s. 57–131.
- Falkowski E., 1971, *Historia i prognoza rozwoju koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski*, Biuletyn Geologiczny 12, s. 5–122.
- Falkowski E., 1980, *Problemy genezy i interpretacji ukształtowania doliny środkowej i dolnej Wisły*, Przegląd Geologiczny 6, s. 345–347.
- Falkowski E., 1990, *Morphogenetic classification of river valleys developing in formerly glaciated areas for the needs of mathematical and physical modelling in hydrotechnical projects*, Geographia Polonica 58, s. 53–67.
- Galon R., 1934, *Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla*, Badania Geograficzne Polski Północno-Zachodniej, 12–13, Poznań, s. 1–111.
- Galon R., 1968, *New facts and problems pertaining to the origin of the Noteć-Warta Pradolina and the valleys linked with it*, Przegląd Geograficzny 40, 2, s. 307–315.
- Gierszewski P., 1991, *Zatorowe deformacje poziomu zalewowego Wisły w rejonie Ciechoćzka*, Przegląd Geograficzny 43, 1–2, s. 133–141.
- Grześ M., 1985, *Problem zatorów lodowych i powodzi zatorowych na dolnej Wiśle*, Przegląd Geograficzny 57, 4, s. 499–525.
- Karabon J., 1980, *Morfogenetyczna działalność wód wezbraniowych związana z zatorami lodowymi Wisły środkowej*, Przegląd Geologiczny 9, s. 512–515.
- Knoff Cz., 1963, *Dokumentacja hydrogeologiczna w kategorii „B” ujęcia wód podziemnych z utworów czwartorzędowych w rejonie oddziału 900 Zakładów Chemicznych w Bydgoszczy*, Przedsiębiorstwo Hydrogeologiczne. Gdańsk.
- Koc L., 1972, *Zmiany koryta Wisły w XIX i XX wieku między Płockiem i Toruniem*, Przegląd Geograficzny 44, 4, s. 703–719.
- Kozłowska M., Kozłowski I., 1992, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Bydgoszcz Wschód (319)*, Państwowy Instytut Geologiczny. Warszawa, s. 1–38.
- Miall A. D., 1996, *The geology of fluvial deposits. sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*, John Wiley and Sons, Springer Verlag, Berlin – Heidelberg – New York, s. 1–582.
- Mojski J. E., 1980, *Budowa geologiczna i tendencje rozwoju doliny Wisły*, Przegląd Geologiczny 6, s. 332–333.

- Murzynowski J., Piekarski T., 1977, *Dokumentacja geologiczno-inżynierska dla założeń techniczno-ekonomicznych budowy oczyszczalni ścieków dla dzielnicy Fordon w Bydgoszczy*, GEOPROJEKT Bydgoszcz.
- 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 Vistula valley, Poland*, (w:) Gregory K. J. (red.): *River channel changes*. John Wiley & Sons, Chichester – New York – Brisbane – Toronto, s. 75–87.
- Myslińska E., 1980, *Inżyniersko-geologiczna charakterystyka mad doliny Wisły*, Przegląd Geologiczny 6, s. 348–351.
- Myslińska E., Hoffmann E., Kulesza-Wiewióra K., 1982, *Zróżnicowanie litologiczne mad w wybranych odcinkach doliny Wisły*, Przegląd Geologiczny 9, s. 474–479.
- Niewiarowski W., 1987, *Evolution of the lower Vistula valley in the Unistaw Basin and the river gap to the north of Bydgoszcz-Fordon*, Geographical Studies (Prace Geograficzne IG i PZ PAN) 4, 2, s. 233–252.
- Olszewski A., 1968, *Mapa Geomorfologiczna Polski 1:50 000, arkusz Trzeciewiec*, Instytut Geografii PAN. Toruń.
- Rust B. R., Legun A. S., 1983, *Modern anastomosing fluvial deposits in arid central Australia, and a Carboniferous analogue in New Brunswick, Canada*, (w:) J. D. Collinson & J. Lewin (red.): *Special Publication Number 6 of the International Association of Sedimentologists*, Blackwell Scientific Publications, Oxford – London – Edinburgh – Boston – Melbourne, s. 385–392.
- Schirmer W., 1995, *Valley bottoms in the Late Quaternary*, Zeitschrift für Geomorphologie. Neue Folge. Supplementenband 100, s. 27–51.
- Smith D.G., Smith N.S., 1980, *Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta*, Journal of Sedimentary Petrology, 50, 1, s. 157–164.
- Smith D.G., 1983, *Anastomosed fluvial deposits: modern examples from Western Canada*, (w:) J. D. Collinson & J. Lewin (red.): *Special Publication Number 6 of the International Association of Sedimentologists*, Blackwell Scientific Publications. Oxford – London – Edinburgh – Boston – Melbourne, s. 155–168.
- Sonntag P., 1919, *Geologie von Westpreußen*. Verlag von Gebrüder Borntraeger, Berlin, s. 1–240.
- Starkel L., 1988, *Historia dolin rzecznych w holocenie*, (w:) *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, Wszechnica Polskiej Akademii Nauk, Zakład Narodowy im. Ossolińskich, Wydawnictwo Polskiej Akademii Nauk, Wrocław – Warszawa – Kraków – Gdańsk – Łódź., s. 87–107.
- Starkel L., 1991a, *Przemiany środowiska geograficznego Polski w ostatnich osiemnastu tysiącach lat*, Czasopismo Geograficzne 62, 3, s. 167–176.
- Starkel L., 1991b, *The Vistula river valley: a case study for central Europe*, (in:) Starkel L., Gregory K. J., Thomes J. B. red.: *Temperate paleohydrology, fluvial processes in the temperate zone during the last 15 000 years*, John Wiley & Sons, s. 171–188.
- Starkel L., 1995, *Changes of river channels in Europe during the Holocene*, (w:) Gurnell A., Petts G. (red.): *Changing river channels*, John Wiley & Sons Ltd., s. 27–42.
- Teisseyre A. K., 1992, *Rzeki anastomozujące – procesy i modele sedymentacji*, Przegląd Geologiczny 4, s. 241–248.

- Tomczak A., 1971, *Kępa Bazarowa na Wiśle w Toruniu w świetle badań archeologicznych oraz archiwalnych materiałów kartograficznych*, *Studia Societatis Scientiarum Torunensis*, C 7, 6.
- Tomczak A., 1982, *The evolution of the Vistula river valley between Toruń and Solec Kujawski during the late glacial and the Holocene*, *Geographical Studies (Prace Geograficzne IG i PZ PAN)*, 1, 1, PAN, s. 108–129.
- Tomczak A., 1987, *Evolution of the Vistula valley in the Toruń basin in the later glacial and Holocene*, *Geographical Studies (Prace Geograficzne IG i PZ PAN)*, 4, 2, s. 207–231.
- Turawski M., 1970, FORDON, dokumentacja torfowiska, Wojewódzki Zarząd Wodnych Melioracji w Bydgoszczy, s. 1–25.
- Weichsel-Strom-Karte 1:5 000 (1904): Lith. Anstalt von Bogdan Gisevins, Berlin, Arkusze: 12–16.
- Wiśniewski E., 1985, *Wiek terasy zalewowej między Wyszogrodem i Płockiem*, *Przegląd Geograficzny* 57, 4, s. 553–559.
- Wiśniewski E., 1990, *The lower Vistula valley*, (w:) L. Starkel (red.): *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, Part III*, *Geographical Studies, Special Issue No. 5*. Polish Academy of Sciences. Institute of Geography and Spatial Organization, s. 141–153.
- Zieliński T., Brodzikowski K., 1992, *Anastomozujący system aluwialny w strefie krawędzi jeziora proglacialnego. Materiały I Szkoły Sedymentologicznej, Murzynowo k. Płocka, wrzesień 1992*, tom U.Ł., s. 121–141.
- Żurek S., 1995, *The development of the peat-forming processes versus the lowland relief of Poland and hydrological changes in postglacial period*, *Quaestiones Geographicae* 17/18. Adam Mickiewicz University Press, Poznań, s. 95–100.
- Żurek S., 1986, *Szybkość akumulacji torfu i gytii w profilach torfowisk i jezior Polski (na podstawie danych G14C)*, *Przegląd Geograficzny* 58, 3, s. 459–477.

MAPA GEOMORFOLOGICZNA RÓWNINY ZALEWOWEJ WISŁY między Solcem Kujawskim i Strzelcami Dolnymi

0 1 2 3 km



OBJAŚNIENIA

- | | | | | | | | | | | | | | |
|--|----|--|----|--|-----|--|-----|--|-----|--|-----|--|-----|
| | 1. | | 2. | | 3. | | 4. | | 5. | | 6. | | 7. |
| | 8. | | 9. | | 10. | | 11. | | 12. | | 13. | | 14. |

1. dolny (antropogeniczny poziom równiny zalewowej, 2. wyższy (naturalny) poziom równiny zalewowej, 3. równina zalewowa przekształcona antropogenicznie, 4. podmokliska, 5. torfowiska, 6. wały przykorytowe, 7. krewasy, koryta międzylachowe i formy pośrednie, 8. przegłębienia w obrębie krewas, koryt międzylachowych i form pośrednich, 9. wały przeciwpowodziowe, 10. strome krawędzie i podcięcia, 11. punkty wysokościowe, 12. drogi i ulice, 13. linie kolejowe, 14. sztuczne pagórki usypane pod zabudowania gospodarskie

