INFRASTRUKTURA I EKOLOGIA TERENÓW WIEJSKICH
INFRASTRUCTURE AND ECOLOGY OF RURAL AREAS

Nr 9/2010, POLSKA AKADEMIA NAUK, Oddział w Krakowie, s. 53–63
Komisja Technicznej Infrastruktury Wsi

Tomasz Falkowski, Piotr Ostrowski

RZEŹBA DOLINY PILICY POMIĘDZY INOWŁODZEM A DOMANIEWICAMI I JEJ ZWIĄZEK Z BUDOWĄ GEOLOGICZNĄ PODŁOŻA ALUWIÓW

RELIEF OF THE PILICA RIVER VALLEY BETWEEN INOWŁÓDZ AND DOMANIEWICE AND ITS RELATIONSHIP WITH THE GEOLOGICAL STRUCTURE OF ALLUVIA BASEMENT

Streszczenie

Badania przeprowadzono w dolinie Pilicy na odcinku od Inowłodza do Domaniewic. W dnie koryta stwierdzono występowanie wychodni skał budujących podłoże doliny, takich jak piaskowce krzemionkowe jury i plejstoceńskie gliny morenowe, przykryte często rezydualnym brukiem. Utwory te tworzą trudno rozmywalne progi, piętrzące wody wezbrań. Powierzchnia tarasu zalewowego w sąsiedztwie progów nosi ślady erozji i depozycji rumowiska, które w różnym stopniu zacierają ślady ewolucji rzeki w holocenie

Słowa kluczowe: dolina rzeczna, podłoże aluwiów, osady odporne na erozję

Summary

Investigations were carried out in the Pilica River valley between Inowłódz and Domaniewice. There are protrusions of the valley basement composed of Jurassic sandstones, as well as moraine deposits in the channel zone. They act as erosion resistant thresholds, resistant to the flood waters flows. The traces of the erosion and deposition of these flows exist on the floodplain surface, concealing traces of Holocene Pilica evolution.

Key words: *river valley, alluvia basement, erosion resistant deposits*

WSTĘP

Doliny rzeczne na obszarach niżowych są strefami wyjątkowymi. Z jednej strony posiadają wysoką wartość przyrodniczą i gospodarczą. Z drugiej strony są strefami charakteryzującymi się największą dynamiką współcześnie przebiegających procesów morfo- i litotwórczych. Dokumentowanie warunków geologiczno-inżynierskich dna dolin rzecznych, które zgodnie z zapisami ustawy „Prawo geologiczne i górnicze" prowadzi się zarówno dla określenia warunków posadowienia konkretnych obiektów, jak i dla potrzeb planowania przestrzennego, powinno umożliwiać nie tylko rozpoznanie budowy geologicznej analizowanej strefy, ale także sformułowanie geologiczno-inżynierskiej prognozy przebiegu procesów geodynamicznych. Świadectwem określonej dynamiki procesów przebiegających w środowisku fluwialnym, pozwalającym na odtworzenie geologicznej historii danej powierzchni jest morfologia powierzchni tarasowych. Elementy morfologii powierzchni tarasowej mogą być pomocne w identyfikacji tendencji przebiegu procesów erozji i depozycji. Wiedza taka jest niezbędna w ochronie przeciwpowodziowej, utrzymaniu budowli hydrotechnicznych, czy wskazywaniu kierunków renaturyzacji i rewitalizacji rzek.

Głównym czynnikiem warunkującym powstawanie systemu tarasów w dolinach rzecznych na Niżu Polskim były zmiany klimatyczne. Tarasy wyższe formowane były w plejstocenie przez rzeki roztokowe, przeciążone transportowanym materiałem okruchowym. Ich działalność pozostawiła na powierzchniach tarasów ciągi wąskich obniżeń różnej wielkości, współcześnie często wykorzystywane na drogę przepływu przez niewielkie cieki, stałe i okresowe. W wielu miejscach na powierzchniach tarasów wyższych morfologia dna doliny rzeki plejstoceńskiej została później zamaskowana przez procesy i formy eoliczne [Baraniecka 1982; Starkel 1996].

Zmiana reżimu hydrologicznego rzek na przełomie plejstocenu i holocenu, polegająca na wyrównaniu przepływów i zmniejszeniu podaży rumowiska, spowodowała zmianę typu rozwinięcia koryt na meandrujące i uformowanie niższych tarasów zalewowych [Falkowski 1971; Kozarski 1974]. Na powstałej w tych warunkach zazwyczaj płaskiej powierzchni równi zalewowej wyraźniej zaznaczają się jedynie sierpowate obniżenia starorzeczy oraz lokalnie również sierpowate piaszczyste i piaszczysto-pylaste wały brzegowe. Ich wysokość rzadko przekracza 1 m. Najczęściej przykryte są warstwą gliniastych mad [Myślińska 1984]. Większość elementów morfologii tarasu rzeki meandrującej jest czytelna na zdjęciach lotniczych [Szumański 1986] i satelitarnych.

Współcześnie zdecydowana większość rzek na Niżu Polskim nie posiada koryt meandrujących. Zmiany w reżimie hydrologicznym zlewni wywołane działalnością człowieka polegające na zmniejszeniu retencji zlewni poprzez wylesienia i urbanizację doprowadziły do pogłębienia się różnic pomiędzy stanami i przepływami ekstremalnymi w rzekach i przekształcenia ich koryt w roztokowe (dzikie) [Falkowski 1971; Starkel 2001].

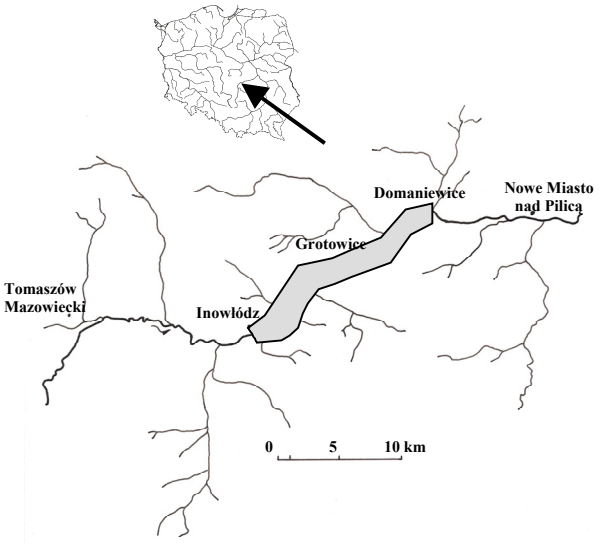
Dalsze pogłębianie się różnic pomiędzy przepływami minimalnymi i maksymalnymi obserwowane współcześnie [Ozga-Zielińska 1997] zwiększyło znaczenie przepływów maksymalnych w kształtowaniu morfologii i litologii powierzchni równi zalewowej. Jednym z mechanizmów tego procesu obserwowanym na przykład w strefach korytowych rzek na Niżu Polskim jest wzrost wpływu podłoża aluwiów na procesy erozji i depozycji wielkich wód. Jego zróżnicowana morfologicznie powierzchnia odsłaniana spod warstwy luźnych współczesnych aluwiów korytowych wpływa bowiem na koncentrację strumienia wielkich wód. Oddziaływanie to ma charakter zjawiska trwałego, jak się wydaje także o wzrastającej intensywności.

Badania, które prowadzono w ramach realizacji tematu nr 2P04E 069 29 „Znaczenie czynników morfogenetycznych w kształtowaniu różnorodności siedliskowej wybranych odcinków dolin rzek na Niżu Polskim", finansowanego przez MNiSW. Celem badań było określenie związku morfologii powierzchni tarasowej ze zróżnicowaniem budowy geologicznej strefy korytowej, a szczególnie położeniem stropu podłoża aluwiów, zbudowanego z gruntów o większej odporności na rozmywanie. Określone formy rzeźby powierzchni tarasowej służyć mogą jako element indykacyjny w przewidywaniu położenia stref intensywnej erozji, czy też depozycji podczas wezbrań.

MATERIAŁ I METODY BADAŃ

Wybrany odcinek doliny Pilicy pomiędzy Inowłodzem a Domaniewicami (rys. 1) charakteryzuje się wyraźnym zróżnicowaniem morfologicznym. Koryto rzeki nie jest na tym odcinku uregulowane. Pilica rozcina tu fragment wysoczyzny o dojrzałej, denudacyjnej rzeźbie, kształtowanej od schyłku zlodowacenia środkowopolskiego. Cokół erozyjny doliny uformowany został częściowo w piaskowcach środkowej jury, częściowo w utworach glacigenicznych [Kłoda 1993].

W ramach prac przeprowadzono analizę geomorfologiczna powierzchni tarasowej, posługując się w tym celu także zdjęciami lotniczymi. Przeprowadzono również badania powierzchni dna doliny, w tym wiercenia geologiczne, które dokumentują zarówno w powierzchnię tarasu zalewowego, jak i koryto analizowanego odcinka Pilicy. Wykonano także badania gruntoznawcze, sedymentologiczne [Falkowski, Górka 2009] i palinologiczne utworów aluwialnych.

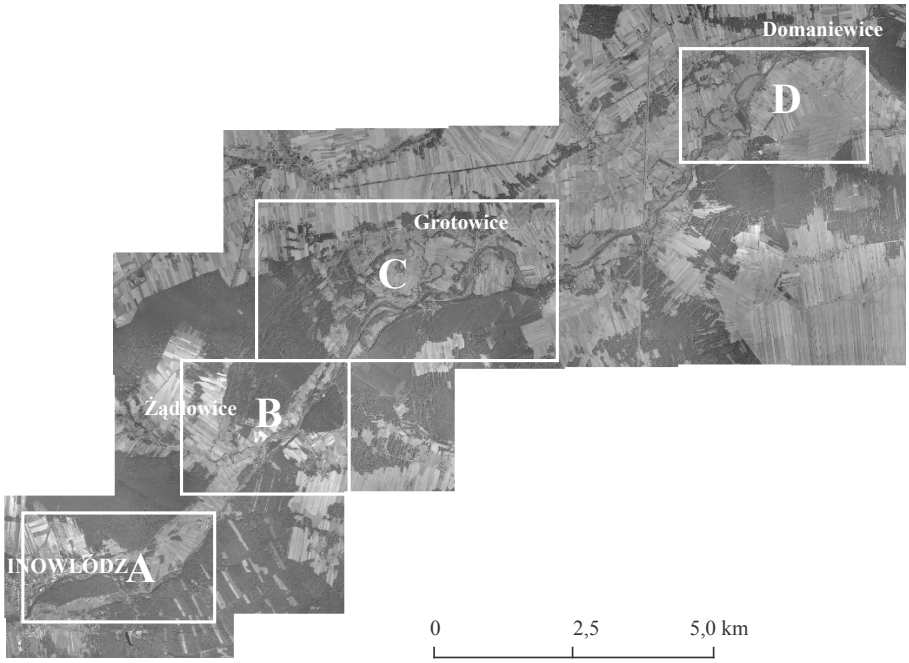


Rysunek 1. Położenie analizowanego odcinka doliny rzeki Pilicy
Figure 1. Location of the discussed Pilica River Valley Reach

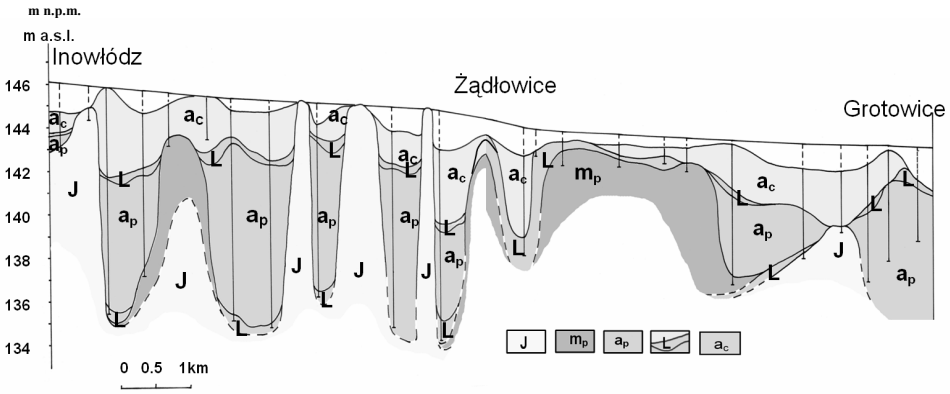
WYNIKI BADAŃ I DYSKUSJA

Analizowany odcinek doliny Pilicy składa się z dwóch morfologicznie różniących się odcinków: węższego od Inowłodza do Żadłowic o szerokości od 400 do 800 metrów oraz szerszego od Żądłowic do Domaniewic, gdzie maksymalna szerokość formy przekracza nieco 2000 metrów (rys. 2). W korycie Pilicy na tym odcinku odsłaniają się często piaskowce jurajskie, a także rezydualne bruki pochodzące z rozmycia glin zwałowych. Charakter zmian położenia stropu podłoża aluwiów na analizowanym odcinku przedstawia rysunek 3.

W powierzchni tarasu zalewowego wyróżnić można wąską, ciągnącą się wzdłuż koryta strefę tarasu współczesnego, ukształtowaną przez roztokową Pilicę oraz starszą powierzchnię uformowaną przez rzekę meandrującą. Występujące na niej ślady wędrówki meandrowych koryt, tak charakterystyczne dla takich powierzchni w dolinach rzek na Niżu Polskim są wzdłuż analizowanego odcinka doliny Pilicy bardziej, lub mniej widoczne [Falkowski 1971; Kozarski, Rotnicki 1977; Mycielska-Dowgiałło 1978]. Zostały one usunięte, bądź przykryte osadem transportowanym przez wody wezbraniowe.

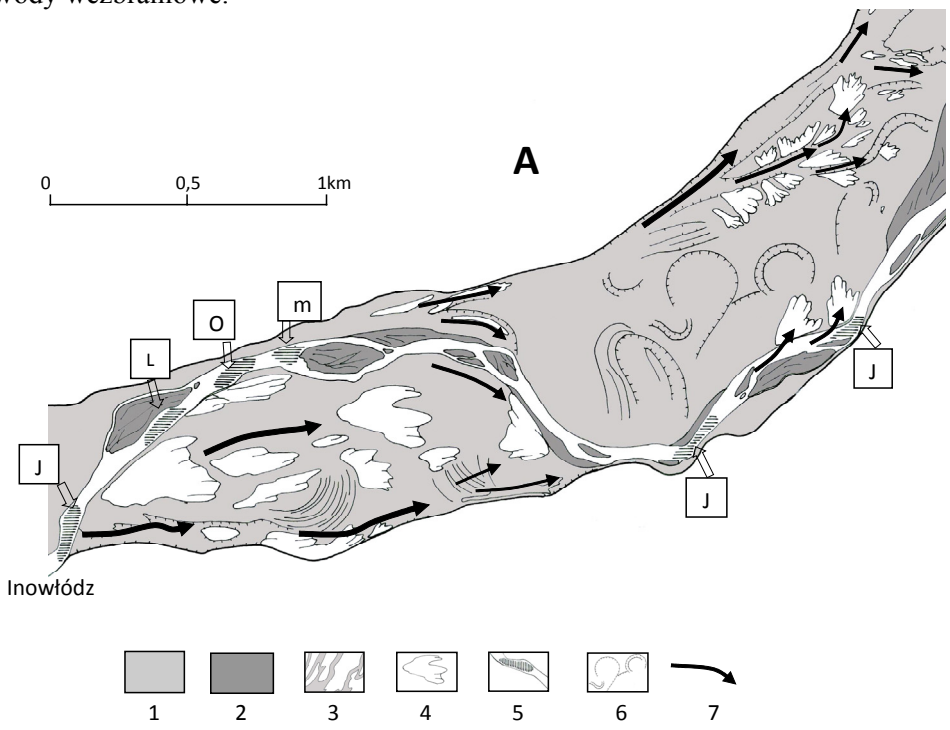


Rysunek 2. Lokalizacja analizowanych w pracy stref doliny
Figure 2. Location of the discussed valley zones



Rysunek 3. Schematyczny podłużny przekrój geologiczny koryta Pilicy na odcinku pomiędzy Inowłodzem a Grotowicami: J – piaskowce jury,
m_p – utwory morenowe plejstocenu, a_p – piaski I żwiry rzeczne plejstocenu,
a_c – piaski facji korytowej współczesnej rzeki, L – bruk residualny
Figure 3. Schematic geological longitudinal section through the Pilica River channel between Inowłódz and Grotowice: J – Jurassic sandstones,
m_p – moraine deposits (Pleistocene), a_p – alluvial sands and gravels (Pleistocene),
a_c – channel facies alluvia of contemporary river, L – residual

Odcinek Inowłódz–Żądłowice (rys. 4). Jest to strefa zwężenia tarasu zalewowego. Na około 1,5 km długości odcinku doliny poniżej Inowłodza w morfologii formy zaznaczają się rozległe piaszczyste odsypy uformowane przez przepływy wezbraniowe. Maksymalne wysokości względne tych form nie przekraczają 2,5 metra. Fragmenty powierzchni tarasu zalewowego uformowanego przez rzekę meandrującą zachowały się przy południowej granicy tarasu. Znajdują się tu także (pod skarpą tarasu wyższego) ślady erozji wywołanej przez wody wezbraniowe.

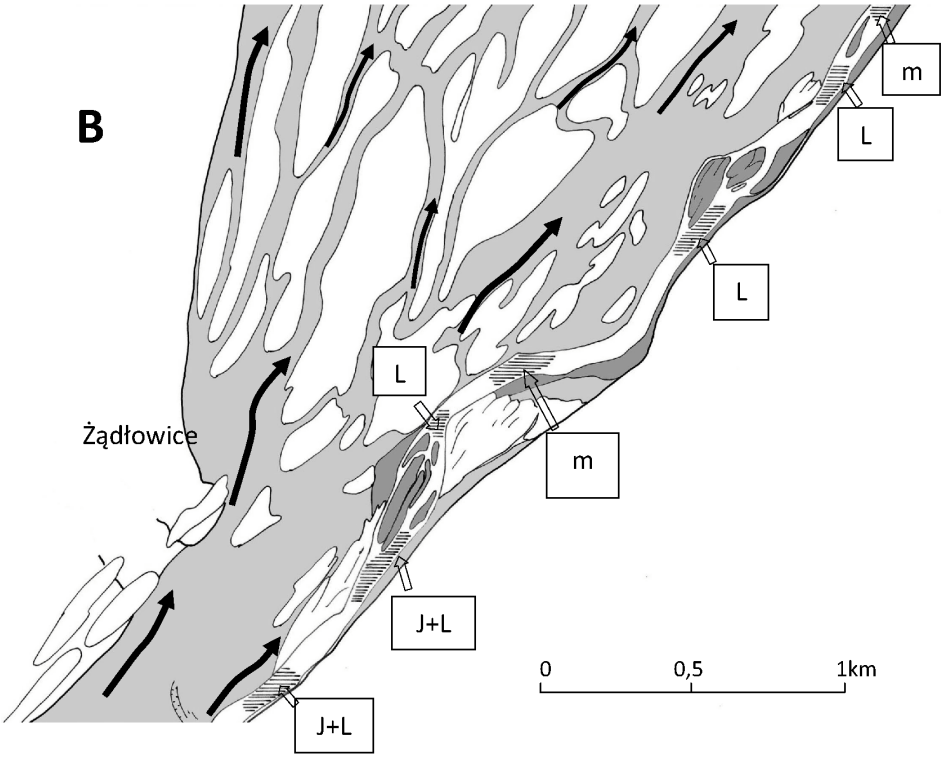


Rysunek 4. Morfologia tarasu zalewowego Pilicy poniżej Inowłodza: 1 – powierzchnia tarasu zalewowego rzeki meandrującej, 2 – taras współczesny, 3 – wielkoskalowe odsypy (rys. 5), 4 – stożki napływowe (glify krewasowe), 5 – trudno rozmywane progi w korycie: J – piaskowce jury, m – utwory morenowe, L – residualne bruki, o – osady organiczne, 6 – ślady przemieszczania się koryta, starorzecza i rynny erozyjne, 7 – kierunki przepływu wód wezbraniowych

Figure 4. Morphology of the Pilica floodplain downstream Inowłódz: 1 – floodplain of the meandering Pilica, 2 - contemporary terrace, 3 – big scale alluvial fans (fig. 5), 4 – crevasse splays, 5 – erosion-resistant thresholds in channel: J – Jurassic sandstones, m – moraine deposits, L – residual lags, o – organic deposits, 6 – channel migration, oxbow lakes traces as well as erosion troughs, 7 – direction of flood waters

Przyczyną tak dalekiego przekształcenia powierzchni tarasu są występujące w strefie współczesnego koryta wychodnie trudno rozmywalnych utworów z podłoża doliny (rys. 4). W trakcie badań terenowych w dnie koryta Pilicy, poniżej Inowłodza stwierdzono także wychodnie utworów organicznych, których wiek określono za pomocą badań palinologicznych na holocen. Prawdopodobnie wypełniały one starorzecze meandrującej Pilicy i nie zostały usunięte dzięki położeniu pomiędzy morenowym i piaskowcowym progiem.

Istniejące w NE części tego odcinka stożki napływowe – glify krewasowe są mniejsze i występują tylko w sąsiedztwie koryta Pilicy i śladów erozji wezbraniowej.

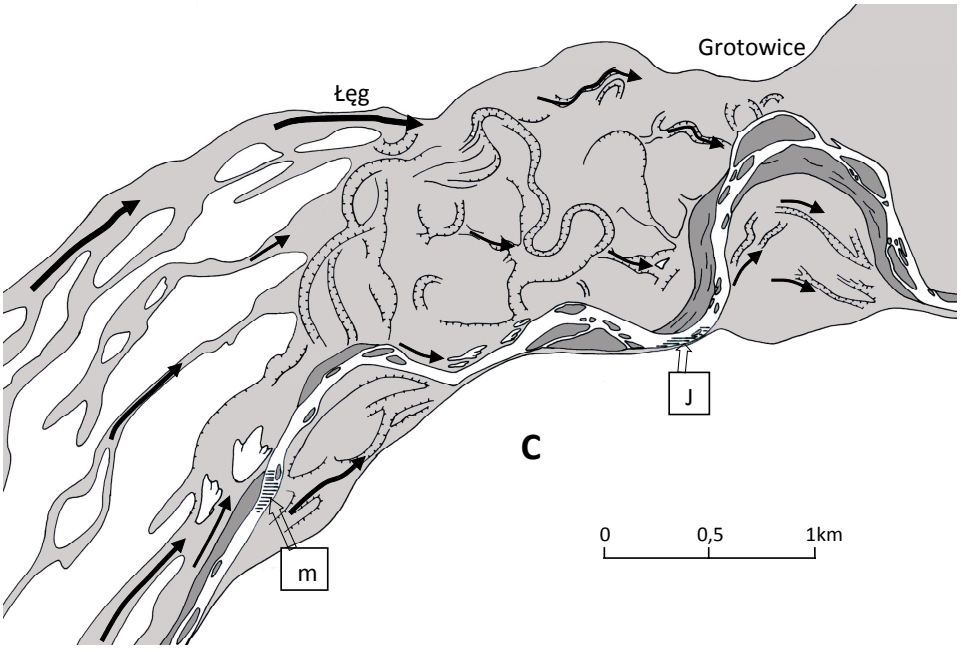


Rysunek 5. Morfologia tarasu zalewowego Pilicy w okolicach Żądłowic (objaśnienia rys. 4)
Figure 5. Morphology of the Pilica floodplain in the vicinity of Żądłowice (explanations fig. 4)

Okolice Żądłowic (rys. 5). Powierzchnia tarasu zalewowego rozszerza się tu od około 0,7 km do około 2 km. W morfologii jej lewobrzeżnej części zaznaczają się wyraźne wielkoskalowe, wydłużone odsypy piaszczyste. Cały teren

pokryty jest lasem, ale mimo to granice morfologiczne pomiędzy odsypami a kanałami międzyodsypowymi zaznaczają się wyraźnie na zdjęciach lotniczych (rys. 3.). Częściowo jest to spowodowane różnicami uwilgotnienia tych stref i związaną z nimi odmiennością zbiorowisk roślinnych. Ta ciekawa pod względem morfologicznym forma określona została jako „stożek śródolinowy" [Kłoda 1993]. Podobnie zorientowane, lecz znacznie mniejsze odsypy znajdują się na powierzchni tarasu zalewowego w sąsiedztwie współczesnego koryta Pilicy. W jego obrębie stwierdzono występowanie trudno rozmywalnych progów.

Okolice Łęgu i Grotowic (rys. 6). Jest to strefa, w obrębie której rozległe wielkoskalowe odsypy rzeki roztokowej sąsiadują z fragmentem tarasu zalewowego noszącego ślady meandrowania. Są one tu wyraźnie widoczne, chociaż w większości przypadków zostały wypełnione osadem wezbraniowym – piaskami i piaskami z przeławiceniami namułów i namułami podczas współczesnych przepływów wezbraniowych. Dowiodły tego przeprowadzone badania palinologiczne. Część koryta Pilicy na odcinku Łęg–Grotowice pozbawiona jest w zasadzie trudno rozmywalnych progów. Występują one jednak na odcinku przyległym do strefy „stożka śródolinowego".

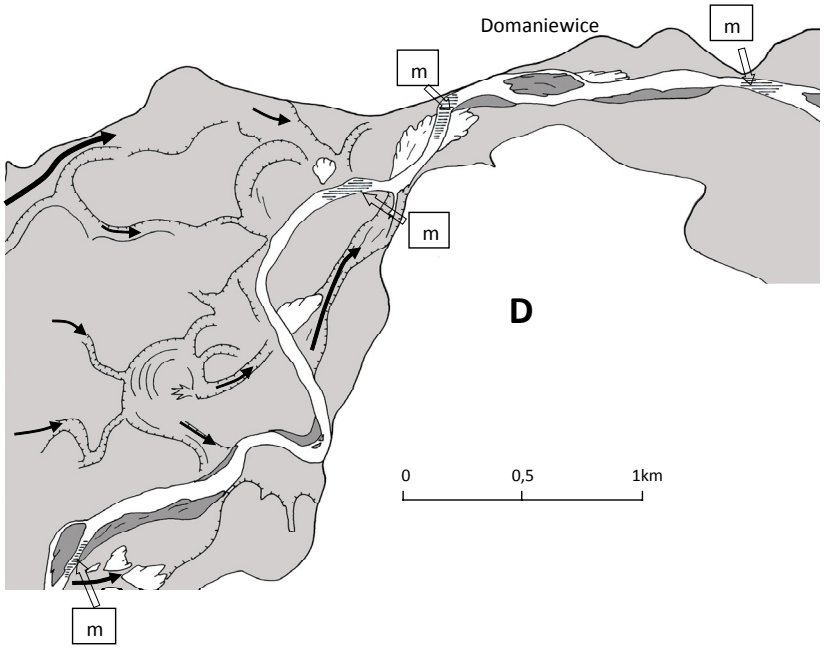


Rysunek 6. Morfologia tarasu zalewowego Pilicy w okolicach Łęgu i Grotowic (objaśnienia rys. 4)
Figure 6. Morphology of the Pilica floodplain in the vicinity of Łęg and Grotowice (explanations fig. 4)

Okolice Domaniewic (rys. 7). Rejon Domaniewic to kolejna strefa zwężenia tarasu zalewowego. Występowanie na tym odcinku w korycie trudno rozmywalnych progów jest przyczyną prawdopodobnie częstego blokowania przepływu w tym miejscu przez zatory lodowe. Związek zatorogenności odcinków rzeki z występowaniem w korycie kulminacji podłoża aluwiów zbudowanego z utworów trudno rozmywalnych stwierdzono np. w dolinie Środkowej Wisły [Falkowski, Popek 2000].

Powierzchnia tarasu zalewowego powyżej Domaniewic zawiera wyraźne ślady erozji wezbraniowej o charakterze kanałów ulgi (koryta przelewowe). Wody wezbrań na odcinku tarasu zalewowego powyżej Domaniewic wykorzystywały stosunkowo gęstą sieć śladów koryt meandrowych Pilicy. Występują tu także wyraźne, chociaż mniej liczne niż na pozostałych odcinkach stożki – glify krewasowe. Ich obecność związana jest przeważnie z występowaniem w korycie trudno rozmywanego progu.

Wody wezbrań wlewały się prawdopodobnie także na południe od Domaniewic na powierzchnię tarasu wyższego. Granica obu poziomów w tym miejscu jest całkowicie zatarta, a na powierzchni tarasu wyższego znajdują się ślady współczesnej erozji wezbraniowej.



Rysuek 7. Morfologia tarasu zalewowego Pilicy w okolicach Domaniewic (objaśnienia rys. 4)
Figure 7. Morphology of the Pilica floodplain in the vicinity of Domaniewice (explanations fig. 4)

PODSUMOWANIE

Przedstawione przykłady odcinków doliny Pilicy wskazują na duże znaczenie przepływów wezbraniowych w kształtowaniu morfologii i litologii powierzchni tarasu zalewowego współczesnych, związanych z procesem dziczenia rzeki w holocenie [Falkowski 1971].

Wielkie wody przeobraziły średnio do głębokości około 2 metrów profil osadów powierzchniowych, redeponując osady wezbraniowe. Skoncentrowane strumienie wielkich wód wycięły w powierzchni tarasu zalewowego różnej wielkości rynny erozyjne, a także przekształciły w wielu miejscach starorzecza Pilicy z okresu jej meandrowania.

Wielkie wody zdeponowały na powierzchni tarasu duże ilości osadów piaszczystych, tworzące różnej wielkości stożki napływowe i glify krewasowe. Występują one przeważnie u wylotu form erozji wezbraniowej. Specyficzną dla analizowanego odcinka formą jest zespół „mega" odsypów, występujący pomiędzy Żądłowicami i Łęgiem.

Przyczyną tak znaczącego przeobrażenia powierzchni tarasu zalewowego przez współczesną Pilicę są występujące w dnie doliny progi zbudowane z trudno rozmywalnych osadów, które blokują przepływ wód wezbraniowych, a także są strefami tworzenia się zatorów lodowych. Największe przeobrażenia morfologii doliny związane są przypuszczalnie z wezbraniami zatorowymi.

BIBLIOGRAFIA

Baraniecka M.D. *Wydmy okolic Otwocka na tle budowy geologicznej*. Biuletyn Instytutu Geologicznego 337, 1982, s. 5–32.

Falkowski E. *Historia i prognoza rozwoju układu koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski*. Biuletyn Geologiczny, tom 12, 1971, Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego, s. 5–121.

Falkowski T., Górka M. *Struktury sedymentacyjne współczesnych osadów rzecznych i ich przydatność w projektach zagospodarowania dolin na Niżu Polskim*. Nauka Przyroda Technika, Wydawnictwo Uniwersytetu Przyrodniczego w Poznaniu, dział: Melioracje i Inżynieria Środowiska, t. 3, z. 3, nr 81, 2009.

Falkowski T., Popek Z. *Zones of ice-jams formation on the Middle Vistula River reach in relation to variable of river valley morphology*. Annals of WAU, Land Reclamation No 30, 2000, s. 77–90.

Kłoda P. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski*. Arkusz Rzeczyca, PIG, 1993, s. 1–50.

Kozarski S. *Późnoglacjalne i holoceńskie zmiany w układzie koryt rzecznych niżowej części dorzecza Odry*. Krajowe Sympozjum „Rozwój den dolinnych...", Wrocław–Poznań, 1974, s. 17–19.

Kozarski S., Rotnicki K. *Valley floors and changes of river channel patterns in the North Polish Plain during the Late Wurm and Holoceneł Quaestiones Geographicae*. 4, 1977, s. 51–93.

Mycielska-Dowgiałło E. *Rozwój rzeźby fluwialnej północno–zachodniej części Kotliny Sandomierskiej w świetle badań sedymentologicznych*. Rozprawy Uniwersytetu Warszawskiego, 1978, s. 120.

Myślińska E. *Kryteria oceny inżyniersko-geologicznych właściwości mad*. Kwartalnik Geologiczny 28, 1984, s. 143–162.

Ozga-Zielińska M. O *konieczności określania dla rzek polskich maksymalnych wiarygodnych wezbrań wywołanych maksymalnymi wiarygodnymi opadami*. Forum naukowo-techniczne – POWÓDŹ 1997, IMGW, tom II, Warszawa 1997, s. 1–10.

Starkel L. *Cykle glacjalno-interglacjalne w ewolucji systemu rzecznego*. UAM ser. Geografia, 57, 1996, s. 297–305.

Starkel L. *Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś*. Monografie IGiPZ PAN, tom I, Warszawa 2001, s. 263.

Szumański A. *Postglacjalna ewolucja i mechanizm transformacji dna doliny Dolnego Sanu*. Zesz. Nauk. AGH, Geologia, t. 12, z. 1, 1986, s. 5–92.

Dr hab. Tomasz Falkowski
Mgr inż. Piotr Ostrowski
Katedra Geoinżynierii SGGW
ul. Nowoursynowska 166
02-787 Warszawa
tomasz_falkowski@sggw.pl
piotr_ostrowski@sggw.pl

Recenzent: *Prof. dr hab. Włodzimierz Parzonka*