

**STABILIZACJA EROZJI WGLĘBNEJ
I JEJ WPŁYW
NA MORFOLOGIĘ POWIERZCHNI TARASOWEJ
DOLIN RZECZNYCH NA NIŻU POLSKIM**

**Down cutting stabilisation and its influence
on the Polish Lowland river valleys morphology**

Tomasz FALKOWSKI

*Szkoła Głównna Gospodarstwa Wiejskiego,
Wydział Inżynierii i Kształtowania Środowiska, Katedra Geoinżynierii;
ul. Nowoursynowska 159, 02-776 Warszawa
e-mail: tomasz_falkowski@sggw.pl*

Treść: W dolinach rzecznych na Niżu Polskim powszechnie stwierdzanym zjawiskiem jest występowanie w strefie korytowej kulminacji podłoża aluwii zbudowanych z utworów trudno rozmywanych. Formy te pełnią rolę lokalnych baz erozyjnych i stabilizują profil podłużny koryta. Jak dowodzą badania prowadzone w dolinie Wisły środkowej, kulminacje podłoża aluwii wpływają także na działalność wód wezbraniowych. W miejscach ich występowania na powierzchni tarasu zalewowego znajdują się charakterystyczne formy erozyjne i akumulacyjne związane z przepływem wielkich wód. W obrębie analizowanego w pracy odcinka doliny Pilicy, w okolicach Inowłódza, stwierdzono występowanie trudno rozmywanych progów zbudowanych z piaskowców jurajskich, utworów morenowych i rezydualnych bruków. Blokowanie przepływu wielkich wód przez te formy było przyczyną charakterystycznego przeobrażenia powierzchni tarasu zalewowego.

Słowa kluczowe: doliny rzeczne, podłoże aluwii, grunty trudno rozmywalne, przepływy wezbraniowe

Abstract: Within the channel zone of the of Polish Lowland river valleys the protrusions of alluvial basement, composed of erosion resistant deposits occur. These forms act as erosion bases, stabilized longitudinal profile of river valley. In the Middle Vistula River valley, protrusions induce the concentration of high water flow, as well as mean waters flow. As the result of this phenomenon there are flood water erosion troughs on the surface of the flood plain, as well as high water alluvial fans. Those forms can be utilized as indicators pointing out the protrusion zones. In the analyzed Pilica River Valley reach in the vicinity of Inowłódz there are protrusions composed of Jurassic sandstones, moraine cohesive soils, as well as residual lags. Constraint of the flood waters is the reason of remodeling of upper part of Holocene alluvial plain.

Key words: river valleys, alluvial basement, erosion resistant deposits, flood waters

WSTĘP

Doliny rzeczne są na obszarach niżowych strefami, w obrębie których procesy morfo- i litotwórcze zachodzą z największą intensywnością i dynamiką. Obszary dolin rzecznych mają także duże znaczenie gospodarcze i przyrodnicze, dlatego one same, a szczególnie ich strefy korytowe, wymagają w trakcie dokumentowania warunków geologiczno-inżynierskich szczególnej precyzji. Z uwagi na dynamikę tego środowiska szczególne znaczenie ma także prawidłowe formułowanie geologiczno-inżynierskich prognoz.

Jedną z głównych cech morfologii powierzchni tarasowych, która pozwala na wydzielenie obszarów różniących się profilem litologicznym utworów powierzchniowych, jest przebieg granic zespołów odsypów budujących poziom akumulacyjny. Kształt tych granic powstających głównie w trakcie przemieszczania się koryta i widocznych na zdjęciach lotniczych jako wyraźne linie (Falkowski 1971, Szumański 1986) wskazuje na określony typ jego rozwinięcia. Z typem rozwinięcia koryta wiążą się cechy strukturalne i teksturalne deponowanego osadu (Gradziński 1973, Zieliński 1998), a także jego cechy gruntoznawcze (Myślińska 1984, Kraużlis *et al.* 2003).

Morfologia powierzchni tarasowej pozwala także na identyfikację tendencji w rozwoju współczesnych procesów fluwialnych (Falkowski 1965, 1971), także modyfikowanych oddziaływaniem budowli hydrotechnicznych (Babiński 1985, 1997). Cechy morfologii powierzchni tarasowych określać mogą także prawdopodobne zachowanie się rzeki w czasie przechodzenia fali wezbraniowej (Gębica & Sokołowski 2001, Zieliński 2000, Falkowski 2007b).

Cechą charakterystyczną dolin rzecznych na Niżu Polskim jest występowanie w podłożu aluwiiów kulminacji zbudowanych z utworów o większej odporności na erozję. Formy takie stanowią lokalne bazy erozyjne stabilizujące profil podłużny koryta i dna doliny (Falkowski 1971, 2006). Sztuczne obniżenia powierzchni progu w trakcie prac regulacyjnych czy melioracyjnych (na przykład w dolinie Nurca) (Falkowski 2006) lub w wyniku eksploatacji kruszywa (na przykład w korycie Wisły w Warszawie) (Falkowski 2006) może zainicjować proces erozji wstecznej. Kulminacje trudno rozmywanego podłoża aluwiiów mają zatem istotne znaczenie dla stabilności środowiska przyrodniczego doliny oraz bezpieczeństwa związanej z korytem infrastruktury.

Morfologia powierzchni trudno rozmywalnego podłoża aluwiiów oddziałuje na koncentrację głównego nurtu rzeki. W dnie koryta Wisły środkowej (Falkowski 2006, 2007a, b) podczas przepływu wielkich wód powierzchnia ta jest odsłaniana. W miejscach tych koncentruje się także nurt rzeki po opadnięciu fali wezbraniowej, kiedy wyboje te są wypełniane luźnymi aluwiami. Zjawisko takiej „pamięci koryta” (Falkowski 2006) jest cechą rzek roztokowych – dzikich, na przykład współczesnej Wisły środkowej (Falkowski 1967, Starkeł 2001).

Jak wykazały wiercenia wykonane w strefie korytowej Wisły środkowej oraz badania echosondażowe, które prowadzono przy różnych stanach rzeki (Falkowski 2006), kulminacje podłoża aluwiiów wpływają nie tylko na morfologię koryta, ale także na morfologię powierzchni tarasowej. O występowaniu trudno rozmywanego progu świadczą różnego kształ-

tu formy powstające w wyniku gwałtownego przerwania naturalnych wałów brzegowych, lub wałów przeciwpowodziowych. Jak stwierdzono na odcinku doliny Wisły pomiędzy Kozienicami a górą Kalwarią (Falkowski 2007a, b) koncentracja nurtu wywołana obecnością kulminacji podłoża aluwiiów jest przyczyną powstawania (i odnawiania w czasie kolejnych wezbrań) na powierzchni tarasu wydłużonych, erozyjnych rynien. Jeżeli strefa taka jest przegrodzona wałem przeciwpowodziowym, to jest on tu w czasie wezbrań systematycznie niszczone. Uszkodzenia powtarzają się nawet w takich miejscach, gdzie przebieg regulowanego koryta (koryta średniej wody) jest dla budowli bezpieczny. Zjawisko to jest główną przyczyną niszczenia wałów przeciwpowodziowych w rejonie ujścia Okrzejki (kilometr 428–429), w okolicach Magnuszewa (kilometr 439) (Falkowski 2007b), a także w rejonie Góry Kalwarii (kilometr 471–472) (Falkowski 2007a).

Erozyjną formą wymodelowaną przez przepływy wezbraniowe jest w Warszawie wydłużone obniżenie, w którym znajdują się Jezioro Gołławskie i Jezioro Kamionkowskie. Ujście tej rynny – „kanału ulgi” znajduje się w rejonie Portu Praskiego. Na odcinku koryta Wisły wzdłuż tej strefy występuje kulminacja podłoża aluwiiów, która jest częścią większej strefy ciągnącej się od Siekierki do Burakowa (Falkowski 2006). W obrębie tej strefy, w przekroju mostu Syreny (w korycie) pod warstwą żwirów i otoczków o przeciętnej miąższości 1 m występują ility pstry plicenu (Falkowski 2006). Na warszawskim odcinku doliny Wisły istnieje wiele śladów erozji wód wezbraniowych (np. Jezioro Powsinkowskie, Jezioro Wilanowskie). Powstanie tych form wiąże Gąsiorowski (2005) z okresami zwiększonej intensywności powodzi.

Charakterystycznymi formami akumulacyjnymi na powierzchni tarasu zalewowego, występującymi w strefach kulminacji podłoża aluwiiów, są stożki napływowe znajdujące się zazwyczaj u wylotu wcześniej wspomnianych erozyjnych rynien. Formy takie opisywał Zieliński (2000) w dolinie Nysy Kłodzkiej, a także Gębica & Sokołowski (2001) w dolinie górnej Wisły. Stożki napływowe zbudowane z palczaste ułożonych wałów piaszczystych wiązał Karabon (1980) z przepływem wód Wisły w czasie wezbrań zatorowych. Odcinki koryta, w których występują kulminacje trudno rozmywanego podłoża aluwiiów, są także strefami zatorogennymi (Falkowski & Popek 2000).

CEL I METODYKA BADAŃ

Badania prowadzone były w ramach projektu finansowanego przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego (Projekt nr 2 P04E 069 29). Objęto nimi odcinek doliny Pilicy od Inowłódza do miejscowości Myślakowice (Fig. 1). Ich celem było ustalenie związku pomiędzy morfologią powierzchni dna doliny kształtowanej przez współczesne procesy fluwialne a budową geologiczną strefy korytowej. Dolinę Pilicy na tym odcinku uznano za reprezentatywną dla tej części Nizy Polskiego. W ramach badań prowadzono wiercenia w korycie, kartowanie geologiczne dna doliny, analizy struktur sedimentacyjnych współczesnych aluwiiów odsłaniających się w „zerwach” brzegowych, a także badania echosondowe koryta Pilicy.

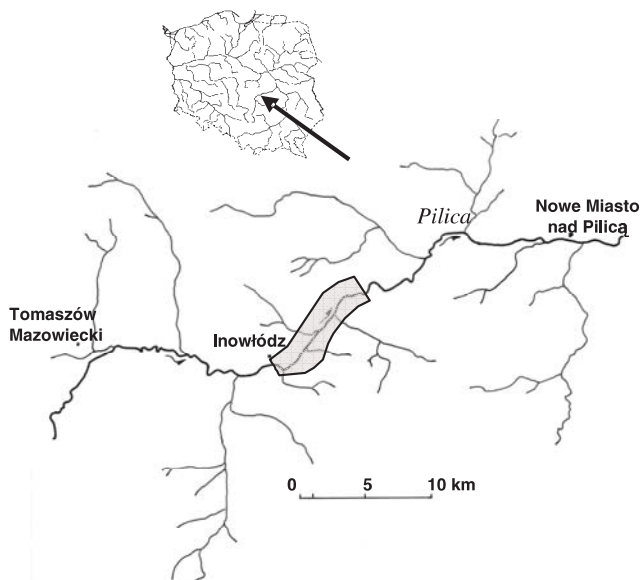


Fig. 1. Położenie analizowanego odcinka doliny Pilicy

Fig. 1. Location of the analyzed reach of the Pilica River Valley

WYNIKI BADAŃ

W obrębie analizowanego odcinka doliny Pilicy wydzielić można dwa odmienne pod względem budowy geologicznej i układu jednostek geomorfologicznych odcinki. Od Inowłódza do Żądłowic (około 5 km długości, Fig. 2) dolina ma charakter przełomowy. Jej szerokość wynosi od 0.5 do 1 km. Cokół erozyjny uformowany został w piaskowcach środkowej Jury (bajos) (Kłoda 1993). Osady te odsłaniają się w krawędziach wysoczyzny, a także w dnie koryta. Wykonane w korycie wiercenia wykazały, że deniwelacje powierzchni stropowej tych utworów osiągają tu 10 metrów. Wyboje pomiędzy kulminacjami zbudowanymi z piaskowców wypełnione są piaskami i żwirami. W ich spągu występują przeważnie bruki składające się z otoczków miejscowych piaskowców oraz z otoczków skandynawskich skał krystalicznych. Głębokość przeróbki współczesnej Pilicy podkreślona warstwą żwirów i otoczków sięga 4 metrów poniżej poziomu średniej wody (Fig. 3, 4).

Poniżej Żądłowic dolina się rozszerza. Szerokość tarasu holocenijskiego osiąga tu blisko 2 km (Fig. 2). W podłożu aluwów na tym odcinku stwierdzano głównie gliny zwałowe. Obok nich występują także piaskowce (Fig. 4–6). Powierzchni stropowej utworów morenowych dochodzą do 6 m. Rezydualne bruki występują ponad stropem skał jurajskich, ponad warstwą utworów morenowych, a także w spągu serii aluwów korytowych z okresu zlodowacenia północnopolskiego (Kłoda 1993), które na powierzchni budują taras nadzalewowy doliny Pilicy. Także na tym odcinku rzeki żwiry i otoczki tworzą w korycie wyraźne progi. Trudno rozmywane progi tworzą na analizowanym odcinku także wychodne łąki i pyłów jeziornych (interglacjalnych?), a także wychodne skomprimowanych torfów (!).

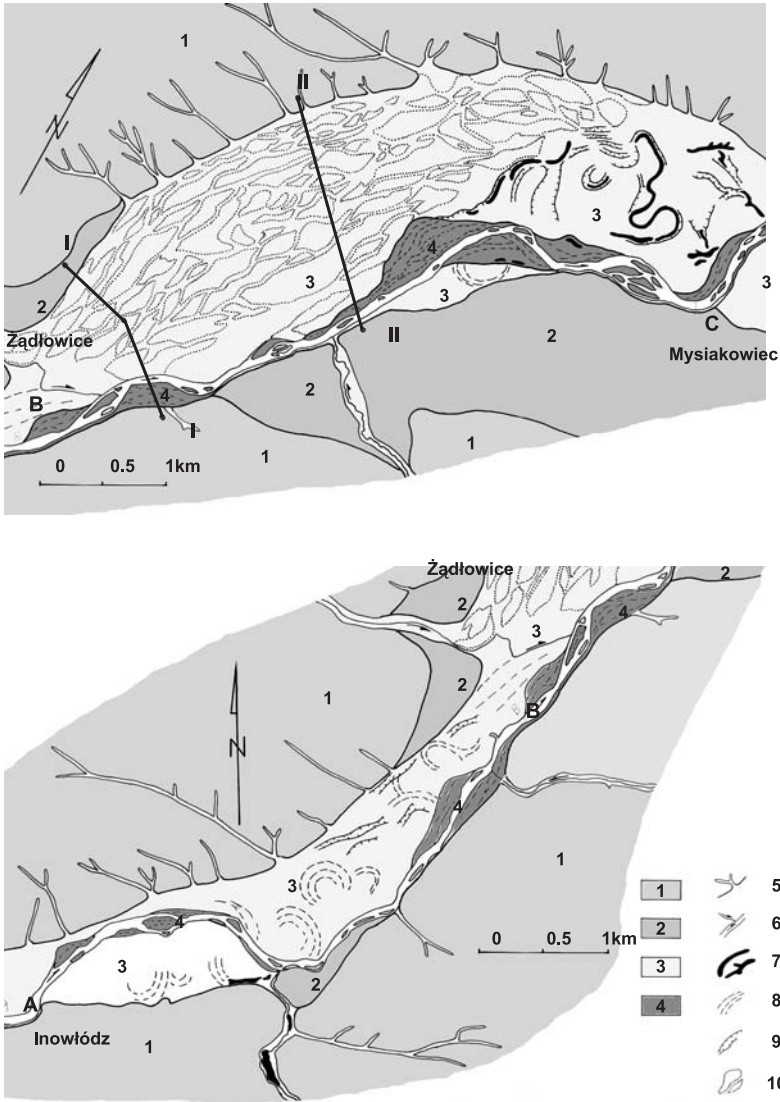


Fig. 2. Szkic fotointerpretacyjny analizowanego fragmentu doliny Pilicy: 1 – wysoczyzna, 2 – taras plejstoceniński, 3 – taras zalewowy wyższy, 4 – taras zalewowy niższy (współczesny), 5 – dolinki erozyjne, 6 – koryto Pilicy i jej dopływów, 7 – starorzecza i rynny erozyjne wypełnione wodą, 8 – granice odsypów, 9 – krawędzie erozyjne na powierzchni tarasu zalewowego, 10 – ślady roztokowych koryt na powierzchni tarasu zalewowego; A–B, B–C – przekroje podłużne koryta (Fig. 3, 4), I–I, II–II – przekroje poprzeczne (Fig. 5, 6)

Fig. 2. Air photography sketch of the analyzed Pilica River Valley reach: 1 – upland, Pleistocene alluvial plain, 3 – upper floodplain, 4 – floodplain, 5 – erosion valleys, 6 – Pilica channel and tributaries, 7 – oxbow lakes and erosion troughs filled with water, 8 – deposition bars limits, 9 – erosion edges on the floodplain, 10 – braided channel traces; A–B, B–C – longitudinal channel cross-sections (Figs 3, 4), I–I, II–II – transverse cross-sections (Figs 5, 6)

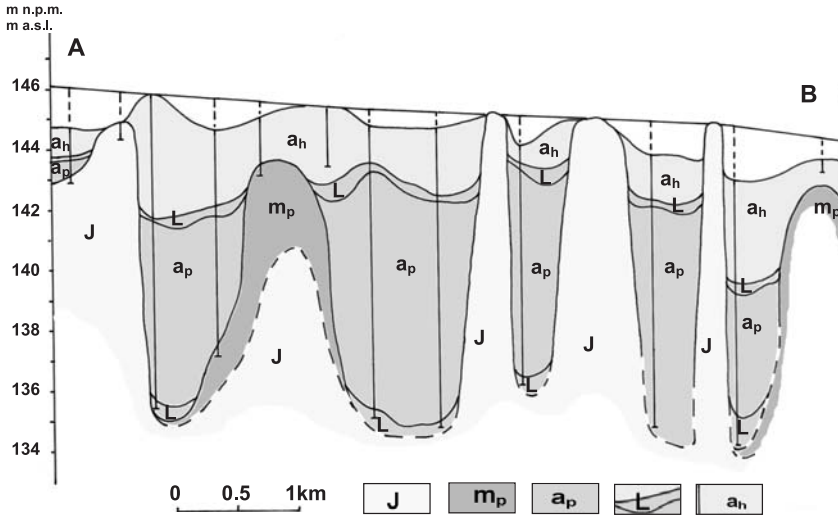


Fig. 3. Przekrój geologiczny A–B wzdłuż biegu koryta Pilicy (lokalizacja Fig. 2): J – Jura, piaskowce, m_p – gliny zwałowe, a_p – piaski i żwiry tarasu wyższego (plejstocenijskiego), L – żwiry i otoczaki (bruk), a_h – piaski korytowe i mady tarasu zalewowego (holocen)

Fig. 3. Geological cross-section A–B along the Pilica River channel (location Fig. 2): J – Jurassic sandstones, m_p – boulder clays, a_p – alluvial sands of the upper (Pleistocene) terrace, L – gravels and boulders of the residual lags, a_h – channel sands and flood muds of the Holocene terrace (floodplain)

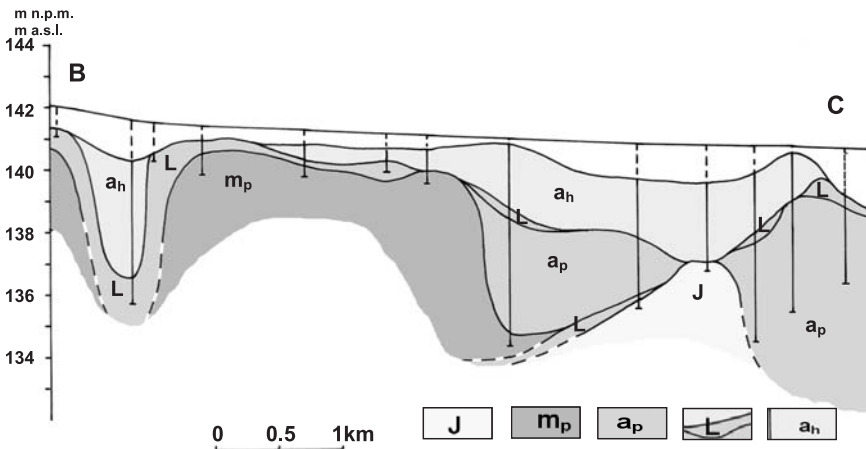


Fig. 4. Przekrój geologiczny B–C wzdłuż biegu koryta Pilicy (lokalizacja Fig. 2): J – Jura, piaskowce, m_p – gliny zwałowe, a_p – piaski i żwiry tarasu wyższego (plejstocenijskiego), L – żwiry i otoczaki (bruk), a_h – piaski korytowe i mady tarasu zalewowego (holocen)

Fig. 4. Geological cross-section B–C along the Pilica River channel (location Fig. 2): J – Jurassic sandstones, m_p – boulder clays, a_p – alluvial sands of the upper (Pleistocene) terrace, L – gravels and boulders of the residual lags, a_h – channel sands and flood muds of the Holocene terrace (floodplain)

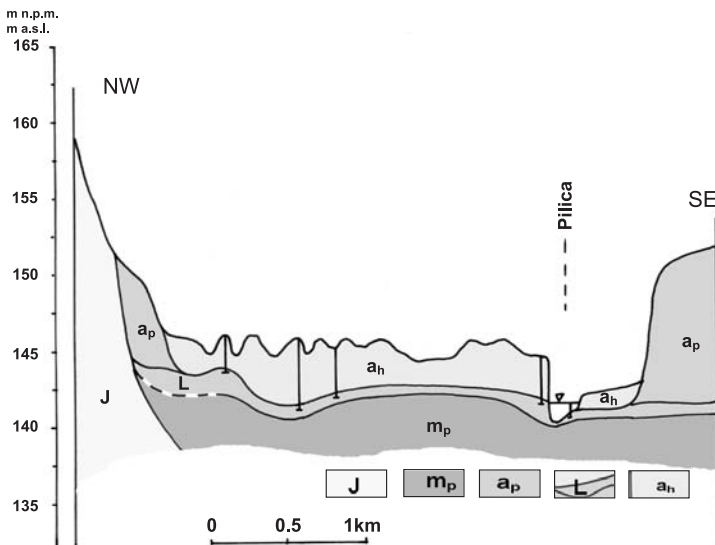


Fig. 5. Przekrój geologiczny I-I (lokalizacja Fig. 2): J – Jura, piaskowce, m_p – gliny żwałowe, a_p – piaski i żwiry tarasu wyższego (plejstocenijskiego), L – żwiry i otoczaki (bruk), a_h – piaski korytowe i mady tarasu zalewowego (holocen)

Fig. 5. Geological cross-section I-I (location Fig. 2): J – Jurassic sandstones, m_p – boulder clays, a_p – alluvial sands of the upper (Pleistocene) terrace, L – gravels and boulders of the residual lags, a_h – channel sands and flood muds of the Holocene terrace (floodplain)

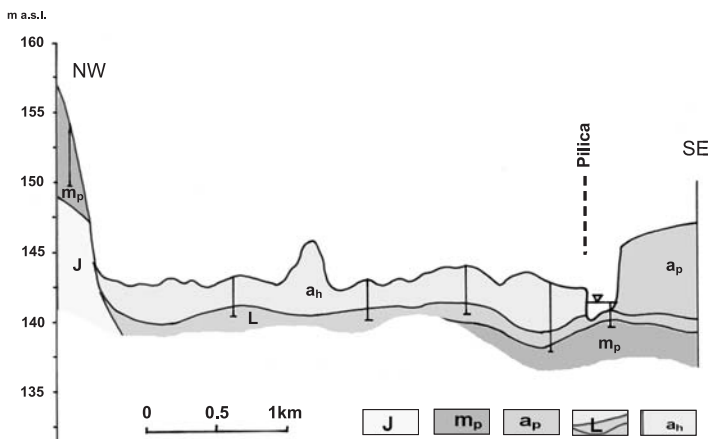


Fig. 6. Przekrój geologiczny II-II (lokalizacja Fig. 2): J – Jura, piaskowce, m_p – gliny żwałowe, a_p – piaski i żwiry tarasu wyższego (plejstocenijskiego), L – żwiry i otoczaki (bruk) a_h – piaski korytowe i mady tarasu zalewowego (holocen)

Fig. 6. Geological cross-section II-II (location Fig. 2): J – Jurassic sandstones, m_p – boulder clays, a_p – alluvial sands of the upper (Pleistocene) terrace, L – gravels and boulders of the residual lags, a_h – channel sands and flood mud of the Holocene terrace (floodplain)

Na analizowanym odcinku doliny Pilicy z budową strefy korytowej koresponduje morfologia powierzchni tarasowej. Na odcinku przełomowym przebieg współczesnego koryta determinowany jest ukształtowaniem powierzchni stropowej piaskowców jurajskich. Taras współczesny rzeki roztokowej (dzikiej) to w zasadzie wąski pas strefy korytowej Pilicy. Jego powierzchnia wznosi się na wysokość 0.3–1.4 m nad poziom rzeki (Kłoda 1993). Nieco wyższy (1.6–2.4 m nad poziom rzeki) (Kłoda 1993) poziom tarasu holocenińskiego uformowany został przez rzekę meandrującą. Na jego powierzchni ślady meandrowania (obserwowane na zdjęciach lotniczych) są jednak rzadkie i słabo widoczne. Wyraźnym elementem morfologii tej powierzchni są za to obniżenia powstałe w wyniku erozji wód wezbraniowych. Wiercenia wykonane na powierzchni tego tarasu, a także obserwacje profilu litologicznego odsłaniające się w brzegach koryta wykazują, że powierzchnia uformowana w etapie meandrowania Pilicy została pogrzebana przez piaszczysto-pylaste osady współczesnych przepływów wezbraniowych. Płytke położenie stropu podłoża aluwiiów – piaskowców jurajskich oraz warstwy rezydualnej leżącej na powierzchni starszych aluwiiów (Fig. 3) w czasie wezbrań uniemożliwia rzece powiększenie przekroju poprzez zwiększenie głębokości przeróbki współczesnych osadów korytowych.

Na analizowanym odcinku doliny poniżej Żądłowic skala przeobrażenia powierzchni tarasowej przez współczesne wezbrania jest znacznie większa. Ograniczenie możliwości dostosowywania przekroju koryta wielkich wód przez kulminacje podłoża aluwiiów zbudowanego tu głównie z utworów morenowych przykrytych rezydualnym brukiem (Fig. 4–6) jest przyczyną uformowania na powierzchni tarasu rozległej strefy nazwanej przez Kłodę (1993) stożkiem śróddolinnym. Powierzchnia tej formy (przeobrażona przez przepływy wezbraniowe) zbudowana jest głównie z piasków, które budują skomplikowany układ wielu koryt roztokowych (Fig. 2). W ich podłożu przeciętnie na głębokości 2–3 metrów stwierdzano warstwę bruku wykształconego głównie na osadach morenowych (Fig. 5, 6). Obszar ten ze względu na występowanie cennych pod względem przyrodniczym siedlisk mokradłowych jest objęty ochroną jako Rezerwat Żądłowice.

W NW części tego odcinka, w okolicach miejscowości Myślakowice, ślady koryt roztokowych są rzadkie. Na powierzchni tarasu zalewowego widoczne są na zdjęciach lotniczych ślady meandrowania oraz rynny erozyjne przepływów wezbraniowych (Fig. 2). W strefie tej zwiększa się także szerokość tarasu współczesnego. Większa jest tu także przeciętna miąższość współczesnych aluwiiów.

PODSUMOWANIE

Jak dowodzą przytoczone we wstępie przykłady, a także wyniki badań doliny Pilicy, kulminacje podłoża aluwiiów – formy powszechnie występujące w dolinach rzecznych na Niżu Polskim – mają istotne znaczenie dla morfologicznej i litologicznej różnorodności powierzchni tarasu holocenińskiego. Oddziałują one na koncentrację głównego nurtu, dlatego powinny być poszukiwane w trakcie dokumentowania warunków geologiczno-inżynierskich odcinków dolin, a szczególnie ich stref korytowych. Wpływ kulminacji podłoża na przebieg współczesnych procesów korytowych powinien być uwzględniany w trakcie konstruowania geologiczno-inżynierskich prognoz. Wygodnym sposobem typowania odcinków dolin pod kątem możliwości występowania takich form jest analiza morfologii powierzchni tarasowej.

LITERATURA

- Babiński Z., 1985. Hydromorfologiczne konsekwencje regulacji dolnej Wisły. *Przegląd Geograficzny*, 57, 4, 471–486.
- Babiński Z., 1997. *Procesy erozyjno-akumulacyjne poniżej stopnia wodnego Włocławek, ich konsekwencje i wpływ na morfodynamikę planowanego zbiornika Nieszawa*. Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Toruń, 1–46.
- Falkowski E., 1967. Ewolucja holocenijskiej Wisły na odcinku Zawichost – Solec i inżyniersko-geologiczna prognoza jej dalszego rozwoju. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 198, 4, 57–148.
- Falkowski E., 1971. Historia i prognoza rozwoju układu koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski. *Biuletyn Geologiczny*, 12, Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego, 5–121.
- Falkowski T., 2006. *Naturalne czynniki stabilizujące wybrane odcinki strefy korytowej Wisły środkowej*. Wydawnictwo SGGW, Warszawa, 1–128.
- Falkowski T., 2007a. Alluvial bottom geology inferred as a factor controlling channel flow along the Middle Vistula River, Poland. *Geological Quarterly*, 51, 1, 91–102.
- Falkowski T., 2007b. The application of geomorphological analysis of the Vistula River, Poland in the evaluating of the safety of regulation structures. *Acta Geologica Polonica*, 57, 3, 377–390.
- Falkowski T. & Popok Z., 2000. Zones of ice-jams formation on the Middle Vistula River reach in relation to variable of river valley morphology. *Annals of WAU, Land Reclamation*, 30, 77–90.
- Gąsiorowski M., 2005. *Historia starorzeczy Wisły w okolicach Warszawy*. ING PAN, Warszawa (praca doktorska).
- Gębica P. & Sokołowski T., 2001. Sedimentological interpretation of crevasse splays formed during the extreme 1997 flood in the upper Vistula River Valley (south Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 71, 53–62.
- Gradziński R., 1973. Wyróżnianie i klasyfikacja kopalnych osadów rzecznych. *Postępy Nauk Geologicznych*, 5, 57–112.
- Karabon J., 1980. Morfogenetyczna działalność wód wezbraniowych związana z zatorami lodowymi w dolinie Wisły środkowej. *Przegląd Geologiczny*, 9, 512–515.
- Kłoda P., 1993. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski, arkusz Rzeczyca*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 1–50.
- Krauzlis K., Laskowski K. & Wójcik E., 2003. Variability of Engineering geological parameters in flood facies sediments. *Geological Quarterly*, 47, 63–68.
- Myślińska E., 1984. Kryteria oceny inżyniersko-geologicznych właściwości mad. *Kwartalnik Geologiczny*, 28, 143–162.
- Starkel L., 2001. Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś. *Monografie IGiPZ PAN*, 1, 1–263.
- Szumański A., 1986. Postglacialna ewolucja i mechanizm transformacji dna doliny Dolnego Sanu. *Zeszyty Naukowe AGH, Geologia*, 12, 1, 5–92.

- Zieliński T., 1998. Litofacyjna identyfikacja osadów rzecznych. W: Mycielska-Dowgiałło E., *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa, 193–260.
- Zieliński T., 2000. Sedymentologiczne skutki powodzi 1997 i 1998 roku w dorzeczu górnej Nysy Kłodzkiej. W: Ostaficzuk S., *Dynamiczna ocena i prognoza geologicznych zagrożeń wywołanych powodzią, na przykładzie Nysy Kłodzkiej, górnej Soły i górnego Sanu – Solinki*, Wydawnictwo Instytutu Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN, Kraków, 105–136.

Summary

Within the channel zone of the of Polish Lowland river valleys the protrusions of alluvial basement, composed of erosion resistant deposits occur. Representative example of this phenomenon is Middle Vistula River Valley. Over 20 protrusions zones had been detected in this 250 km long valley reach. These forms act as erosion bases, stabilized longitudinal profile of river valley. Protrusions induce the concentration of high water flow, as well as middle waters flow. As the result of this phenomenon there are flood water erosion troughs on the surface of the flood plain, as well as high water alluvial fans. In the analyzed Pilica River Valley reach (Fig. 1) in the vicinity of Inowłódz there are protrusions composed of Jurassic sandstones, moraine cohesive soils, as well as residual lags (Figs 3–6). Constraint of the flood waters caused by protrusions is the reason of upper part of Holocene alluvial plain remodeling. Between Inowłódz and Żądłowice in the gorge Pilica reach Holocene meandering river alluvial plain is remodeled by contemporary flood flows (Fig. 2). Downstream of the Żądłowice food flow sculptured braided channel system on the meandering river flood plain. Further, downstream Myślakowice protrusion influences on the valley bottom morphology are poorly visible.

Existence of the alluvial basement protrusion is essential for the contemporary fluvial processes. Flood waters erosion troughs, as well as depositional fans can be utilized as their indicators.