

Różnicowanie warunków przepływu wód współczesnych równi zalewowych na Niżu Polskim na przykładzie doliny środkowej Wisły

Tomasz Falkowski¹

Differentiation of groundwater flow conditions in the floodplain areas of the Polish Lowland on the example of the Middle Vistula Valley. Prz. Geol., 63: 710–714.

Abstract. Differentiation of groundwater flow conditions within the floodplains of the river valleys in the Polish Lowlands may result from polygenesis of their valleys sections, as well as from the evolution of river systems, which lasts from the end of the Pleistocene. The investigations, which were carried out in the middle Vistula valley showed that important factor for differentiation of groundwater flow conditions within the floodplain could be also the influence of the basement of contemporary alluvia. In the sections where it forms morphological protrusions, the basement affects the flood waters flow which transforms upper part of floodplain lithological profile.

Keywords: floodplain, alluvial aquifer, alluvia basement protrusions

W regionalnych schematach krążenia wód podziemnych doliny rzeczne są uznawane za kolektory drenujące struktury wodonośne rozcinanych wysoczyzn. Obraz ten odpowiada funkcji, jaką powierza się dolinom rzecznych w klasycznych schematach krążenia wód podziemnych w zlewni (Freeze & Whitherspoon, 1967). W przypadku analizy warunków krążenia wód podziemnych w obrębie poszczególnych odcinków dolin/równi zalewowych stosowanie tego schematu bywa ograniczone. Przyczyną tego jest często odmienna od klasycznych modeli (Davies, 1899) ich budowa geologiczna. Na obszarze Niżu Polskiego wynika ona najczęściej z poligenyzy odcinków dolin (Falkowski, 1995, 1999, 2002).

Zróżnicowanie warunków krążenia wód podziemnych w obrębie dna dolin rzecznych na Niżu Polskim jest związane także z ewolucją systemów tych rzek, przebiegającą od schyłku plejstocenu do dzisiaj (Falkowski, 1967, 1971; Kozarski & Rotnicki, 1977; Mycielska-Dowgiałło, 1978; Starkel, 1983). W większości dolin w obrębie równi zalewowej wykształciły się dwie strefy różniące się typem profilu litologicznego i warunkami hydrogeologicznymi. Pierwsza, ukształtowana przez rzekę meandrującą, jest pokryta warstwą gliniastych mad o miąższościach w przypadku Wisły środkowej dochodzących do 7 m. Druga to strefa tarasu współczesnego (subboreał, subatlantyk), utworzonego przez rzekę roztokową („dziką”; Falkowski, 1971). Forma ta charakteryzuje się większą różnorodnością litologii i struktur sedymentacyjnych, z których jest zbudowana (Falkowski, 1967; Szumański, 1986), co wynika z dużego zróżnicowania wielkości i dynamiki przepływów w czasie jej tworzenia. W profilu utworów facji wezbraniowej współczesnych „dzikich” rzek większą część stanowią utwory mało spoiste i niespoiste (Myślińska, 1984), o wyższej w porównaniu z gliniastymi madami wodoprzepuszczalności. Jak dowodzą doświadczenia powodzi pojawiających się w dolinach rzek na obszarze Niżu Polskiego od końca lat 90. ub. wieku, różnice pomiędzy przepływami ekstremalnymi w rzekach Niżu Polskiego nadal powiększają się (Ozga-Zielińska, 1997). Czynnikiem, który wzmocnił ten proces, poza antropopresją i zmianami

klimatycznymi (Knox, 2000), jest ograniczenie zasięgu przepływów wezbraniowych do strefy międzywała systemem wałów przeciwpowodziowych (Kołodziejczyk, 2005). Erozja i depozycja wezbraniowa na powierzchni równi zalewowej mają obecnie znacznie większą dynamikę, ponieważ w obrębie międzywała przebiegają one w warunkach wyższych stanów, a na obszarze zawała pojawiają się gwałtownie po awariach obwałowań (Wierzbicki i in., 2013).

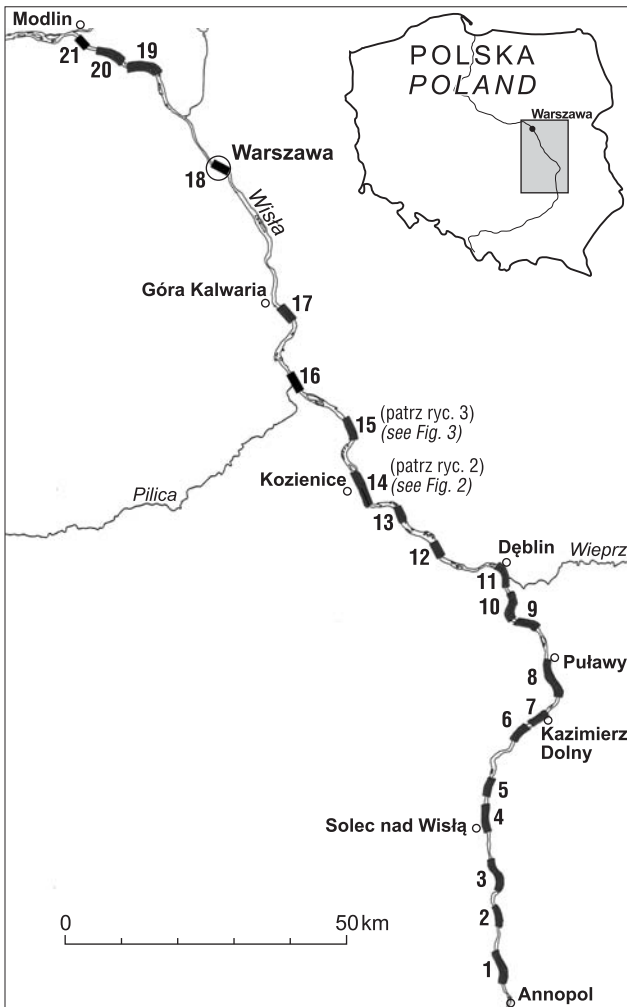
Celem prac, które prowadzono w dolinie środkowej Wisły, było określenie znaczenia współczesnych procesów fluwialnych w kształtowaniu się (ewolucji) warunków krążenia wód podziemnych w obrębie równi zalewowej. Określenie zróżnicowania pola filtracji wód podziemnych w holocenijskich strukturach aluwialnych może mieć znaczenie dla warunków zagospodarowania tych stref, szczególnie w kontekście bezpieczeństwa powodziowego (przesiąki, awarie wałów przeciwpowodziowych w wyniku erozji wewnętrznej, przebiegającej w podłożu budowlu).

MATERIAŁ I METODY

Do badań wybrano odcinek doliny środkowej Wisły. Na wstępie założono, że dalsze różnicowanie litologii obszaru równi zalewowej, składającej się z części uformowanej przez rzekę meandrującą oraz części tworzonej współcześnie przez rzekę „dziką”, może zachodzić w strefach koncentracji erozyjnej i depozycyjnej działalności wód wezbraniowych. W trakcie badań wstępnych poszukiwano na powierzchni równi zalewowej zespołów śladów takiej erozji. Podstawowym materiałem były zdjęcia lotnicze (czarno-białe panchromatyczne) oraz wysokorozdzielcze zobrazowania satelitarne (NRG, RGB). Na odcinku środkowej Wisły od Annapola do Modlina wytypowano w ten sposób do dalszych badań 21 odcinków o przeciętnej długości około 5 km (ryc. 1).

Założono także, że koncentracja śladów erozji wezbraniowej może być związana ze specyfiką budowy geologicznej strefy korytowej, dlatego w następnym etapie

¹ Katedra Geoinżynierii, Wydział Budownictwa i Inżynierii Środowiska, Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego w Warszawie, ul. Nowoursynowska 159, 02-776 Warszawa; tomasz_falkowski@sggw.pl.



Ryc. 1. Rozmieszczenie analizowanych stref, w których stwierdzono występowanie kulminacji trudno rozmywalnego podłoża współczesnych aluwii

Fig. 1. Distribution of the studied zones where protrusions of alluvial basement built up with erosion-resistant deposits were detected

badania w wytypowanych strefach przeprowadzono wiercenia w korycie. Wiercenia rozmieszczano w przekrojach poprzecznych oddalonych od siebie o 1 km. W obrębie przekroju odległości między wierceniami wynosiły około 100–200 m. Prace wykonywano zestawem do wierceń ręcznych firmy Eijkelkamp, używając łodzi pneumatycznych. Lokalizację punktów określano za pomocą odbiornika kodowego DGPS. Wiercenia wykonywano także na powierzchni równi zalewowej. Punkty badawcze i granice form rzeźby równi zalewowej były lokalizowane w terenie z wykorzystywaniem odbiorników kodowych DGPS.

W celu określenia układu nurtu wielkich wód i jego trwałości w czasie w wyznaczonych odcinkach przeprowadzono badania echosondażowe. W badaniach wykorzystywano echosondę sprzężoną z odbiornikiem kodowym DGPS. Zestaw zamontowany na łodzi motorowej umożliwiał rejestrację położenia punktu pomiarowego oraz głębokość koryta z częstotliwością: jeden pomiar co 3 sekundy. Rzędne zwierciadła wody w korycie określano za pomocą zestawu GPS RTK, a także klasycznej niwelacji. Interpolacja wyników echosondażu była prowadzona w pro-

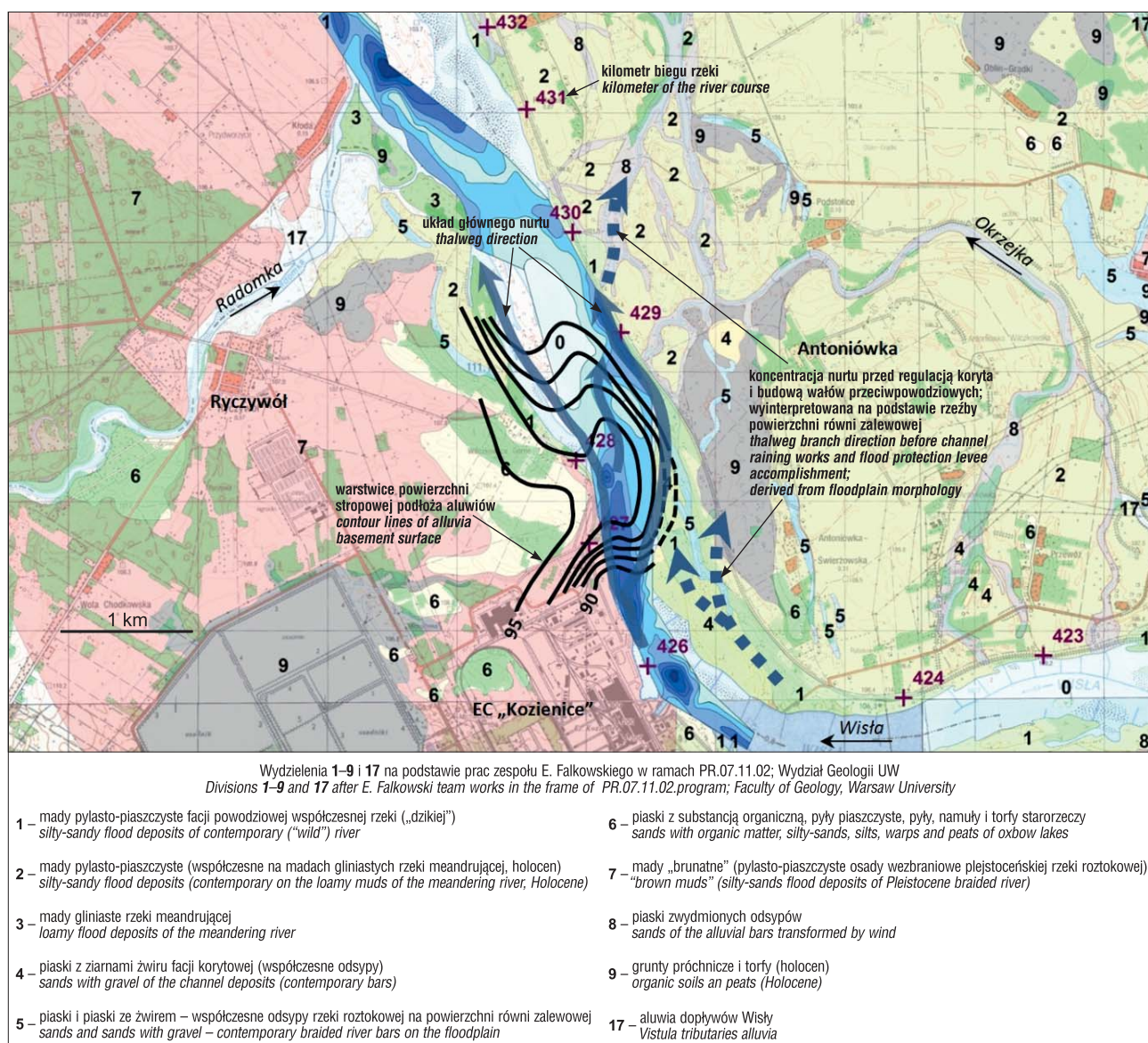
gramie Surfer. Wyniki badań archiwizowano w bazie danych GIS.

WYNIKI I DYSKUSJA

Przeprowadzone badania pozwoliły na stwierdzenie występowania w 21 odcinkach koryta środkowej Wisły stref (ryc. 1), w których podłoża współczesnych aluwii tworzy morfologiczne kulminacje. W ich obszarze strop podłoża aluwii występował na głębokości do ok. 7 m poniżej poziomu średniej wody. Poza kulminacjami spąg aluwii stwierdzano na głębokości ponad 10 m (Falkowski, 2006). Na odcinku małopolskiego przełomu rzeki powierzchnie kulminacji podłoża aluwii budują skały mezozoiczne i ich gliniaste zwietrzliny (Falkowski, 2006). Na pozostałym obszarze w podłożu aluwii stwierdzano przeważnie spójne osady neogenu oraz spójne i gruboziarniste osady plejstocenu. Ich powierzchnia w zdecydowanej większości przypadków jest przykryta rezydualnym brukiem.

Powierzchnia podłoża współczesnych aluwii jest odsłaniana w dnie koryta w czasie wezbrań. Jej morfologia oddziałuje wtedy na układ głównego nurtu wielkich wód, kierując ich strumień na powierzchnię równi zalewowej zawsze w tych samych miejscach (Falkowski, 2007). Przeprowadzone w warunkach przepływu wielkich wód echosondażowe badania morfologii koryta wykazały zgodność układu głównego nurtu z ukształtowaniem powierzchni stropu podłoża współczesnych aluwii (ryc. 2). Jest on zgodny także z rozmieszczeniem form erozji i depozycji wezbraniowej na powierzchni równi zalewowej (Falkowski, 2007). Przed wybudowaniem wałów przeciwpowodziowych wody wezbrań przepływały po powierzchni równi zalewowej także ciągami wydłużonych starorzeczy. Znajdujące się na trasie przepływu formy były stopniowo zasypywane, jednocześnie z usuwaniem często słabo przepuszczalnych namulów i torfów (Falkowska & Falkowski, 2014). U wylotu erozyjnych rynien przepływów wód wezbraniowych (krewas) znajdują się zazwyczaj rozległe strefy depozycyjne o typie gliców krewasowych. Genezę takich form z rejonu Magnuszewa Karabon (1980) wiązał z wezbraniem zatorowymi. Podobne formy, jednak powstałe w czasie awarii wałów przeciwpowodziowych, opisywali w dolinie górnej Wisły Gębica i Sokołowski (2001) oraz w dolinie Nysy Kłodzkiej – Zieliński (2000).

Przepływy wezbraniowe „dzikiej”, roztkowej Wisły zniszczyły w wielu miejscach równi zalewowej serię gliniastych mad z okresu meandrowania, deponując na powierzchni erozyjnej warstwowane pyły, piaski pylaste, gliny pylaste oraz piaszczyste namuły (Falkowski, 2006; Falkowska & Falkowski, 2015) (ryc. 3). Strefy występowania erozyjnych rynien przepływów wezbraniowych, które powstały jeszcze przed budową wałów przeciwpowodziowych, są obecnie miejscami powtarzających się awarii tych budowli (Falkowski, 2007). Awarii takie powstają głównie w efekcie erozji wewnętrznej przebiegającej w podłożu wału (Plichta, 2012; Wierzbicki i in., 2013). Sprzyja jej zróżnicowanie przewodności hydraulicznej osadów budujących proksymalną część równi zalewowej oraz występujące w nich znacznie większe niż przed wybudowaniem wałów przeciwpowodziowych gra-



Ryc. 2. Związek układu nurtu w korycie Wisły (stan wysoki) z ukształtowaniem powierzchni podłoża aluwialnego w rejonie ujścia Radomki (odcinek nr 14 na ryc. 1) (wg Falkowskiego, 2006; uzupełnione)

Fig. 2. Relationship between Vistula thalweg directions (high stage) and the morphology of the alluvia substrate in the vicinity of the mouth of the Radomka River (reach number 14 in Fig. 1) (according to Falkowski, 2006; supplemented)

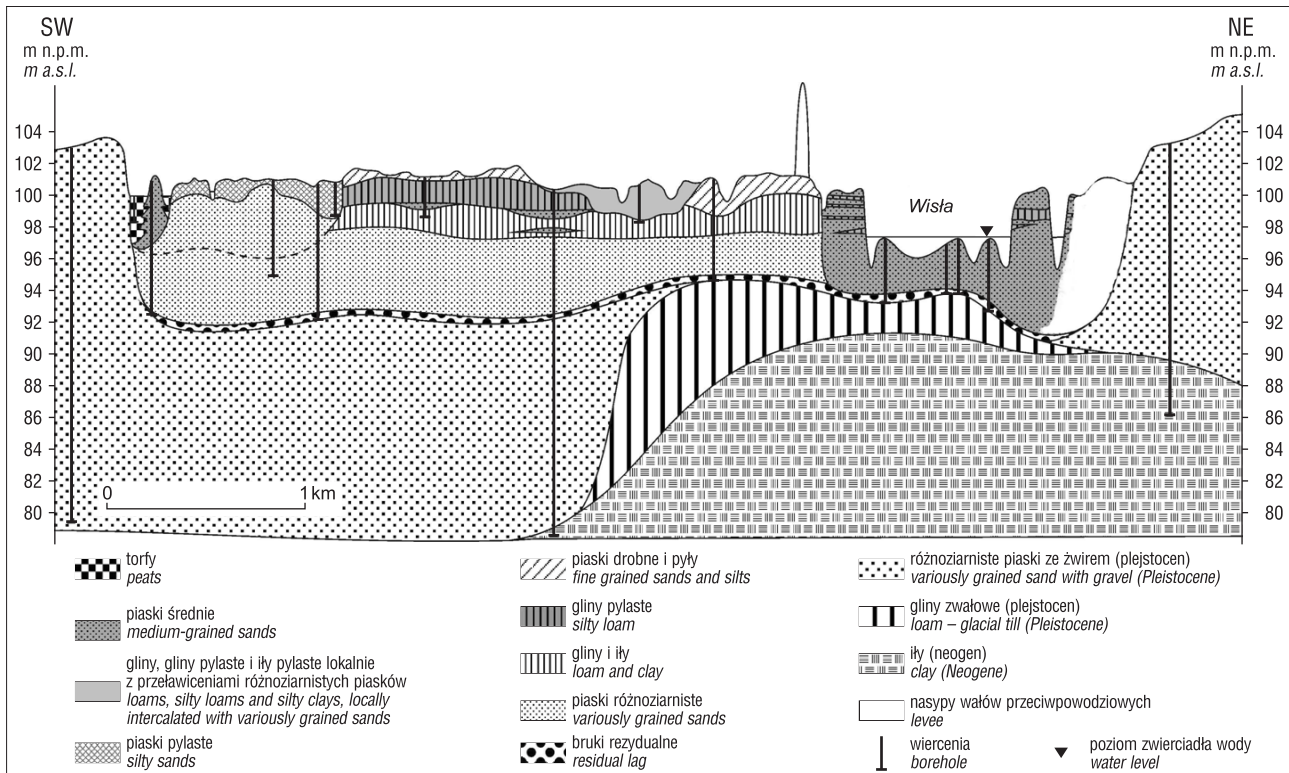
dienty hydrauliczne. Pojawiają się one w czasie przechodzenia fali wezbraniowej, kiedy wody rzeki opierają się o wał (Sokołowski & Mosiej, 1997; Plichta, 2012). Według Bujakowskiego (2015) wypełnienie rynien krewasowych luźnymi aluwiami w czasie opadania fali wezbraniowej stworzyło z nich uprzywilejowane drogi przepływu podziemnego pomiędzy korytem a aluwialną warstwą wodonośną. Formy takie, występujące w podłożu wałów przeciwpowodziowych, stanowią zagrożenie dla ich stabilności.

Zmiany charakteru hydrodynamicznego uregulowanych rzek w czasie przechodzenia fali wezbraniowej, przebiegające według schematu: rzeka drenująca – rzeka infiltrująca – rzeka drenująca, a nawet same wahania poziomu wody w korycie, mogą powodować stopniowe zwiększanie się jego filtracyjnej oporności. Mechanizm tego procesu nie jest jednak w przypadku środkowej Wisły związany ze zjawiskiem kolmatacji, a z sufozją. W czasie obniżania się zwierciadła wody w korycie i w warstwach

piaszczystych występujących w seriach osadów wezbraniowych rzeki roztokowej, które budują brzegi koryta (por. Myślińska, 1984), dochodzi do przekroczenia spadków krytycznych zwierciadła znajdujących się w nich wód. Piaski te są usuwane sufozyjnie, a pozbawiona podparcia warstwa wyżej leżącej gliniastej mady pochyla się fleksuralnie (ryc. 4). Zetknięcie się kilku takich warstw doprowadza do powstania w brzegu koryta ciągłego profilu utworów spolistych słabo przepuszczalnych nawet o dużych miąższościach. W korycie Wisły, w rejonie ujścia Radomki, strop takiej pochylonej, gliniastej warstwy stwierdzono pod piaskami korytowymi na głębokości 3,5 m poniżej poziomu średniej wody (Falkowski, 2006).

WNIOSKI

Wyniki przeprowadzonych badań wykazują, że różnicowanie się warunków przepływu wód podziemnych w holocenijskich strukturach aluwialnych jest związane



Ryc. 3. Schematyczny przekrój geologiczny doliny Wisły w okolicach Magnuszewa (odcinek nr 15 na ryc. 1) (wg Falkowskiej & Falkowskiego, 2015; zmienione)

Fig. 3. Schematic geological cross-section of the Vistula Valley in the vicinity of Magnuszew (the reach number 15 in Fig. 1) (according to Falkowska & Falkowski, 2015, modified)



Ryc. 4. Przeobrażenie brzegów koryta w wyniku sufozji w piaszczystych warstwach międzymudowych. Linia przerywana (A) pokazuje położenie stropu warstwy gliniastej (B)

Fig. 4. Transformation of the channel bank as an effect of suffosion in sandy layer lying between loamy mud layers. Dashed line (A) shows position of the top of loamy mud layer (B)

przede wszystkim z procesami ewolucji środowiska fluwialnego, a szczególnie z ich akceleracją w wyniku współczesnych zmian reżimu hydrologicznego zlewni (zmiany klimatyczne, antropopresja). Zwiększenie głębokości erozji wezbraniowej, związane z dużymi różnicami pomiędzy stanami ekstremalnymi, spowodowało w ostatnich dziesięcioleciach wzrost wpływu trudno rozmywalnego podłoża współczesnych aluwiów na koncentrację nurtu wielkich wód. Skoncentrowane przepływy wezbraniowe usunęły w wielu miejscach w całości lub częściowo warstwę spoistych, słabo przepuszczalnych mad, zastępując ją serią osadów piaszczysto-pylastych. Szczególne znaczenie dla współczesnych warunków przepływu wód podziemnych w obrębie równi zalewowej środkowej Wisły mogą mieć wypełnione rynny krewasowe. Są one charakterystycznym elementem budowy geologicznej równi zalewowej w strefach występowania kulminacji podłoża aluwiów.

Wahania stanów wody w rzece mogą powodować także lokalne zmiany oporów filtracji koryta poprzez uruchomienie procesów sufozji w obrębie serii osadów wezbraniowych budujących brzegi koryta.

Ukształtowane w ten sposób zróżnicowanie warunków odpływu wód podziemnych do koryta Wisły może zwiększać zagrożenie dla stabilności odcinków wałów przeciwpowodziowych. Koncentracja strumieni wód podziemnych w serii aluwialnej stanowiącej ich podłoże może sprzyjać powstawaniu w tych miejscach deformacji filtracyjnych. Strefy takie można identyfikować na podstawie kryteriów morfogenetycznych.

Zasadnicza część prac była prowadzona w ramach dwóch tematów badawczych:

1. KBN 8 TO7G 020 21 Związek dynamiki wybranych procesów korytowych ze zróżnicowaniem rzeźby i litologii podłoża aluwialnego na przykładzie doliny Wisły od Annapola do Modlina;
2. MNiI (KBN) 2P04E 069 29 Znaczenie czynników morfogenetycznych w kształtowaniu różnorodności siedliskowej wybranych odcinków dolin rzek na Niżu Polskim.

LITERATURA

- BUJAKOWSKI F. 2015 – Morfogenetyczne kryteria identyfikacji zróżnicowania filtracji w warstwie aluwialnej na przykładzie doliny środkowej Wisły. Manuskrypt rozprawy doktorskiej, Wydział Budownictwa i Inżynierii Środowiska SGGW w Warszawie.
- DAVIS W.M. 1899 – The geographical cycle; *Geogr. J.*, 14: 481–504.
- FALKOWSKA E. & FALKOWSKI T. 2015 – Trace metals distribution pattern in floodplain sediments of a lowland river in relation to contemporary valley bottom morphodynamics. *Earth surface processes and landforms*, 40 (7): 876–887.
- FALKOWSKI E. 1967 – Ewolucja holocenijskiej Wisły na odcinku Zawichost–Solec i inżyniersko-geologiczna prognoza jej dalszego rozwoju. *Biul. Inst. Geol.*, 198 (4): 57–148.
- FALKOWSKI E. 1971 – Historia i prognoza rozwoju układu koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski. *Biul. Geol.*, 12: 5–121.
- FALKOWSKI T. 1995 – Schematy zasilania cieków wodami podziemnymi w świetle poligeny dolin na Niżu. *Współczesne problemy hydrogeologii*, tom VII, Kraków-Krynica: 251–257.
- FALKOWSKI T. 1997 – Diversification of conditions and interflow volumes in morphogenetic sections of valleys within the lowland on the example of Toczna river; *Annals of Warsaw Agricultural University – SGGW. Land Reclamation*, 28: 31–39.
- FALKOWSKI T. 1999 – Wycięnięcia utworów spoistych w strefach krawędziowych dolin rzecznych na Niżu Polskim jako elementy ograniczające kontakt wód podziemnych doliny i wysoczyzny. *Współczesne Problemy Hydrogeologii*, tom IX, Warszawa: 403–405.
- FALKOWSKI T. 2002 – Zróżnicowanie warunków odpływu podziemnego w dolinach rzecznych jako element oceny zagrożenia jakości wód. *Prz. Geol.*, 50: 936–940.
- FALKOWSKI T. 2006 – Naturalne czynniki stabilizujące wybrane odcinki strefy korytowej Wisły środkowej. *Wydawnictwo SGGW w serii Rozprawy Naukowe i Monografie*, s. 128.
- FALKOWSKI T. 2007 – Geomorphological analysis of a The Vistula River valley in evaluating the safety of regulation structures. *Acta Geol. Pol.*, 57 (3): 377–390.
- FREEZE H. & WHITERSPOON R. 1967 – Theoretical Analysis of Regional Water Flow. *Resources Research*, 3: 623–634.
- GĘBICA P. & SOKOŁOWSKI T. 2001 – Sedimentological interpretation of crevasse splays formed during the extreme 1997 flood in the upper Vistula River valley (south Poland). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 71: 53–62.
- KARABON J. 1980 – Morfogenetyczna działalność wód wezbraniowych związana z zatorami lodowymi w dolinie środkowej Wisły. *Prz. Geol.*, 9: 512–515.
- KNOX J.C. 2000 – Sensitivity of modern and Holocene floods to climate change. *Quatern. Sc. Rev.*, 19: 439–457.
- KOŁODZIEJCZYK U. 2005 – O potrzebie badań geologiczno-inżynierskich wałów przeciwpowodziowych na obszarze wschodniej części Niżu Środkowoeuropejskiego. *Prz. Geol.*, 53 (7): 582–585.
- KOZARSKI S. & ROTNICKI K. 1977 – Valley floors and changes of river channel patterns in the North Polish Plain during the Late Wurm and Holocene. *Quaestiones Geographicae*, 4: 51–93.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. 1978 – Rozwój rzeźby fluwialnej północno-zachodniej części Kotliny Sandomierskiej w świetle badań sedymentologicznych. *Rozprawy Uniwersytetu Warszawskiego*, s. 120.
- MYŚLIŃSKA E. 1984 – Kryteria oceny inżyniersko-geologicznych właściwości mad. *Kwart. Geol.*, 28: 143–162.
- OZGA-ZIELIŃSKA M. 1997 – O konieczności określania dla rzek polskich maksymalnych wiarygodnych wezbrań wywołanych maksymalnymi wiarygodnymi opadami. *Forum naukowo-techniczne – POWÓDZ 1997*, IMGW Warszawa, tom 2: 1–10.
- PLICHTA A. 2012 – Stan urządzeń przeciwpowodziowych rzeki Wisły w województwie Lubelskim. *Powódz na Powiślu lubelskim w 2010 roku*. *Hydrotechnika a ochrona przyrody*. Towarzystwo Przyjaciół Janowca: 77–127.
- SOKOŁOWSKI J. & MOSIEJ K. 1997 – Ocena obwałowań po powodzi 1997 r. *Forum Naukowo-Techniczne – Powódz 1997*. Wstępna ocena przyczyn, rozmiarów i skutków, Ustroń, IMGW Warszawa: 289–298.
- STARKEL L. 1983 – The reflection of hydrologic changes in fluvial environment of the temperate zone during the last 15 000 years. [W:] Gregory J. (red.), *Background to Paleohydrology*. J. Wiley, Chichester: 213–234.
- SZUMAŃSKI A. 1986 – Postglacialna ewolucja i mechanizm transformacji dna doliny Dolnego Sanu. *Zeszyty Naukowe AGH, Geologia*: 12 (1): 5–92.
- WIERZBICKI G., OSTROWSKI P., MAZGAJSKI M. & BUJAKOWSKI F. 2012 – Using VHR multispectral remote sensing and LIDAR data to determine the geomorphological effects of overbank flow on a floodplain (the Vistula River, Poland). *Geomorphology*, 183: 73–81.
- ZIELIŃSKI T. 2000 – Sedymentologiczne skutki powodzi 1997 i 1998 roku w dorzeczu Górnej Nysy Kłodzkiej. [W:] Ostaficzuk S. (red.), *Dynamiczna ocena i prognoza geologicznych zagrożeń wywołanych powodzią, na przykładzie Nysy Kłodzkiej, Górnej Soły i Górnego Sanu-Solinki*. Wydawnictwo IGSMiE PAN, Kraków: 105–136.