

Zapis sedymentologiczny powodzi z 2002 i 2007 r. w aluwiach pozakorytowych Dunaju w Bratysławie

Jacek B. Szmańda*¹, Milan Lehotský², Ján Novotný²

¹Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Instytut Geografii, ul. Gagarina 9, 87-100 Toruń

²Słowacka Akademia Nauk w Bratysławie, Instytut Geografii

Wprowadzenie

Powódź jako zjawisko ekstremalne jest jedną z najważniejszych przyczyn kształtowania się współczesnej rzeźby fluwialnej w dolinach rzecznych. W czasie powodzi tworzy się zespół różnej skali form i różnego typu osadów, z których zbudowana jest równina (terasa) zalewowa (Allen 1965, 1970, Bridge 2003, Gradziński i in. 1976, Miall 1996, Zieliński 1998, Zwoliński 1985, 1992 i in.). Niemal każde wezbranie, w czasie którego wody rzeczne rozlewają się po powierzchni równiny zalewowej, może zostać zarejestrowane w aluwiach pozakorytowych. Pełny zapis powodzi będący efektem zmienności energii przepływu wód wezbraniowych może być wyrażony w trzech różnych rodzajach zestawów warstw jako:

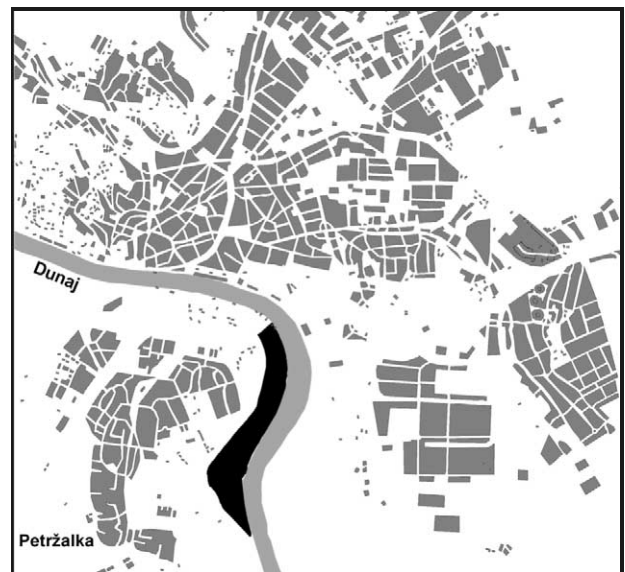
- 1) trójczłonowy cyklotem charakteryzujący się pensymetrycznym uziarnieniem frakcyjnym (Mansfield 1938, Klimek 1974);
- 2) dwuczłonowy zestaw warstw lub dwuczłonowy zestaw lamin tworzących litofację rytmu powodziowego (Antczak 1985, 1986, Czajka 2000, Mansfield 1938, Tomczak 1971, Zieliński 1998, Szmańda 2006). W zestawie tym obserwuje się zmianę uziarnienia podobną do normalnego uziarnienia frakcyjnego wyrażoną w sekwencji: warstwa gruboziarnista – warstwa drobnoziarnista;
- 3) semi-bouma wielozestaw warstw – upward fining bouma like structure (Farrell 2001) lub trójczłonowy cyklotem Sh-Sr-Fm (Bridge 2003), cechujące się drobnieniem ziarna ku stropowi.

Przykłady różnego typu struktur osadowych stanowiących zapis trzech zdarzeń wezbraniowych

z 2002 i 2007 r. stwierdziliśmy w dolinie Dunaju w Bratysławie.

Charakterystyka obszaru badań i analizowanych zdarzeń wezbraniowych

Studia litofacjalne nad wykształceniem aluwiów pozakorytowych prowadziliśmy w Bratysławie, na kilkunastoktrowym fragmencie holoceniowej równiny zalewowej Dunaju (Ruszkiczay-Rüdiger i in. 2005), w strefie międzywala – rycina 1 (Novotný i in. 2007). Dolina Dunaju na tym odcinku jest obszarem poddanym dużej antropopresji. Związana była ona między



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań na terenie Bratysławy

* e-mail: szmanda@geo.uni.torun.pl

innymi z pracami regulacyjnymi prowadzonymi w XVIII i XIX w., w wyniku których układ koryt uległ przekształceniu z systemu anastomozującego w skanalizowany, kręty przebieg jednokorytowy (Pišút 2002). Obecnie Dunaj na badanym odcinku ma szerokość około 350 m i średni przepływ $2045 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

W analizach porównywalnymi skutki sedimentologiczne z trzema epizodami powodziowymi. Pierwszy z nich nastąpił wiosną 2002 r., a jego maksymalny przepływ według danych z wodowskazu w Devin wynosił $8474 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (24 marca 2002 r.). Kolejna powódź, która wystąpiła na Dunaju latem 2002 r., według danych z obserwacji hydrologicznych prowadzonych od 1920 r., była drugą co do wielkości pod względem przepływu ($10\,370 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, 16 sierpnia 2002 r. w Devin). Trzeci, niewielki epizod powodziowy, którego efekty sedimentacyjne obserwowaliśmy tuż po wezbraniu nastąpił jesienią 2007 r. ($7238 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, 8 września 2007 r. w Devin).

Litofacyjny zapis powodzi

Aluwia, w których zarejestrowany został przebieg wspomnianych wcześniej powodzi, można obserwować przede wszystkim w osadach zdeponowanych w bezpośrednim sąsiedztwie koryta Dunaju. W analizie skutków sedimentologicznych na szczególną uwagę zasługują osady zalegające w stropie wału przykorytowego (ryc. 2A) oraz odsłaniające się w brzegu koryta (ryc. 2B).

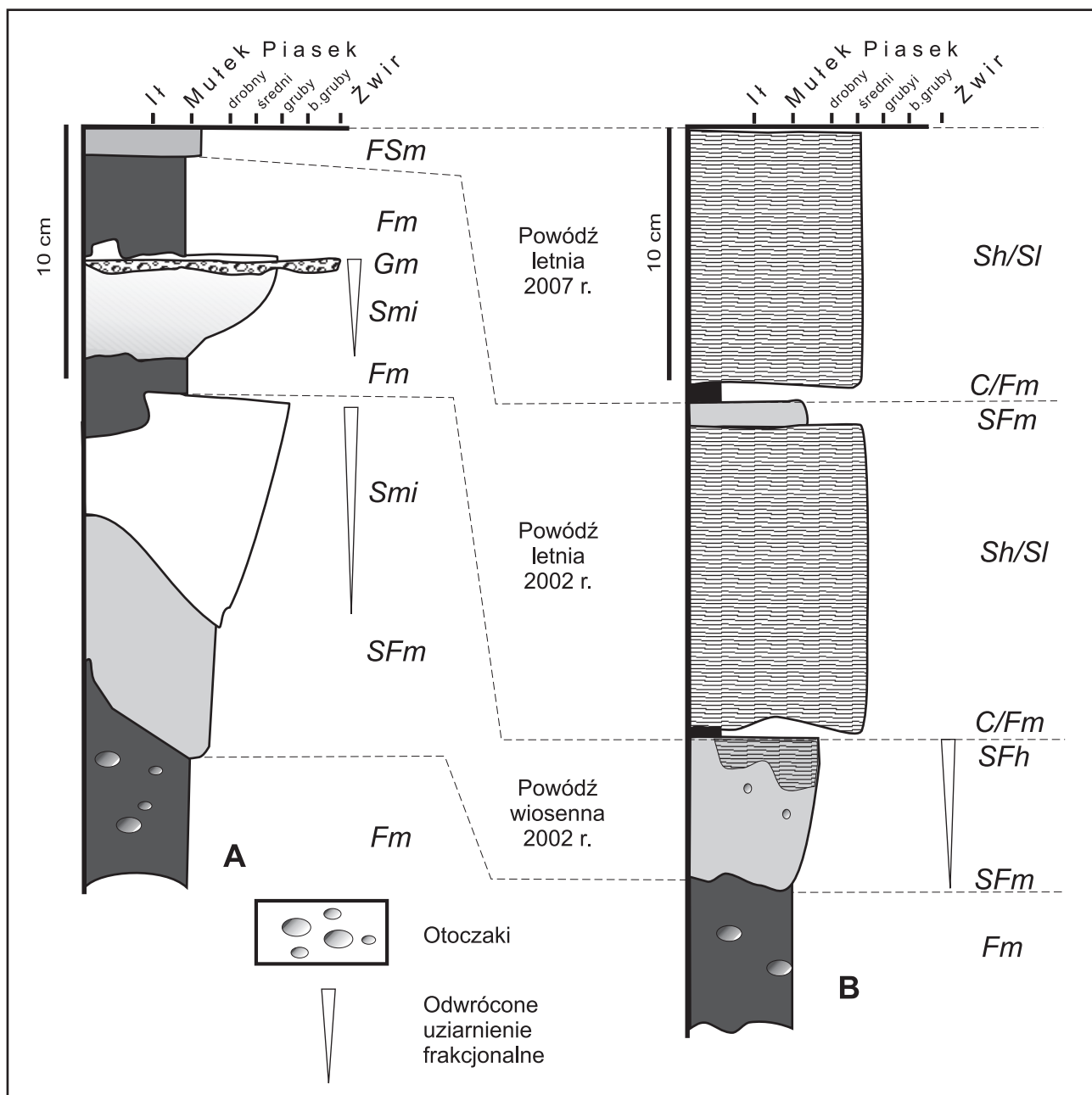
Podczas dwóch powodzi w 2002 r. na wale przykorytowym powstała rozległa pokrywa aluwii, której strukturę reprezentuje przykład profilu litofacyjnego zamieszczony na rycinie 2A. W profilu tym powyżej masywnych mułków z pojedynczymi otoczkami, których strop znajduje się na głębokości około 20–25 cm, wyróżniliśmy dwie trójczłonowe sekwencje stanowiące zapis trzech faz powodzi. Podobny cyklotem wezbraniowy stwierdziliśmy w strukturze osadów przedstawionej na profilu litofacyjnym osadów odsłaniających się w brzegu koryta (ryc. 2B). W każdym z tych zestawów warstw można wyróżnić trzy części o różnym wykształceniu litofacyjnym:

- 1) człon dolny reprezentujący fazę początkową wznoszenia fali wezbraniowej (Allen 1970, Klimek 1974), czyli fazę wlewu i narastania wezbrania wód na równinie zalewowej (Zwoliński 1985, 1992; faza pierwsza) – przykłady litofacji tego członu to:
 - litofacja masywnych mułków piaszczystych (SFm) w warstwie o miąższości 5 cm (ryc. 2A),
 - część stropowa warstwy (2–3 cm) litofacji masywnych mułków piaszczystych (SFm) oraz leżąca powyżej spągowego fragmentu 2–3 cm grubości litofacja masywnych piasków drobnoziarnistych o odwróconym uziarnieniu frakcyjnym – Smi (ryc. 2A),

- kilkumilimetrowej miąższości warstwa szczątków roślinnych z domieszką masywnego mułku – C/Fm (ryc. 2B);
- 2) człon środkowy będący zapisem wznoszenia i dystrybucji wód wezbraniowych (Allen 1970, Klimek 1974) lub fazy organizowania spływu wód na całej równinie zalewowej zakończony kulminacją wezbrania (Zwoliński 1985, 1992; faza druga), czyli litofacje odpowiadające środkowej części cyklotemu:
 - 3–8-centymetrowej miąższości warstwa litofacji masywnych piasków drobno- i gruboziarnistych o odwróconym uziarnieniu frakcyjnym (Smi) oraz około 4-centymetrowej miąższości warstwa litofacji gruboziarnistych piasków o odwróconym uziarnieniu frakcyjnym – Smi, z litofacją masywnych żwirów (Gm) w stropie, w profilu z wału brzegowego (ryc. 2A),
 - 15-centymetrowej miąższości warstwa litofacji piasków średnioziarnistych laminowanych semihoryzontalnie lub niskokątowo (Sh/SI) w profilu brzegowym (ryc. 2B);
 - 3) górny człon cyklotemu wezbraniowego rejestrujący fazę opadania fali powodziowej i opróżniania basenów popowodziowych (Allen 1970, Klimek 1974) lub trzy końcowe etapy z wyróżnionych przez Zwolińskiego (1985, 1992) faz: początkowego opadania (faza trzecia), ustępowania (faza czwarta) i zaniku – dekantacji (faza piąta) wód na równinie zalewowej – członowi temu odpowiadają:
 - kilkucentymetrowej miąższości warstwy litofacji mułków masywnych występujące w dwóch cyklotemach w profilu wału brzegowego (ryc. 2A),
 - kilkumilimetrowej grubości lamina litofacji piasków mułkowych wyróżniona w profilu brzegowym (ryc. 2B).

Poza zestawami warstw interpretowanych przez nas jako trójczłonowe cyklotemy wezbraniowe charakteryzujące się pensymetrycznym uziarnieniem frakcyjnym w profilu brzegowym na głębokości 25–50 cm (ryc. 2B) w warstwie piasków mułkowych wyróżniliśmy także dwuczłonowy zestaw litofacji charakteryzujący się pionową zmiennością uziarnienia zbliżoną do odwróconego uziarnienia frakcyjnego. Zestaw ten składa się z litofacji masywnych piasków mułkowych (SFm) w spągu i litofacji laminowanych semihoryzontalnie piasków mułkowych (SFh) w stropie. Został on przez nas zinterpretowany jako człon środkowy (ii) trójczęściowego cyklotemu wezbraniowego (Klimek 1974).

W stropie obu analizowanych profili litofacyjnych wyróżniliśmy jeszcze różnej miąższości warstwy o odmiennym względem siebie wykształceniu litofacyjnym. W profilu brzegowym (ryc. 2B) była to około 10-centymetrowej miąższości warstwa litofacji laminowanych semihoryzontalnie lub niskokątowo piasków drobno- i średnioziarnistych (Sh/SI) podś-



Ryc. 2. Profile litofacjalne aluwiów pozakorytowych Dunaju
A – wał przykorytowy, B – brzeg koryta

cielona kilkumilimetrowej grubości poziomem szczątków materii organicznej (głównie traw) z domieszką mułku masywnego (C/Fm). Natomiast w profilu wału przykorytowego (ryc. 2A) występowała warstwa 2-centymetrowej miąższości masywnych piasków mułkowych SFm. Ten sąsiadujący ze sobą w płaszczyźnie poziomej układ stanowi zapis zmniejszania się energii płynięcia wód wezbraniowych wraz z oddaleniem się od koryta rzeki w czasie jednej powodzi. Natomiast w profilu pionowym nie rejestruje w sposób pełny zmian energii płynięcia wód w czasie trwania powodzi.

Dyskusja i wnioski

Biorąc pod uwagę cechy litofacjalne analizowanych zestawów warstw i ich pozycję w profilach, można zaproponować następującą korelację z epizodami powodziowymi:

- 1) Powodzi wiosennej z 2002 r. odpowiada sekwencja trójczłonowego cyklotemu wezbraniowego SFm-Smi-Fm stwierdzona w profilu wału przykorytowego (ryc. 2A) oraz dwuczłonowa sekwencja uziarnienia frakcjonalnego normalnego SFm-SFh w profilu brzegowym (ryc. 2B).
- 2) Powodzi letniej z 2002 r. odpowiada trójczłonowy cyklotem wezbraniowy – Fm-Smi(Gm)-Fm – wy-

stępujący w profilu wału przykorytowego (ryc. 2A), oraz trójczłonowy zestaw warstw C/Fm-Sh/Sl-SFm w profilu brzegowym (ryc. 2B). Należy podkreślić, że sekwencja ta jest najbardziej zbliżona do cyklotemu powodziowego opisywanego przez Klimka (1974).

- 3) Powódź letnia z 2007 r. na warstwie trawy, której szczątki w połączeniu z masywnym mułkiem stwierdziliśmy w profilu brzegowym, pozostawiła aluwia litofacji Sh/Sl (ryc. 2B), natomiast na wale przykorytowym osadziła niewielkiej miąższości warstwę litofacji SFm.

W aspekcie analiz litodynamicznych należy zwrócić uwagę, że w profilu wykonanym w brzegu koryta występują charakterystyczne poziomy litofacji Sh/Sl. Mają one strukturę zbliżoną do osadów tworzących się w warunkach górnego płaskiego dna (Zieliński 1998), co świadczy o wysokiej energii wód wkraczających na równinę zalewową Dunaju tuż przy krawędzi koryta. Energia ta prawdopodobnie utrzymuje się w tym miejscu na podobnym poziomie przez niemal cały czas rozlewania się wód po równinie zalewowej (ii faza powodzi), o czym może świadczyć brak zróżnicowania uziarnienia w tych warstwach. Natomiast energia przepływu ulega obniżeniu już w odległości kilku metrów od krawędzi koryta, na co wskazują mniejsze średnice ziaren deponowanych zwykle na wale niż przy krawędzi koryta. Ponadto w strefie całego wału przykorytowego ulega ona większemu zróżnicowaniu w czasie pojedynczego epizodu powodziowego, dzięki temu w jego strukturze, w cyklotemach SFm-Smi-Fm i Smi-Gm-Fm – zarejestrowane zostały wszystkie fazy powodzi zarówno z wiosny, jak i lata 2002 r.

W cyklotemach tych jest także dobrze zapisany wzrost energii przepływu powodziowego wyrażony w litofacjach o odwróconym uziarnieniu frakcyjnym (Smi i Smi-Gm). Nie obserwuje się natomiast powolnego spadku energii płynięcia wód po kulminacji wezbrań, który stwierdza Farrell (2001) w cyklotemach typu semi-bouma i Bridge (2003) w trójczłonowych cyklotemach charakteryzujący się normalnym uziarnieniem frakcyjnym. O raczej gwałtownej zmianie warunków przepływu po kulminacji wezbrania z wysoko- na niskoenergetyczny świadczą poziomy masywnych litofacji mułkowych zalegające na seriach laminowanych semihoryzontalnie lub wykazujących odwrócone uziarnienie frakcyjne litofacji piaszczystych.

Literatura

- Allen J.R.L. 1965. A review of the origin and character of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, 5: 89–91.
- Allen J.R.L. 1970. *Physical processes of sedimentation*. G. Allen & Unwin University Books, London.
- Antczak B. 1985. Rhythmites on lower terraces of the Warta River, Poland, and their paleohydrologic implications. *Questiones Geographicae, Spec. Issue 1*: 31–43.
- Antczak B. 1986. Transformacja układu koryta i zanik bifurkacji Warty w pradolinie warszawsko-berlińskiej i południowej części przełomu poznańskiego podczas późnego vistulianu. *Ser. Geografia*, 35, UAM, Poznań.
- Bridge J.S. 2003. *Rivers and floodplain. Form, Processes and Sedimentary Record*. Blackwell Publishing Company, Oxford, UK.
- Czajka A. 2000. Sedymentacja pozakorytowa aluwii w strefie międzywala Wisły w Kotlinie Oświęcimskiej. *Przegląd Geologiczny*, 48: 263–267.
- Farrell K.M. 2001. Geomorphology, facies architecture, and high-resolution, non-marine sequence stratigraphy in avulsion deposits. *Cumberland Marshes, Saskatchewan, Sedimentary Geology*, 139: 93–150.
- Klimek K. 1974. The structure and mode of sedimentation of the flood-plane deposits in the Wisłoka valley (South Poland). *Stud. Geomorph. Carpatho-Balkan*, 8: 136–151.
- Mansfield G.R. 1938. Flood deposit of Ohio River January – February 1937 – a study of sedimentation. *U.S. Geol. Surv. Water Supply Pap.*, 838: 693–733.
- Miall A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Novotný J., Lehotský M., Greškova A. 2007. Súčasný morfológický vývoj medzihrádzového priestoru (Dunaj, Bratislava). *Geomorphologia Slovaca et Bohemica*, 7, 2: 72–78.
- Pišút P. 2002. Channel evolution of pre-channeled Danube River in Bratislava, Slovakia (1712–1886). *Earth Surface Processes and Landforms*, 27: 369–390.
- Ruszkiczay-Rüdiger Zs., Fodor L., Bada G., Lee'l-O'ssy Sz., Horva'th E., Dunai T.J. 2005. Quantification of Quaternary vertical movements in the central Pannonian Basin: A review of chronologic data along the Danube River, Hungary. *Tectonophysics*, 410: 157–172.
- Szmańda J.B. 2006. Rytmika powodziowa w aluwii pozakorytowych Wisły, Drwęcy i Tażyny. [W:] P. Gierszewski, M.T. Karasiewicz (red.), *Idee i praktyczny uniwersalizm geografii. Geografia Fizyczna, Dokumentacja Geograficzna*, 32: 266–270.
- Tomczak A. 1971. Kępa Bazarowa na Wiśle w Toruniu w świetle badań geomorfologicznych oraz archiwalnych materiałów kartograficznych. *Stud. Soc. Scien. Tor.*, 7, 6.
- Zieliński T. 1998. Litofacyjna identyfikacja osadów rzecznych. [W:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w*

osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna. Warszawa, s. 195–253.
Zwoliński Z. 1985. Sedimentologia osadów przyrostu pionowego na terasie zalewowej Parsęty. *Bad.*

Fizjogr. nad Polską Zach., 35, ser. A, Geogr. Fiz.: 205–238.

Zwoliński Z. 1992. Sedimentology and geomorphology of overbank flows on meandering river floodplains. *Geomorphology*, 4: 367–379.