

Przegląd Naukowy – Inżynieria i Kształtowanie Środowiska nr 2 (48), 2010: 35–48
(Prz. Nauk. Inż. Kszt. Środ. 2 (48), 2010)
Scientific Review – Engineering and Environmental Sciences No 2 (48), 2010: 35–48
(Sci. Rev. Eng. Env. Sci. 2 (48), 2010)

Ewa FALKOWSKA¹, Tomasz FALKOWSKI²

¹Katedra Ochrony Środowiska, Uniwersytet Warszawski
Department of Environmental Protection, Warsaw University

²Zakład Hydrogeologii SGGW w Warszawie
Division of Hydrogeology WULS – SGGW

Właściwości sorpcyjne utworów wezbraniowych na tarasie zalewowym doliny środkowej Wisły w okolicach Magnuszewa w świetle morfogenezy form fluwialnych

Sorption properties of Vistula River flood deposits in the Magnuszew area (middle course) in the background of valley bottom morphogenetic

Słowa kluczowe: dolina rzeczna, osady aluwialne, właściwości sorpcyjne

Key words: river valley, alluvial deposits, sorption properties

Wprowadzenie

Badania geologiczne prowadzone w celu określenia warunków zagospodarowania obszarów powinny dostarczać informacji umożliwiających podejmowanie decyzji zgodnych z zasadą zrównoważonego rozwoju. Została ona określona na Szczycie Ziemi w Rio de Janeiro w 1999 roku i oznacza konieczność poszukiwania kompromisu między potrzebami gospodarczymi a potrzebami ochrony przyrody. Według zasady

zrównoważonego rozwoju, prawidłowym działaniem nie jest bezwarunkowe wyłączenie z zagospodarowania stref konfliktowych. Jej realizacja wymaga dokładnego waloryzowania obszarów pod kątem ich wrażliwości na działanie czynników antropogenicznych. Decyzje lokalizacyjne, a także techniczne projekty posadowienia obiektów powinny uwzględniać między innymi rozpoznaną wrażliwość środowiska na związane z zagospodarowaniem zanieczyszczenia. Szczególnie istotne jest to w przypadku obszarów o dużym znaczeniu gospodarczym, jednocześnie charakteryzujących się wysokimi walorami przyrodniczymi. Strefami takimi są doliny rzeczne (Korytarz ekologiczny... 1995), a szczegól-

nie obszary ich tarasów zalewowych. Możliwość degradacji środowiska jest w ich obrębie wysoka, między innymi ze względu na małą zazwyczaj miąższość strefy aeracji i dużą przepuszczalność osadów dominującej w dolinach rzecznych facji korytovej. Cechy te ułatwiają docieranie ewentualnych zanieczyszczeń do aluwialnej warstwy wodonośnej. Obszary tarasów zalewowych w dolinach rzecznych charakteryzują się także zmiennym reżimem hydrogeologicznym związanym z wahaniami zwierciadła wody w rzece, co utrudnia często prawidłową ocenę procesu transportu zanieczyszczeń.

Cel badań i ich metodyka

Celem badań, które prowadzone były na odcinku doliny Wisły środkowej w okolicach Magnuszewa (rys. 1), było określenie związku izolacyjności utworów aluwialnych budujących powierzchnię tarasu zalewowego (rozumianej jako posiadanie przez grunt takich cech fizykochemicznych, które ograniczają bądź uniemożliwiają infiltrację zanieczyszczeń z powierzchni do pierwszego poziomu wodonośnego) z morfogenezą poszczególnych stref tarasu.

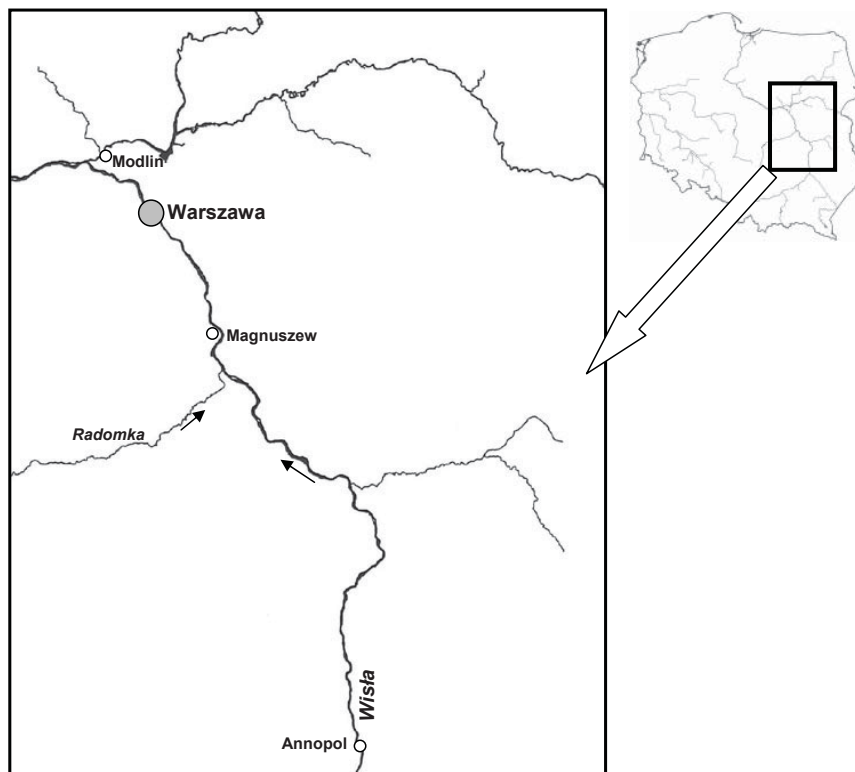
Powierzchnia tarasu zalewowego analizowanego odcinka doliny Wisły charakteryzuje się bardzo skomplikowanym układem wychodni, który związany jest z ewolucją środowiska fluwialnego, przebiegającą od schyłku ostatniego zlodowacenia do dziś (Falkowski 1975, Starkel 2001). Dla określenia zróżnicowania litologicznego dna doliny przeprowadzono kartowanie geologiczne, w którego trakcie pobierano także prób-

ki gruntu do analiz laboratoryjnych. W badaniach wykorzystywano zdjęcia lotnicze i wysokorozdzielcze zobrażenia satelitarne. Punkty badawcze i granice wydzielen lokalizowane były w terenie z wykorzystywaniem odborników kodowych DGPS. Wyniki badań były archiwizowane w bazie danych GIS.

Charakterystyka litologiczna badanych utworów obejmowała analizę granulometryczną (areometryczną i sitową), oznaczenie zawartości węgla wapnia metodą Scheiblera, zawartości substancji organicznej metodą strat prażenia (prażenie w temperaturze 550°C), określenie pH (w H₂O) gruntów metodą potencjometryczną (Myślińska 1984). Skład mineralny frakcji ilowej oznaczono metodą rentgenostrukturalną. Badano próbki orientowane sedymentowane, po glikolowaniu i prażone.

W trakcie badań właściwości sorpcyjnych osadów dla wszystkich pobranych próbek określono pojemność wymiany kationowej (CEC) poprzez oznaczenie kwasowości hydrolitycznej oraz wypartych jonem amonowym kationów wymiennych: Na⁺, K⁺, Ca²⁺ i Mg²⁺ (Ostrowska i in. 1991). Kwasowość hydrolityczną oznaczono metodą Kappena, natomiast zawartość kationów wymiennych oznaczano metodą absorpcji atomowej AAS (spektrometr AAS-30 produkcji Carl Zeiss Jena).

Prace prowadzone były w ramach grantu MNiSW nr 2P04E 069 29 „Znaczenie czynników morfogenetycznych w kształtowaniu różnorodności siedliskowej wybranych odcinków dolin rzek na Niżu Polskim”.



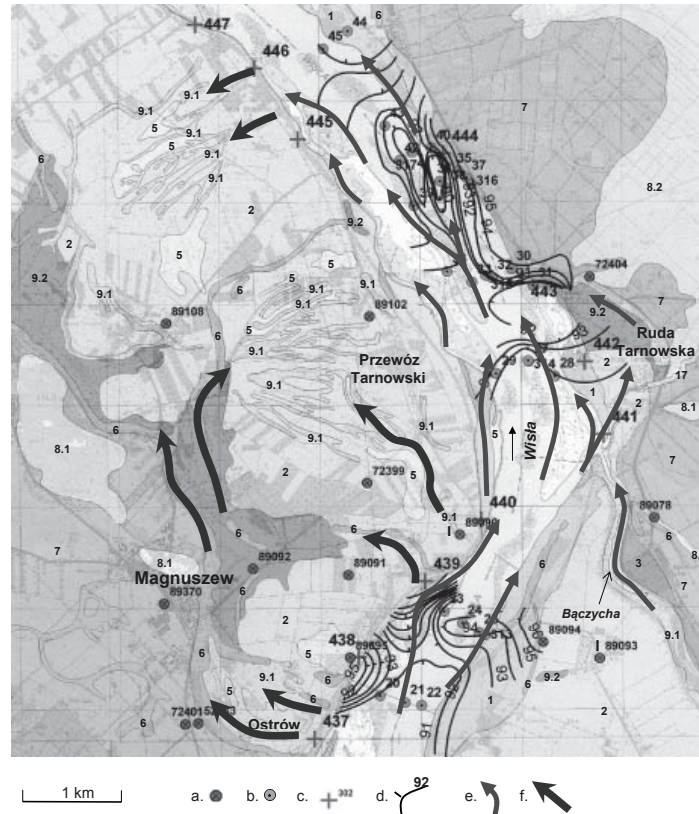
RYSUNEK 1. Położenie analizowanej strefy na tle odcinka Wisły środkowej (od Annapola do Modlina)
 FIGURE 1. Location of the analyzed zone on the sketch of the Middle Vistula River (from Annapol to Modlin)

Wyniki

W obrębie tarasu zalewowego na analizowanym odcinku dna doliny Wisły w okolicach Magnuszewa (rys. 1) – od 438 km biegu rzeki do rejonu km 446) wydzielić można generalnie trzy elementy morfogenetyczne (rys. 2). Pierwszym jest część tarasu zalewowego uformowana przez Wisłę w okresie jej meandrowania (rys. 2, wyd. 3) – Falkowski (1975) i Starkel (2001). Fragmenty tej powierzchni stwierdzono jedynie we wschodniej części terenu w wąskiej listwie między Bączyczą – rynną przepływu wezbraniowego,

a tarasem wyższym. Największą część powierzchni tarasu zalewowego zajmuje taras rzeki meandrującej przeobrażony przez współczesne przepływy wezbraniowe (Falkowski 1975). Powierzchnia ta wraz z wąską listwą w sąsiedztwie Bączyczy odpowiada tarasowi zalewowemu wyższemu (rys. 2, wyd. 2) – Sarnacka (1980, 1982). Trzecim elementem jest współczesny taras roztokowej („dzikiej”) Wisły (rys. 2, wyd. 1). Na arkuszu Magnuszew SMGP (Sarnacka 1980, 1982) jest to taras zalewowy niższy.

W trakcie badań w celach porównawczych określono także parametry fizykochemiczne osadów budujących ta-



RYSUNEK 2. Ukształtowanie powierzchni stwierdzonej w rejonie Magnuszewa kulminacji podłoża holocenijskich aluwów na tle morfologii powierzchni tarasu zalewowego (wydzielenia geologiczne na podstawie Falkowskiego i innych (1981) – zmienione; fragment bazy danych GIS): 1 – pylasto-piaszczyste mady współczesnej (rozłokowej) Wisły, 2 – pylasto-piaszczyste mady współczesnej rzeki na gliniastych madach meandrującej Wisły, 3 – gliniaste mady meandrującej rzeki, 4 – piaski ze żwirzem, osady korytowe współczesnych przepływów, 5 – piaski współczesnej depozycji pozakorytowej na powierzchni tarasu zalewowego (stożki napływowe), 6 – piaski i pyły z organiczną oraz torfy starorzeczy, 7 – brunatne mady tarasu plejstocenijskiego, 8.1 – piaszczyste odsypy na powierzchni tarasu plejstocenijskiego (7), 8.2 – piaski eoliczne na powierzchni tarasu plejstocenijskiego, 9.1 – pyły i piaski z organiczną stref wezbraniowych stożków napływowych, 9.2 – torfy w strefach przepływów wezbraniowych; a – wiercenia archiwalne (PIG), b – wiercenia własne, c – kilometr biegu rzeki (RZGW), d – izohipsa stropu podłoża aluwów, e – kierunek głównego nurtu, f – kierunek przepływu wód wezbraniowych na powierzchni tarasu zalewowego (określone na podstawie morfologii i litologii powierzchni tarasu)

FIGURE 2. Morphology of the surface of culminations of the Holocene alluvial basement near Magnuszew in relation to the lithology of the surface deposits (geological setting after Falkowski et al. 1981, supplemented by author; fragment of GIS database): 1 – silty-sandy mud of the flood facies of present-day Vistula River (braided river), 2 – silty-sandy muds (contemporary braided river) over clayey muds of the meandering river (Holocene), 3 – clayey mud of the meandering river (Holocene), 4 – sands with grains of gravel of the channel facies-contemporary outwash, 5 – sands with grains of gravel of the channel facies-contemporary outwash on the floodplain surface, 6 – sands with organic matter, sandy silts, silts, loams and peats of ox-bow lakes (contemporary and Holocene), 7 – brown muds (silty-sandy flood deposits of the Pleistocene braided river), 8.1 – sandy bars (outwash) on the surface of the Pleistocene terrace (7) 9.1 – silts and sands with organic matter of the flood waters fans, 9.2 – peats of the of the flood waters flow zones; a – archival boreholes (Geological Institute), b – authors boreholes, c – kilometre of river course (after RWMB), d – isohypse of alluvial basement surface, e – channel main stream direction, f – direction of flood streams flows on the floodplain (derived from its morphology and lithology of the floodplain)

ras wyższy – plejstocenijskiej, roztokowej Wisły (nadzalewowy – Sarnacka 1980, 1982).

Morfogeneza powierzchni tarasu zalewowego

Powierzchnia tarasu zalewowego rzeki meandrującej, funkcjonującej tu od schyłku plejstocenu do około 300 lat BP (Falkowski 1982), charakteryzowała się małą różnorodnością litologiczną i morfologiczną. Zalewy wezbraniowe o niewielkiej dynamice deponowały na powierzchni tarasu gliniaste mady. W okresach „wzmoczonej częstotliwości powodzi” (Starkel 1994) tempo przyrostu osadów wezbraniowych wzrastało. Pojawiały się także w profilu osadów erozyjne wcięcia i powierzchnie. Maksymalne miąższości holocenijskich mad na analizowanym odcinku dochodzić mogą do 5 m (Falkowski 2006). Obecnie osad ten, o znacznie zredukowanych miąższościach, występuje w dnie doliny w postaci izolowanych płatów przykrytych późniejszymi osadami wezbraniowymi.

Skomplikowany układ wychodni na powierzchni tarasu jest głównie efektem działalności wód wezbraniowych roztokowej Wisły. Transformacja systemu rzecznoego (od rzeki meandrującej do roztokowej) nastąpiła podobnie jak w przypadku innych rzek na Niziu Polskim (np. Falkowski 1975, Kozarski i Rotnicki 1977, Starkel 1983, Szumański 1986) w związku z ingerencją człowieka w środowisko przyrodnicze zlewni. Jej zagospodarowanie wywołało zmiany reżimu hydrologicznego rzek, polegające między innymi na zwiększeniu się różnic między przepływami ekstremalnymi

i przeciążeniem rzeki rumowiskiem. W efekcie doprowadziło to do nadbudowania strefy korytovej i uformowania w ten sposób tzw. tarasu współczesnego. Zjawisko to określane jest jako „dziczenie rzek” (Falkowski 1975). Przepływy wezbraniowe „dzikiej”, roztokowej Wisły zniszczyły na znacznym obszarze analizowanego odcinka tarasu zalewego serię gliniastych mad z okresu meandrowania, deponując na powierzchni erozyjnej warstwowane pyły, piaski pylaste, gliny pylaste oraz piaszczyste namuły (Myślińska 1984). Wzrost natężenia przepływu wielkich wód w korycie dziczącej Wisły powodował także wzrost głębokości wezbraniowej przeźbki aluwiiów (erozji wglębnej). W końcu dno koryta wielkich wód oparło się na powierzchni podłoża aluwiiów zbudowanego z gruntów o większej odporności na rozmywanie w miejscach, gdzie tworzyło ono morfologiczne kulminacje. Rzeźba podłoża zaczęła oddziaływać na koncentrację strumienia wielkich wód. Kierowane morfologią odsłoniętego w czasie wezbrań w dnie koryta trudno rozmywanego podłoża wielkie wody wdzierały się na powierzchnię tarasu w określonych miejscach (Falkowski 2007). W niektórych przypadkach koncentracja erozji wód wezbraniowych związana była z powstającymi w strefach występowania kulminacji podłoża zatorami lodowymi (Falkowski i Popek 2000).

Na omawianym odcinku zróżnicowaną morfologicznie powierzchnię stropową podłoża aluwiiów tworzą przykryte rezydującym brukiem osady preglacjalne (piaski i żwiry), a także plejstocenijskie utwory morenowe (Falkowski 2007). Rzędna powierzchni podłoża aluwiiów

w korycie Wisły w rejonie km 438 wynosi około 95 m n.p.m. przy lewym brzegu i ponad 96 m n.p.m. przy prawym brzegu. W osi koryta powierzchnia podłoża obniża się do 92 m n.p.m. Dalej na północ pomiędzy km 441 a 442 występuje niewielkie wypłaszczenie o rzędnych stropu około 93 m n.p.m. Między km 443 a 446 podłoże aluwii tworzy wydłużony grzbiet o rzędnych około 92 m n.p.m. W wąskiej rynnie na prawo od tego grzbietu powierzchnia podłoża posiada rzędne około 90 m n.p.m. W dół biegu od km 446 powierzchnia podłoża opada poniżej rzędnej 88 m n.p.m (rys. 2).

Przeprowadzone w czasie przepływu wielkich wód echosondażowe badania morfologii koryta (Falkowski 2007) wykazały zgodność układu głównego nurtu z ukształtowaniem rzeźby stropu podłoża współczesnych aluwii w korycie Wisły. Strefy koncentracji głównego nurtu kontynuowane są także na powierzchni tarasu w postaci wyraźnych śladów przepływu wód wezbraniowych. Przed wybudowaniem wałów przeciwpowodziowych wody wezbrań przepływały po powierzchni tarasu zalewowego wyerodowanymi rynnami, wykorzystując także ciągi wydłużonych starorzeczy. U wylotu takich śladów przepływów wód wezbraniowych na wschód od Magnuszewa znajduje się rozległa strefa depozycyjna o charakterze aluwialnego stożka wód wezbraniowych – gład krewasowy (rys 2). Powstała ona głównie w wyniku depozycji niesionego przez strumień wód wezbraniowych materiału piaszczystego i pylastego, towarzyszącej procesowi rozmywania i redepozycji starszych osadów wezbraniowych. Stożki te są genetycznie zbliżone do form depozycji pozakorytowej, opisywanych przez Zieliń-

skiego (2000) w dolinie Nysy Kłodzkiej (południowo-wschodnia Polska) oraz przez Gębicę i Sokołowskiego (2001) w dolinie górnej Wisły. Formy takie Karabon (1980) wiązał z działalnością wód wezbrań zatorowych. Stożki rejonu Magnuszewa mają postać schodzących się promieniście piaszczystych i piaszczysto-pylastych wałów, między którymi w obniżeniach zdeponowane zostały drobniejsze, często organiczne osady. W części południowo-wschodniej stożek ten nosi ślady przemodelowania przez wody, które przerywały lewobrzeżny wał na odcinku 439–440 km biegu rzeki, zanim został on wzmocniony dodatkową budowlą (rys. 2).

Drugi, znajdujący się na omawianym obszarze w rejonie 445–447 km biegu rzeki, stożek wezbraniowy charakteryzuje się mniej wyraźną morfologią (rys. 2). Jego powstanie można wiązać z przepływem wód na południowy zachód po przerwaniu wału przeciwpowodziowego w rejonie km 446. Awarie takie były rejestrowane w historii omawianego odcinka.

Układ wychodni osadów wezbraniowych w okolicach Magnuszewa związany jest zatem także z morfologią kulminacji podłoża aluwii (Falkowski 2007).

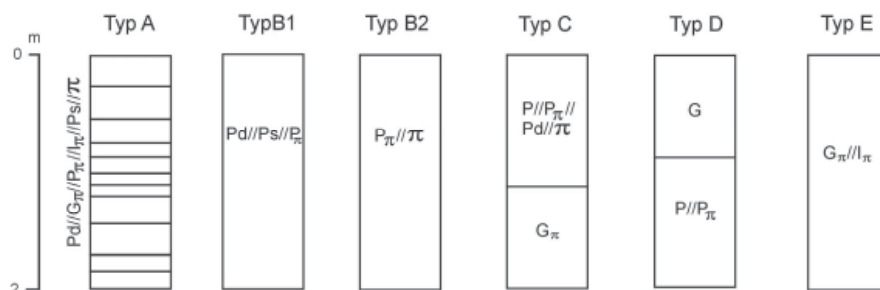
Charakterystyka litologiczna utworów powierzchniowych

Wyniki kartowania geologicznego upoważniają do wydzielenia na obszarze tarasu zalewowego okolic Magnuszewa czterech głównych stref morfogenetycznych, którym odpowiadają charakterystyczne profile litologiczne utworów powierzchniowych.

Pierwsza strefa to obszar tarasu madowego rzeki meandrującej, przeobrażonego przez współczesną, dziką rzekę. Powierzchnia ta, pomimo mało zróżnicowanej morfologii, charakteryzuje się dużą zmiennością profilu litologicznego utworów powierzchniowych. Budują go przewarstwiające się wzajemnie piaski drobne, piaski pylaste, pyły, gliny pylaste, gliny pylaste zwięzłe, ily pylaste. Miąższość poszczególnych warstw waha się w przedziale od 0,3 do 0,6 m. Utwory te to osady rzeki roztokowej deponowane w warunkach dystalnej równi zalewowej (Miall 1996). Taki profil określono jako typ A (rys. 3). Utwory powodziowe, przykrywające powierzchnię tej strefy, to gliny pylaste, gliny zwięzłe oraz ily o zawartości frakcji iłowej od 18 do 50%, przy średniej wynoszącej 41%, a medianie 38% (rys. 4). Zawierają one od 1,2 do 5,6% substancji organicznej i są bezwęglanowe. Piaski, występujące w profilach tej strefy tarasu zalewowego, należą do piasków drobnych i piasków pylastych o zawartości substancji organicznej nieprzekraczającej 1%. Wskaźnik pH zarówno utworów spoistych, jak

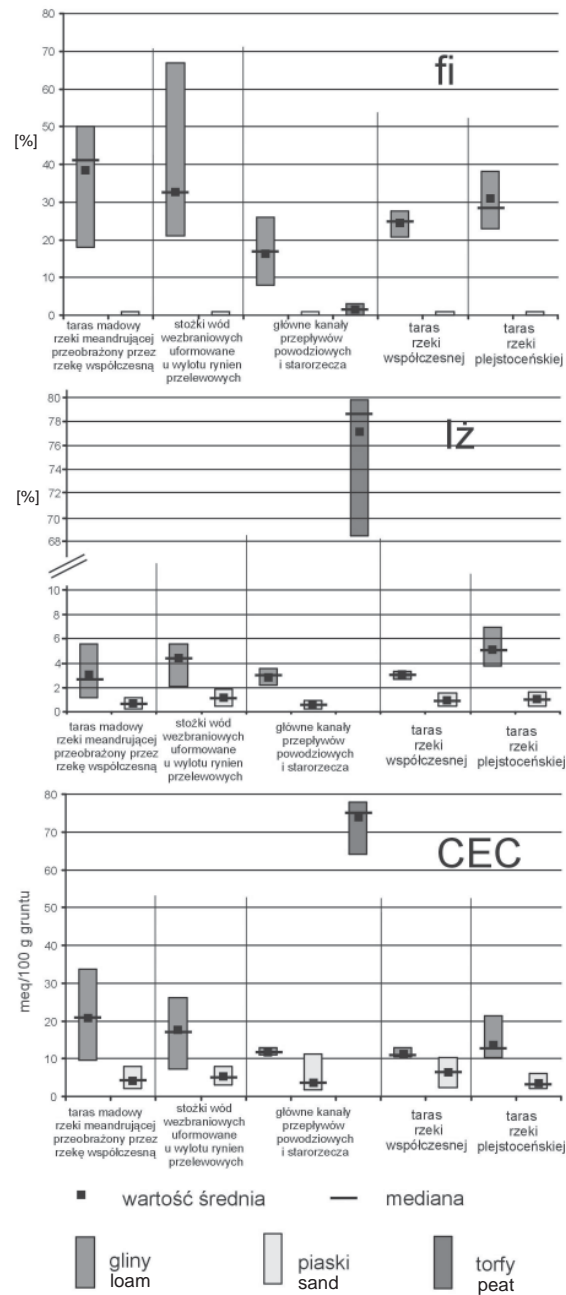
i niespoistych zmienia się w wąskim zakresie wartości od 7,0 do 8,2 (tab. 1).

Do drugiej strefy morfologicznej zalicza się strefy przepływów wezbraniowych w postaci wyraźnych rynien przelewowych, biegnących częściowo w obrębie ułożonych liniowo starorzeczy. Dominują tu profile zbudowane z piasków o różnej granulacji – od drobnych do grubych, często wzajemnie się przewarstwiających, określone tu jako typ B1, oraz zbudowane z piasków pylastych – typ B2 (rys. 4). Zwykle w strefie brzeżnej głównego kanału, przy krawędzi tarasu zalewowego, na jednorodnej serii spoistych mad rzeki meandrującej, zbudowanej z glin pylastych i iłów pylastych, leży warstwa piasków pylastych, drobnych i średnich, o miąższościach od 1,1 do 2,0 m. Ten typ profilu określono jako C (rys. 3). W strefach zaadaptowanych na trasę przepływu wód wezbraniowych starorzeczy lokalnie występują torfy o miąższościach dochodzących do 2 m z drobnymi laminkami drobnych piasków, a czasami piaski z organiką. Mady występujące w profilach stref głównych kanałów przepływów powodziowych



RYSUNEK 3. Profile litologiczne, typowe dla wydzielonych form geomorfologicznych doliny Wisły w rejonie Magnuszewa: Pd – piaski drobne, Ps – piaski średnie, π – pyły, P_{π} – piaski pylaste, G_{π} – gliny pylaste, G – gliny, I_{π} – ily pylaste, // – przelawienia

FIGURE 3. Lithological profiles of the surface deposits typical for distinguished geomorphological forms of the Vistula River valley bottom near Magnuszew: Pd – fine sand, Ps – medium sand, π – silt, P_{π} – silty sand, G_{π} – silty loam, G – loam, I_{π} – silty clay, // – intercalations



RYSUNEK 4. Zawartość frakcji iłowej (fi) i substancji organicznej (Iz) osadów budujących dolinę Wisły w rejonie Magnuszewa oraz ich pojemność wymiany kationowej (CEC)
 FIGURE 4. Clay and organic matter content of the surface deposits of the Vistula River valley bottom near Magnuszew

TABELA 1. Zawartość węglanu wapnia oraz pH osadów budujących powierzchnie analizowanych form geomorfologicznych doliny Wisły w rejonie Magnuszewa

TABLE 1. CaCO₃ content as well as pH of the surface soils of analysed geomorphological forms in Vistula River valley near Magnuszew

| Forma geomorfologiczna Geomorphological feature | Rodzaj gruntu Type of soils | Liczba próbek Samples number | pH | CaCO ₃ [%] |
|--|-----------------------------------|------------------------------------|-----------|--------------------------|
| Taras madowy rzeki meandrującej przeobrażony przez rzekę współczesną Flood terrace of meandering river reworked by contemporary flows | gliny loam | 9 | 6,81–8,17 | – |
| | piaski sand | 8 | 7,0–8,1 | – |
| Stożki wód wezbraniowych uformowane u wylotu rynien przelewowych Flood fans formed In the mouth of erosion troughs | gliny loam | 14 | 5,98–8,50 | 0–6,65 |
| | piaski sand | 10 | 7,10–7,66 | – |
| Główne rynny przelewowe przepływów powodziowych i starorzecza Main erosion troughs and oxbow lakes | gliny loam | 11 | 6,81–7,97 | 0–6,31 |
| | piaski sand | 7 | 7,87–8,24 | – |
| | torfy peat | 6 | 5,33–6,1 | – |
| Taras rzeki współczesnej Contemporary terrace | gliny loam | 10 | 7,19 | – |
| | piaski sand | 8 | 8,10–8,47 | 0–16,05 |
| Taras rzeki plejstocenińskiej Pleistocene terrace | gliny loam | 9 | 5,80–6,79 | – |
| | piaski sand | 7 | 7,20–7,86 | – |

wykazują mniejszą zawartość frakcji łożnej, gdyż zmieniają się one w węższym zakresie – od 8 do 26% (średnia – 16%, mediana – 25%) niż wartości uzyskane dla omówionych wcześniej utworów (profil A). Są to pyły, gliny pylaste oraz gliny zwięzłe. Również zawartość substancji organicznej jest w nich mniejsza niż w osadach poprzednich stref tarasu zalewowego, gdyż wynosi średnio 2,8%. Lokalnie są one wzbogacone w węglan wapnia (do 6,3%), a pH tych utworów waha się w zakresie od 6,8 do 8,0 (tab. 1). Piaski występujące w tych strefach to piaski drobne i piaski średnie, wykazujące obecność substancji organicznej

w ilości od 0,3 do 1,0%. Są one bezwęglanowe i charakteryzują się odczynem zasadowym, gdyż ich pH wynosi od 7,9 do 8,3. W strefach tych występują także utwory bagienne – torfy, budujące starorzecza, o zawartości substancji organicznej zmieniającej się w zakresie od 68,5 do 79,0% i odczynie kwaśnym (pH 5,3–6,1).

Trzecia strefa morfogenetyczna składa się ze stożków wód wezbraniowych uformowanych u wylotu rynien przelewowych. Stwierdzono tu dwa główne typy profili litologicznych utworów powierzchniowych. W strefach wydłużonych wałów warstwa utworów spoistych

– glin, glin pylastych i iłów pylastych przewarstwiających się wzajemnie, o miąższościach od 0,6 do 1,6 m (średnio 1,0 m), leży na warstwie piasków z przeławiczeniami pyłu. Ten typ profilu litologicznego określono jako D (rys. 3). Między wzniesieniami warstwę przypowierzchniową budują gliny pylaste i ily pylaste, miejscami przewarstwione cienkimi – do 30 cm miąższości, wkładkami piasków o różnym uziarnieniu. Jest to profil typu E. Zmienność litologiczna gruntów budujących obszar stożków wód wezbraniowych jest zdecydowanie większa niż w strefie pierwszej. Zawartość frakcji iłowej zmienia się tam w szerszym zakresie – wynosi od 21 do 67%, a wartość mediany jest mniejsza i wynosi 33%. W osadach wezbraniowych tej strefy zawartość substancji organicznej wynosi od 2,0 do 5,6%. Wartość średnia i mediana wynoszą odpowiednio 4,3, oraz 4,1%. Obecność CaCO_3 stwierdzono jedynie w pojedynczych próbkach, a ilość tego składnika nie przekraczała 6,6%. Wskaźnik pH tych spoistych utworów zmienia się w zakresie od 6,0 do 8,5. Piaski budujące dolne partie profili, tworzących stożki wód wezbraniowych wydłużonych wałów, to głównie piaski drobne, piaski średnie, miejscami grube ze żwirem. Zawierają one niewielkie ilości substancji organicznej, mieszczące się w przedziale od 0,7 do 1,9%. Ich pH zmienia się w zakresie od 7,1 do 7,7.

Strefa czwarta to strefa tarasu współczesnego. Jest to najbardziej zróżnicowana pod względem litologii utworów powierzchniowych część tarasu zalewowego. Występują tam zarówno profile typu C, jak i typu B2, B1 oraz typu A (rys. 3). Utwory powodziowe tarasu współ-

czesnej, „dzikiej” rzeki to gliny zwięzłe o zawartości frakcji iłowej, mieszczące się w zakresie od 21 do 27% (średnia – 24%, mediana – 25%). Zawierają one 2,6–3,0% substancji organicznej (średnio – 2,7%). Ich pH wynosi 7,1–7,9. Piaski, stanowiące przewarstwienia w madach tarasu rzeki współczesnej „dzikiej” (piaski drobne i pylaste), zawierają średnio 0,8% substancji organicznej. Lokalnie są one wzbogacone w węglan wapnia. Ich pH mieści się w zakresie 8,1–8,5.

W składzie frakcji iłowej osadów powodziowych tarasu zalewowego okolic Magnuszewa dominują smektyty. W mniejszej ilości występują także kaolinit i illit oraz w formie domieszek minerały mieszanopakietowe.

Pojemność wymiany kationowej (CEC)

Istotnym elementem charakterystyki fizykochemicznej utworów powierzchniowych pod kątem oceny ich własności izolacyjnych jest CEC (cation exchange capacity). Jej wielkość zależy od frakcji utworów mineralnych, składu mineralnego frakcji ilastej, a także zawartości substancji organicznej. Jak pokazano powyżej, istnieje związek między zróżnicowaniem środowisk sedymentacji utworów wezbraniowych na powierzchni tarasu zalewowego a ich litologią. Największą wartość pojemności wymiany kationowej wykazują torfy występujące w obrębie starorzeczy i kanałów ulgi przepływów powodziowych. Ich pojemności wymiany kationowej osiągają wartości od 63 do 76 $\text{meq}\cdot(100\text{ g})^{-1}$ gruntów, przy średniej wynoszącej 75 $\text{meq}\cdot(100\text{ g})^{-1}$ gruntu (rys. 4).

Wśród osadów spoistych, budujących strefę powierzchniową, największe wartości CEC posiadają osady występujące w profilu mad na obszarze tarasu rzeki meandrującej, przeobrażonego przez współczesne przepływy (strefa pierwsza). Wartości CEC dochodzą tu do $34 \text{ meq} \cdot (100 \text{ g})^{-1}$ gruntu, przy średniej i medianie wynoszącej $21 \text{ meq} \cdot (100 \text{ g})^{-1}$ gruntu. Wartości te wynikają z zawartości frakcji ilastej w wielu przewarstwieniach budujących profil typu A.

Mniejsze wartości CEC posiadają spoiste osady, budujące profil utworów powierzchniowych w strefie stożków wód wezbraniowych. Mimo większej, w porównaniu z pozostałymi obszarami, zawartości substancji organicznej pojemność wymiany kationowej spoistych gruntów tej strefy zmienia się w zakresie od 7 do $26 \text{ meq} \cdot (100 \text{ g})^{-1}$ gruntu, przyjmując średnią wynoszącą $17 \text{ meq} \cdot (100 \text{ g})^{-1}$ gruntu (rys. 4). Podobne wartości CEC uzyskano dla tzw. brunatnych mad (Biernacki 1975), osadzonych na tarasie wyższym (praskim – Sarnacka 1982) na przełomie plejstocenu i holocenu przez podobnie jak współcześnie „dziką”, roztokową Wisłę.

Wśród utworów spoistych, budujących profil osadów wezbraniowych, najmniejszymi wartościami CEC charakteryzują się mady, występujące w obrębie kanałów ulgi na obszarze przeobrażonego tarasu rzeki meandrującej oraz w strefie tarasu rzeki współczesnej „dzikiej”.

Piaski o różnym uziarnieniu, występujące w profilach wszystkich analizowanych stref tarasu zalewowego w rejonie Magnuszewa, wykazują podobne wartości CEC. Nie przekraczają one zwykle $10 \text{ meq} \cdot (100 \text{ g})^{-1}$ gruntu. Średnie oraz mediany tej zawartości są

mniejsze od $6,5 \text{ meq} \cdot (100 \text{ g})^{-1}$ gruntu (rys. 4). Są to więc osady o najgorszych zdolnościach sorpcyjnych. Niewielkie zwiększenie wartości CEC tych osadów spowodowane jest zwykle obojętnym i lekko zasadowym odczynem oraz domieszką substancji organicznej.

Podsumowanie

Jak wynika z przeprowadzonych badań, przyczyną obserwowanego na powierzchni tarasu zalewowego skomplikowanego układu wychodni osadów rzecznych jest przestrzenne zróżnicowanie procesów przeobrażania powierzchni tarasu przez przepływy wezbraniowe. Taka ewolucja systemu rzecznej, jaka nastąpiła w zlewni Wisły w czasach historycznych, zawsze pociąga za sobą zmiany typu depozycji aluwii. W przypadku jednak okolic Magnuszewa zmiany te mają specyficzny charakter. Koncentracja przepływów wezbraniowych, będąca bezpośrednią przyczyną różnicowania środowisk sedymentacji wezbraniowej, która współcześnie jest przyczyną na przykład powtarzających się w konkretnych strefach (np. w km 439) awarii budowli (Falkowski 2007), wiąże się tu z oddziaływaniem podłoża aluwii. Zjawisko to pojawiło się wraz z towarzyszącym procesowi dziczenia rzeki wzrostem wezbraniowej przeróbki aluwii w strefie korytowej (erozji wgłębnej wielkich wód). Koncentracja przepływu wód wezbraniowych w tych samych strefach jeszcze przed wybudowaniem wałów przeciwpowodziowych doprowadziła do znacznej redukcji miąższości słabo przepuszczalnych mad z okresu meandrowania Wisły i zastąpie-

nia ich znacznie bardziej przepuszczalnymi madami współczesnej (w znaczeniu Falkowskiego 1975) rzeki. W takich miejscach w czasie wezbrania przebiecie hydrauliczne wód pod wałem przeciwpowodziowym jest bardziej prawdopodobne.

Z przebiegiem procesów przeobrażenia powierzchni tarasu zalewowego wiąże się także zróżnicowanie cech izolacyjności. Najmniejsze wartości CEC posiadają osady budujące strefę tarasu współczesnego oraz strefy erozyjnych rynien przepływów wezbraniowych. Dynamiczny przepływ wielkich wód usunął i częściowo pogrzał pod współczesnymi aluwiami facji korytovej gliniaste mady z okresu meandrowania Wisły. Ostaniec tych mad stwierdzili autorzy w rejonie ujścia Radomki, w strefie korytovej Wisły, na głębokości około 3 m poniżej poziomu średniej wody. Wyjątkiem w obrębie stref skoncentrowanych przepływów wód wezbraniowych są włączone w trasę przepływu starorzecza, głównie ze względu na wypełniające je grunty organiczne. Dynamiczne przepływy wezbraniowe przeobraziły jednak przynajmniej górną część ich profilu, wzbogacając go w warstwy piaszczysto-pylaste. Analizy paleobotaniczne tych osadów, przeprowadzone przez K. Bińkę w 2008 roku, potwierdzają współczesną redepozycję górnej części ich profilu.

Jak wspomniano wcześniej, przepływy wezbraniowe spowodowały znaczącą redukcję miąższości warstwy gliniastych mad rzeki meandrującej, które charakteryzują się małymi wartościami współczynnika filtracji. Na znacznej powierzchni zostały one przykryte madami dzikiej Wisły, o generalnie większej wodoprzepuszczalności. Szczególne zna-

czenie dla warunków infiltracji ewentualnych zanieczyszczeń mają strefy głównych rynien skoncentrowanej erozji wód wezbraniowych. W miejscach tych ciągła pokrywa spoistych mad została przerwana, a na ich miejscu rzeka zdeponowała często gruboziarniste, przepuszczalne osady.

Analiza zróżnicowania profilu litologicznego utworów powierzchniowych, wzbogacona określeniem pojemności wymiany kationowej (CEC) gruntów oraz ustaleniem zakresu wartości ich współczynnika filtracji pozwala na waloryzowanie obszarów pod względem zdolności do zatrzymywania zanieczyszczeń występujących tam gruntów, a nawet identyfikowania obecności naturalnych, geologicznych barier izolacyjnych (Falkowska 2009). Racjonalizację zakresu takich prac oraz precyzję w wyznaczeniu granic wydzielonych obszarów ułatwić może oparcie badań terenowych i oznaczeń laboratoryjnych na określeniu morfogenezy obszaru.

Proces przeobrażenia powierzchni tarasu zalewowego, który, jak dowodzą doświadczenia wiosennych powodzi 2010 roku, a także doświadczenia wcześniejsze (Ozga-Zielińska 1997), nawet po wybudowaniu wałów przeciwpowodziowych nie może być uznany za zakończony, charakteryzuje się dużą zmiennością przestrzenną. Dokładna identyfikacja wszystkich środowisk sedymentacji i redepozycji osadów wezbraniowych powinna być prowadzona na podstawie wysokorozdzielczych zdjęć lotniczych, czy satelitarnych, a także bardzo szczegółowego obrazu hipsometrii terenu. W kolejnym etapie badań przewiduje się wykonanie cyfrowego modelu terenu.

Wnioski

Analizowany obszar tarasu zalewowego Wisły w okolicach Magnuszewa charakteryzuje się zmiennością środowisk sedymentacji i redepozycji osadów wezbraniowych.

Określonym strefom tarasu można przyporządkować typy profili litologicznych osadów wezbraniowych.

Wydzielone typy profili różnią się między sobą własnościami sorpcyjnymi.

Prawidłowe waloryzowanie obszaru dna doliny pod kątem szeroko rozumianej izolacyjności utworów powierzchniowych wymaga odtworzenia przebiegu morfogenezy formy. Odtworzenie dynamiki procesów formowania powierzchni tarasu zalewowego powinno być elementem inżyniersko-geologicznej i sozologicznej prognozy, dotyczącej skutków jego zagospodarowania.

Literatura

- BIERNACKI Z. 1975: Holocene and Late Pleistocene alluvial sediments of the Vistula River near Warsaw. *Biuletyn Geologiczny* 19: 199–217.
- FALKOWSKI E. 1982: Some regularities of the valley floor evolution of the Middle Vistula River valley during the last 15 000 years. Ed. L. Starkel. IGiPZ PAN, Warszawa: 9–20.
- FALKOWSKA E. 2009: Geomorfologiczne uwarunkowania występowania naturalnych geologicznych barier izolacyjnych na wybranych obszarach Polski Środkowej. Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.
- FALKOWSKI E. 1975: Variability of channel processes of lowland rivers in Poland and changes of Valley floors Turing Holocene, *Biuletyn Geologiczny Uniwersytetu Warszawskiego* 19: 45–78.
- FALKOWSKI T. 2006: Naturalne czynniki stabilizujące wybrane odcinki strefy korytovej Wisły środkowej. Wydawnictwo SGGW, Warszawa.
- FALKOWSKI T. 2007: Geomorphological analysis of a the Vistula River valley in evaluating the safety of regulation structures. *Acta Geologica Polonica* 57 (3): 377–390.
- FALKOWSKI T., POPEK 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.
- FALKOWSKI E., KRAUŻLIS K., BUSZKO A., CZARNECKI M., GRANACKI W., KARABOL J., LEWIŃSKA A. 1981: Studium geologiczne Wisły środkowej na odcinku ujście Pilicy – Buraków oraz Odry w rejonie ujścia Warty. Sprawozdanie z badań zrealizowanych w ramach zadania na rok 1981 PR.07.11.02., archiwum ZPG Wydziału Geologii UW, Warszawa.
- 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.
- KARABON J. 1980; Morfogenetyczna działalność wód wezbraniowych związana z zatokami lodowymi w dolinie Wisły Środkowej. *Przegląd Geologiczny* 9: 512–515.
- Korytarz ekologiczny doliny Wisły. Stan – funkcjonowanie – zagrożenia 1995. Red. E. Gacka-Grzesikiewicz. IUCN The World Conservation Union, Fundacja IUCN, Poland.
- KOZARSKI S., ROTNICKI K., 1977: Valley floors and changes of river channel patterns in the North Polish Plain during the Late Würm and Holocene. *Quaestiones Geographicae* 4: 51–93.
- MIALL A.D., 1996: The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. Springer Verlag Inc., Berlin.
- MYŚLIŃSKA E. 1984: Kryteria oceny inżyniersko-geologicznych właściwości mad. *Kwartalnik Geologiczny* 28: 143–162.
- OSTROWSKA A., GAWLIŃSKI S., SZCZUBIAŁKA Z. 1991. Metody analizy właściwości gleb i roślin. IOŚ, Warszawa.

- OZGA-ZIELIŃSKA M. 1997: O konieczności określania dla rzek polskich maksymalnych wiarygodnych wezbrań wywołanych maksymalnymi wiarygodnymi opadami. Forum Naukowo-Techniczne – POWÓDŹ 1997. T. 2. IMGW, Warszawa.
- SARNACKA Z. 1980: Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000, arkusz Magnuszew. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- SARNACKA Z. 1982: Stratygrafia i charakterystyka litologiczna osadów czwartorzędowych rejonu doliny Wisły na południe od Warszawy. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 337: 143–198.
- STARKEL L. 1983: The reflection of hydrologic changes in fluvial environment of the temperate zone during the last 15 000 years. In: Background to Paleohydrology. Ed. J. Gregory. J. Wiley, Chichester: 213–234.
- STARKEL L. 1994: Frequency of floods during the Holocene in the Upper Vistula Basin. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 27–28: 3–13.
- STARKEL L. 2001: Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś. IGiPZ PAN, Warszawa.
- SZUMAŃSKI A. 1986: Postglacjalna ewolucja i mechanizm transformacji dna doliny Dolnego Sanu. *Zeszyty Naukowe AGH, Geologia*, 12, 1: 5–92.
- ZIELIŃSKI T. 2000: Sedymentologiczne skutki powodzi 1997 i 1998 roku w dorzeczu Górnej Nysy Kłodzkiej. W: Dynamiczna ocena i prognoza geologicznych zagrożeń wywołanych powodzią, na przykładzie Nysy Kłodzkiej, Górnej Soły i Górnego Sanu-Solinki. Red. S. Ostaficzuk. Wydawnictwo Instytutu Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN, Kraków: 105–136.

Summary

Sorption properties of Vistula River flood deposits in the Magnuszew area (middle course) in the background of valley bottom morphogenetic. Investigations carried out in the Vistula River valley in the vicinity of Magnuszew (middle course) have shown the complexity of distribution of flood facies deposits. The type of lithological profile as well as sorption properties depends on site location in distinguished morphogenetic zones of floodplain: (1) terrace zone of meandering Vistula reworked by contemporary flows, (2) erosion troughs, (3) alluvial fans (crevasses), (4) contemporary terrace.

Authors' addresses:

Ewa Falkowska
 Uniwersytet Warszawski
 Wydział Geologii
 al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
 Poland
 e-mail: ewa.falkowska@uw.edu.pl

Tomasz Falkowski
 Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego
 Katedra Geoinżynierii
 ul. Nowoursynowska 159, 02-776 Warszawa
 Poland
 e-mail: tomasz_falkowski@sggw.pl