

**MADY DOLIN SUDECKICH. CZĘŚĆ III:
SUBAERALNIE I SUBAKWALNIE DEPONOWANE
OSADY POZAKORYTOWE W ŚWIETLE EKSPERYMENTU TERENOWEGO
(1977-1979)**

Recent overbank deposits of the Sudetic valleys, SW Poland.
Part III: Subaerially and subaqueously deposited overbank sediments
in the light of field experiment (1977-1979)

Andrzej Karol TEISSEYRE

Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego,
ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław

SPIS TREŚCI

Streszczenie	1
Wykaz symboli — list of symbols	2
Wprowadzenie	3
Procesy i współczesne osady pozakorytowe w zlewni górnego Bobru — stanowiska Miszkowice 1 i 2 oraz Bukówka 1	5
Ogólna charakterystyka stanowisk Miszkowice 1 i 2 oraz stanowiska Bukówka 1	8
Przebieg i skutki procesów pozakorytowych w warunkach subaeralnych — stanowisko Miszkowice 1	8
Przebieg i skutki procesów pozakorytowych w warunkach subakwalnych — stanowiska Miszkowice 2 oraz Bukówka 1	17
Uziarnienie osadów pozakorytowych dolnej Złotnej	22
Skutki powodzi sierpniowej 1977 r. w innych stanowiskach badawczych w Sudetach	25
Wczesnopostdepozycyjne przeobrażenia osadów pozakorytowych	30
Zastosowanie osiągniętych wyników w kartografii geologicznej	32
Zastosowanie osiągniętych wyników do badań holocenijskich pokryw aluwialnych	33
Model sedymentacji pozakorytovej w dolinie rzeki żwirodnej o dużym spadku	43
Podsumowanie i wnioski	46
Literatura	50
Summary	56

STRESZCZENIE. Katastrofalna powódź w Sudetach w sierpniu 1977 r. umożliwiła realizację planowanych przez autora terenowych badań procesów i osadów pozakorytowych. Badania te prowadzono w kilku stanowiskach w zlewni górnego Bobru, a zwłaszcza na stożku napływowym Miszkowic, w ujściowym odcinku Złotnej (dopływ Bobru). Pole doświadczalne eksperymentu terenowego zlokalizowano częściowo w czasie suchego normalnie zbiornika przeciwpowodziowego (zbiornik Bukówka na górnym Bobrze). W czasie powodzi sierpniowej 1977 r. w zbiorniku tym utworzyło się na przeciąg kilku dni jezioro przepływowe o maksymalnej głębokości 6 metrów. Umożliwiło to równoczesną obserwację zjawisk związanych z powodzią, a przebiegających w dwóch różnych

środowiskach: rzeczonym (warunki subaeralne) i jeziornym (warunki subakwalne). W jeziorze stwierdzono działanie w czasie powodzi przydennych prądów gęstościowych, wywołanych przez uchodzące do zalewu wody rzek, silnie obciążone zawiesiną oraz niosące znaczny ładunek obciążenia dennego i saltacyjnego. Na dnie jeziora prądy te przemieszczały się wzdłuż koryt rzek (Złotnej, Bobru i Dębicy), a także przelewały się poza koryta obejmując swoim zasięgiem wały brzegowe i przyległe do nich części zawała. Stwierdzono, że prądy gęstościowe działające w jeziorze wykonywały bardzo podobną pracę erozyjną, transportową i depozycyjną co przepływy powodziowe w dotkniętych powodzią dnach dolin Złotnej, Bobru i Dębicy, położonych poza zasięgiem cofki.

Scharakteryzowano żwirowe, piaszczyste i mułowe osady pozakorytowe dolnej Złotnej, zdeponowane subaeralnie w obszarze powyżej cölki, i porównano je z analogicznymi osadami składanymi subakwalnie, na dnie jeziora, przez przydenne prądy gęstościowe. Tworzenie się większości opisanych form i osadów było obserwowane. Stwierdzono, że osady pozakorytowe deponowane subaeralnie i subakwalnie są reprezentowane przez te same facje (żwirową, piaszkową i mułową), formy depozycyjne w obu przypadkach mają podobne wymiary i zarys w planie, a także ujawniają podobne struktury wewnętrzne, wśród których przeważa uziarnienie gradacyjne pensymetryczne lub odwrócone. W obu przypadkach w obszarach pozakorytowych deponowany był głównie materiał transportowany w korycie rzeczonym w zawieszynie i w saltacji. W obu badanych środowiskach – rzeczonym i jeziornym – żwiry obciążenia dennego rzek były lokalnie wyprowadzane z koryta na wały brzegowe wylotowymi krewasami łagodnymi.

Wyniki badań uziarnienia współczesnych i kopalnych (holoceńskich) osadów pozakorytowych dolnej Złotnej przedstawiono m.in. na diagramie *C-M* Passegi. Na podstawie obserwacji terenowych wyróżniono dwie klasy osadów pozakorytowych odpowiadające utworom deponowanym z zawiesziny i z obciążenia saltacyjnego rzeki. Dwuletni cykl obserwacji terenowych (1977–1979) umożliwił określenie wczesnopedepozycyjnych przeobrażeń osadów pozakorytowych przez takie czynniki, jak: deszcz, infiltracja, insolacja, mróz, wiatr oraz mechaniczne działanie biosfery (rośliny, zwierzęta, człowiek). W ciągu krótkiego okresu kilku miesięcy czynniki te i związane z nimi procesy prowadzą do daleko posuniętej homogenizacji większości drobnoziarnistych utworów pozakorytowych i włączenia ich w obręb górnej części profilu gębowego. Szanse zachowania się w stanie kopalnym form pozakorytowych zbudowanych ze żwirów i piasków są wprost proporcjonalne do grubości ziarna tych osadów oraz ich miąższości. Formy depozycyjne zbudowane z mułów mają minimalne szanse zachowania się w stanie kopalnym, chyba

że zostaną przykryte piaskami lub żwirami, co jest typowe zwłaszcza dla wałów brzegowych. Spośród wszystkich badanych utworów pozakorytowych osady naturalnych wałów brzegowych wykazały największe zróżnicowanie cech teksturalnych i strukturalnych.

Mimo trudności wynikających z przeobrażeń postdepozycyjnych, obejmujących również procesy glebowe, oraz podobieństwa osadów deponowanych subaeralnie i subakwalnie możliwe jest ustalenie genezy większości subfosalnych holocenijskich utworów pozakorytowych odsłoniętych w dolinach badanych rzek. Na przykładzie stanowiska holocenu w Miszkowicach (Sudety Środkowe, Brama Lubawska) przedstawiono m.in. rekonstrukcję paleośrodowiskową wraz z próbą datowania holocenijskiej pokrywy aluwialnej, zawierającej w stropie pokład średniowiecznych mad przemysłowych oraz datujących się od średniowiecza do dziś mad rolniczych. Stwierdzono też, że najważniejsze mezośrodowiska strefy pozakorytovej i odpowiadające im osady dają się wykartować na mapie topograficznej w skali 1:10 000 i to nawet we względnie wąskich dolinach górskich.

Na podstawie badań terenowych i przesłanek teoretycznych opracowano model sedimentacji pozakorytovej właściwej dla rzeki żwirodennej o dużym spadku, odwadniającej dolinę płaskodenną. Zgodnie z tym modelem wysokie powodzie powodują odłożenie w zalanych dnach dolin dwóch facji mułowych (dolnej i górnej), przedzielonych w strefach wałów brzegowych facjami piaszkową i żwirową. Maksymalne miąższości osadów pozakorytowych, a zwłaszcza piasków i żwirów, występują w strefie między grzbietem naturalnego wału brzegowego a dolną częścią jego zewnętrznego stoku. Opracowany model może znaleźć zastosowanie do badań osadów pozakorytowych deponowanych przez rzeki żwirodenne o zawieszinowym lub mieszanym typie obciążenia, składanych na odlesionych (łakowych) dnach dolin, w klimacie wilgotnym, umiarkowanym lub chłodnym.

WYKAZ SYMBOLI – LIST OF SYMBOLS

<i>A, B, C</i>	= osie opisujące wielkość ziarna: najdłuższa, pośrednia i najkrótsza (Kalterherberg 1956) intercepts describing grain size: long, intermediate, and short (Kalterherberg 1956)	D_n	– średnica efektywna effective diameter
<i>A</i>	– pole przekroju przepływowego cross-sectional area of flow	D_0	– średnica ziarna standardowego = 1 mm standard grain diameter = 1 mm
<i>C</i>	– percentil 1 ⁰ / ₀ one percentile	<i>d</i>	– głębokość przepływu depth of flow
C_s	– koncentracja materiału detrytycznego w przepływie sediment concentration in fluid flow	d_B	– głębokość pełnokorytovej bankfull depth
C_{ss}	– koncentracja zawiesziny w przepływie suspended sediment concentration in fluid flow	<i>Fr</i>	– liczba podobieństwa Froude'a = V/c Froude number
<i>c</i>	– prędkość rozchodzenia się małej fali powierzchniowej = \sqrt{gd} celerity; wave velocity	<i>g</i>	– przyspieszenie siły ciężkości acceleration due to gravity
<i>D</i>	– średnica ziarna grain diameter	K_G	– spłaszczenie (wszystkie parametry statystyczne rozkładu uziarnienia według Foka i Warda 1957) kurtosis
		<i>M</i>	– mediana wielkości ziarna (diagram <i>C-M</i> Passegi)

	median (<i>C-M</i> diagram according to Passega)	<i>x</i>	– kierunek ruchu distance in the direction of flow
Md_{50}	– mediana średnic ziarna (Folk i Ward 1957) median grain diameter	<i>y</i>	– odległość od dna w pionie distance from the bed in the vertical direction
Mz	– średnia średnica ziarna (Folk i Ward 1957) mean grain size	<i>z</i>	– funkcja w teorii transportu zawiesiny, kierunek prostopadły do płaszczyzny <i>xy</i> , wysokość ponad poziom odniesienia
<i>n</i>	– współczynnik oporu Manninga Manning resistance coefficient		function in the theory of suspended sediment transport, direction perpendicular to <i>xy</i> plane, height above datum
<i>P</i>	– krętość koryta channel sinuosity		
“phi”, Φ	– skala wielkości ziarna, $\Phi = -\log_2 \times (D/D_0)$ phi scale for grain size	β	– stosunek objętości ziarna do całkowitej objętości osadu na dnie ratio of grain to total volume in granular bed
<i>Q</i>	– objętościowe natężenie przepływu discharge		
\bar{Q}	– średni roczny przepływ mean annual discharge	γ	– ciężar właściwy specific weight
Q_B	– przepływ pełnokorytowy bankfull discharge	γ_o	– ciężar objętościowy weight by volume
q_s	– jednostkowe natężenie przepływu osadu sediment discharge per unit width	γ_s	– ciężar właściwy osadu specific weight of sediment
<i>R</i>	– promień hydrauliczny hydraulic radius	θ	– bezwymiarowy parametr naprężenia ścinającego dimensionless shear stress
<i>S</i>	– spadek hydrauliczny, m/m hydraulic slope	α	– stała von Kármána von Kármán constant
Sk_1	– skośność (Folk i Ward 1957) skewness	σ_1	– współczynnik dyspersji (Folk i Ward 1957) dispersion coefficient
<i>t</i>	– czas time	τ_0	– średnie naprężenie ścinające na dnie mean bed shear stress
\bar{V}	– średnia prędkość przepływu mean flow velocity	τ_{0stab}	– naprężenie ścinające powodujące wypadanie ziarn z trakcji shear stress for absolute stability limit
V^*	– prędkość ścinająca shear velocity		
V_s	– prędkość opadania ziarn w wodzie fall velocity of grains in water	Średnica efektywna	– średnica kuli o objętości równej objętości ziarna.
<i>w</i>	– szerokość koryta channel width		

WPROWADZENIE

Problem genezy rzecznych utworów pozakorytowych jest wciąż aktualny i to w wielu dyscyplinach nauk, jak geologia i geomorfologia dynamiczna, gleboznawstwo oraz nauki agro- i hydrotechniczne. Stan zaawansowania badań nad genezą tych utworów nadal wyraźnie ustępuje rozpoznaniu rzecznych procesów i osadów korytowych. Odczuwają to szczególnie dotkliwie sedymentolodzy i geomorfologowie nie znajdując w literaturze odpowiednich opracowań, które mogłyby stać się

podstawą do aktualistycznej interpretacji podobnych genetycznie osadów kopalnych. Chęć przyczynienia się do częściowego choćby wypełnienia tej luki była jedną z podniet podsuwających autorowi pomysł opublikowania cyklu artykułów poświęconych procesom madotwórczym i madom w Sudetach.

Ograniczenie obszaru obserwacji do części Sudetów nie ma tu żadnego znaczenia, ponieważ przebieg interesujących nas procesów nie zależy

od takiej czy innej lokalizacji poletka doświadczalnego w sensie regionalnym, lecz od wypadkowej pięciu czynników zewnętrznych, kontrolujących przebieg procesów rzecznych w ogólności (w zlewni są to: klimat, budowa geologiczna, rzeźba terenu, roślinność oraz człowiek, Richards 1982). Dlatego też obserwacje poczynione w Sudetach znajdują pełne zastosowanie do innych obszarów o podobnych cechach fizjograficznych i do utworów kopalnych zdeponowanych w zbliżonych paleośrodowiskach i w zbliżonych warunkach paleoklimatycznych.

W niniejszej, trzeciej już części cyklu artykułów poświęconych madom autor omawia głównie obserwacje prowadzone w czasie katastrofalnej powodzi w sierpniu 1977 r. oraz badania osadów tej powodzi, rozpoczęte po opadnięciu wód i kontynuowane następnie w okresie dwóch lat (1977–1979). W czasie wspomnianej powodzi badania procesów i osadów pozakorytowych prowadzono głównie w zlewni górnego Bobru, a zwłaszcza na stożku napływowym Miskowic, u ujścia Złotnej do Bobru. Jest to zatem studium nad procesami pozakorytowymi i madami deponowanymi przez rzekę żwirową o dużym spadku i grubookruchowym żwirowym dnie, lecz o zawieszonym typie obciążenia (Teisseyre 1986).

Zlokalizowanie pola doświadczalnego częściowo w czaszy suchego normalnie zbiornika przeciwpowodziowego (zbiornik Bukówka na górnym Bobrze) umożliwiło równoczesne prowadzenie obserwacji w dwóch różnych środowiskach tak typowych dla kotlin śródgórskich dotkniętych powodzią: rzeczny i jeziorny. Nie chodzi tu przy tym o małe jeziora starorzecz, lecz o duże jeziora przepływowe, zajmujące w czasie powodzi znaczne części kotlin śródgórskich lub całe kotliny. Środowisko par excellence rzeczne to badane przez autora trawiaste lub porośnięte wiklinami płaskie dna doliny Złotnej i górnego Bobru, zalewane przez powódzie przeciętnie co kilkanaście lat. Procesy zachodzące w tych dolinach w czasie powodzi oraz gromadzące się w nich osady pozakorytowe rozwijają się w warunkach subaeralnych, ponieważ płynące całą szerokością zalanego dna doliny wody powodziowe stykają się z powietrzem atmosferycznym. Jednocześnie, w utrzymującym się przez kilka dni jeziorze, powstałym na skutek spiętrzenia wód powodziowych w zbiorniku zaporowym Bukówka, działały w czasie powodzi przydenne prądy gęstościowe. Prądy te operowały zarówno w korytach rzek (Złotnej, Bobru i Dębicy), kierując się do stale otwartego upustu dennego zapory, jak

również działały w obszarach pozakorytowych, a zwłaszcza na wałach brzegowych otaczających koryta rzeczne. Prądy gęstościowe rozprzestrzeniły się przy dnie jeziora, pod cieńszą lub grubszą warstwą wody stojącej, w warunkach które można z powodzeniem określić jako subakwalne. W pracy opisano i porównano ze sobą osady obu tych środowisk.

Dotykamy w ten sposób niesłychanie ważnego i kontrowersyjnego problemu, jakim jest jeziorne pochodzenie części drobnoziarnistych osadów rzecznych, typowych dla górnego członu pokryw aluwialnych deponowanych przez rzeki o zawieszonym lub mieszanym typie obciążenia (por. Happ *et al.*, 1940; Happ 1971; Schumm 1960, 1968, 1977; Allen 1964, 1965a, b, 1970).

Fakt, że obserwacje prowadzone przez autora pochodzą częściowo z czaszy suchego zbiornika przeciwpowodziowego nie jest dyskwalifikujący z przyrodniczego punktu widzenia, ponieważ w czasie katastrofalnych powodzi podobne płytkie jeziora przepływowe tworzą się w sudeckich kotlinach śródgórskich naturalnie, dzięki piętrzeniu wód powodziowych w wąskich gardzielach przełomów dzielących poszczególne kotliny (por. *Die Hochwasserkatastrophe...* 1897).

*

Badania terenowe podporządkowano metodzie eksperymentu terenowego. Jest to metoda niesłychanie uciążliwa i czasochłonna, zwłaszcza w warunkach ograniczonych możliwości finansowych i technicznych, co częściowo tłumaczy rozciągnięcie cyklu publikacji w czasie. Obserwacje i pomiary terenowe realizowano techniką okresowych rekonesansów, szczególnie częstych i długotrwałych w czasie wezbrań i powodzi (do 21 dni ciągłej obserwacji terenowej), a także częstych w okresach późnej jesieni i przedwiośnia. W badaniach terenowych uczestniczyli: mgr mgr Krystyna Kłoda, Piotr Kłoda, Andrzej Don, Tadeusz Kozimor, Jacek Nemeć, Piotr Tarka oraz technicy Zakładu Hydrogeologii Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, a zwłaszcza Andrzej Kobiałka. Wszystkim wymienionym osobom autor składa w tym miejscu wyrazy podziękowania.

Autor winien jest wyrazy szczególnej wdzięczności prof. dr. hab. Alfredowi Jahnowi za krytyczną ocenę całego tekstu oraz przedyskutowanie wielu zagadnień omawianych w tej pracy. Prof. dr. hab. Józefowi Kaźmierczykowi dziękuję za cenne dyskusje i uwagi, a także za pomoc w określeniu wieku mad stanowiska Miskowice na podstawie znalezisk archeologicznych. Podziękowania autor składa także dr. Teresie Kuszell za opracowanie palinologiczne próby torfu z tego stanowiska oraz za interpretację uzyskanych w toku tej analizy wyników.

*

W trakcie badań terenowych stosowano legalizowane termometry precyzyjne, stopery i sekundomierze, używano niwelatora produkcji krajo-

wej, a w przypadku, gdy dopuszczalne były mniejsze dokładności ($\pm 0,5$ cm), także prostego przyrządu konstrukcji autora, zbudowanego z tyczek mierniczych i poziomnic, stosowanego przy profilowaniu koryta rzecznego, brzegów, łach i skarp. Do pobierania prób zawiesiny stosowano specjalną tubę pozwalającą na pobieranie prób z dowolnej głębokości (zakres głębokości 0–2 m, minimalna odległość od dna $y = 0,05$ m). Do chwytania żwirów transportowanych w czasie powodzi w saltacji używano koszy stalowych mocowanych do dna ciężkimi prętami stalowymi. Obserwacje dokumentowano zdjęciami fotograficznymi (zdjęcia czarno-białe i kolorowe diapozytywy) oraz dodatkowo kamerami filmowymi 8 mm. Prędkości przepływu mierzono metodą pływakową stosując przede wszystkim pływak całkowite. W uzasadnionych przypadkach prędkości przepływu mierzono młynkiem hydrometrycznym produkcji radzieckiej (średnica wirnika 5 cm), a w pewnych przypadkach szczególnych – metodą barwienia przepływu (np. pomiar prędkości przepływu w wiklinach lub między źdźbłami traw). Używane do obliczeń hydraulicznych prędkości średnie były albo prędkościami średnimi w pionie (w przypadku ruchu zbliżonego do dwuwymiarowego), albo średnimi prędkościami przekrojowymi $V = Q/A$. Pomiarów niwelacyjnych prowadzono na specjalnie w tym celu założonej sieci reperów, zainstalowanych nad dolną Złotną w latach 1975–1977. Profile niwelowano względem główki repera bez określania jego wysokości

bezwzględnej, która nie była istotna. Średnie spadki hydrauliczne wyliczono z mapy topograficznej 1:10000 wydanej w roku 1978, spadki lokalne zaś ustalono w drodze pomiarów niwelacyjnych (niwelator, łąty). Badania laboratoryjne wykonano w laboratoriach Zakładu Hydrogeologii Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego.

Od momentu zakończenia podstawowych badań terenowych nad dolną Złotną i górnym Bobrem upłynęło 5 lat, a od powodzi w sierpniu 1977 r. 8 lat. Ten dość długi okres nie był przeszkodą w opracowaniu starannie zebranej dokumentacji (notatki terenowe, dokumentacja pomiarowa i fotograficzna, licząca ponad 2,5 tysiąca skatalogowanych negatywów oraz ponad tysiąc barwnych diapozytywów, kilkanaście filmów nakręconych kamerami 8 mm, zestaw prób laboratoryjnych i archiwalnych). Tak zebrana dokumentacja ma wartość trwałą i może być opracowana w dowolnym czasie. Czas, jaki upłynął od momentu zakończenia badań terenowych, pozwolił natomiast na nabranie pewnego dystansu do opisywanych zdarzeń, doświadczenia w toku późniejszych badań, umożliwił przeprowadzenie badań uzupełniających, a zwłaszcza wykorzystanie wkopów wykonanych w czaszy zbiornika Bukówka w związku z jego przebudową. W tym czasie zweryfikowano też wszystkie hipotezy robocze sprawdzając je w innych odcinkach badawczych w trakcie kolejnych wezbrań i powodzi.

PROCESY I WSPÓŁCZESNE OSADY POZAKORYTOWE W ZLEWNI GÓRNEGO BOBRU – STANOWISKA MISZKOWICE 1 I 2 ORAZ BUKÓWKA I

Katastrofalna powódź w zlewniach górnego Bobru i Strzegomki, obserwowana przez autora w dniach 31 lipca – 3 sierpnia 1977 r. (Teisseyre 1979b, 1980, 1984, 1985), stworzyła okazję do realizacji zamierzonego cyklu obserwacji i badań procesów oraz osadów pozakorytowych, charakterystycznych dla rzek żwirodennych odwadniających doliny płaskodenne. Powódź ta, nazywana dalej w skrócie powodzią sierpniową, umożliwiła przeprowadzenie podstawowego cyklu obserwacji i pomiarów przepływów pozakorytowych, śledzenie na żywo odkładanych przez tę powódź osadów pozakorytowych oraz zbadanie tych osadów po opadnięciu wód, w stanie zupełnie świeżym i nie zaburzonym. Wszystkie badane osady były złożone w jednym epizodzie depozycyjnym w dolinach, w których ukształtowanie dna przed powodzią było autorowi dokładnie znane. Badania osadów pozakorytowych zdeponowanych przez

powódź sierpniową trwały do grudnia 1977 r., a w przypadku osadów, które przetrwały zimę 1977/1978 r. w stanie mało zmienionym – do grudnia 1979 r. Badania te dostarczyły cennych obserwacji odnośnie do charakteru i natężenia procesów powodujących wczesnopostdepozycyjne przeobrażenia osadów pozakorytowych, prowadzące w końcu do ich homogenizacji i włączenia w obręb profilu glebowego. Obserwacje procesów i osadów pozakorytowych prowadzono w kilkunastu miejscach, z których kilka opisano niżej.

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA STANOWISK MISZKOWICE 1 I 2 ORAZ BUKÓWKA I

Omawiane stanowiska znajdowały się w ujęciowym odcinku doliny Złotnej, poniżej wsi Miszkowice, oraz w odcinku doliny Bobru, bezpośrednio powyżej zapory w Bukówce, częściowo

w zasięgu cofki tego suchego normalnie zbiornika przeciwpowodziowego (Brama Lubawska na granicy Sudetów Środkowych i Zachodnich, fig. 1).

W czasie powodzi sierpniowej suchy normalnie zbiornik Bukówka (tzw. suchy zbiornik przeciwpowodziowy) wypełnił się wodą do rzed-

nej 520,5 m npm. (fig. 6). Linia cofki biegnąca wzdłuż tej warstwy dzieliła czaszę zbiornika na część wynurzoną, w której zjawiska powodziowe przebiegały subaeralnie (stanowisko Miskowice 1), oraz na część zanurzoną, w której procesy erozji, transportu i depozycji osadów, związane z

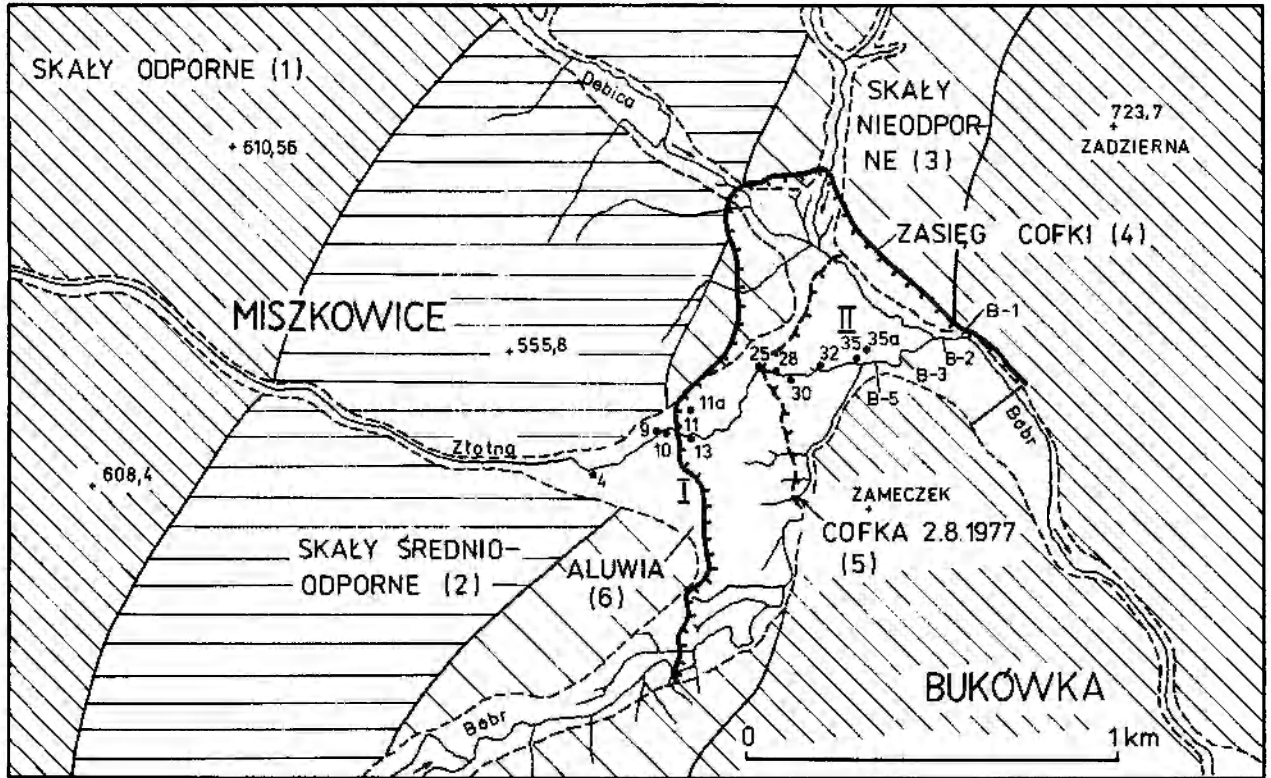


Fig. 1. Szkic rejonu badań z zaznaczeniem punktów omawianych w tekście. Na podstawie mapy geologicznej 1:25 000 Berga (arkusz Miedzianka, 1940). I – stożek Miskowic; II – stożek Dębicy. Stanowisko Miskowice 1 obejmuje punkty 4–25, stanowisko Miskowice 2 – punkty 28–35, stanowisko Bukówka 1 – punkty B-1–B-5

Sketch-map of the area investigated showing location of sites described in the text (geology generalized according to the 1:25 000 geological map by Berg, Miedzianka sheet, 1940). I – Miskowice Fan; II – Dębica Fan. Miskowice 1 reach involves sites 4 to 25, Miskowice 2 reach – sites 28 to 35, Bukówka 1 reach – sites B-1 to B-5. 1 – resistant rocks; 2 – moderately resistant rocks; 3 – weak rocks; 4 – backwater limit at crest elevation in the Bukówka Dam; 5 – backwater limit on August 2, 1977; 6 – alluvia

działającymi w zalanych korytach rzek prądami gęstościowymi przebiegały subakwalnie, podobnie jak to ma miejsce na zanurzonych, podwodnych stokach delt rzek górskich uchodzących do jezior (stanowiska Miskowice 2 oraz Bukówka 1, fig. 6). W wyniku przebudowy w latach 1978–1988 zbiornik Bukówka zamieniono na zbiornik retencyjny o stałym piętrzeniu. Spowodowało to zalanie opisanych w tej pracy miejsc, które obecnie nie są dostępne.

Stanowiska Miskowice 1 i 2 były położone wzdłuż koryta dolnej Złotnej, w obrębie stożka napływowego Miskowic, poniżej wsi o tej nazwie (ok. 5 km na WNW od Lubawki, fig. 1, 6). Złotna – pierwszy większy lewobrzeżny dopływ

Bobru – jest żwirową rzeką górską o dużym spadku i grubookruchowym żwirowym dnie (żwiry frakcji 64–512 mm). Złotna wpadała do Bobru na wschód od Miskowic, na wysokości 516,7 m npm. (fig. 1). Średni spadek hydrauliczny ujściowego odcinka Złotnej w profilu promieniowym stożka wynosił $S = 0,014778$. Średni spadek koryta był nieco mniejszy i wynosił $S = 0,011822$. Spadek koryta zmieniał się w dość szerokich granicach, od ok. 0,008333 w górnej części stożka napływowego do $S = 0,041667$ w najstromej środkowej części stożka (fig. 6).

Z początkiem XX w. koryto Złotnej zostało uregulowane i umocnione (plotki, faszyna, lokalne mury z kamienia łamanego na sucho lub

narzut kamienny). W ciągu ostatnich 40 lat brak konserwacji tych umocnień spowodował samorzutne powstanie nowego, naturalnego lub quasi-naturalnego koryta krętego o aluwialnym dnie i nie umocnionych, erodowalnych brzegach (Teisseyre 1977a, b, 1980, 1986). Krętość quasi-naturalnego koryta rzeki wynosiła średnio $P = 1,25$ osiągając lokalnie wartości $P = 1,4-2,0$.

Stanowisko Bukówka 1 było położone wzdłuż koryta Bobru na odcinku od zapory w Bukówce do ujścia Złotnej (fig. 1, 6). Aż do ujścia Dębicy, niewielkiego lewobrzeżnego dopływu, Bóbr płynął ku północnemu wschodowi w dość szerokiej dolinie płaskodennej o średnim spadku $S = 0,007786$. Średni spadek koryta był nieco mniejszy i wynosił $S = 0,006048$. Poniżej ujścia Dębicy Bóbr skręcał nagle ku południowemu wschodowi wchodząc w dolinę przelomową o założeniu uskokowym (Teisseyre 1975a), powstała w plejstocenie między Zadzierną a Zameczkiem (fig. 1). Na tym odcinku średni spadek koryta wzrastał do wartości $S = 0,007692$.

Bóbr płynął kiedyś umocnionym korytem regulacyjnym z początku XX w. Umocnienia brzegów zostały jednak prawie wszędzie zniszczone i w miejsce koryta regulacyjnego powstało nowe, naturalne koryto kręte lub meandrujące, osiągające lokalnie krętość $P = 1,5-2,5$. Z map topograficznych wykonanych w drugiej połowie XIX w. wynika, że przed regulacją obie rzeki płynęły korytami meandrującymi; Złotna osiągała krętość $P = 1,5-2,0$ a Bóbr – krętość $P = 2,5-3,5$. Resztki naturalnego meandrującego koryta Złotnej zachowały się w południowej części stożka napływowego w formie niewielkiego zakłębienia terenu (pl. IV, 3).

Średnie roczne przepływy Złotnej i Bobru w miejscu ich połączenia są zbliżone i wynoszą ok. $Q = 0,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ dla Złotnej i ok. $Q = 0,4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ dla Bobru. W dziesięcioleciu 1971–1980 wahania przepływu w dolnej Złotnej zamykały się według pomiarów autora w przedziale $Q = 0,05-40 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Teisseyre 1980). W czasie większości obserwowanych przez autora wezbrań i powodzi Złotna wyraźnie podpierała górny Bóbr, którego dolina ma powyżej połączenia rzek dużo mniejszy spadek niż dolina Złotnej i jest w wielu miejscach zabagniona.

Mimo zbliżonego średniego rocznego przepływu, Złotna jest rzeką o znacznie większej energii niż Bóbr, ponieważ płynie doliną o większym spadku i węższym płaskim dnie, co powoduje większą koncentrację, a zatem i większą głębokość przepływów powodziowych. Duży spadek

Złotnej oraz występowanie w jej zlewni odpornych skał sprawiają, że rzeka ta niesie w czasie powodzi dość znaczny ładunek grubego żwiru, mimo że jej obciążenie jest statystycznie biorąc zawiesinowe (Teisseyre 1986). Nawet w wyjątkowo mokrym roku hydrologicznym 1976/77 Złotna była tylko przez 3 dni rzeką o obciążeniu dennym i tylko przez 6 dni rzeką o obciążeniu mieszanym. Żwirowe dno rzeki było ruchome na całej długości koryta tylko przez 9 dni, a wyczuwalny transport zawiesin odbywał się jedynie przez pół roku (Teisseyre 1986). Da się to wytłumaczyć dużym stopniem zalesienia zlewni Złotnej (lasy stanowią tu ok. 70% powierzchni) i stosunkowo małym arealem gruntów ornych (Teisseyre 1980).

Gdy w roku 1970 zaplanowano zlokalizowanie w ujściowym odcinku doliny Złotnej pola doświadczalnego dla zamierzonego eksperymentu terenowego wydawało się interesujące ustalenie, jak rzeka o tak gruboziarnistym żwirowym dnie deponuje osady pozakorytowe oraz jakie są formy depozycyjne, pierwotne cechy i tempo przyrostu tych osadów. Badania te zdecydowano przeprowadzić głównie na stożku napływowym Miskowic, przy czym pole doświadczalne objęło m.in. całą czaszę suchego zbiornika przeciwpowodziowego Bukówka (fig. 1, 6). Było to w tej okolicy w zasadzie jedyne miejsce względnie mało zakłócone przez człowieka i używane od niepamiętnych czasów jako łąki i pastwiska. Trzeba tu jednak wspomnieć, że w XIII w. odcinek płaskiego dna doliny Bobru między wspomnianym wyżej przelomem, w którym usytuowano zaporę w Bukówce, a ujściem potoku Opawa (2,3 km na południe od ujścia Złotnej) został częściowo przekształcony w wyniku robót ziemnych i różnych prac hydrotechnicznych związanych z wydobyciem z aluwii Bobru złota (Kaźmierczyk 1983).

W czerwcu i lipcu 1977 r., tuż przed powodzią, zbadano dokładnie odcinek koryta dolnej Złotnej położony w obrębie stożka Miskowic oraz odcinek koryta Bobru od ujścia Złotnej do zapory Bukówka. Wykonano wtedy plany niwelacyjne i przekroje poprzeczne, uzupełniono sieć reperów, wykonano też dokumentację opisową, rysunkową i fotograficzną. W pracach tych, stanowiących nieocenioną podstawę do oceny skutków powodzi sierpniowej, brała udział kilkunastoosobowa grupa studentów ówczesnego III roku geologii. Obserwacje powodzi prowadzono w sposób ciągły przez 4 doby od świtu do zmroku.

Krótkie charakterystyki powodzi sierpniowej i

jej przebiegu w interesującym nas miejscu autor opublikował uprzednio (Teisseyre 1979b, 1980, 1985, 1986). W czasie tej powodzi przepływ pełnokorytowy na dolnej Złotnej, wynoszący według ustaleń autora $Q_B = 12-15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Teisseyre 1980), został przekroczony już 31 lipca 1977 r. w godzinach popołudniowych. Przepływ wyższy niż pełnokorytowy utrzymywał się łącznie przeszło 2 doby (Teisseyre 1980, 1986). Dłużej, bo prawie przez rok, znajdowała się częściowo pod wodą środkowa część stożka Miskowic, co było spowodowane zaczopowaniem żwirem odcinka koryta Złotnej między punktami 10 i 13 (Teisseyre 1980, fig. 5). W związku z tym, w środkowej części stożka utworzył się system aktywnych kanałów roztokowych (Teisseyre 1985, fig. 12b), powstały jeszcze w fazie opadania wód, w dniach 3-4 sierpnia 1977 r. Sytuacja taka utrzymywała się do czerwca 1978 r., kiedy wody Złotnej skierowano do nowego, sztucznego koryta wykonanego przez spychacz.

**PRZEBIEG I SKUTKI PROCESÓW
POZAKORYTOWYCH W WARUNKACH
SUBAERALNYCH - STANOWISKO
MISZKOWICE 1**

W czasie powodzi sierpniowej górna i środkowa część stożka Miskowic znajdowała się poza zasięgiem cofki wywołanej spiętrzeniem wód

przez zaporę w Bukówce i, z wyjątkiem części prawego brzegu koryta, była dostępna obserwacjom (fig. 1, 6, pl. IV, 1; por. też Teisseyre 1980, pl. I, VII; 1985 fig. 6, pl. VII i IX; 1986 pl. I, IV; 1988 pl. I i II). Zjawiska związane z przepływem powodziowym obserwowano i badano w kilkunastu miejscach, głównie wzdłuż lewego brzegu koryta i w północnej części stożka. Po opadnięciu wód na całym stożku Miskowic przeprowadzono badania form i osadów pozakorytowych zwracając szczególną uwagę na te miejsca, w których uprzednio dokonywano pomiarów i obserwacji przepływu pozakorytowego. Badania osadów pozakorytowych zdeponowanych przez powódź sierpniową prowadzono systematycznie do grudnia 1979 r., a w niektórych przypadkach dłużej. Niżej zostaną omówione niektóre z wykonanych badań.

Naturalny wał brzegowy, punkt 4. W punkcie 4 (fig. 1; numeracja zgodna z lokalizacją wprowadzoną wcześniej, Teisseyre 1980, fig. 5) obserwacje skutków powodzi prowadzono po opadnięciu wód, ponieważ w czasie powodzi miejsce to było niedostępne. Badania terenowe wykonano latem i jesienią 1977 r. W miejscu tym Złotna płynęła korytem regulacyjnym zakreślającym lekki łuk w lewo (fig. 2). Umocnienia brzegu prawego (płatki, faszyna) zostały zniszczone je-

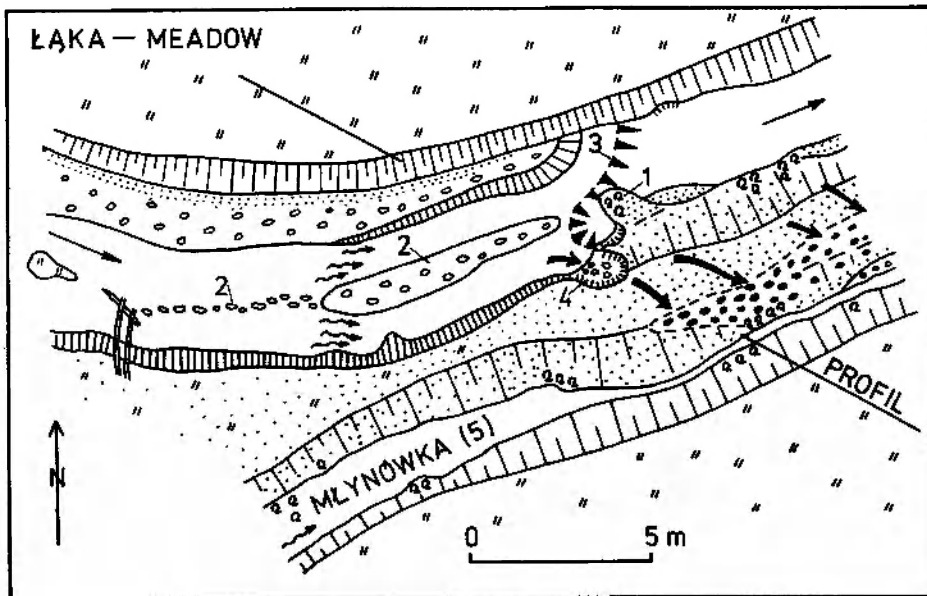


Fig. 2. Odcinek koryta dolnej Złotnej w punkcie 4 (lokalizacja na fig. 1), stan po powodzi sierpniowej. Widoczne jest wypełnienie piaskiem i żwirem młynówki biegnącej grzbietem naturalnego wału brzegowego. Kierunki wynoszenia żwirów z koryta rzeki pokazują grube strzałki. Czarne plamki - żwiry zdeponowane w młynówce w dniach 1-2.8. 1977 r. Dalsze objaśnienia w tekście (por. zdjęcia na planszy I)

Reach of the lower River Złotna, site 4 (location in Fig. 1), situation after the August 1977 flood. Note partial infilling with sand and gravel of the mill-race (5) running along a crest of the natural levee. Paths of cobbles escaping from the channel during the flood are indicated by solid arrows. Gravels deposited in the mill-race on August 1-2, 1977 are shown in black (see also photographs in Plate I). 1 - willows; 2 - mid-channel bar; 3 - slip face; 4 - mild outflow crevasse

szcze przed rozpoczęciem obserwacji w latach siedemdziesiątych. Grupa wiklin rosnących na brzegu prawym (1 na fig. 2) powodowała od lat znaczne zakłócenia przepływu powodziowego, wymuszając jego podział na dwa strumienie opływające wikliny z dwóch stron. Zakłócenia te przenosiły się na niżej położony odcinek koryta powodując powstanie w nim żwirowej łachy śródkorytowej (2 na fig. 2). Po naprądowej stronie wiklin powstało w korycie głębokie rozmycie lokalne, przy którym utworzyła się stroma, żwirowa ściana zsypana (3 na fig. 2). Ściana ta biegła skośnie do osi koryta, a jej położenie w czasie powodzi było praktycznie ustalone i wymuszone przez silne wiry przydenne, związane z opływaniem przeszkody w punkcie 1 (fig. 2).

Podczas kolejnych powodzi lat siedemdziesiątych strumienie wód kierujące się na prawo od wierzb utworzyły w stromym początkowo brzegu rzeki krewasę, która stopniowo przeobraziła się w krewasę łagodną (4 na fig. 2, pl. I), prowadzącą wprost na trawiasty wał brzegowy. Brzegiem prawym, równoległe do koryta rzeki, biegła młynówka, nieczynna od końca lat czterdziestych. W ciągu lat kolejne powodzie spowodowały znaczne wypełnienie młynówki osadem, wynoszonym z koryta rzeki – co warto podkreślić – głównie w zawieszynie (fig. 3). W terenie stwierdzono bowiem, że w czasie niskich powodzi lat sześćdziesiątych i siedemdziesiątych w młynówce osadzały się głównie piaski i muły.

W czasie katastrofalnej powodzi sierpniowej przebieg zjawisk był zupełnie inny. W dniach 1–2.8.1977 r. strumień wychodzący z koryta Złotej miał dostateczną wydolność (ang. competence), by wyprowadzać z koryta krewasą łagodną część obciążenia dennego rzeki. Żwirny te zostały częściowo zdeponowane w krewasie (pl. I, 2, 3), a częściowo w młynówce (fig. 3, pl. I, 4). Łagodna rampa krewasy (4 na fig. 3) została wyścielona warstwą gruboziarnistego żwiru (128–512 mm) o grubości odpowiadającej jednej średnicy ziarna. Na odcinku 4 m ponad grzbietem wału brzegowego nie znaleziono jednak ani jednego otoczaka (fig. 3). W czasie powodzi trawa została tu jedynie położona, a między jej źdźbłami nagromadziło się parę milimetrów osadu o ziarnie wyraźnie grubiejszym ku górze (mulasty piasek drobnoziarnisty przechodzący w piasek bardzo gruboziarnisty ze żwirkiem). Osad ten został zdeponowany z zawiesziny gradacyjnej i przechwycony między źdźbłami traw. Rola traw jako czynnika z jednej strony zabezpieczającego glebę przed erozją, a z drugiej – umożliwiającego depozycję sto-

sunkowo drobnoziarnistego osadu w miejscu, gdzie naprężenia ścinające osiągnęły skrajnie wysokie wartości (patrz niżej) jest oczywista. Powierzchnia wału brzegowego była tu równa, bez śladów erozji lub uszkodzeń mechanicznych wywołanych transportem dużych żwirów. O tym, że w czasie powodzi żwirny były tędy niewątpliwie transportowane, świadczy wymownie fakt, że cała ich warstwa została zdeponowana na krawędzi młynówki (fig. 2 i 3, pl. I, 4).

Żwirny osadzone przez powódź sierpniową w młynówce (frakcja 128–256 mm) tworzyły warstwę o miąższości równej grubości ziarna. Ułożenie klastów było ciasne, a ich wysortowanie względnie dobre (pl. I, 4). Najwidoczniej w czasie powodzi żwirny te zostały wyniesione z dna koryta przez opisaną krewasę łagodną, przetransportowane w saltacji ponad grzbietem wału brzegowego i zdeponowane na krawędzi dawnej młynówki, w znacznie spokojniejszej, ale płynącej wodzie, co zapewniło odprowadzenie całego drobniejszego materiału. Ciężar w zanurzeniu największych żwirów zdeponowanych na krawędzi młynówki wynosił 3–3,5 kG. Przykład ten ukazuje, jak wielką wydolność mogą mieć strumienie przepływu powodziowego wydostające się z koryta rzeki krewasami łagodnymi.

Jeżeli wspomniane żwirny zostały przetransportowane ponad grzbietem wału brzegowego w saltacji, a wszystko na to wskazuje, należy oczekiwać większych wartości naprężeń ścinających nad grzbietem wału niż w korycie rzeki. Hipotezę tę można w pewnym stopniu sprawdzić porównując średnie naprężenia ścinające, obliczone dla dna koryta i dna młynówki, z naprężeniami ścinającymi nad grzbietem wału brzegowego. Zadanie to da się rozwiązać jedynie dla przepływu maksymalnego. Dwie pierwsze wielkości obliczono dla średniego lokalnego spadku hydraulicznego, wynoszącego $S = 0,010504$, oraz ciężaru objętościowego wód powodziowych $\gamma_0 = 1025 \text{ kG m}^{-3}$ (Teisseyre 1986). Uwzględniając promienie hydrauliczne właściwe dla koryta rzeki i dla młynówki otrzymujemy ze znanej zależności Du Boys: w korycie rzeki $\tau_0 = 13,3 \text{ kG m}^{-2}$ oraz w młynówce $\tau_0 = 7,5 \text{ kG m}^{-2}$. Ta ostatnia wartość odnosi się zresztą tylko do osiowej, najgłębszej części młynówki, a w przypadku ścian tego kanału powinna być zmniejszona co najmniej do wartości $0,75 \tau_0$, czyli ok. $5,6 \text{ kG m}^{-2}$, zgodnie z sugestią Cartera (1953). W miejscu depozycji żwirów, czyli na krawędzi młynówki, naprężenia ścinające musiały być jeszcze mniejsze, nie mogły bowiem przekraczać wartości $\tau_{0\text{stab}}$, czyli wartości naprę-

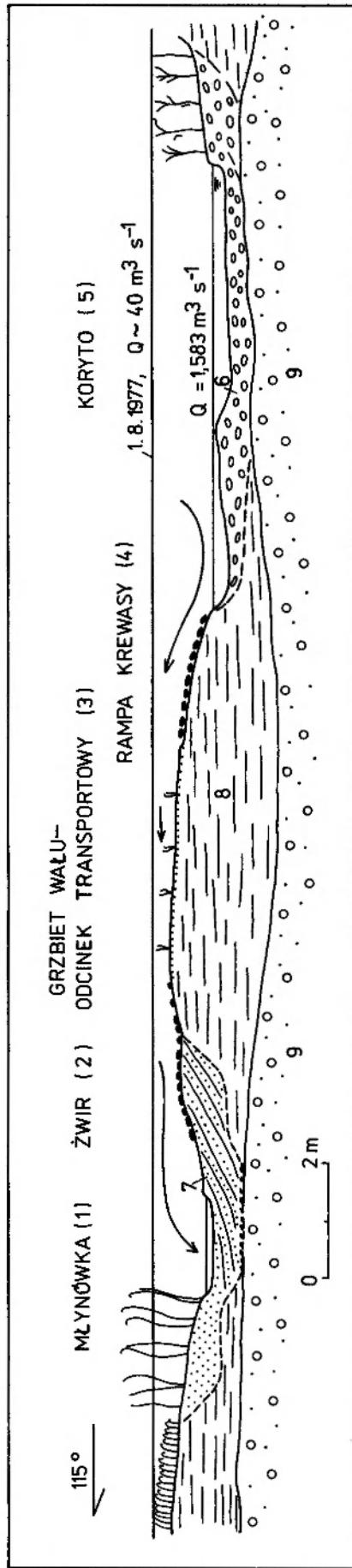


Fig. 3. Przekrój skośny przez koryto Złotnej, naturalny wał przylegający do koryta, naturalny wał przylegający do koryta, naturalny wał przylegający do koryta (por. zdjęcie na planszy I). 6 - żwir; 7 - piasek i muły osadzone w młynówce; 8 - mały i gładki muł; 9 - starsze żwiry. Dalsze objaśnienia w tekście. Obliqu: section through the channel of the lower River Złotna, the natural levee, and the mill-race (for location see Fig. 2). View is up-channel. No vertical exaggeration (cf. photograph in Plate I). 1 - mill-race; 2 - gravel deposited on August 1-2, 1977 (black); 3 - crest of the natural levee - transportation strait; 4 - crevasse ramp; 5 - the Złotna channel; 6 - channel-lag gravel; 7 - sand and mud deposited in the mill-race; 8 - mud and alluvial loam; 9 - older gravel.

żenia ścinającego, przy której ruch trakcyjny materiału ziarnistego ustaje. Wartość $\tau_{0\text{stab}}$ dla żwirów o średnicy $D = 0,172$ m wynosi ok. $3,2 \text{ kG m}^{-2}$ (z funkcji Shieldsa przy założeniu, że $\theta = 0,01$, por. Carling 1983). Przyjętą tu niską wartość bezwymiarowego parametru naprężenia ścinającego θ dla warunków zamierania ruchu trakcyjnego potwierdziły też badania autora, wykonane m.in. na dolnej Złotnej (Teisseyre 1986).

Naprężenia ścinające nad grzbietem wału brzegowego nie mogą być obliczone przy zastosowaniu formuły Du Boisa, odnoszącej się – jak wiadomo – do ruchu równomiernego (por. Henderson 1966; Douglas *et al.*, 1979), ponieważ przepływ powodziowy w tym miejscu nie spełniał tego warunku. Wobec braku pomiarów prędkości przepływu w tym miejscu (w czasie powodzi było to miejsce niedostępne), autor przyjął pośrednią metodę obliczeniową. Postawione zadanie da się w przybliżeniu rozwiązać, jeżeli weźmiemy pod uwagę, że żwiry zdeponowane w młynówce były transportowane nad grzbietem wału brzegowego w saltacji. Z licznych pomiarów terenowych wykonanych przez autora (dane nie publikowane, w przygotowaniu do druku) wynika, że bezwymiarowy parametr naprężenia ścinającego θ dla saltacyjnego transportu materiału detrytycznego niekohezyjnego wynosi co najmniej $\theta = 0,085$ (Shields, 1936, sugeruje nawet wartość $\theta = 0,5$, zdaniem autora zawyżoną). Stąd, z funkcji Shieldsa (1936), można obliczyć wartość naprężeń ścinających nad grzbietem wału wiedząc, że średnia średnica tych żwirów $D = 0,172$ m. A zatem, $\tau_0 = \theta(\gamma_s - \gamma)D$, co przy właściwych wartościach $\gamma_s = 2900 \text{ kG m}^{-3}$ (głównie fragmenty amfibolitów i zieleńców) oraz $\gamma_0 = 1025 \text{ kG m}^{-3}$ daje wartość minimalnego naprężenia ścinającego nad grzbietem wału $\tau_0 = 27,4 \text{ kG m}^{-2}$. Jest to wartość przeszło dwukrotnie większa niż wynik uzyskany dla koryta Złotnej. Po przyjęciu wartości θ ok. $0,1$ otrzymamy wartość naprężenia ścinającego $\tau_0 = 32,3 \text{ kG m}^{-2}$, a po przyjęciu proponowanej przez Shieldsa wartości $\theta = 0,5$ wartość $\tau_0 = 161,3 \text{ kG m}^{-2}$, co jednak wydaje się mało prawdopodobne.

Można też postawić pytanie, czy nad grzbietem wału brzegowego omawiane żwiry były istotnie transportowane w saltacji, a nie w zawieszinie? Z teorii Vanoniego (1946) wynika, że jeżeli dla danej średnicy rozpatrywanego materiału dennego, poruszającego się w korycie rzeki w formie obciążenia dennego, wartość funkcji $z = V_s/\nu V^*$ < 5 , to ziarno takie będzie też przechodziło do zawiesziny. Można łatwo wykazać, że dla warun-

ków panujących w czasie powodzi sierpniowej w korycie Złotnej i dla średniej średnicy żwiru $D = 0,172$ m wartość parametru $z = 1,35/0,4 \cdot 0,357 = 9,44$, a dla grzbietu wału brzegowego $z = 1,35/0,4 \cdot 0,512 = 6,59$, co wyklucza zawiesinowy transport omawianych żwirów w obu rozpatrywanych środowiskach.

Pokrywa żwirowa zdeponowana w młynówce zachowała się bez większych zmian do początku lat osiemdziesiątych, kiedy została zniszczona w czasie prac ziemnych prowadzonych w czaszy zbiornika Bukówka. Żwir ten był początkowo nie wypełniony, typu „openwork”. W ciągu kilku lat po powodzi przestrzenie między żwirami wypełniły się częściowo piaskiem, żwirkiem i pyłem; wypełnienie to zostało namyte i częściowo nawiane z grzbietowej części wału brzegowego. Było to zatem wypełnienie wtórne i przypuszczalnie tak też działo się w przypadku analogicznych osadów kopalnych. Podobną sytuację stopniowego wypełniania (w ciągu 25 lat) grubookruchowego żwiru materiałem drobnoziarnistym opisali Anderson i Calver (1977).

Naturalny wał brzegowy, punkt 11. W kolejnym miejscu, między punktami 10 i 13 (fig. 1), powstała w dniach 31 lipca – 3 sierpnia 1977 r. ciągła pokrywa piaszczysto-żwirowa, okrywająca zarówno oba wały brzegowe, jak i zaczopowany żwirem odcinek koryta Złotnej (pl. II, 4). W tym miejscu brzegi rzeki nie były rozcięte krewasami, a rosnące grupami wierzby powodowały tylko lokalnie duże zakłócenia przepływu (pl. II, 1). W punkcie 11 obserwowano w czasie powodzi rozwój piaszczystej pokrywy narastającej stopniowo na trawiastej części wału brzegowego. Przebiegało to w sposób następujący.

Przelanie się wód powodziowych przez grzbiet wału nastąpiło w godzinach popołudniowych 31 lipca 1977 r. W pierwszej fazie powodzi silnie obciążone zawiesiną wody (w korycie Złotnej koncentracja zawiesziny w powierzchniowej warstwie wody dochodziła do $C_{ss} = 1050 \text{ kG m}^{-3}$) sączyły się wśród źdźbeł nie położonej jeszcze trawy. Prędkości przepływu były niewielkie, lecz przepływ był silnie zakłócony i burzliwy. Znaczne zwolnienie prędkości przepływu w porównaniu z korytem rzeki powodowało skuteczną dekantację zawieszin, deponowanych równocześnie wśród źdźbeł traw. W ten sposób powstała spągowa warstwa mułu przechodzącego ku górze w muł piaszczysty (warstwa 1 na fig. 4). W zależności od miejsca faza ta trwała od kilkunastu minut do kilku godzin.

W drugiej fazie powodzi stopniowe wyklada-

nie traw było połączone z dalszym wypadaniem z zawiesiny coraz grubszego materiału detrytycznego. W fazie tej prędkość przepływu pozakorytowego szybko wzrastała. Powstała wówczas następna warstwa omawianej pokrywy (2 na fig. 4), o grubości do kilkunastu milimetrów, złożona z mulastego piasku przechodzącego ku górze w piasek średnio- i gruboziarnisty.

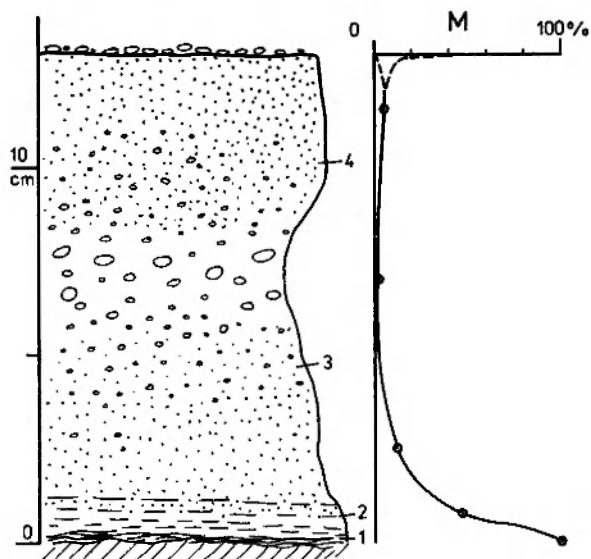


Fig. 4. Przekrój przez piaszczysto-żwirową pokrywę zdeponowaną w czasie powodzi sierpniowej na lewym, trawiastym wale brzegowym dolnej Złotnej (punkt 11, lokalizacja na fig. 1). *M* – zawartość mułu w procentach wagowych. Dalsze objaśnienia w tekście

Section through a cover of gravelly sand deposited on the left, natural, grassy levee of the lower River Złotna (site 11, location in Fig. 1). *M* – mud content, weight per cent. See text for further explanation

Trzecia faza powodzi, trwająca od wieczora 31 lipca do rana 2 sierpnia 1977 r., dała kolejną warstwę osadu o grubości od kilku do kilkunastu centymetrów. Wielkość ziarna tego osadu wzrastała stopniowo ku górze od piasku gruboziarnistego do żwirku (2–4 mm) zawierającego pojedyncze większe otoczaki, dochodzące do kilkunastu milimetrów średnicy (3 na fig. 4). Stropowa, najbardziej gruboziarnista część tej warstwy to osad nie wypełniony, typu „openwork”, sypki. Osad ten powstał w czasie przechodzenia przez obserwowane miejsce szczytu fali powodziowej, co obserwowano w terenie.

Górna warstwa (4 na fig. 4) odpowiada czwartej fazie powodzi, czyli początkowej fazie opadania wód (2–3 sierpnia 1977 r.). Warstwę tę cechuje normalna gradacja uziarnienia od żwirku do piasku gruboziarnistego, a miejscami nawet średnioziarnistego w stropie. Powierzchniowa warstwa mikrobruku, złożona ze żwirku, powsta-

ła w późnej fazie opadania wód powodziowych, w wyniku przemycia powierzchniowej warstwy świeżego osadu. Mikrobruki tworzyły się tylko w niektórych miejscach walu brzegowego, najczęściej w lokalnych zagłębieniach spełniających rolę płytkich kanałów, w których przepływ pozakorytowy utrzymywał się dłużej niż gdzie indziej. Wyższe części walu brzegowego, wynurzające się szybko już we wczesnej fazie opadania wód, były wolne od mikrobruków. Z kolei miejsca najniższe, a zwłaszcza bezodpływowe, pokrywały się cienką powłózką mułu.

Opisana sekwencja osadów pozakorytowych trawiastego walu brzegowego stanowi przypadek najprostsz, a zarazem najczęściej spotykany na stożku Miskowic i w innych odlesionych (łąkowych) dolinach płaskodennych Sudetów. W niektórych miejscach stwierdzono pojawienie się dwóch warstw o ziarnie grubiejącym ku górze, co było związane z dwoma szczytami fali powodziowej (kolejno w dniach 1 i 2 sierpnia 1977 r.). Gdzie indziej, z powodu szybkiego wynurzenia się walu brzegowego, nie doszło w ogóle do utworzenia warstwy 4, cechującej się normalną gradacją uziarnienia.

Należy jeszcze określić, w jakich warunkach i w jakiej formie transportowany był w korycie rzeki materiał detrytyczny budujący omawiane osady. W korycie Złotnej, między punktami 10 i 13, w dniach 31.7–2.8.1977 r., panowały następujące warunki przepływu: $V = 3,7\text{--}5,2 \text{ m s}^{-1}$, $Fr = 0,96\text{--}1,35$ przy głębokościach w przedziale $d = 0,9\text{--}1,55 \text{ m}$. Dla najgrubszego materiału detrytycznego stwierdzonego w opisanych osadach walu brzegowego ($D_n = 0,008 \text{ m}$) parametr $z = 0,45/0,4 \cdot 0,736 = 1,53$, czyli, że ziarna te były istotnie transportowane w zawieszinie, co w pełni zgadza się z obserwacjami terenowymi. Na sąsiadującym z korytem wale brzegowym miała wówczas miejsce selektywna depozycja połączona z efektywnym przemywaniem deponowanego osadu, odmywaniem ziarn drobniejszych i hydraulicznym sortowaniem ziarn grubszych, zwłaszcza w fazie transportu trakcyjnego, poprzedzającego bezpośrednio depozycję. Uwagi te nie dotyczą spągowych i stropowych warstw mułowych, w czasie depozycji których przemywanie i sortowanie hydrauliczne odgrywało dużo mniejszą rolę lub w ogóle nie zaznaczało się, jak w przypadku stropowych powłózek mułowych. Efektywne przemywanie piasku i żwirku zdeponowanego na wale brzegowym ujawnia się m.in. niską zawartością mułu w tych osadach, co ukazano na figurze 4.

Naturalny wał brzegowy, punkt 12. Kolejnym punktem obserwacyjnym był trawiasty wał brzegowy w pobliżu jednego z ostrych zakrętów Złotnej (punkt 12, fig. 1). W dniach 31.7–2.8.1977 r., w osiowej części brzegu zewnętrznego (lewego) tego zakrętu, miał miejsce bardzo intensywny wypływ wód z koryta rzeki, przy czym strumień o największej prędkości biegł osiową partią zakrętu, w przedłużeniu lekko łukowato wygiętego, zasilającego odcinka koryta. Nad krawędzią stromego, podcinanego brzegu rzeki przepływał był rwący ($Fr > 1$), co skutecznie zapobiegało depozycji wynoszonego z koryta rzeki obciążenia zawiesinowego. Silne zawirowania występujące w pobliżu brzegu spowodowały podmycie warstwy darni od spodu, na granicy zasięgu korzeni traw (miejsce to jest z reguły dodatkowo osłabione przez gęste szczeliny poziome, będące śladami żył lodu gruntowego, Teisseyre 1979, 1984, 1985). W konsekwencji nastąpiło odspojenie części pokrywy darniowej od podglebia i jej odwrócenie w formie odwróconego płata darniowego. Warunki przepływu powodziowego w tym miejscu ukazują zdjęcia opublikowane wcześniej (Teisseyre 1980, pl. VII, 1, 2; 1985, fig. 6; 1988, pl. II, 2).

W dniach 3–4 sierpnia 1977 r. nastąpiło zczopowanie żwirem odcinka koryta Złotnej między punktami 10 i 13 (fig. 1; por. też Teisseyre 1980, fig. 5; 1985, fig. 12 a, b; 1986, pl. VI, 1). W tym czasie wypełnieniu żwirem uległ także omawiany zakręt rzeki. Stworzyło to warunki do wydostania się na powierzchnię wału brzegowego dość dużej objętości żwirów (ponad 30 m^3 , frakcja 4–128 mm), które utworzyły tu charakterystyczny żwirowy glif o miąższości dochodzącej do 0,35 m (fig. 5; pl. II, 2–4, III, 3).

Dolna część wału brzegowego i równia zalewowa. W dolnej części opisanego wału brzegowego i na przyległej równi zalewowej przebieg zjawisk obserwowanych w czasie powodzi sierpniowej był nieco inny. Dotyczy to zwłaszcza fazy opadania wód (2 i 3 sierpnia 1977 r.), w której w wielu miejscach zawala, a lokalnie także na wałach brzegowych, pojawiły się warunki przepływu odpowiadające dolnej części ustroju spokojnego. Jeżeli tylko pozwalała na to wielkość ziarna (znany warunek $D < 0,6\text{--}0,7 \text{ mm}$; Simons, Richardson 1961; Allen 1970, 1982), na powierzchni osadu pojawiały się riplemarki prądowe (pl. III, 1, 2). W związku z tym w kilku miejscach w stropie osadów pozakorytowych po-

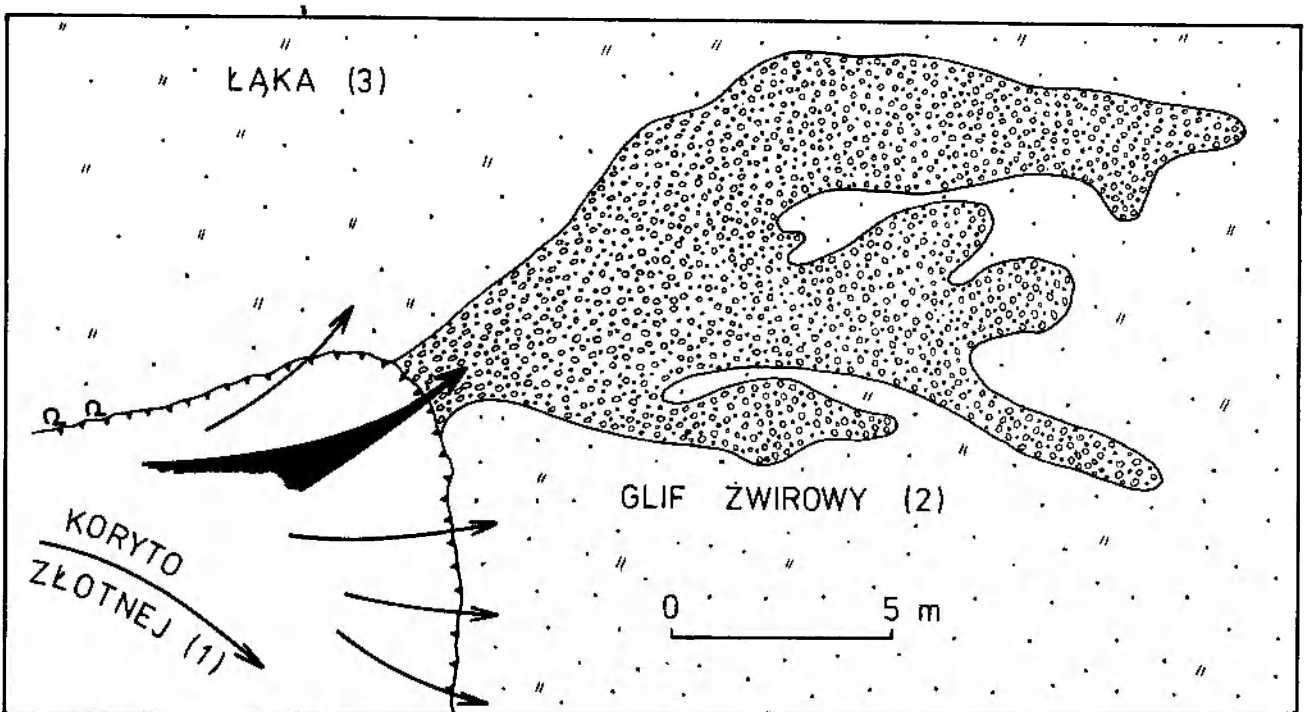


Fig. 5. Żwirowy glif krewasowy na lewym brzegu dolnej Złotnej, punkt 12 (lokalizacja na fig. 1). Forma ta powstała w dniach 3–4 sierpnia 1977 r., po częściowym wypełnieniu żwirem koryta Złotnej. Stan z dnia 5.8.1977 r. Plan wykonali mgr mgr Piotr Kłoda i Andrzej Don

Gravelly crevasse-splay deposit on the left bank of the lower River Złotna, site 12 (location in fig. 1). The landform originated between August 3 and 4, 1977, after plugging of the channel with gravel. Situation on August 5, 1977. Drawn by Piotr Kłoda M. Sc., and Andrzej Don M. Sc. 1 – the River Złotna channel; 2 – crevasse-splay deposit; 3 – meadow

jawiły się zestawy lamin skośnych riplemarkowych o grubości do paru centymetrów. Z wyjątkiem jednego miejsca formy te nie przetrwały jednak fazy opadania wód.

Osady pozakorytowe zdeponowane przez powódź sierpniową na dystalnych równiach zalewowych stożka Miskowic niewiele różniły się pod względem strukturalnym od osadów wałów brzegowych. Istotne i uderzające były natomiast różnice teksturalne. W środkowych i dystalnych częściach równi zalewowych nie występowały żwirzy, chyba że były wynikiem namycia przez zmywy stokowe. Przeważały tu piaski drobno- i średnioziarniste oraz gruboziarniste muły (pl. III, 4). Mułowe laminy spągowe o odwrotnej gradacji uziarnienia były często cieńsze niż na wałach brzegowych. Świadczy to m.in. o bardzo efektywnym wylapywaniu przez trawiaste wały brzegowe zawieszin wynoszonych z koryta rzeki na obszary pozakorytowe, przynajmniej w pierwszej fazie powodzi. Należy tu dodać, że muły zdeponowane w pierwszej fazie powodzi tworzyły pierwotnie prawie ciągłą warstwę, okrywającą niemal całą zalaną część stożka Miskowic (z wyjątkiem strefy aktywnego koryta, krewas oraz części wałów brzegowych w sąsiedztwie krewas łagodnych). Obserwacje wykonane w czasie powodzi sierpniowej, jak się wydaje, jednoznacznie wskazują, że depozycja omawianych mułów jest przede wszystkim uwarunkowana obecnością w strefach pozakorytowych pokrywy darniowej. Nawet wyłożone trawy stwarzają bowiem w przydennej części przepływu pozakorytowego zupełnie wyjątkowe i specyficzne warunki, różne od warunków na dnie aluwialnym, ziarnistym, a porównywalne z warunkami przepływu w korytach rzek zarośniętych roślinnością wodną (tzw. łąki podwodne). Depozycja mułu i piasku między źdźbłami wyłożonych traw jest możliwa nawet w warunkach dużych prędkości przepływu (prędkości powierzchniowe $V = 2-3 \text{ m s}^{-1}$), jak to dobitnie ilustrują przykłady opisane wcześniej z punktów 4 oraz 10-13 (pl. III, 1, V, 2; Teisseyre 1985, fig. 11, pl. VII, 1; 1986, pl. IV; 1988, pl. I, 4, II, 3).

Jednocześnie osady mułowe ostatniej fazy opadania wód tworzyły warstwę w zasadzie nieciągłą (pl. III, 4). Mułów tych nie obserwowano na większości piaszczysto-żwirowych pokryw wałów brzegowych i na dużej części żwirowo-piaszczystych gładów krewasowych. Największe miąższości tych mułów zanotowano nie w basenach popowodziowych, lecz w lokalnych zagłębieniach terenu na równiach zalewowych, położonych w

pobliżu koryta rzeki (miąższość mułów po wyschnięciu 7-8 cm).

Cechą charakterystyczną opisanych wyżej osadów drobnoziarnistych jest stała zawartość drobnego, napławionego detritusu roślinnego, zdeponowanego wraz z osadem (por. McKee 1939; Jahns 1947; Sigafos 1964; McKee *et al.*, 1967). W spągu większości pozakorytowych osadów powodzi sierpniowej stwierdzono obecność warstwy położonej, zamulonej, butwiejącej trawy. Warstwa ta była łatwo dostrzegalna ze względu na czarną barwę, wyraźnie odcinającą się od brunatnej gleby i żółtawych lub brunatnawych osadów pozakorytowych.

Struktury osadów pozakorytowych powodzi sierpniowej. Po powodzi, w 138 miejscach wybranych przypadkowo na górnej i środkowej części stożka Miskowic, zbadano miąższość i strukturę osadów pozakorytowych (dodatek I). Miąższość badanych osadów zmieniła się w szerokich granicach, od kilku milimetrów na grzbietach nie rozciętych krewasami, trawiastych wałów brzegowych lub w dystalnych częściach zawala do kilku decymetrów w lokalnych zagłębieniach dolnej części wałów brzegowych lub na niektórych wałach brzegowych porośniętych wikliną. Struktury badanych osadów były następujące (żwirki, piaski i muły): w 7 przypadkach (5,1%) stwierdzono brak warstwowania i względną jednorodność osadu (najczęściej były to muły lub drobnoziarniste piaski), w 22 przypadkach (15,9%) wystąpiło uziarnienie gradacyjne odwrócone z najgrubszym ziarnem w stropie, w 11 miejscach pojawiło się uziarnienie gradacyjne normalne (8,0%) oraz w 95 przypadkach (69%) stwierdzono warstwowanie gradacyjne pensymetryczne jedno- lub rzadziej dwukrotne, z najgrubszym ziarnem wewnątrz ławicy, przy czym warstwa o najgrubszym ziarnie występowała zwykle nieco powyżej środka lub nawet w górnej części ławicy. Laminację skośną riplemarkową w piasku średnioziarnistym obserwowano tylko w jednym miejscu, w stropowej warstwie osadu (pokrywa o miąższości 0,1-0,22 m i uziarnieniu gradacyjnym pensymetrycznym). Ponadto w dwóch przypadkach stwierdzono laminację skośną w osadach piaszczystych cieni sedymentacyjnych złożonych na wale brzegowym w zaroślach wierzbowych. W przekroju poprzecznym stwierdzono, że ułożenie lamin skośnych naśladowało formę cienia (tzw. „form-concordant lamination”). Laminy skośne zapadały w przeciwnych

kierunkach, prostopadłych do średniego kierunku prądu i kierunku cienia sedymentacyjnego.

Obciążenie flotacyjne i jego depozycja. W czasie powodzi sierpniowej, a także w czasie innych powodzi i dużych wezbrań stwierdzono, że obciążenie flotacyjne pojawia się najobficiej w pierwszej fazie powodzi, a maksimum natężenia transportu flotacyjnego przypada często na stany niższe niż pełnokorytowe (Teisseyre 1986). Można to wytłumaczyć szybkim wyczerpywaniem się źródła obciążenia flotacyjnego, którym w pierwszej fazie powodzi jest detritus roślinny nagromadzony uprzednio w strefie aktywnego koryta. Duże natężenie przepływu obciążenia flotacyjnego przy stanach rosnących może być przyczyną tworzenia się w korycie zatorów z pni. Stwierdzono, że w czasie wysokiej powodzi sierpniowej zatory były często zmywane przez przepływy maksymalne, ponieważ nowo powstałe zatory nie są mocno zakotwiczone w brzegach koryta i na zasadzie pływalności unoszą się w korycie wraz ze wzrostem stanu aż tracą kontakt z brzegami i są zmywane z prądem w dół rzeki. W niektórych miejscach obserwowano w czasie powodzi sierpniowej drugie maksimum przepływu obciążenia flotacyjnego, przypadające na stany maksymalne i związane z zabieraniem przez przepływ pozakorytowy siana.

Obciążenie flotacyjne niesione przez dolną Złotną w czasie powodzi sierpniowej było początkowo w większości sukcesywnie deponowane wzdłuż koryta rzeki, głównie na wałach brzegowych (Teisseyre 1980, pl. VII, 1; 1985, fig. 6; 1986, pl. IV). Nagromadzenia te nie wszędzie przetrwały fazę najwyższego stanu powodziowego i częściowo zostały zmyte. Jednocześnie nad górnym Bobrem między Bukówką a Lubawką materiał roślinny tworzył niewielkie zatory i skupienia na równi zalewowej, a tylko lokalnie na wałach brzegowych. Jaki czynnik decyduje zatem o miejscu gromadzenia się najgrubszego materiału roślinnego w strefie pozakorytowej? Jest oczywiste, że o wydostawaniu się materiału pływającego z koryta rzeki na obszar pozakorytowy decyduje głębokość nad grzbietem wału brzegowego lub głębokość w krewasie oraz głębokość zanurzenia pływającego obiektu. Jeżeli pierwsze z wymienionych głębokości są większe niż głębokość zanurzenia pływających obiektów, to mogą być one wynoszone poza koryto i wały brzegowe, a depozycja może mieć miejsce dopiero na równiach zalewowych, jak np. we wspomnianym odcinku Bobru (Teisseyre 1984, pl. II, 3, 4). Jeżeli głębo-

kość nad wałem brzegowym jest mniejsza od głębokości zanurzenia obiektów pływających, wówczas gromadzą się one na grzbiecie wału, niejednokrotnie w formie sporych rozmiarami wałów roślinnych. Nad dolną Złotną wały takie tworzyły się w czasie powodzi sierpniowej zwłaszcza na lewym brzegu koryta, w punktach 9–10 oraz 19 (fig. 1; Teisseyre 1986, pl. I, 2, IV, 1, 2, VI, 1).

Mniejsze wałki roślinne, złożone z drobniejszych fragmentów drewna, gałązek, źdźbeł traw i zbóż itp. obserwowano nad brzegami Złotnej w czasie wielu powodzi. Ze względu na pływalność osadzają się one z reguły na wysokości maksymalnego stanu wody i mogą służyć jako dobry wskaźnik takiego stanu (Teisseyre 1980).

Ogólne uwagi o sedymentacji i osadach pozakorytowych. Z obserwacji poczynionych przez autora nad dolną Złotną i górnym Bobrem wynika, że depozycja materiału detrytycznego na wałach brzegowych i przyległych częściach zawała nie zawsze jest ciągła. Depozycja może przebiegać przez cały czas trwania powodzi, może być ograniczona do pewnej jej fazy lub pojawić się z przerwami w kilku fazach. Prowadzi to do powstania niepełnych lub złożonych profili osadów pozakorytowych. Najbardziej zróżnicowane pod względem strukturalnym są osady naturalnych wałów brzegowych.

Jeżeli depozycja ma miejsce jedynie w czasie rosnącej fazy fali powodziowej, wówczas osady wałów brzegowych wykazują odwrotną gradację uziarnienia (warstwy 1–3 na fig. 4). Często są to osady bardzo szybko deponowane, a czas ich powstawania można mierzyć w godzinach. Wspomniana odwrotna gradacja uziarnienia jest zwykle bardzo wyraźna i łatwa do zauważenia w terenie okiem nie uzbrojonym. Osady wałów brzegowych deponowane w czasie całej powodzi wykazują najczęściej pensymetryczne uziarnienie gradacyjne z najgrubszym ziarnem wewnątrz ławicy. Warstwy o najgrubszym ziarnie są zwykle zbudowane z dobrze przemytych, niezbyt ciasno upakowanych i nie wypełnionych gruboziarnistych piasków lub żwirków, które po wyschnięciu są sypkie (praktycznie brak powłoczek mułowych zlepiających ziarna). Osady tego rodzaju osiągają również największe grubości, w skrajnych przypadkach do kilku decymetrów. Warstwa stropowa, o uziarnieniu gradacyjnym normalnym, jest często cieńsza od niżejległej warstwy o gradacji odwróconej, mimo że zwykle tworzy się w dłuższym okresie, ponieważ z reguły opadająca faza fali powodziowej trwa znacznie dłużej niż faza

rosnąca. W końcu osady tworzące się jedynie w fazie opadania wód są zwykle najcieńsze i z reguły ujawniają normalną gradację uziarnienia.

Nie bez znaczenia dla wyjaśnienia genezy omawianych osadów są zmiany spadku hydraulicznego powierzchni swobodnej przepływu pozakorytowego zachodzące w czasie powodzi. W czasie rosnącej fazy fali powodziowej spadki te są większe, a w czasie opadającej fazy fali powodziowej są mniejsze niż średni spadek dna doliny (Henderson 1966; Lambor 1971; Dąbkowski *et al.*, 1982). Istotne są także zmiany koncentracji zawiesiny w przepływie pozakorytowym, które są bezpośrednio związane ze zmianami koncentracji zawiesiny w strumieniu powodziowym płynącym korytem rzeczonym. W małych rzekach górskich maksymalna koncentracja zawiesiny może występować w czasie przepływu maksymalnego (por. Teisseyre 1984, fig. 5).

O tym, jak długo w danym miejscu będzie przebiegała depozycja pozakorytowa, decyduje przebieg i charakter powodzi, często pora roku, czas trwania przepływu pozakorytowego, charakter roślinności porastającej obszar pozakorytowy oraz lokalny mikrorelief tej powierzchni. W konsekwencji, osady pozakorytowe w ogólności, a osady wałów brzegowych w szczególności mogą wykazywać zmienną miąższość i różne struktury wewnętrzne z zachowaniem, ogólnie biorąc, wyżej wspomnianych tendencji do gradacyjnych zmian uziarnienia. Być może między miąższością osadów pozakorytowych a wysokością i czasem trwania powodzi istnieje pewien związek. Lokalna zmienność miąższości osadów pozakorytowych w dolinach Bobru i dopływów, badanych przez autora, była bardzo duża. Zjawiskiem charakterystycznym dla wielu trawiastych wałów brzegowych było ustanie depozycji lub wystąpienie stosunkowo długotrwałych przerw (w skali czasu trwania powodzi), związanych z osiągnięciem przez przepływ powodziowy naprężeń ścinających, które wykluczały depozycję aktualnie niesionego materiału zawiesinowego. Dlatego w wielu miejscach na trawiastych wałach brzegowych stwierdzono po powodzi sierpniowej występowanie jedynie cienkiej warstwy mułu i drobnoziarnistego piasku, przechwyconej między źdźbłami wyłożonych traw (pl. III, 2; Teisseyre 1988, pl. I, 4, II, 3).

W toku obserwacji terenowych zauważono również, że charakter powierzchni osadów zdeponowanych przez powódź na wałach brzegowych zależy m.in. od szybkości wynurzania się wału

brzegowego, czyli od szybkości opadania wody. Przy bardzo szybkim wynurzaniu się możliwe jest zachowanie na powierzchni form dna, np. riplemarków, lub delikatnych struktur, jak np. smug prądowych, śladów opływania itp. (por. Baker 1984; szanse zachowania się tych struktur w stanie kopalnym to już inny problem). Przykłady takich struktur ukazano na planszy III, 1, 2 oraz planszy V, 1 (w tym ostatnim przypadku powierzchnia piaszczystej formy akumulacyjnej została częściowo zniszczona przez uderzenia kropel deszczu, który padał podczas całej powodzi). Wolne, stopniowe wynurzanie się wałów brzegowych prowadzi z reguły do rozmywania form dna i przemywania stropowej warstwy świeżo złożonych osadów. Dzieje się tak zwłaszcza wtedy, gdy w wyniku malejącej głębokości przepływu liczba Froude'a wzrasta do wartości powodującej zastąpienie riplemarków przez płaskie ruchome dno (w zależności od wielkości ziarna $Fr = 0,3-0,6$, przy czym im drobniejsze ziarno, tym mniejsze wartości Fr , por. Simons i Richardson 1961; Guy *et al.*, 1966; Allen 1982). W tych warunkach na powierzchni osadu mogą tworzyć się mikrobruki.

Po powodzi sierpniowej podobne osady autor obserwował w dolinach innych rzek sudeckich, a zwłaszcza nad górnym Bobrem (odcinek od Błazkowej do granicy państwa), nad dolnym Świdnikiem i Ostrężnikiem (dopływy Bobru), nad dolnym i środkowym Leskiem (między Czarnym Bobrem a Dębrznikiem) oraz nad Chwaliszówką, Polskim Potokiem i Czyżynką (dopływy Strzegomki, Teisseyre 1985, fig. 2). Opisane wyżej osady i ich struktury można zatem uznać za typowe dla utworów pozakorytowych rzek żwirodennych o dużym spadku i zawiesinowym lub mieszanym typie obciążenia, zdeponowanych na odlesionych (trawiastych) dnach dolin płaskodennych.

Przejawy erozji w obszarze pozakorytowym ujściowego odcinka Złotnej. Na zakończenie trzeba wspomnieć o przejawach erozji spowodowanej przez powódź sierpniową w obszarach pozakorytowych ujściowego odcinka doliny Złotnej. Przejawy takiej erozji obserwowano jedynie lokalnie, a miejsca te były nieliczne. W kilku miejscach (punkty 4, 7, 9, 10-11, 15, 17, 19-23, fig. 1) zanotowano wycinanie w wałach brzegowych nowych krewas lub pogłębianie już istniejących. Krewasy były często zlokalizowane między poszczególnymi kępami wierzb rosnących na brzegu rzeki. Nie zauważono tendencji do wycinania koryt krewasowych – najwidoczniej na stożku Miskowic przeważała w czasie powo-

dzi sierpniowej tendencja do agradacji. Nigdzie nie zaobserwowano tendencji do erozji związanej z przepływami typu „sheet” na trawiastych wałach brzegowych, mimo że przepływy te były często przez cały czas trwania powodzi rwące (duży spadek poprzeczny wałów brzegowych), a prędkości przepływu dochodziły do $2-3 \text{ m s}^{-1}$. Najwidoczniej trawiasta powierzchnia z dobrze zakorzoną trawą (środek wilgotnego lata) jest odporna na działanie takich przepływów, nawet trwających kilka dni. Erozję na równi zalewowej stwierdzono tylko w jednym miejscu, na prawym brzegu Bobru, w pobliżu stoku góry Zameczek, na gruncie słabo bronionym przez roślinność. Skoncentrowany przepływ pozakorytowy wymył tam dość głęboką bruzdę (do kilku decymetrów głębokości, 7 m długości). Zagłębienie to nie zostało wypełnione osadem. W końcu, jeszcze w czasie powodzi sierpniowej rozpoczęło się wyciąnianie wąwozu, którego migracja w górę stożka zdawała się prowadzić do powstania nowego, wciętego koryta rzeki, omijającego zaczopowaną żwirami środkową część starego koryta (Teisseyre 1980, pl. VIII, 1; 1985, fig. 8, pl. IX, 2).

**PRZEBIEG I SKUTKI PROCESÓW
POZAKORYTOWYCH W WARUNKACH
SUBAKWALNYCH - STANOWISKA MISZKOWICE 2
ORAZ BUKÓWKA 1**

W czasie powodzi sierpniowej, w dniach 31.7-3.8.1977 r., doszło do spiętrzenia wód przez zaporę w Bukówce i w czaszy tego suchego normalnie zbiornika przeciwpowodziowego utworzyło się na przeciąg kilku dni jezioro przepływowe (pl. IV, 1, 2). Upust denny zapory był przez cały czas otwarty, toteż zbiornik wypełnił się wodą tylko częściowo, a maksymalna głębokość przy zaporze wynosiła 6 metrów. Granica cofki przebiegała wzdłuż warstwy 520,5 m n.p.m. (fig. 1, 6). Różnice ciężarów objętościowych wód zbiornika i Złotnej były znaczne: w zbiorniku stwierdzono wartości $\gamma_0 = 1001-1007 \text{ kG m}^{-3}$ (powierzchniowa warstwa wody), podczas gdy wody Złotnej wykazywały ciężar objętościowy w przedziale $\gamma_0 = 1025-1050 \text{ kG m}^{-3}$ (powierzchniowa warstwa wody). Tak duże różnice ciężarów objętościowych pozwalają z uzasadnieniem przypuszczać, że wypływ wód rzecznych do zbiornika zaporowego miał charakter hiperpiknalny i że w zalanych korytach Złotnej i Bobru utrzymywał się przez cały czas trwania zalewu gęstościowy prąd denny.

Niezależnie od przypuszczeń obecność w korycie Złotnej gęstościowego prądu dennego

stwierdzono pomiarami na odcinku do 400 m od granicy cofki. Początkowo, na powierzchni płytkiego jeszcze zalewu, widoczny był w strefie zalanego koryta rzeki strumień szybko płynącej wody z falami stacjonarnymi na powierzchni. Przepływ ten stopniowo zanurzał się i w odległości ok. 370 metrów od granicy cofki, przy głębokości zalewu ok. 3 metry, ponad utrzymującym się w korycie rzeki prądem gęstościowym, występowała warstwa wody stojącej o grubości do 1,5 m. Innym przejawem istnienia w zbiorniku prądów gęstościowych było wynoszenie poza zbiornik mułu, piasku i drobnego żwiru, stwierdzone m.in. podczas pobierania prób wody poniżej upustu dennego (ciężar objętościowy wód odpływających ze zbiornika w powierzchniowej warstwie wody wynosił $\gamma_0 = 1003-1015 \text{ kG m}^{-3}$). Po opadnięciu wody stwierdzono także, że żwiry wynoszone poza zbiornik utworzyły w sztucznym korycie Bobru poniżej upustu dennego niewielkie łachy boczne (głównie frakcja 4-128 mm). Ustalono także, że ciosy granitowe, z których wykonany był upust denny, przed powodzią śliskie i zagłonięte, były po powodzi czyste, szorstkie i ujawniały zupełnie świeże ślady abrazji.

Po ustąpieniu powodzi na całą strefę cofki zwrócono szczególną uwagę badając zwłaszcza strefy aktywnych koryt Złotnej i Bobru oraz przyległe do nich naturalne wały brzegowe. Od dawna wiadomo bowiem, że rzeki górskie wpływające do jezior są w czasie powodzi tak silnie obciążone zawiesiną, że wypływ wód rzecznych do jeziora ma charakter hiperpiknalny (por. Bates 1953; Moore 1966) i prowadzi do powstania w jeziorze gęstościowego prądu dennego. Wiadomo także, że taki prąd gęstościowy przemieszcza się zarówno w zanurzonym, podwodnym korycie rzeki, wciętym w podwodny stok delty, jak i po bokach takiego koryta, gdzie mogą utworzyć się podwodne naturalne wały brzegowe (Forel 1885, 1887, 1892, 1895; Gould 1951, 1960; Welch 1952; Hutchinson 1957; Dussart 1966; Lara, Sanders 1970; Lerman 1978; Allen 1982; Morisawa 1985). Interesujące było zatem stwierdzenie, jakie skutki geomorfologiczne pozostawił po sobie trwający co najmniej 3 doby denny prąd gęstościowy, działający w zbiorniku Bukówka w czasie powodzi sierpniowej. Skutki te badano w kilku miejscach (fig. 6).

Koryto rzeki i wały brzegowe między punktami 25 i 28. Przede wszystkim zwrócono szczególną uwagę na koryto Złotnej na granicy zasięgu cofki, między punktami 25 i 28 (fig. 1, 6).

W czasie powodzi sierpniowej dostawa do tego miejsca materiału detrytycznego, a zwłaszcza żwiru, przez Złotną była tak duża, że w przypadku innego niż hiperpiknalny wypływu wód rzecznych do zbiornika na granicy cofki musiałyby szybko

powstać żwirowa delta lub przynajmniej jej forma załączkowa (por. Bates 1953; Elfstrom 1983; Morisawa 1985; fig. 8–17). Delty takiej jednak nie stwierdzono, stwierdzono jedynie nieznaczną agradację w korycie Złotnej, której pierwsze prze-

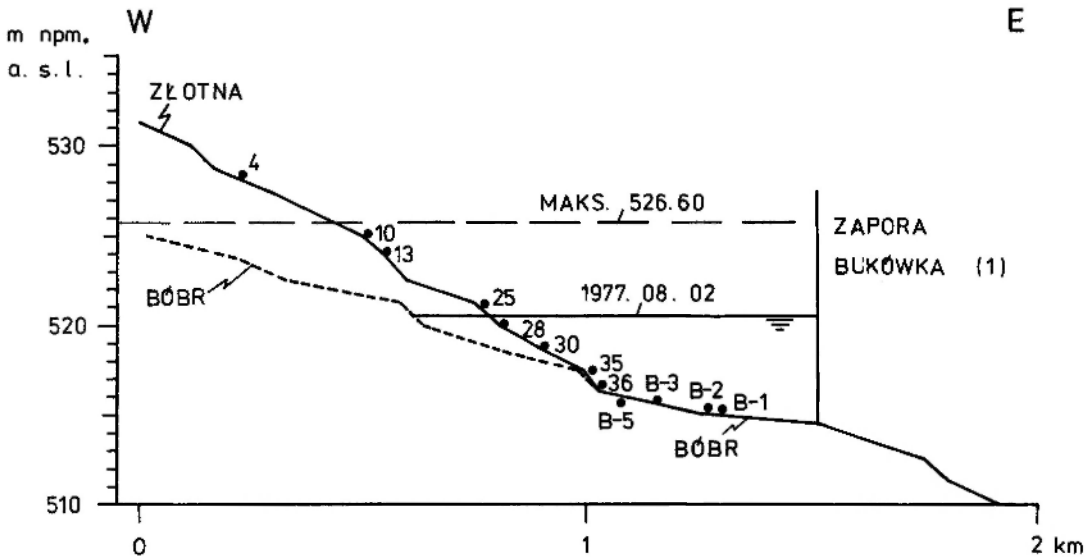


Fig. 6. Przekrój podłużny przez czaszę zbiornika Bukówka z zaznaczonymi punktami opisany w tekście. Maksymalna rzędna piętrzenia dawnego zbiornika wynosiła 526,60 m npm.

Longitudinal section of the Bukówka Reservoir pool with location of sites described in the text. The crest elevation of the old reservoir was 526.60 m a.s.l. 1 – Bukówka Dam

jawy pojawiły się zresztą znacznie wyżej, bo między punktami 7 i 10. W omawianym tu odcinku koryta agradacja ta spowodowała nadbudowanie jego dna warstwą gruboziarnistego żwiru o miąższości 0,1–0,3 m, a więc w przybliżeniu odpowiadającej jednej lub dwóm średnicom ziarna. W dniu Złotnej istniały zresztą miejsca pozbawione tego osadu, a nawet miejsca erozji, jak na przykład duże przegłębienie w prostym odcinku koryta w punkcie 26. Przyczyną tej lokalnej erozji była koncentracja w korycie rzeki wód powodziowych, wracających z obszarów pozakorytowych do Złotnej krewasami powrotnymi, położonymi między punktami 19 i 25 (Teisseyre 1985, fig. 8, pl. VII, 1, IX, 1). Z obserwacji terenowych wynika zatem, że w krytycznym dla przepływu powodziowego miejscu, na granicy cofki, prąd gęstościowy wywołany falą powodziową był nie tylko w stanie przetransportować w dół koryta całe obciążenie dostarczane z góry, ale także mógł odprowadzić poza omawiany odcinek produkty lokalnej erozji.

Na lewym brzegu koryta, w punkcie 28, powstał w czasie powodzi żwirowy cień sedimentacyjny, nagromadzony za małym zatorem roślin-

nym nałożonym na pień wierzby (zdjęcia z okresu powodzi – patrz Teisseyre 1980, pl. VII, 3, 4). Tworzenie się tej formy było obserwowane. Mimo że cień ten powstał w warunkach subakwalnych, jego cechy morfologiczne i sposób nagromadzenia otoczków, przechwyconych w lokalnej strefie separacji prądu, nie różniły go zupełnie od innych podobnych form, powstałych w warunkach subaeralnych.

Koryto rzeki i wał brzegowy w punkcie 30. Kolejnym miejscem obserwacji był odcinek koryta zaznaczony na figurze 6 jako punkt 30 (pl. IV). W miejscu tym, w ostatnich 20 latach, powstały dwa ciasne zakręty o bardzo nieregularnym zarysie w planie, wymuszonym przez wierzby rosnące nad rzeką (fig. 7, pl. IV, 1). Badania wykonane tu bezpośrednio przed i po powodzi sierpniowej nie wykazały w korycie rzeki żadnych rzucających się w oczy zmian z wyjątkiem wspomnianego wyżej agradacyjnego podwyższenia dna. Na obu brzegach rzeki rozwinęły się natomiast doskonale piaszczyste i żwirowo-piaszczyste pokrywy o grubości do 0,25 m oraz glyfy krewasowe. Formy te były najlepiej rozwinięte i najgrubsze na wałach brzegowych. Powierzchnie ich

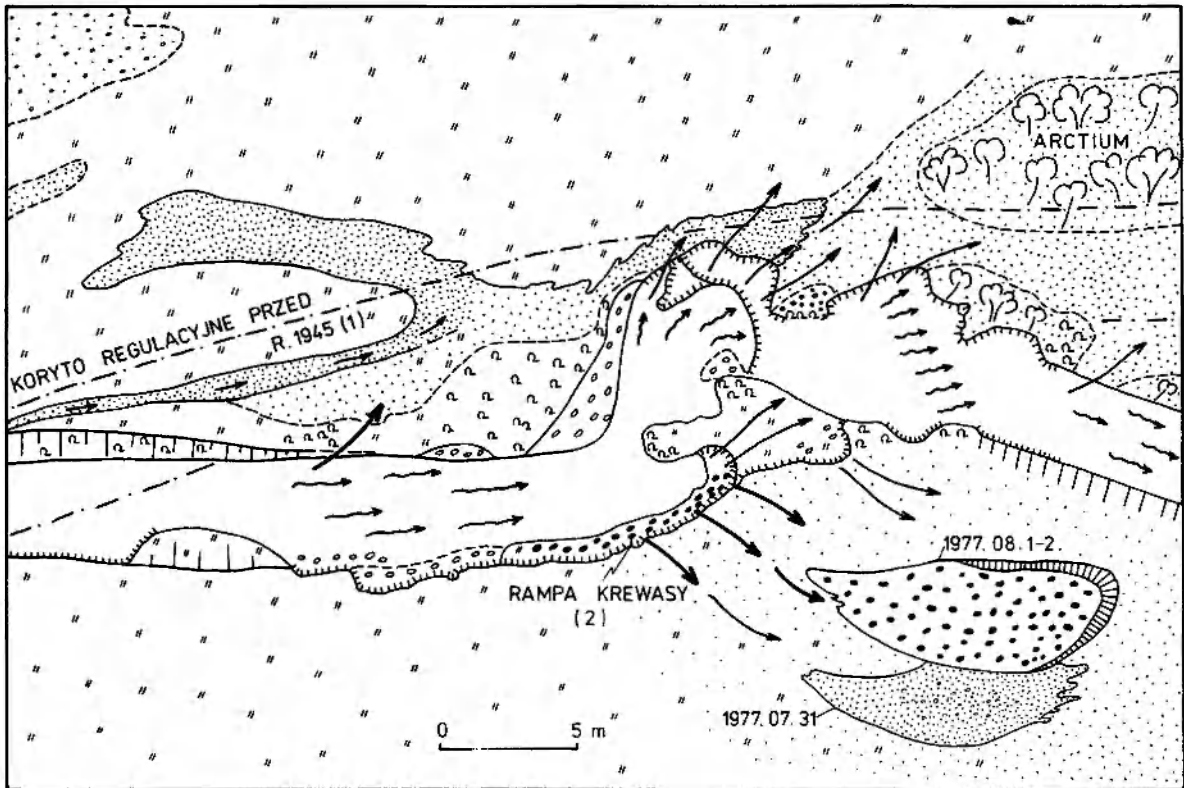


Fig. 7. Odcinek koryta dolnej Złotnej wraz z naturalnymi wałami brzegowymi, dolna część stożka Miskowice, punkt 30 (lokalizacja na fig. 1 i 6). Stan z dnia 6.5. 1978 r. Objaśnienia w tekście (por. zdjęcia na planszy VI)

A reach of the lower River Złotna with its natural levees, lower part of the Miskowice Fan, site 30 (location in Fig. 1 and 6). Situation on May 5, 1978. Explanations in the text (see photographs on plate VI). 1 – artificial channel before 1945; 2 – crevasse ramp

były płaskie, wyrównane. Większość form akumulacyjnych miała uziarnienie gradacyjne pencymetryczne, jedno- lub dwukrotne. W kilku przypadkach stwierdzono uziarnienie gradacyjne normalne. W niektórych gładkich krewasowych utworzonych niewątpliwie subakwalnie, w dolnej części zewnętrznych stoków wałów brzegowych (w odległości 20–60 metrów od koryta) stwierdzono po powodzi laminację subhoryzontalną w części naprądowej formy i laminację skośną mikrodeltową w jej części zaprądowej. Świadczy to o depozycji z szybkich gęstościowych prądów dennych, które natrafiały na lokalne zagłębienia terenu zasypując je osadem przechwyconym w strefach separacji prądu.

Na powierzchni niektórych pokryw piaszczystych, zdeponowanych w dolnej części wałów brzegowych i na przyległych częściach równi zalewowych, obserwowano po powodzi trójwymiarowe riplemarki (riplemarki łańcuchowe, językowane oraz półksiężycowate wydemki). Podścielały je osady wykazujące cienkie zestawy lamin skośnych riplemarkowych. Tworzenie się tych form

nie było obserwowane i nie jest całkowicie jasne, w jakich warunkach one powstały.

Bardzo interesująca forma depozycyjna powstała w dniach 1–2.8. 1977 r. na grzbiecie prawego, naturalnego wału brzegowego w punkcie 30 (fig. 6, 7, pl. VI). Był to odsyp żwirowy o charakterze mikrodelt, w planie owalny, wydłużony zgodnie z kierunkiem koryta i wału brzegowego. Płaska powierzchnia stropowa odsypu była nieznacznie nachylona pod prąd. Wyścielał ją bruk złożony ze zimbrykowanego żwiru frakcji 8–128 mm (pl. VI, 3, 4). Miąższość odsypu wzrastała w kierunku z prądem osiągając w najgrubszym miejscu 0,3–0,4 m. Pod warstwą bruku stwierdzono bardziej drobnoziarnisty żwir (2–64 mm) wypełniony piaskiem. W masie żwirowo-piaszczystej tkwiły luźno rozrzucone otoczki dochodzące do 128 mm średnicy. W niskiej, naprądowej części opisywanej formy przeważało warstwowanie subhoryzontalne lekko nachylone pod prąd, w części zaprądowej stwierdzono zestaw lamin skośnych typu mikrodeltowego o dużym, bimodalnym rozrzucie azymutów zapadu lamin skośnych (zakres

azymutów zapadu 10–150°, klasy modalne: 10–30° oraz 120–140°). Żwiry te leżały częściowo wprost na wyłożonej i zlepionej mułem trawie, a częściowo na wcześniejszej pokrywie piaszczysto-żwirowej, powstałej w tym miejscu w pierwszej fazie powodzi, jeszcze przed spiętrzeniem wody w zbiorniku Bukówka (fig. 7).

Żwir budujący omawiany odsyp pochodził z koryta rzeki, w którym był transportowany jako obciążenie saltacyjne i denne. Żwir wydostawał się na wał brzegowy krewasą (fig. 7, pl. VI, 2), powstała na prawym brzegu koryta w czasie powodzi w maju 1977 r. jako krewasa stroma. Była to niska i krótkotrwała powódź (Teisseyre 1980), w związku z czym na prawym brzegu koryta powstał tu jedynie wałek roślinny złożony z drobnego detritusu. U wylotu krewasy utworzył się jednak odwrócony płat darniowy (Teisseyre 1980, fig. 10A), powstały w wyniku podmycia pokrywy darniowej w strefie zasięgu korzeni traw. W czasie powodzi sierpniowej płat ten został oderwany i usunięty, a sama krewasa uzyskała dzięki depozycji w niej żwiru profil wyrównany i łagodniej nachylony (pl. VI, 2).

Między wylotem krewasy a opisanym wyżej odsypem powierzchnia trawiastego wału brzegowego była wolna od osadu na odcinku 4–5 metrów jeżeli nie liczyć cienkiej warstewki mułu i piasku zdeponowanej wśród źdźbeł traw. Przypomina to zupełnie sytuację opisaną wyżej z punktu 4.

Formy depozycyjne wałów brzegowych między punktami 32 i 36 oraz nad Bobrem. Podobne do opisanych wyżej formy depozycyjne obserwowano na wałach brzegowych dolnej Złotnej w punktach 32–34 oraz 35–36, jak również wzdłuż koryta Bobru (punkty B-5, B-3, B-2 i B-1, fig. 1, 6, pl. VIII). Piaszczysto-żwirowe pokrywy wałów brzegowych o uziarnieniu gradacyjnym pensymetrycznym i miąższości 7–12 cm stwierdzono nawet na prawym wale brzegowym Bobru w punkcie B-1, położonym w odległości zaledwie 200 m od zapory w Bukówce. Formy te tworzyły się niewątpliwie subakwalnie, przy maksymalnej głębokości zalewu dochodzącej do 5–6 metrów.

Jako efekt dostawy żwiru przez prądy gęstościowe stwierdzono w korycie Bobru nieznaczne agradacyjne podniesienie dna, około 0,1–0,2 m. Objętość żwirów zdeponowanych w korycie Bobru (frakcja 8–256 mm) wynosiła ok. 800 m³ (w zasięgu cofki wywołanej spiętrzeniem maksymalnym, przy długości zalanego koryta ok. 1050 m). Gdyby w korycie rzeki nie działały prądy gęsto-

ciowe nie byłoby możliwe rozprowadzenie takiej objętości żwiru mniej więcej równą warstwą na tak długim odcinku. Bardzo interesująca jest również obserwacja, że prądy gęstościowe powodowały podcinanie zewnętrznych brzegów meandrów Bobru powodując w nich obrywanie przewieszek i okapów darniowych oraz rozcinaanie samych brzegów krewasami (zwłaszcza w zakrętach B-1, B-2, B-3, B-4 i B-5, pl. VIII, 4). Równocześnie na łachach meandrowych tych zakrętów powstały nowe odsypy i formy akumulacyjne typu mikrodełt oraz cieni sedimentacyjnych, bardzo podobne do analogicznych form deponowanych na łachach meandrowych Bobru i Złotnej w obszarze powyżej zasięgu cofki.

Struktury osadów pozakorytowych deponowanych subakwalnie. Po powodzi zbadano struktury osadów pozakorytowych zalanej części stożka Miskowic w 111 miejscach wybranych przypadkowo (dodatek II). W 41 przypadkach (37⁰/o) stwierdzono uziarnienie gradacyjne pensymetryczne (w 7 przypadkach dwukrotne), w 19 przypadkach (17,1⁰/o) uziarnienie gradacyjne odwrócone, w 12 miejscach (10,8⁰/o) uziarnienie gradacyjne normalne, w 20 przypadkach (18⁰/o) ponad warstwą o strukturze gradacyjnej odwróconej lub pensymetrycznej występowały zestawy lamin skośnych riplemarkowych, 11 pokryw (9,9⁰/o) miało laminację skośną mikrodełtową, 4 pokrywy (3,6⁰/o) laminację płaską subhoryzontalną, a w 4 przypadkach (3,6⁰/o) nie stwierdzono warstwowania. W porównaniu z osadami pozakorytowymi górnej części stożka Miskowic, deponowanymi subaeralnie, w jego dolnej, zalanej części odnotowano znacznie bogatszy zespół struktur sedimentacyjnych, łącznie z tendencją do zachowania się w osadzie zestawów lamin skośnych riplemarkowych i mikrodełtowych (pl. VIII). W porównaniu z osadami chwilowego jeziora osady deponowane subaeralnie (górną część stożka) są strukturalnie bardziej monotonne, bardziej zróżnicowane ze względu na wielkość ziarna, a także zawierają stale pewną domieszkę materiału roślinnego, rozproszonego w całym osadzie. Osady zdeponowane subakwalnie nie zawierają namytego detritusu roślinnego, mogą natomiast zawierać zbutwiały (transportowany przy dnie lub uprzednio nagromadzony) detritus roślinny lub materiał roślinny zakorzeniony na miejscu (w obu przypadkach materiał roślinny występuje wówczas w spagu ławic).

Wśród osadów zdeponowanych subakwalnie nie stwierdzono sekwencji zbliżonych do sekwencji Boumy. Nigdzie nie stwierdzono także ripley-

marków wstępujących ani laminacji z nimi związanej. Brak zestawów zbliżonych do sekwencji Boumy wskazuje, że prądy gęstościowe działające w zbiorniku Bukówka działały w warunkach różniących się w sposób istotny od warunków działania prądów zawieszinowych znanych z basenów morskich i jeziornych. Zdaniem autora różnica ta może być spowodowana głównie obecnością na dnie zbiornika Bukówka traw.

Wskaźniki kierunkowe transportu i ich rozrzut w osadach deponowanych subakwalnie. Po opadnięciu wód wykonano na obszarze chwilowo zalanej części czaszy zbiornika Bukówka pomiary struktur kierunkowych transportu oraz pomiary ukierunkowania wydłużonych form erozyjnych, a zwłaszcza krewas i bruzd krewasowych. Uzyskane wyniki ilustruje figura 8. Rozrzut kierunków jest bardzo duży, lecz symetryczny względem średniego kierunku w dół stożka (*D* na fig. 8) oraz średniego kierunku koryta (*K* na fig. 8). Laminy skośne w formach

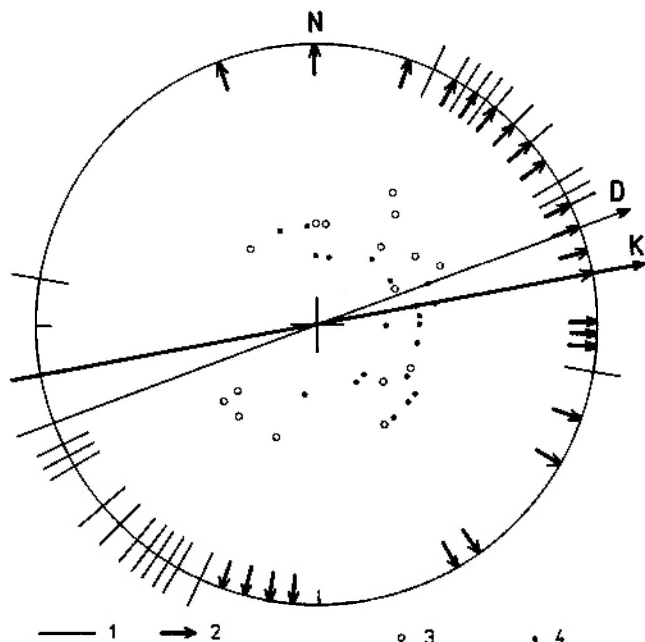


Fig. 8. Rozrzut struktur kierunkowych transportu w strefie naturalnych wałów brzegowych dolnej Złotnej. Dolna, podtopiona w czasie powodzi część stożka Miskowic. 1 – osie cieni sedymentacyjnych; 2 – krewasy i koryta krewasowe; 3 – laminacja skośna mikrodeltowa w pokrywach i odsypach piaszczystych oraz żwirowych; 4 – laminacja skośna riplemarkowa w pokrywach piaszczystych; *D* – kierunek w dół stożka; *K* – średni kierunek koryta. Górna półkula

Dispersion of directional structures in the zone of the natural levees, the lower River Złotna, lower part of the Miskowice Fan, submerged during the flood. 1 – axes of sediment shadows; 2 – crevasses and crevasse channels; 3 – microdelta-type cross-lamination in sandy and gravelly sheets and bars; 4 – ripple cross-lamination in sandy sheets. *D* – downfan direction; *K* – mean channel direction. Upper hemisphere

depozycyjnych lewego brzegu rzeki zapadały najczęściej ku NE, w formach utworzonych na prawym brzegu Złotnej natomiast – najczęściej ku SE. Ten wachlarzowy rozrzut zapadu lamin skośnych odzwierciedla rozrzut kierunków prądów gęstościowych działających w strefach pozakorytowych dolnej części stożka Miskowic, w czasie spiętrzenia wód powodziowych w zbiorniku Bukówka. Odchylenie się prądów gęstościowych wychodzących z zalanego koryta Złotnej od średniego kierunku w dół doliny było wymuszone przez spadek poprzeczny wałów brzegowych. Spadek ten był znacznie większy niż spadek podłużny stożka napływowego.

Depozycja subakwalna w epizodycznych jeziorach a problem genezy mad w dolinach górskich. Obserwacje wykonane w chwilowo zalanej części zbiornika Bukówka wydają się istotne dla zrozumienia procesów transportu i depozycji materiału detrytycznego w zalanych podczas powodzi kotlinach śródgórskich. Wiadomo, że w czasie katastrofalnych powodzi przynajmniej niektóre kotliny śródgórskie zmieniają się chwilowo w płytkie jeziora. Rolę naturalnych elementów piętrzących wody powodziowe pełnią w tym przypadku wąskie gardziele przełomów dzielących poszczególne kotliny. Na przykład w czasie katastrofalnej powodzi w lipcu-sierpniu 1897 r. wody Bobru i jego dopływów, spiętrzone w gardzieli przełomu Borowego Jaru (na NW od Jeleniej Góry), utworzyły ogromne jezioro, obejmujące Kotlinę Jeleniogórską i dolinę Bobru aż po Obniżenie Marciszowa (*Die Hochwasserkatastrophe... 1897*). Długość tego jeziora wynosiła ok. 40 km, a głębokość dochodziła do 11 m. W czasie tej powodzi również nie stwierdzono tworzenia się na granicy cofki delt. Wskazuje to, że korytami zalanych rzek nadal odbywał się przepływ silnie obciążonych materiałem detrytycznym wód powodziowych, zapewne o charakterze prądu gęstościowego. Opisy i fotografie, zamieszczone w cytowanym wyżej opracowaniu, ukazują formy erozyjne i depozycyjne bardzo podobne lub identyczne z formami znanymi autorowi z autopsji, a związanymi z katastrofalnymi powodziąmi w lipcu 1958 r. oraz w lipcu-sierpniu 1977 r.

Można przypuszczać, że osady takich chwilowych jezior są bardzo powszechne w holocenicznych pokrywach aluwialnych dolin sudeckich, lecz ze względu na małe miąższości i podobieństwo do utworów pozakorytowych deponowanych subaeralnie nie są one łatwe do rozpoznania w stanie kopalnym i dotychczas nie zostały za-

uważone. Dodatkowym czynnikiem utrudniającym rozpoznanie genezy kopalnych utworów pozakorytowych są zmiany i przeobrażenia postdepozycyjne. Prowadzą one do szybkiego zacierania struktur pierwotnych, zwłaszcza w mułach, do zmian teksturalnych cech osadów oraz do utleniania szczątków organicznych, w wyniku czego powstaje mniej lub bardziej bezstrukturalna mada, a następnie glina aluwialna (patrz niżej).

UZIARNIENIE OSADÓW POZAKORYTOWYCH DOLNEJ ŻŁOTNEJ

Po powodzi sierpniowej pobrano ze świeżych osadów pozakorytowych złożonych na stożku Miskowic kilkadziesiąt prób w celu wykonania analiz uziarnienia i innych badań laboratoryjnych. Wszystkie próby były wstępnie badane pod

lupą binokularną. Do analiz uziarnienia wytypowano ostatecznie 19 prób wyselekcjonowanych w ten sposób, aby reprezentowały pełny wachlarz zmienności litologicznej badanych osadów. Uziarnienie żwirów ustalono techniką ręcznego sortowania w terenie 500–2000 klastów na frakcje stopniowane co $1/2 \phi$, po czym frakcje te ważono. Żwirki i piaski poddano analizie sitowej stosując zestaw sit stopniowany co $1/2 \phi$. Muły i ły badano techniką pipetową dostosowując czas odczytów do skali $1/2 \phi$ (we frakcji piaszczystej nie zawsze było to możliwe). Badania laboratoryjne wykonała w laboratorium geologii inżynierskiej Zakładu Hydrogeologii Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego mgr Kazimiera Krzystek pod kierunkiem autora artykułu. Uzyskane wyniki przedstawia figura 9 oraz tabela 1.

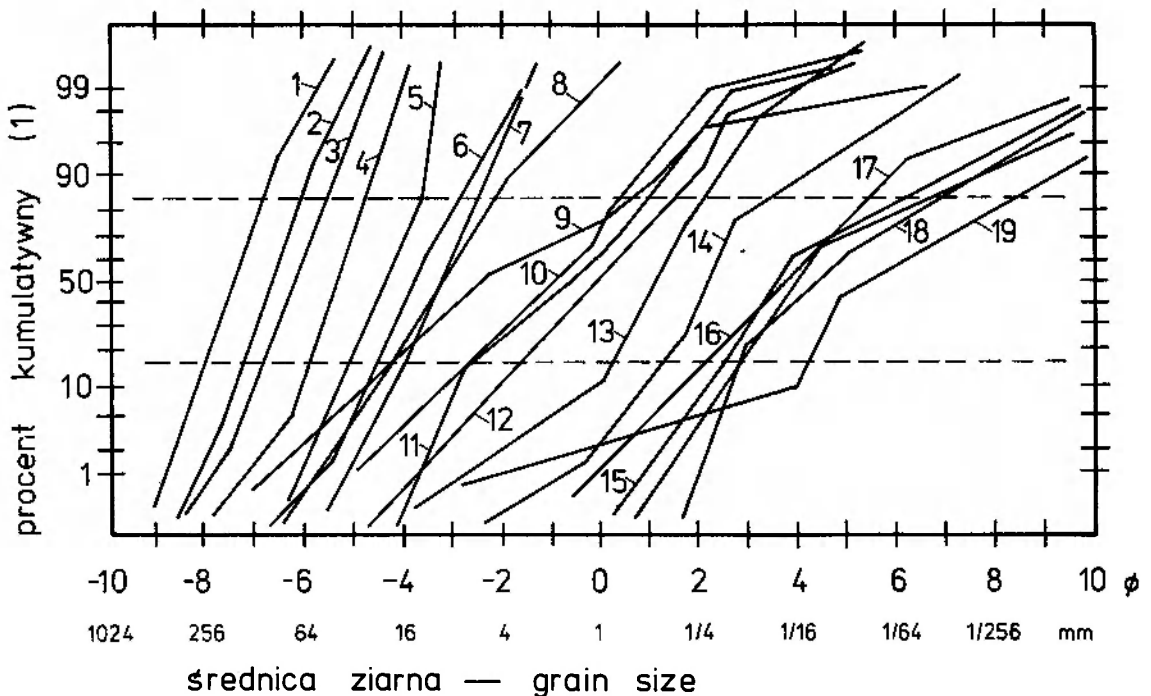


Fig. 9. Wykresy kumulatywne uziarnienia osadów pozakorytowych dolnej Żłotnej, zdeponowanych na stożku Miskowic przez powódź sierpniową. Porównaj tabelę 1

Grain-size distributions for overbank deposits of the lower River Złotna, accumulated on the Miskowice Fan during the August 1977 flood. See also Table 1. I – cumulated percentage

Na podstawie bezpośrednich pomiarów i obserwacji terenowych, zweryfikowanych za pomocą odpowiednich teorii hydraulicznych (por. Teisseyre 1985), podzielono badane próby na dwie grupy: osady pochodzące z obciążenia saltacyjnego rzeki oraz osady pochodzące z obciążenia zawiesinowego rzeki (tab. 1, fig. 9). W fazie przepływów zbliżonych do maksymalnych granicą między tymi dwoma rodzajami obciążenia była dla

dolnej Żłotnej średnica ziarna ok. 8 mm (średnica efektywna), co sprawdzono także posługując się odpowiednimi formułami empirycznymi. Oczywiście podana wartość liczbowo nie ma znaczenia absolutnego; odnosi się ona tylko do lokalnych warunków przepływu nad dolną Żłotną w czasie powodzi sierpniowej.

Należy też dodać, że bezpośrednio przed deponacją prawie wszystkie badane osady (z wyjąt-

Tabela 1. Parametry rozkładu wielkości ziarna osadów pozakorytowych dolnej Złotnej zdeponowanych przez powódź w sierpniu 1977 r. (według formuł Folka i Warda 1957)

Parameters of grain-size distribution of extra-channel deposits accumulated by the lower River Złotna during the August 1977 flood (according to Folk and Ward formulae, 1957)

Próba Sample	Lokalizacja* Location	Md_{ϕ}	Mz	σ_1	sK_1	K_G	C [mm]	M [mm]	Obciążenie Type of load
1	4	-7,45	-7,45	0,58	0,0	1,04	445,7	174,9	saltacyjne
2	13	-6,60	-6,60	0,60	0,0	1,05	274,4	97,0	saltation
3	13	-6,25	-6,25	0,63	0,0	1,01	222,9	76,1	"
4	30	-5,30	-5,30	0,54	0,0	0,98	137,2	39,4	"
5	30	-4,35	-4,35	0,69	0,0	0,80	66,3	20,4	"
6	30	-3,80	-3,65	0,75	0,21	0,98	52,0	13,9	"
7	11	-3,20	-3,20	0,75	0,0	1,05	35,5	9,2	"
8	11	-3,15	-3,15	1,09	0,0	1,06	52,0	8,9	"
9	11	-2,35	-1,95	2,27	0,17	0,77	97,0	5,1	"
10	11a	-0,85	-1,01	1,45	-0,10	0,87	12,6	1,80	zawieszinowe
11	11a	-0,50	-0,68	1,68	-0,10	0,81	12,6	1,41	suspended
12	35a	-0,05	-0,02	1,53	0,0	0,92	12,6	1,04	"
13	35a	1,20	1,20	1,07	0,0	1,33	6,28	0,44	"
14	35a	2,25	2,32	1,24	0,17	2,03	1,52	0,21	"
15	11a	3,55	4,10	1,95	0,44	1,22	0,47	0,085	"
16	11a	3,80	4,12	2,18	0,23	1,07	1,04	0,072	"
17	12	4,05	4,13	1,36	0,18	1,24	0,39	0,0604	"
18	36	4,55	4,80	1,97	0,26	0,91	0,24	0,0427	"
19	36	5,50	6,07	2,33	0,29	1,15	3,60	0,022	"

* Lokalizacja miejsc pobrania prób na figurze 1. Charakterystyka prób: 1 – żwir zdeponowany w młynówce (por. fig. 2 i 3); 2,3 – żwiry zdeponowane na grzbiecie wału brzegowego (fig. 4); 4–6 – żwiry zdeponowane na wale brzegowym (fig. 7); 4 – bruk na powierzchni formy; 5 – żwiry warstw skośnych, frakcja najgrubsza; 6 – żwiry zdeponowane na czole formy; 7–9 – żwiry zdeponowane na lewym brzegu koryta, na wale brzegowym, odległość od koryta 6–30 m; 10–11 – piaski równi zalewowej, odległość od koryta 150–240 m; 12–14 – piaski wałów brzegowych i równi zalewowej zdeponowane w zalanej części zbiornika Bukówka (głębokość zalewu 1,5–3 m), lewy brzeg Złotnej, odległość od koryta rzeki 10–120 m; 15 – piasek z przejściem do mułu, pokrywa w zagłębieniu na równi zalewowej 230 m od koryta; 16 – piasek z przejściami do mułu, koniec równi zalewowej, 330 m od koryta; 17 – muł, zagłębienie na skraju równi zalewowej, 380 m od koryta; 18 – muł, zagłębienie równi zalewowej, 250 m od koryta (zalana część zbiornika Bukówka, głębokość 2–3 m); 19 – muł, zagłębienie na równi zalewowej, 365 m od koryta. Próby 1–3, 7–11 oraz 15–17 reprezentują osady zdeponowane subaerialnie, pozostałe próby – osady zdeponowane subakwalnie.

Location of samples in Figure 1. Sample characteristics: 1 – gravel from mill-race (see Fig. 2 and 3); 2,3 – gravels from the crest of natural levee (Fig. 4); 4–6 – gravels deposited on natural levee (Fig. 7); 4 – pavement from form's surface; 5 – cross-bedded gravel, the coarsest fraction; 6 – gravel from form's margin; 7–9 – gravels from left bank of channel, deposited on natural levee, distance from channel 6–30 m; 10–11 – flood plain sands, distance from channel 150–240 m; 12–14 – sands from natural levees and flood plain, deposited in submerged part of the Bukówka Reservoir (depth 1.5 to 3 m), north from channel, distance from channel 10–120 m; 15 – sand passing into mud, deposited in depression on flood plain, 230 m from channel; 16 – sand passing to mud, margin of flood plain, 330 m from channel; 17 – mud, depression on flood plain, 380 m from channel; 18 – mud, depression on flood plain, 250 m from channel (submerged part of the Bukówka Reservoir, depth 2–3 m); 19 – mud, depression on flood plain, 365 m from channel. Samples 1–3, 7–11, and 15–17 represent sediments deposited subaerially, other samples correspond to deposits laid down subaqueously.

kiem najdrobniejszych mułów, próba 19) były transportowane na pewnym odcinku trakcyjnie. Potwierdziły to zarówno obserwacje terenowe, prowadzone w czasie powodzi, jak i badania struktur sedimentacyjnych, wykonane po powodzi. Nie zmienia to jednak faktu, że w korycie rzeki oraz ponad grzbieciami naturalnych wałów brzegowych osady te były niesione w saltacji i w suspensji i ten właśnie fakt autor uważa za decy-

dujący przy określaniu rodzaju transportu i typu obciążenia.

Jak wynika z danych zestawionych w tabeli 1, osady deponowane z obciążenia saltacyjnego rzeki są często umiarkowanie dobrze wysortowane, a tylko w dwóch przypadkach źle lub bardzo źle wysortowane. Wszystkie te osady odznaczały się ciasnym ułożeniem ziarn z przestrzeniami międzyziarnowymi nie wypełnionymi ilem czy tłem

(typ 3a opakowania – unfilled underloose boundary, por. Teisseyre 1986). Z 9 prób reprezentujących osady obciążenia saltacyjnego tylko jedna zawierała ok. 2% wagowych piasku i mułu (fig. 9).

Piaski pozakorytowe, deponowane w czasie powodzi z obciążenia zawiesinowego rzeki, w większości były również nie wypełnione, a po wyschnięciu – sypkie. W trzech przypadkach (na 7 badanych) udział mułu i piasku wahał się w granicach 10–45% wagowych, a tylko w dwóch przypadkach piasek można było uznać za wypełniony mułem (próby 15 i 16, tab. 1). Muły, deponowane oczywiście wyłącznie z zawiesiny, okazały się osadami źle lub bardzo źle wysortowanymi (tab. 1). Osady zawiesin gradacyjnych najgrubszych ($D > 0,50$ mm, por. Teisseyre 1985, 1986) zawierają do 2% mułu i są źle wysortowa-

ne. Osady zawiesin gradacyjnych grubych ($0,10$ mm $< D < 0,50$ mm) zawierają 2–10% mułu i są źle wysortowane. Osady zawiesin gradacyjnych drobnych ($0,04$ mm $< D < 0,10$ mm) zawierają 40–60% mułu i są źle lub bardzo źle wysortowane. Osady zawiesin jednorodnych ($D < 0,04$ mm) zawierają ponad 90% mułu i są bardzo źle wysortowane. Ogólnie biorąc, im drobniejsze ziarno osadu, tym większa zawartość mułu i tym gorsze wysortowanie (tab. 1, fig. 9).

Wyniki badań uziarnienia przedstawiono także na diagramie C–M Passegi (1957, 1964, 1972, 1977; Passega, Byremjee 1969; fig. 10). Diagram ten nie wymaga komentarzy.

W punktach 10 i 13 (fig. 1), w których bardzo gruboziarniste piaski i żwirki pokryw i gliców krewasowych zawierały pierwotnie 0,5–1% wagowych mułu, pobrano po 5 latach ponowne

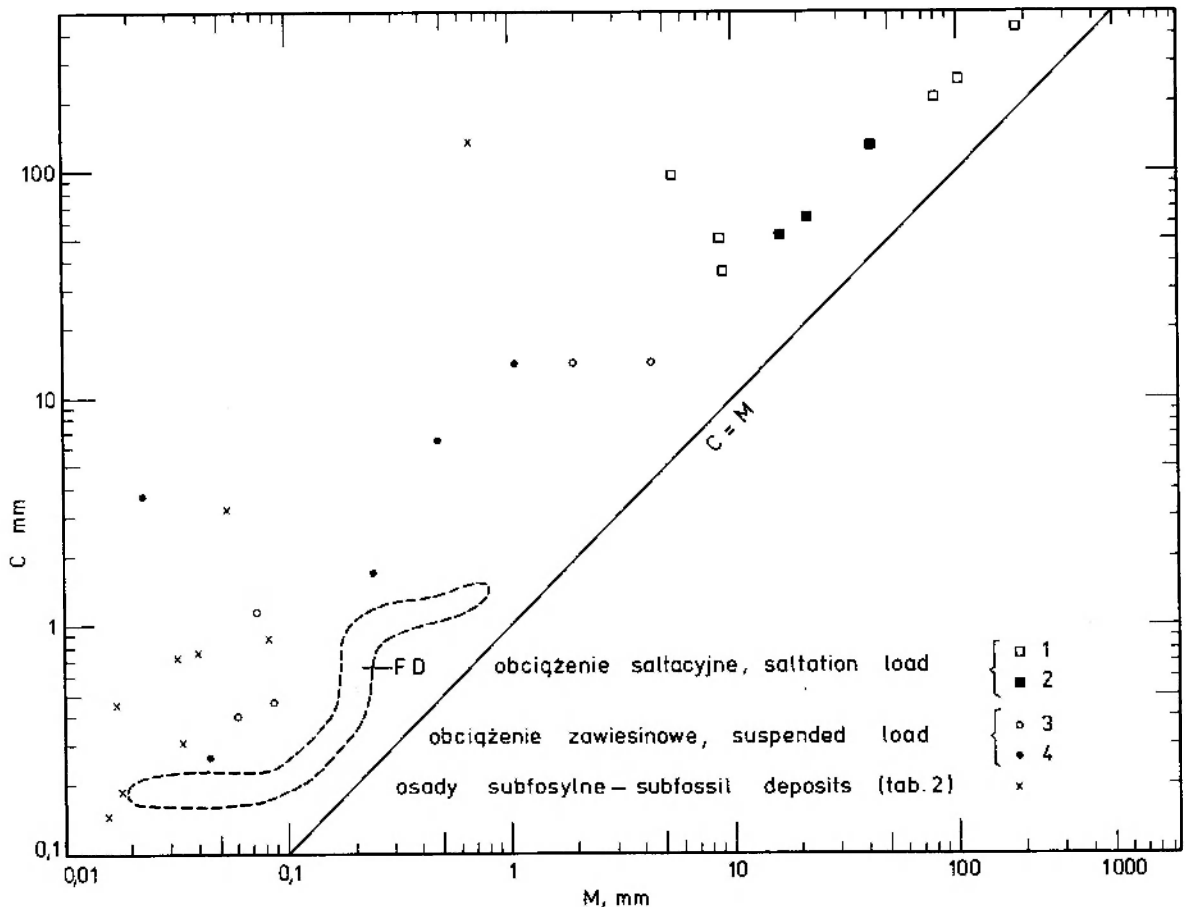


Fig. 10. Osady pozakorytowe dolnej Złotnej, zdeponowane na stożku Miskowice w czasie powodzi sierpniowej, oraz kopalne osady pozakorytowe, ukazane na diagramie Passegi (1957, 1964). Porównaj figury 9 i 13 oraz tabele 1 i 2. 1 i 3 – osady deponowane subaerialnie w górnej i środkowej części stożka Miskowice; 2 i 4 – osady deponowane subakwalnie w dolnej części stożka. FD – osady rzeczne według Passegi

Overbank deposits of the lower River Złotna, deposited on the Miskowice Fan during the August 1977 flood and some fossil overbank deposits, shown on Passega diagram (1957, 1964). See also Figures 9 and 13 and Tables 1 and 2. 1 and 3 – deposits accumulated subaerially on the upper and middle parts of the fan; 2 and 4 – deposits laid down subaqueously on the lower submerged part of the fan. FD – fluvial deposits according to Passega

próby w celu wykonania kontrolnych analiz uziarnienia. W ciągu tego czasu (1977–1982) osady te były systematycznie obserwowane i można wykazać, że po sierpniu 1977 r. nie były zalewane przez wody powodziowe. W obu miejscach próby pobrano z dobrze zachowanych pokryw piaszczystych o grubości 7–16 cm. Osady te nie wykazywały żadnych zaburzeń, nie były też wymieszane mechanicznie z glebą. Można było zatem przypuszczać, że powinny one wykazywać uziarnienie zbliżone do pierwotnego. Tymczasem kontrolne analizy uziarnienia wykonane jesienią 1982 r. wykazały zawartość mułu w granicach 2,5–7,0⁰/₀ wagowych. Autor tłumaczy tak znaczny wzrost zawartości w tych piaskach mułu głównie wietrzeniem chemicznym tych niedojrzałych mineralogicznie piasków, związanym z procesami glebowymi (w obu przypadkach piaski były przerośnięte trawą). Piaski deponowane przez dolną Złotną są arenitami litycznymi bardzo bogatymi w chlo-

ryty, amfibole, skalenie, miki i okruchy niestabilnych skał, a ubogimi w kwarc (Teisseyre 1986).

Z powyższego wynika, że jeżeli wśród mad stwierdzimy przewarstwienia mulastych piasków gruboziarnistych lub żwirków, co w profilach aluwialnych pokryw holocenów zdarza się dość często, nie oznacza to wcale, że osady te wykazują pierwotne cechy uziarnienia i że zostały osadzone jako utwory o przestrzeniach międzyporowych wypełnionych mulastym tłem (ang. matrix). Przeciwnie, jest prawdopodobne, że tło to ma charakter wtórny i zostało wprowadzone w pory osadu po depozycji, w wyniku namycia i nawiania, lub utworzone postdepozycyjnie w procesach wietrzenia. Można także przypuszczać, że w sprzyjających warunkach wymienione przeobrażenia mogą w ciągu kilkudziesięciu do kilkuset lat przeobrazić piaski glifów krewasowych takich rzek, jak Złotna czy górny Bóbr w piaszczyste muły, a następnie w gliny aluwialne.

SKUTKI POWODZI SIERPNIOWEJ 1977 R. W INNYCH STANOWISKACH BADAWCZYCH W SUDETACH

Niniejszy rozdział został napisany na podstawie obserwacji terenowych wykonanych częściowo w czasie powodzi sierpniowej, a częściowo po powodzi. Większość miejsc obserwowano w następnych latach (1978–1979) w różnych porach roku. Wykorzystane tu obserwacje pochodzą z następujących miejsc: dolina Bobru między Bukówką a Błazkową oraz w rejonach Kamiennej Góry, Dębrznika, Marciszowa i Ciechanowic, dolina Zadrnej (prawobrzeżny dopływ Bobru) w Jawiszowie, Krzeszowie i Czadrowie, dolina Świdnika (lewobrzeżny dopływ Bobru) na odcinku ujściowym, dolina Leska (prawobrzeżny dopływ Bobru) w Czarnym Borze i Sędziszawiu, dolina Strzegomki w Starych Bogaczowicach, Chwaliszowie i Dobromierzu, doliny ujściowych odcinków Polskiego Potoku i Chwaliszówki na południe od Starych Bogaczowic (dopływy Strzegomki) oraz Czyżynka z dopływami w górnym i dolnym biegu (dopływ Strzegomki). Wyniki badań terenowych uporządkowano według kolejnych mezosodowisk strefy pozakorytowej.

Zadrzewione wały brzegowe. Za sprawą ingerencji rolnika zarośla wierzbowe i olszyny pokrywają dziś zazwyczaj tylko grzbietowe części wałów brzegowych. Na takich wałach charakter przepływu pozakorytowego i jego skutki zależą w dużym stopniu od gatunku drzew rosnących na wale i od ich zwartości. Wielokrotnie stwierdzono, że zjawiska powodziowe przebiegają inaczej

na wałach zajętych przez olszyny i wierzby wysokopienne, a inaczej na wałach zajętych przez zarośla wiklinowe.

Na wałach brzegowych zajętych przez olszyny i wierzby wysokopienne zakłócenia przepływu pozakorytowego nie są tak duże, jak w przypadku wiklin. Wody powodziowe przelewające się przez taki wał mogą osiągnąć znaczne prędkości przepływu, w wielu przypadkach porównywalne z prędkościami w korycie rzeki. Intensywność turbulencji zależy od lokalnych warunków przepływu, a średnice wirów, zależne od głębokości w krewasach, są przynajmniej lokalnie względnie duże. Dlatego na takich wałach brzegowych mogą osadzać się głównie żwiry i gruboziarniste piaski. Drobniejszy materiał detrytyczny jest odprowadzany dalej.

Obserwacje terenowe wskazują, że na takich wałach brzegowych osadzają się zwykle żwiry średniej wielkości, bogate w klasty płaskie. W korycie rzeki są one transportowane w czasie powodzi głównie w saltacji. W sprzyjających warunkach na wale brzegowym tworzą się wydłużone, wąskie wały żwirowe, „nasadzone” na pnie drzew. W planie i w przekroju poprzecznym przypominają one sejfy (fig. 11) z mniej lub bardziej wyraźnie widocznym warstwowaniem skośnym, zapadającym w kierunkach prostopadłych do formy i do osi koryta.

Ułożenie żwirów płaskich we wnętrzu takiego

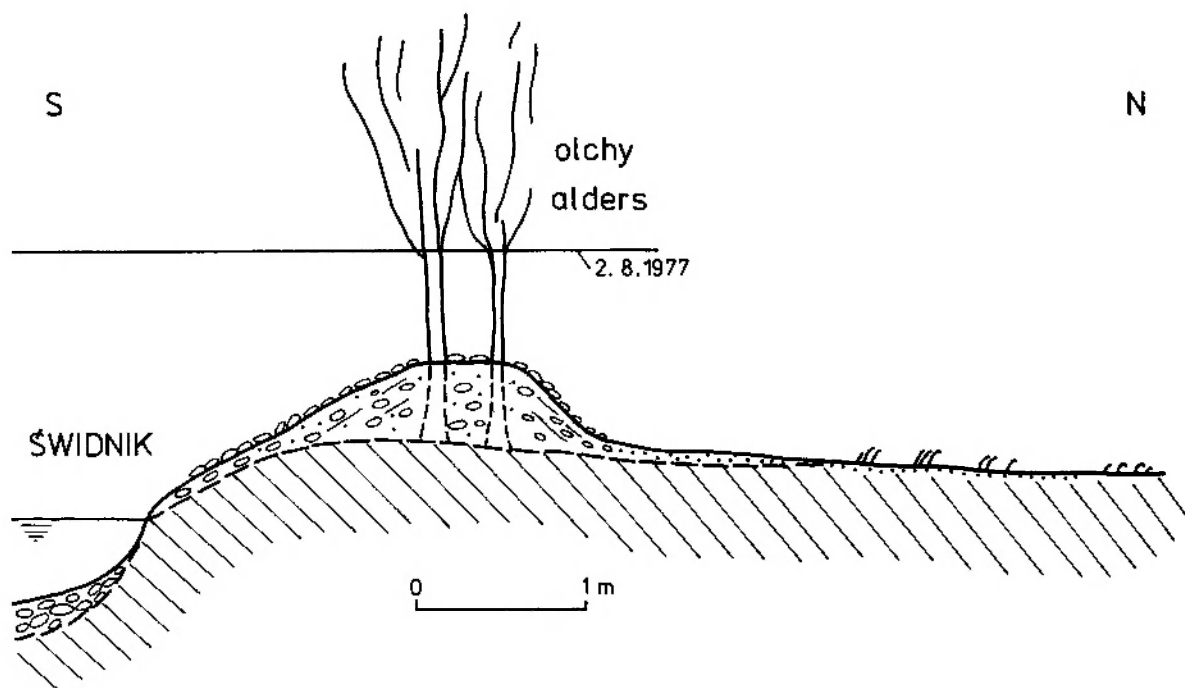


Fig. 11. Przekrój poprzeczny przez żwirowy wał brzegowy w ujściowym odcinku Świdnika, Błażkowa (lokalizacja: Teisseyre 1985, fig. 2, punkt 4). Wał powstał w czasie powodzi sierpniowej, stan z dnia 31.8.1977 r. Wał zbudowany jest z przemętego żwiru frakcji 4–128 mm średnicy, na powierzchni występuje bruk. Od strony zawala żwir przechodzi w piasek. W podłożu – mady. Widok w górę rzeki

Cross-section through a gravelly levee, mouth of the River Świdnik, Błażkowa village (location: Teisseyre 1985, fig. 2, site 4). The levee originated during the August 1977 flood (situation on August 31, 1977). The levee is composed of sandy pebble-cobble gravel, paved at the surface. Outwards the gravel passes into sand lying directly on a pre-flood grassy surface underlain by cohesive overbank deposits. View is upchannel

wał może być chaotyczne. Jednak w zestawach warstw skośnych zapadających w stronę zawala panuje z reguły pseudoimbrykacja. Polega ona na tym, że płaszczyzny AB klastów płaskich są równoległe do powierzchni warstw skośnych, co może sprawiać fałszywe i mylące wrażenie imbrykacji (Teisseyre 1968, 1975a, b). Z kolei otoczki płaskie występujące w zestawach warstw skośnych nachylonych w stronę koryta rzeki wykazują często swoistą imbrykację, wywołaną przez prąd wody wychodzący z koryta rzeki na wał brzegowy, a niekiedy także przez prądy równoległe do osi wału. Powierzchnie AB tych otoczek płaskich zapadają zwykle skośnie w górę rzeki. Żwiry budujące opisane wały wykazują zazwyczaj ciasne upakowanie i pierwotnie są tylko częściowo wypełnione gruboziarnistym piaskiem lub żwirkiem. Szanse zachowania się tych form i osadów w stanie kopalnym są dość duże.

Na wałach brzegowych porośniętych wiklinami przepływy pozakorytowe są bardzo silnie zakłócone i silnie hamowane (współczynniki oporu Manninga w przedziale $n = 0,1-0,6$). Prędkości przepływu są tu względnie małe i lokalnie bardzo

zróżnicowane. Intensywność turbulencji może być znaczna, choć najczęściej jest rozwinięta w skali mikro. W tych warunkach w zaroślach wierzbowych osadzają się przeważnie piaski i żwirki. Istnieje tendencja do pokrywania osadów powłóczkami mułowymi, tworzącymi się w fazie opadania wód. Wikliny wylapują też spore ilości obciążenia flotacyjnego, zwłaszcza trawy i drobnych gałązek, które tworzą tu charakterystyczne wałki i nagromadzenia. Osady deponowane w wiklinach tworzą nierzadko charakterystyczne pagóry i wały „nasadzone” na podrośnięte pędy i ciągnące się równoległe do brzegu rzeki. Struktur wewnętrznych często brak. Miejscami pojawia się laminacja skośna, zazwyczaj nachylona w kierunku zawala i w dół doliny. W kilku przypadkach obserwowano też laminację równoległą subhoryzontalną. Wysokość takich form, utworzonych w jednym epizodzie powodziowym, może dochodzić do kilku decymetrów. Szanse zachowania się tych form i osadów w stanie kopalnym są dość duże.

Trawiaste wały brzegowe. Trawiaste, nie rozcięte wały brzegowe nie stanowią przeszkód dla wypływających z koryta wód powodziowych.

Jak wykazały badania terenowe wykonane nad dolną Złotną i nad górnym Bobrem (Teisseyre 1984, 1985), tylko w pierwszej fazie przelewania się wody przez taki wał brzegowy współczynniki oporu są duże i prędkości przepływu małe. Po wyłożeniu traw i częściowym przykryciu ich osadem współczynniki oporu Manninga maleją bardzo znacznie, nawet do wartości $n = 0,016-0,024$. W związku z tym prędkości przepływu w następnych fazach powodzi mogą być nad wałem trawiastym duże (nawet do $2-3 \text{ m s}^{-1}$) i nie ma wówczas warunków do depozycji osadu wynoszonego z koryta rzeki w zawieszinie lub w saltacji. Warstwy osadu przechwyconego przez źdźbła traw w pierwszej fazie powodzi mają zwykle tylko parę milimetrów grubości. Osady te często wykazują uziarnienie gradacyjne odwrócone z przejściami od mułu do piasku gruboziarnistego, a nawet żwirku w stropie. Stropowa powierzchnia osadów jest powierzchnią braku depozycji lub erozji. Często są to jedyne osady zdeponowane na wale trawiastym, nawet w czasie największych powodzi (np. w latach 1958 i 1977). Przewaga w nich uziarnienia gradacyjnego odwróconego wynika z faktu, że w czasie opadania wód wały brzegowe ulegają szybkiemu wynurzeniu i przestają być miejscem depozycji. W profilach mad odsłoniętych w brzegach rzek sudeckich wielokrotnie obserwowano osady trawiastych wałów brzegowych. Są one rozwinięte jako bardzo charakterystyczne zestawy lamin subhoryzontalnych z naprzemianległymi laminami piasku, mułu i czasem żwirku. Większość lamin wykazuje uziarnienie gradacyjne odwrócone. W niektórych odsłonięciach widać, że laminy są lekko wypukłe ku górze i naśladują powierzchnię wału brzegowego. Osady te mają dość duże szanse zachowania się w stanie kopalnym.

Krewasy. Krewasy występują najczęściej na brzegach rzek porośniętych wierzbami, rzadziej na brzegach trawiastych. Krewasy tych dwóch typów brzegów często różnią się morfologicznie, co pozostaje niewątpliwie w związku z różnymi warunkami ich rozwoju. Krewasy brzegów zarośniętych wierzbami powstają często w miejscu przerw pomiędzy poszczególnymi kępami wiklin, a ich umiejscowienie jest względnie trwałe. W wielu miejscach krewasy wykazują tendencję do szybkiego pogłębiania i przeobrażania się z inicjalnych krewas stromych w krewasy łagodne, i to nawet w czasie jednej wysokiej powodzi. Krewasy brzegów trawiastych są zwykle znacznie szersze i płytsze. Przeobrażanie się tych krewas w krewasy łagodne dokonuje się często raczej dzięki

depozycji żwiru przy brzegu koryta niż w wyniku rozcinania pokrywy mad. Można to wytłumaczyć faktem, że najbardziej podatna na erozję warstwa mad leży tuż pod dolną granicą zasięgu korzeni traw, w warstwie spękań poziomych, będących śladami żył lodu gruntowego, powstających na granicy strefy zamarzania gruntu (Teisseyre 1984, fig. 18). W związku z tym, w czasie kolejnych powodzi krewasa szybciej rozszerza się niż pogłębia, ponieważ mady podgłębia i niżej leżące gliny aluwialne są dość odporne na erozję.

Krewasy strome są z reguły miejscami erozji i najczęściej są pozbawione osadów. W krewasach łagodnych można natomiast obserwować bruki, złożone z pojedynczych warstw gruboziarnistych żwirów, lub większe nagromadzenia otoczków, tworzące wyrównaną rampę krewasy. Obserwacje terenowe wskazują, że żwiry zdeponowane w krewasach łagodnych odpowiadają żwirom obciążenia dennego i najgrubszym frakcjom obciążenia saltacyjnego rzeki, wypadającym z transportu trakcyjnego w miejscu wchodzenia części przepływu powodziowego do krewasy. Jednakże w niektórych krewasach łagodnych, schodzących stopniowo do dna rzeki, zdeponowane mogą być wyłącznie żwiry obciążenia dennego. W takich miejscach żwiry obciążenia dennego mogą być nawet wyprowadzane na naturalne wały brzegowe.

Charakterystyczną formą erozyjną nowo powstających krewas są odwrócone płyty darniowe, będące pierwszym przejawem zdzierania darni z trawiastego wału brzegowego. Silne zawirowania występujące w czasie powodzi wzdłuż podcinanego brzegu rzeki rozmywają warstwę gleby, zwłaszcza wzdłuż strefy wspomnianych wyżej szczelin poziomych. Powoduje to odspojenie pokrywy darniowej od dołu, a następnie jej odwrócenie korzeniami do góry przez silny prąd wody wypływający z koryta rzeki.

Ogólnie biorąc, dobrze zakorzeniona pokrywa darniowa wykazuje dużą odporność na erozję i nawet podczas największych powodzi nie stwierdzono jej powolnego erodowania od góry, warstwa po warstwie. Dużą trwałość pokrywy darniowej obserwowano m.in. w nowym korycie potoku Chwaliszówka (dopływ Strzegomki, rejon na południe od Starych Bogaczowic), powstałym na łące w wyniku awulsji, po powodzi w grudniu 1971 r. Rozcinanie pokrywy darniowej w nowym korycie trwało 3 lata (1971–1974) i zakończyło się dopiero po częściowym zbutwieniu korzeni traw.

Koryta krewasowe. Leżące w przedłużeniu krewas koryta krewasowe są zwykle tylko miejscami erozji. Dna tych koryt budują mady

lub gliny aluwialne, na których powstają w czasie powodzi charakterystyczne formy erozyjne. Obserwowano tu wydłużone formy erozyjne typu bruzd, kociołki eworsyjne i jamki wirowe. W cieplej połowie roku formy te są względnie trwałe, nie mają jednak szans zachowania się w stanie kopalnym, ponieważ są bardzo szybko niszczone przez mróz (zamarzanie i topnienie gruntu zwłaszcza na przedwiośniu). Okresowa i lokalna depozycja żwirku, piasku i mułu możliwa jest zwłaszcza w dolnej części koryt krewasowych. Tworzą się tu niekiedy izolowane pokrywy osadu o laminacji równoległej subhoryzontalnej (przejściowe warunki przepływu, $Fr = 0,6-1,0$), o laminacji skośnej mikrodeltowej (warunki gwałtownie zmieniającego się prądu i zasypywanie lokalnych zagłębień), a także pokrywy osadu o laminacji skośnej riplemarkowej (dolna część ustroju spokojnego).

Krewasy i koryta krewasowe mogą zachować się w stanie kopalnym, jakkolwiek w pokrywach holocenijskich mad Sudetów nie występują często. Przyczyną rzadkości kopalnych koryt krewasowych w utworach holocenijskich może być działalność człowieka, procesy glebowe oraz wietrzenie mrozowe. Niemniej autorowi są znane kopalne koryta krewasowe wycięte w madach i wypełnione młodszymi madami. Można je zidentyfikować dzięki różnicom teksturalnym mad podścielających i wypełniających i wynikającym z nich różnicom zabarwienia osadu. Krewasy zachowują się w stanie kopalnym bardzo rzadko, ponieważ są niszczone w trakcie bocznej migracji koryta rzeki.

Zewnętrzny stok wału brzegowego. Między grzbietem a dolną zewnętrzną częścią wału brzegowego ciągnie się stok wału. W dolinach rzek sudeckich może on mieć bardzo różną szerokość, zwykle w przedziale 8–40 szerokości koryta. Na równych, trawiastych stokach wałów brzegowych powodzi mogą deponować pokrywy piaszczyste lub żwirowe. W przekroju pionowym osady te ujawniają pensymetryczne lub odwrócone uziarnienie gradacyjne, czasem laminację subhoryzontalną, rzadko natomiast występuje laminacja skośna riplemarkowa i to z reguły tylko w stropowych partiach pokryw. Ten ostatni fakt jest o tyle zastanawiający, że riplemarki prądowe nie są bynajmniej rzadkie na powierzchniach pokryw piasku średnioziarnistego, zwłaszcza przy stanach opadających. Ponieważ riplemarki tworzą się często w końcowych fazach opadania wód i zwykle nie są okrywane powłóczkami mułowymi, dlatego szanse ich zachowania się w stanie

kopalnym są małe, podobnie jak zestawów lamin skośnych riplemarkowych.

Pokrywy piaszczyste i mułowe zewnętrznych stoków wałów brzegowych są zbudowane z osadów dostarczanych z koryta rzeki w formie obciążenia zawiesinowego. Trafiające się tu i ówdzie pokrywy żwirowe reprezentują najczęściej obciążenie saltacyjne rzeki. Szanse zachowania się w stanie kopalnym osadów piaszczystych i żwirowych są dość duże. W holocenijskich madach dolin sudeckich obserwowano wielokrotnie nawet osady nie wypełnione, bardzo porowate i sypkie. Tworzą one parocentymetrowe przewarstwienia piasków i żwirków w madach lub glinach aluwialnych.

Lokalne zagłębienia w stokach wałów brzegowych stają się w czasie powodzi miejscami gwałtownie zmieniającego się przepływu (ang. rapidly varied flow). Zjawisko separacji prądu po naprądowej stronie tych zagłębień jest prawie regułą. W takich lokalnych strefach separacji prądu istnieją warunki do gromadzenia się skośnie laminowanych osadów typu mikrodelty (przyrastanie czołowe, Teisseyre 1985, fig. 5, 18). Odsypy o charakterze mikrodelty mogą być zbudowane ze żwirów (obciążenie saltacyjne, a w pobliżu grzbietu wału nawet obciążenie denne rzeki) lub z piasków (obciążenie zawiesinowe rzeki). Opisane formy i osady mają duże szanse zachowania się w stanie kopalnym i były wielokrotnie obserwowane w profilach mad sudeckich (Teisseyre 1978b, fig. 9).

U wylotu koryt krewasowych powstają tzw. glyfy krewasowe, zbudowane zazwyczaj z piasku lub żwiru. Mogą one mieć formę małych stożków napływowych, odsypów o charakterze mikrodelty lub cienkich i płaskich pokryw. W przypadku mikrostożków napływowych powierzchnia stropowa tych form jest nachylona w stronę zawala, a wewnątrz przeważa laminacja równoległa subhoryzontalna. Niekiedy w najniższych częściach mikrostożków napływowych może pojawić się nasyp piaszczysty o laminacji skośnej mikrodeltowej. Dzieje się tak, gdy formy te wkraczają w lokalne zagłębienia wypełnione wodą. Na powierzchni mikrostożków napływowych nierzadko występują napławione fragmenty roślinne, toczące, pojedyncze otoczaki itp.

W przeciwieństwie do mikrostożków napływowych mikrodelty odznaczają się równą, prawie subhoryzontalną powierzchnią stropową i ujawniają wewnątrz typowe zestawy lamin skośnych mikrodeltowych. Zestawy te są nierzadko pod-

ścielone przez cienki zestaw subhoryzontalnych lamin dennych, często o stopniowo wzrastającej ku górze wielkości ziarna (muł, piasek drobnoziarnisty). Zestawy lamin stropowych są rozwinięte lokalnie.

Osady odsypów typu mikrodelty różnią się zatem wyraźnie od osadów mikrostożków napływowych, a różnice te wynikają z odmiennego mechanizmu depozycji. Mikrostożki napływowe tworzą się u wylotu koryt krewasowych w warunkach stopniowo zmieniającego się prądu, mikrodelty natomiast narastają w lokalnych zagłębieniach w warunkach gwałtownie zmieniającego się prądu. W warunkach stopniowo zmieniającego się prądu powstają także wspomniane wyżej cienkie pokrywy piaszczyste i mułowe.

Osady mikrostożków napływowych i mikrodelty pochodzą z obciążenia zawieszinowego rzeki. Szanse zachowania się tych osadów w stanie kopalnym są dość duże, zwłaszcza osadów piaszczystych o miąższości co najmniej kilku centymetrów.

Podobnie jak w dolinach wielu rzek opisanych z różnych części świata, stopniowe narastanie wałów brzegowych wzdłuż obserwowanych rzek sudeckich jest głównym czynnikiem odpowiedzialnym za tworzenie się szerokich grzbietów aluwialnych tak typowych dla dolin płaskodennych odwadnianych przez rzeki o zawieszinowym typie obciążenia (ang. alluvial ridge, por. Fisk 1944, 1947; Allen 1965a, 1982; Schumm 1977; Richards 1982; Morisawa 1985). W zlewni górnego Bobru autorowi nie jest znana ani jedna rzeka, która nie miałaby naturalnych wałów brzegowych i nie przejawiała mniej lub bardziej wyraźnych tendencji do tworzenia grzbietów aluwialnych (z wyjątkiem dolin przelomowych, koryt głęboko wciętych i niektórych odcinków rzek od dawna uregulowanych z wysokimi murami oporowymi). Wały brzegowe i grzbiety aluwialne obserwowano także wzdłuż wielu koryt sztucznych (np. Bóbr między Bukówką a Lubawką, Teisseyre 1984, pl. III; 1985 fig. 6, 7, 20, pl. IV, VI; także plansze I i IV w tej pracy). Zalążkowe formy tego typu można obserwować nawet wzdłuż niektórych starych młynówek. Ta tendencja do tworzenia grzbietów aluwialnych wskazuje, że w okresie historycznym awulsja musiała być nierzadkim zjawiskiem, co rzeczywiście potwierdzają źródła historyczne (zwłaszcza dla doliny Odry w rejonie Wrocławia) i czego dowodzą spotykane w wielu dolinach płaskodennych ślady dawnych pasów meandrowych.

Równie zalewowe. Na równiach zalewowych tworzą się w czasie powodzi lokalne pokrywy piaszczyste lub mułowe. W osadach tych pospolite jest uziarnienie gradacyjne pensymetryczne lub odwrócone, dość rzadko występuje subhoryzontalna laminacja równoległa, a jeszcze rzadziej – laminacja skośna riplemarkowa. Pokrywy piaszczyste i glify krewasowe wewnętrznych części równi zalewowych są niekiedy przykryte powłóczkami, a nawet pokrywami mułowymi ostatniej fazy opadania wód. Po wynurzeniu muły te wysychają pokrywając się szczelinami z wysychania. Spękane pokrywy błotne, a zwłaszcza zwitki błotne, nie mają praktycznie szans zachowania się w stanie kopalnym, przynajmniej w utworach holocenijskich.

Baseny popowodziowe. W basenach popowodziowych deponowane są zwykle tylko najdrobniejsze zawiesziny, chyba że basen sąsiaduje bezpośrednio z wałem brzegowym, co zdarza się nierzadko. Po powodzi sierpniowej w basenach popowodziowych obserwowano cienkie warstwy bezstrukturalnego mułu. Niekiedy pojawiała się niewyraźna gradacja wielkości ziarna, najczęściej pensymetryczna lub odwrócona. Delikatną, subhoryzontalną laminację obserwowano tylko w kilku miejscach. Po wynurzeniu osady te wysychają pokrywając się szczelinami. Miąższość osadów basenów popowodziowych zależy w bardzo dużym stopniu od położenia basenu względem koryta rzeki i efektywności dostawy zawiesziny do basenu. Po powodzi sierpniowej stwierdzono, że pokrywy mułowe basenów popowodziowych położonych blisko koryta i obficie zasilanych zawiesziną są znacznie grubsze niż pokrywy równi zalewowych. Osady wysychających basenów popowodziowych nie mają prawdopodobnie żadnych szans zachowania się w stanie kopalnym, przynajmniej w formie indywidualnych warstw mułu o zachowanej pierwotnej strukturze.

Opuszczone koryta. W opuszczonych korytach, które w dolinach rzek sudeckich są normalnie suche, deponowane są w czasie powodzi osady bardzo podobne do utworów basenów popowodziowych. Z reguły przeważają tu muły, niekiedy pojawiają się drobnoziarniste piaski. Przeważa laminacja równoległa, nieckowata, naśladująca zarys w przekroju dna koryta. W odciętych korytach istnieją zawsze warunki sprzyjające gromadzeniu się większych ilości materiału roślinnego, zwłaszcza w formie drobnego detritusu, nadającego niektórym laminom mułu ciemne lub czarne zabarwienie. W świeżo odciętych korytach,

znajdujących się w pobliżu dawnego koryta rzeki, mogą tworzyć się w czasie powodzi czopy piaszczyste lub żwirowe. Mogą to być formy wielokrotnie reaktywowane. Odznaczają się one bardzo charakterystycznymi typami warstwowań, wymagającymi osobnego opisanie. Osady czopów oraz wczesnych faz wypełnień opuszczonych koryt mają duże szanse zachowania się w stanie kopalnym (Teisseyre 1978a, pl. I–III).

Starorzeczca stale wypełnione wodą występują

w dolinach sudeckich stosunkowo rzadko. W czasie powodzi tworzą się w nich osady starorzeczcy zbliżone do osadów odciętych koryt. W okresach międzypowodziowych powstają w nich czarne muły i ily typu sapropelowego, bardzo bogate w częściowo rozłożoną materię organiczną, najczęściej bezstrukturalną. W utworach tych pojawiają się przewarstwienia złożone prawie wyłącznie z liści i drobnych gałązek, z niewielką domieszką ziarn mineralnych.

WCZESNOPOSTDEPOZYCYJNE PRZEobrażenia OSADÓW POZAKORYTOWYCH

Z chwilą ustąpienia wód powodziowych osady pozakorytowe zaczynają podlegać różnym czynnikom i procesom egzogenicznym, często nie związanym bezpośrednio z procesami fluwialnymi. Mogą to być procesy nieorganiczne, jak wysychanie mułów, przechodzenie zoli w żele, a następnie w ciała półstałe, czemu towarzyszy powstawanie szczelin z wysychania, kurczenie się osadu i tworzenie w nim różnych pustek, ponowne namakanie i pęcznienie związane z nasiąkaniem wodą deszczową lub roztopową, pęcznienie mrozowe oraz segregacja żyłek, żył i wprysnięć lodu, czemu towarzyszy niszczenie pierwotnej struktury gruntu, przeobrażenie zamrożonego gruntu w błoto w wyniku tającia lodu gruntowego, erozja eoliczna i niweo-eoliczna (Jahn 1969) oraz erozja związana z bombardowaniem gruntu przez krople deszczu (por. Kolb 1962). Niemniej ważną grupę stanowią procesy biochemiczne i biomechaniczne, do których należy wietrzenie chemiczne oraz mechaniczne niszczenie struktury osadu przez korzenie roślin, zwierzęta żyjące w glebie, pasące się na łąkach itp. Swoiste przeobrażenia biochemiczne i biomechaniczne powoduje w końcu człowiek. Należy tu mechaniczne niszczenie form akumulacyjnych przez wyrównywanie terenu, bronowanie lub przeoranie łąki oraz zmiana chemizmu gleby przez wapnowanie, nawożenie, stosowanie chemicznych środków ochrony roślin itp.

Wszystkie wymienione wyżej procesy autor traktuje jako wczesnopostdepozycyjne, czyli zachodzące od momentu osadzenia do przykrycia odpowiednio grubą warstwą osadu. Przykrycie jedynie cienką warstwą osadu nie odcina bowiem dostępu tlenu, kwasów organicznych i innych produktów metabolizmu lub rozkładu materii organicznej i nie zabezpiecza przed mechanicznym działaniem wielu czynników. Dlatego czas intensywnego przeobrażania osadów pozakorytowych w wyniku działania różnych procesów eg-

zogenicznych jest względnie długi i może być określony co najmniej na kilkanaście do kilkudziesięciu lat. Tyle czasu wymaga bowiem odłożenie się nowej warstwy mada o miąższości co najmniej 0,2–0,3 metra, biorąc pod uwagę średnie tempo ich przyrost pionowego, wynoszące według wstępnych ustaleń autora ok. 0,7–4,3 mm rok⁻¹ (dane dla zlewni górnego Bobru, Teisseyre 1984).

Nie ulega wątpliwości, że łącznym wynikiem wspomnianych procesów jest utrata przez osady pozakorytowe większości struktur sedymentacyjnych, prowadząca często do całkowitej homogenizacji osadu (por. Fisk 1944, 1961; Anderson 1961; Kolb 1962; Allen 1964, 1965a i wielu innych). Homogenizacji może towarzyszyć daleko nieraz idące przeobrażenie chemiczne pierwotnego materiału (Leopold *et al.*, 1964). W wyniku tych przeobrażeń powstaje utwór zupełnie różny teksturalnie i strukturalnie od osadu pierwotnego – zazwyczaj bezstrukturalna glina aluwialna, będąca dojrzałym produktem zmian postdepozycyjnych. Można też z uzasadnieniem przypuszczać, że w Sudetach przeobrażenia te przebiegają z geologicznego punktu widzenia bardzo szybko, bo co najwyżej w ciągu kilkuset lat.

Podobne genetycznie osady pozakorytowe są dość często zachowane w utworach kopalnych, poczynając co najmniej od górnego dewonu i dolnego karbonu, na co w swoim czasie zwrócił uwagę Schumm (1968). Utwory pozakorytowe rzek opisano rzeczywiście z wielu formacji geologicznych wszystkich bodajże kontynentów (na przykład Moody-Stuart 1966; Teisseyre 1968, 1971, 1975a; Gradziński 1970; Nemeč 1984). W świetle znajomości procesów i środowisk współczesnych geologiczna interpretacja tych utworów przedstawia jednak zwykle wiele do życzenia; stąd aktualność poruszanej tu problematyki dla geologii w ogólności, a dla sedymentologii w

szczegółności. Realizowany przez autora program badań nie obejmował badań gleboznawczych ani petrograficznych (z wyjątkiem obserwacji terenowych i badań składu mineralnego osadów pod lupą binokularną). Obserwacje terenowe były jednak prowadzone systematycznie przez kilka lat i to na osadach, których pierwotne cechy były dokładnie znane, co rzuca pewne światło na problem wczesnopostdepozycyjnej ewolucji pokryw madowych.

Pierwszym przeobrażeniem świeżo wynurzonego osadu pozakorytowego jest zazwyczaj wysychanie. Prowadzi to do powstania w kohezyjnych osadach pozakorytowych szczelin z wysychania, rozwijających się w ciągu kilku dni do kilku tygodni po powodzi, zależnie od warunków lokalnych, przepuszczalności mad, położenia zwierciadła wód gruntowych, warunków pogody itp. Spękane pokrywy mułowe, a zwłaszcza zwitki błotne, są bardzo podatne na zniszczenie mechaniczne. Spękane zwitki błotne są niszczone przez uderzenia kropel deszczu i stosunkowo łatwo rozwiewane przez wiatr. Spękane pokrywy mułowe są również niszczone przez zwierzęta żyjące w mule, pasące się na łąkach, a także przez korzenie przerastających je traw i innych roślin. Te fragmenty pokryw mułowych, które dotrwają do pierwszej po powodzi zimy, są poddawane intensywnej geliwacji. Nasiąknięte w czasie deszczów jesiennych muły zamarzają już w czasie pierwszych przymrozków. Powstaje w nich lód gruntowy, a na powierzchni nierzadko lód włóknisty. Jesienią, w czasie głębokich odwilży zimowych, a zwłaszcza wiosną przemarznięty grunt staje zamieniając się w błoto, czemu towarzyszy zwykle całkowite zniszczenie pierwotnej struktury osadu. Silnie zawodnione w czasie roztopów muły są podatne na rozmywanie lub przemywanie przez wody roztopowe i opadowe. Tak przeobrażone osady pozakorytowe są łatwo włączane w obręb powierzchniowej części profilu glebowego, a częściowo wmywane w podłoże (iluwiacja). Istotną rolę w tym ostatnim procesie odgrywają korytarki drążone w glebie przez zwierzęta oraz pustki po korzeniach bylin.

Z obserwowanych przez autora pokryw mułowych stożka Miskowic i doliny górnego Bobru żadna nie przetrwała zimy 1977/1978 r. w stanie niezmiennym. W wielu przypadkach już wiosną 1978 r. trudno było określić, gdzie się takie pokrywy znajdowały i jak wyglądały po powodzi. Wiosną 1979 r. większość pokryw mułowych była już tak silnie zespolona z profilem glebowym, że trudno było wyznaczyć ich powierzchnie spągowe.

Opisane procesy mogą prowadzić m.in. do wmywania mułu w piaski pokryw, odsypów i glifów krewasowych, które pierwotnie nie zawierały mułu lub zawierały tylko niewielkie jego ilości (por. fig. 9 i tab. 1). Taką ewentualność należy zatem zawsze brać pod uwagę przy badaniu uziarnienia piasków i żwirów pozakorytowych, a zwłaszcza wkładki piasku i żwiru występujących w profilach mad i glin aluwialnych. Iluwiacja i wietrzenie chemiczne mogą przeobrazić pierwotne arenity czy ortoarenity (według terminologii Gilberta 1955 oraz Pettijohna 1957) w waki lub szarogłazy, w tym wypadku wtórne.

Spośród zabiegów agrotechnicznych stosowanych przez rolników warto wspomnieć o bronowaniu i oraniu łąk pokrytych w czasie powodzi żwirami lub osadami piaszczysto-żwirowymi o większym rozprzestrzenieniu (pokrywy i duże odsypy). Przeoranie takich łąk prowadzi do powstania bardzo charakterystycznych, sztucznych utworów złożonych z otoczków luźno rozrzuconych w madzie lub glinie aluwialnej. Utwory takie były obserwowane przez autora zarówno w glebie, w powierzchniowych warstwach mad, jak i w głębszych ich poziomach nie wyłączając glin aluwialnych (fig. 16A). Ponieważ wolno przypuszczać, że podobne zabiegi stosowano także dawniej, przeto opisane sztuczne diamiktyty mogą być ważnym wskaźnikiem antropogenicznego pochodzenia mad oraz ich młodoholocenijskiego wieku.

Obserwacje prowadzone przez autora w ciągu 3 lat (1977–1979) wskazują, że pokrywy piaszczyste o grubości 5–7 cm dość łatwo przerastają trawą lub pokrzywą, co prowadzi w końcu do przyspieszonego tworzenia się w tych miejscach gleby (wietrzenie chemiczne, namywanie, nawiewanie). Grubsze pokrywy piaszczyste, a zwłaszcza żwirowe, przerastają bardzo opornie i powoli i w takich właśnie miejscach stosuje się bronowanie lub przeoranie łąk.

Podsumowując można powiedzieć, że czynnikami szczególnie destrukcyjnymi względem osadów pozakorytowych i ich struktur pierwotnych są: tratowanie łąk przez pasące się zwierzęta, przerośnięcie korzeniami traw i innych roślin, działalność zwierząt żyjących w glebie oraz działalność lodu włóknistego i gruntowego. Do tego dołącza się erozyjna działalność kropel deszczu, bardzo intensywna na powierzchni świeżych osadów nie bronionych przez roślinność oraz przemywanie osadu przez infiltrujące wody opadowe i roztopowe. Procesy wywołane tymi czynnikami prowadzą do stopniowego zacierania pierwot-

nych struktur sedymentacyjnych i postępującego wymieszania osadu włączanego stopniowo w powierzchniowe warstwy profilu glebowego. Wynikiem tych procesów jest postępująca homogenizacja osadów pozakorytowych, prowadząca do powstania bezstrukturalnych mad. Tym niszczącym procesom opierają się tylko niektóre grubsze pokrywy i glify krewasowe, zbudowane ze żwiru lub piasku grubo- czy bardzo gruboziarnistego.

Napławiony detritus roślinny – w świeżych osadach pozakorytowych zdeponowanych subaealnie nierzadko bardzo obfity – w górach szybko ulega rozkładowi i zupełnemu utlenieniu. W miarę przesuwania się profilu glebowego ku górze równocześnie ze stopniowym narastaniem mad zanikają stopniowo związki humusowe. Ma-

da przeobraża się stopniowo w brunatną lub czerwonobrunatną glinę aluwialną, tak typową dla holocenijskich pokryw aluwialnych zdeponowanych w odlesionych dolinach płaskodennych. Szanse zachowania się w stanie kopalnym większych nagromadzeń materii organicznej istnieją natomiast w lokalnie występujących bagnach, w sporadycznie pojawiających się jeziorkach starorzeczy, a zwłaszcza w strefach źródeł i wysięków wód gruntowych. W przeciwieństwie do osadów korytowych pnie drzew zachowują się w madach tylko wyjątkowo. Pnie napławione lub zakorzenione *in situ* są częste jedynie w osadach odciętych koryt i łach żwirowo-piaszczystych, występujących w spągu profilu mad, często w warstwie oglejonej.

ZASTOSOWANIE OSIĄGNIĘTYCH WYNIKÓW W KARTOGRAFII GEOLOGICZNEJ

O możliwości kartograficznego ujęcia mezośrodowisk i odpowiadających im osadów pozakorytowych, wyróżnionych w pierwszej części tego cyklu artykułów, autor wspominał już uprzednio (Teisseyre 1985). Figura 12 przedstawia próbę takiego ujęcia na przykładzie dolin Bobru i Złotnej omawianych w tej pracy. Przedstawione tu zdjęcie geologiczne mezośrodowisk pozakorytowych i odpowiadających im osadów wykonano na podkładzie topograficznym w skali 1:10000 w latach 1978–1979. Mezośrodowiska wyróżniono na podstawie kryteriów podanych przez autora wcześniej (Teisseyre 1985), z pełnym wykorzystaniem obserwacji terenowych prowadzonych w czasie powodzi sierpniowej. Trudności sprawiało jedynie wykartowanie niektórych zagłębień podstokowych, które nie dały się przedstawić w skali mapy, podobnie jak niektóre mniejsze mezoformy, jak na przykład krewasy.

Powyższy przykład ilustruje możliwości wykartowania podstawowych mezośrodowisk strefy pozakorytovej i ich osadów nawet w tak wąskich dolinach płaskodennych, jak doliny w zlewni górnego Bobru.

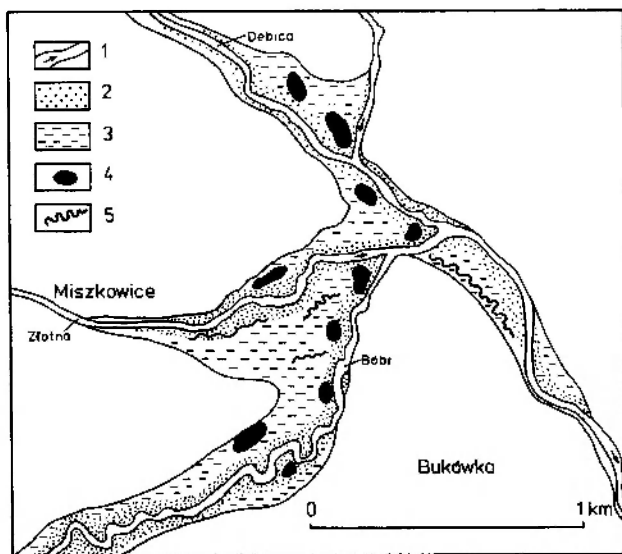


Fig. 12. Zdjęcie geologiczne mezośrodowisk i mezofacji osadów pozakorytowych w dolinach górnego Bobru, dolnej Złotnej i Dębicy. 1 – strefa aktywnego koryta i osady korytowe; 2 – naturalne wały brzegowe i ich osady; 3 – równie zalewowe i ich osady; 4 – baseny popowodziowe i ich osady; 5 – opuszczone koryta i ich osady

Geological map showing mesoenvironments and mesofacies of the overbank deposits in the valleys of the upper River Bóbr, the lower River Złotna, and the River Dębica. 1 – zone of active channels and channel-phase deposits; 2 – natural levees and their deposits; 3 – flood plains and their deposits; 4 – flood basins and their deposits; 5 – abandoned channels and their deposits

ZASTOSOWANIE OSIĄGNIĘTYCH WYNIKÓW DO BADAN HOLOCENSKICH POKRYW ALUWIALNYCH

W latach 1978–1983, w czasie będącego w przebudowie zbiornika Bukówka, wykonano kilkadziesiąt głębokich rowów, a w styczniu 1979 r. Złotna została przeniesiona do nowego, sztucznego koryta. Ściany tego wyrobiska ukazały ciągły podłużny przekrój przez stropową część holocenńskiej pokrywy aluwialnej stożka Miskowic. Typowy i interesujący profil tych osadów odsłonił się w górnej części stożka, w lewym brzegu nowego koryta Złotnej, między punktami 9 i 10a (fig. 1, 13; por. też Teisseyre 1985, pl. II, 1). W punkcie 10a, położonym kilkanaście metrów ku północnemu wschodowi od punktu 10, miąższość osadów pozakorytowych była największa, a profil litologiczny najpełniejszy. Wykonano tu szczegółowe profilowanie skarpy wyrobiska oraz pobrano zestaw prób do badań laboratoryjnych. Część wyników tych badań przedstawiono niżej (fig. 13, 14, tab. 2). Badania uziarnienia zostały wykonane w tym samym laboratorium i według tej samej techniki co poprzednio. W toku interpretacji genetycznej i wiekowej badanych osadów wykorzystano w pełni łatwo dostępne (publikowane) dokumenty historyczne dotyczące obszaru badań oraz wszelkie ślady działalności człowieka, zwracając szczególną uwagę na artefakty, węgle drzewne itp. – zgodnie z powszechnie stosowanymi technikami badań pokryw holocenskich, rozwijających się w krajobrazie kulturalnym (por. Harris, Vita-Finzi 1968; Vita-Finzi 1969; Costa

1975; Bryant, Shafer 1977; Florek 1978; Shotton 1978; Patton, Dibble 1982; J. Kozłowski, S. Kozłowski 1983; Schirmer 1983 i wielu innych).

Profil litologiczny stropowej części pokrywy holocenńskiej odsłoniętej w punkcie 10a, w lewym brzegu sztucznego koryta Złotnej, przedstawiał się następująco (profilowano od góry, profil zilustrowano na figurze 13A–C).

Warstwa 1 (8 cm) – jasnobrunatny piasek bardzo drobnoziarnisty ze słabo zaznaczoną odwrotną gradacją uziarnienia (fig. 14, próba Z-1/82, numer archiwalny). Jest to osad trawiastego wału brzegowego, zdeponowany w dniach 31.7.–3.8.1977 r. Odkładanie się tej warstwy było obserwowane.

Warstwa 2 (1 cm) – ciemnobrunatny muł, miejscami czarny, zawierał resztki butwiejącej trawy. Osad pierwszej fazy powodzi sierpniowej, zdeponowany 31.7.1977 r. na trawiastym wale brzegowym. W czasie powodzi sierpniowej powstała tu ławica osadu o łącznej miąższości 9 centymetrów.

Warstwa 3 (29 cm) – brunatna gleba przechodząca ku dołowi w piaszczystą madę. Liczne korzenie traw (próby: Z-2/82 ze stropu oraz Z-3/82 ze spągu). Jest to przeobrażony przez procesy glebowe osad trawiastego wału brzegowego Złotnej, zdeponowany w okresie 1897–1977. Wniosek ten opiera się na datowaniu warstwy 4 jako osadu katastrofalnej powodzi z lipca–sierp-

Tabela 2. Parametry rozkładu wielkości ziarna osadów pozakorytowych dolnej Złotnej odsłoniętych we wkopie w punkcie 10 (według formuł Folka i Warda 1957). Z wyjątkiem warstwy 1 (próba Z-1/82) wszystkie osady subfosylne. Lokalizacja warstw na figurze 13

Parameters of grain-size distribution of extra-channel deposits of the lower River Złotna exposed at site 10 (according to Folk and Ward formulae, 1957). All the deposits subfossil except layer No. 1 (sample Z-1/82). Location of layers in Figure 13

Numery warstw Layer No.	Próba Sample	$Md_{0.5}$	Mz	σ_1	sK_1	K_G	C [mm]	M [mm]	Zawartość mułu* Mud content
1	Z-1/82	3,60	3,92	2,06	0,28	1,08	0,87	0,082	44,1
3	Z-2/82	4,25	4,15	1,82	-0,05	1,34	1,32	0,053	59,9
3	Z-3/82	4,95	5,07	2,17	0,08	0,93	0,71	0,032	65,2
4	Z-4/82	0,60	-0,37	2,72	-0,41	0,87	107,6	0,66	4,4
5	Z-5/82	4,90	5,12	1,53	0,20	1,15	0,31	0,033	80,6
6	Z-6/82	5,85	5,90	2,10	0,02	1,24	0,44	0,017	83,1
7	Z-7/82	4,65	4,70	2,04	0,11	1,26	0,76	0,040	63,3
8	Z-8/82	5,90	6,23	2,15	0,38	1,20	0,18	0,017	90,2
8	Z-9/82	5,95	6,82	2,59	0,52	1,01	0,14	0,016	93,4

* Zawartość mułu (pył + il) w procentach wagowych. Content of mud (silt + clay) in weight per cent. Numery prób archiwalne. Archival numbers of samples.

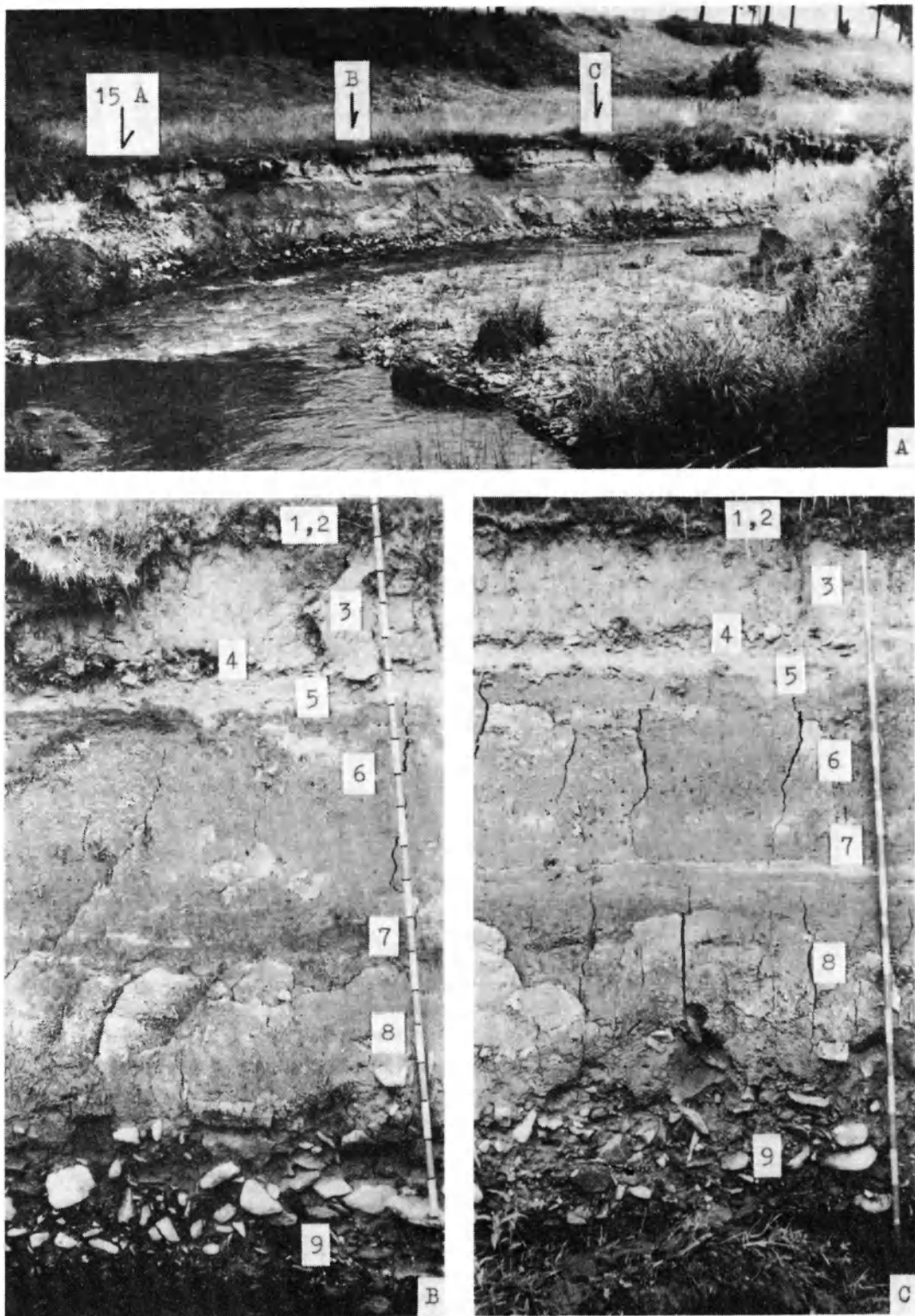


Fig. 13. Stropowa część holocenijskiej pokrywy aluwialnej stożka Miskowice – mady i żwiry z pniami drzew – odsłonięta w podcięciu nowego, sztucznego koryta Żółtej (punkt 10a). Stan z lipca 1982 r. Na tyczce skala co 10 cm. A – widok ogólny odsłonięcia w kierunku północno-wschodnim. Strzałki pokazują lokalizację profili zilustrowanych na fotografiach B i C oraz na figurze 15A. B, C – dwa profile przez pokrywę mad oraz stropową część żwirów z pniami drzew. Cyfry 1–9 oznaczają numery warstw opisanych w tekście

Top part of the Holocene deposits of the Miskowice Fan (cohesive overbank deposits and gravels with tree trunks) seen in the cut bank of the new artificial channel of the River Żółta (site 10a). Situation in July 1982. 10-cm scale on the levelling rod. A – general view of the exposure, view is to north-east. Arrows indicate location of profiles shown in photos B and C and in Figure 15A. B, C – two profiles through the Holocene deposits. Numbers 1–9 indicate layers described in the text

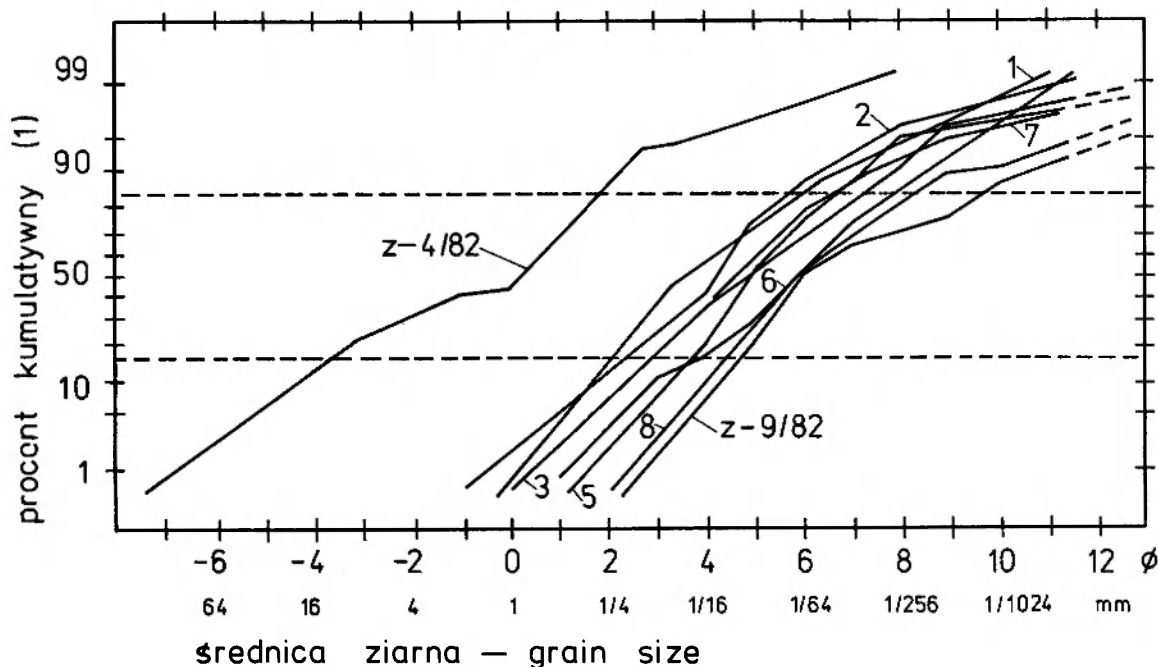


Fig. 14. Wykresy kumulatywne uziarnienia osadów pozakorytowych dolnej Złotnej odsłoniętych we wkopie w punkcie 10a (lokalizacja na fig. 1). Z wyjątkiem próby Z-1/82 wszystkie osady subfossylne. Porównaj tabelę 2

Grain-size distributions for overbank deposits of the lower River Złotna, exposed at site 10a (location in Fig. 1). Subfossil deposits except sample No. Z-1/82. See also Table 2. 1 – cumulated percentage

nia 1897 r. (patrz niżej). Wynika stąd, że średni roczny przyrost mąd wynosił tu w wieloletniu 1897–1977 ok. $0,0036 \text{ m rok}^{-1}$. Podana wartość jest znacznie większa niż średnia wyliczona dla całego profilu (patrz niżej). Jest to niewątpliwie częściowo efekt piętrzenia wód powodziowych w zbiorniku Bukówka.

Warstwa 4 (7–10 cm) – brunatny żwir z piaskiem, zawierający pojedyncze otoczaki do 10 cm średnicy, miejscami rdzawy. Otoczaki płaskie są z reguły zimbrzykowane i wskazują paleoprąd ku E i NE, a więc lokalny promieniowy kierunek w dół stożka. W materiale detrytycznym frakcji żwirowej stwierdzono oprócz skał występujących w zlewni liczne artefakty i produkty działalności człowieka: częściowo obtoczone okruchy szkła białego i kolorowego, porcelany, skorupy charakterystycznych cienkościennych naczyń brązowo polewanych, używanych w XIX w., żużel, węgiel, koks, fragmenty skóry, obrobionego drewna, żelazne narzędzia rolnicze i domowe, często kowalskiej roboty, a w jednym miejscu – mosiężną lampę górniczą używaną w XIX w. Fragmenty porcelany były dość liczne. W ogromnej większości były to znane wyroby fabryk Wałbrzycha, Żarowa i Strzegomia. Bardzo liczne były w tych żwirach fragmenty cegieł, dachówek oraz fragmenty piaskowca i granitu używanych jako mate-

riał budowlany. Zdaniem autora znaleziska te, zebrane z wielu miejsc w górnej części stożka Miskowic, pozwalają na datowanie warstwy 4 na koniec wieku XIX i łączenie jej z katastrofalną powodzią w dniach 22.7–2.8.1897 r. (*Die Hochwasserkatastrophe... 1897*). Żwiry warstwy 4 są osadem stosunkowo rozległej pokrywy żwirowej, zdeponowanej przez tę powódź na obu brzegach Złotnej, w górnej i środkowej części stożka Miskowic. W dolnej części stożka Miskowic żwiry przechodzą w gruboziarniste piaski ze żwirkiem. Podobne osady zostały opisane przez anonimowego autora z okolic Miskowic i Bukówki (*Die Hochwasserkatastrophe... 1897*). Pobrano próbę Z-4/82.

Warstwa 5 (11–15 cm) – brązowa glina aluwialna z 3 wkładkami piasku, od bardzo drobnoziarnistego do bardzo gruboziarnistego ze żwirkiem. Laminy piasku mają do kilkunastu milimetrów grubości, zasięg boczny od kilku do kiludziesięciu metrów i w dwóch przypadkach ujawniają wyraźne uziarnienie gradacyjne odwrócone. Z gliny pobrano próbę Z-5/82. Warstwę tę autor interpretuje jako osad trawiastego wału brzegowego datując ją wstępnie na XVIII–XIX w.

Warstwa 6 (32 cm) – brązowa, jednorodna glina aluwialna. Wykazuje regularny cios słupowy ze szczelinami pionowymi o rozstępie 25–

50 cm i rozwarciu maksymalnym 1–2 cm. Próba Z-6/82. Warstwę tę autor uważa za osad równi zalewowej.

Warstwa 7 (34 cm) – brązowa glina aluwialna z 8–10 przewarstwieniami piasku o grubości do 5 cm. W grubszych laminach piasku widoczne jest odwrócone uziarnienie gradacyjne, niekiedy ze żwirkiem w stropie. Około 5 m ku SW od profilowanego miejsca w warstwie tej zachował się żwirowo-piaszczysty odsyp przelewowy (fig. 15A). Żwiry odsypu zawierały pojedyncze fragmenty ceramiki czerwonej. Znalezione dwie większe skorupy: fragment naczynia polewanego od wewnątrz polewą miodowożółtą i fragment ceramiki grubościenniej z charakterystyczną ciemnozieloną polewą od wewnątrz. Zdaniem Profesora Józefa Kaźmierczyka z Katedry Archeologii Uniwersytetu Wrocławskiego naczynia takie były używane na Śląsku w późnym średniowieczu. Warstwę 7 autor interpretuje jako osad trawiastego wału brzegowego, zdeponowany w przykorytowej części wału. Okresowo i lokalnie wał ten mógł być rozcinany krewasami, a wspomniany wyżej odsyp przelewowy utworzył się w czasie jakiejś wysokiej powodzi, zapewne u wylotu krewasy. Warstwę 7 można datować wstępnie na XV–XVII w. W kierunku bocznym warstwa ta ma duży zasięg i była obserwowana we większości wkopów wykonanych na stożku Miskowic (fig. 15B i 16A). Próba Z-7/82 (głina aluwialna).

Warstwa 8 (36 cm) – glina aluwialna, dołem szarozielona, wyżej szaroczarna, w stropie brunatna. Około 6 cm niżej stropu występowała paromilimetrowa warstewka węgla drzewnego. W szaroczarnej części warstwy tkwią luźno rozrzucone okruchy, fragmenty i otoczaki węgla drzewnego o średnicy do kilku centymetrów, barwa zaś tej części warstwy pochodzi od pyłu węgla drzewnego. Lokalnie pojawiają się transportowane pnie drzew (do 0,5 m średnicy) oraz drobny detritus roślinny. Na granicy warstw 8 i 9 występują miejscami pnie olchy zakorzenione w niżej leżących żwirach warstwy 9 (średnica pni do kilkunastu centymetrów). W tej samej warstwie, 200 m niżej punktu 10 w kierunku północno-wschodnim, przy węglu drzewnym znaleziono okruchy żużla z wtopionymi fragmentami węgla drzewnego oraz pojedyncze okruchy ceramiki cienkościenniej, czerwonej, nie polewanej. Zdaniem autora znaleziska te pozwalają na wstępne datowanie warstwy 8 na średniowiecze (XII–XIV w.?). Wskazuje na to masowe pojawienie się węgla drzewnego, a w wyżej położonych stanowiskach mad (Miskowice, Jarkowice, Klatka, fig. 17,

18A) w spągu i w środkowej części profilu osadów pozakorytowych. Mady zawierające węgiel drzewny ciągną się aż po źródłową strefę Złotnej. Węgiel drzewny produkowano tu w średniowieczu na skalę przemysłową m.in. dla kowarskich hut żelaza i miedzi, czynnych już w wieku XII (*Historia Śląska* 1960). Istotnie, resztki mielerzy autor odkrył latem 1977 r. w źródłowym odcinku Złotnej, w pobliżu przełęczy Rozdroże Kowarskie, odległym od Kowar ok. 5 km. Zachowały się tam warstwy węgla i pyłu węgla drzewnego o grubości do kilku decymetrów (fig. 18B). Jak już wspomniano wyżej, osady pozakorytowe Złotnej zawierają okruchy węgla drzewnego na całej długości doliny (fig. 17). Jest to jeden ze starszych znanych autorowi przykładów mad przemysłowych w Sudetach, zgodnie z terminologią zaproponowaną przez Szczepankiewicza (1970).

Interpretacja genetyczna warstwy 8 nie jest łatwa. Są to osady niewyraźnie warstwowane lub jednorodne, a cechy ich uziarnienia odbiegają od parametrów właściwych madom i glinom aluwialnym innych warstw i stanowisk (tab. 2). Na 18 próbach glin aluwialnych stożka Miskowic, badanych metodą pipetową, osady współczesne zawierały średnio 10,25% wagowych ilu (wahania w przedziale 1,7–19,6%), a gliny aluwialne warstwy 8 zawierają średnio 29% ilu (wahania w zakresie 19–40%). Prawdopodobnie nie są to osady odciętego koryta, ponieważ warstwa 8 ma na stożku Miskowic duże rozprzestrzenienie, względnie małą miąższość i nie ma charakteru osadu zdeponowanego w opuszczonym korycie. W dolnej części stożka gliny tej warstwy zawierają 38,5% wagowych ilu. Szarozielona barwa dolnej części gliny wskazuje na oglejenie, a obfity detritus roślinny i liczne pnie drzew – na położenie dolnej części tej warstwy w pobliżu poziomu wód gruntowych (w innych warstwach szczątki roślinne nie zachowały się, z wyjątkiem warstw 1–3). Być może oglejenie dolnej części omawianej gliny łączy się z podniesieniem zwierciadła wody gruntowej, czego należy się spodziewać po wylesieniu terenu (Moore 1983). Wydaje się prawdopodobne, że doliny aluwialne warstwy 8 stanowią najstarszą pokrywę mad, zmienioną przez procesy wietrzenia i wmywania (iluwiacji). Bez wątpliwości mady te zostały odłożone na wylesionej powierzchni depozycyjnej w częściowo już wylesionej zlewni Złotnej (najstarsze prawdopodobne datowanie – XII–XIII w.). W tym czasie, nad niżej położonym Bobrem, w pobliżu wzgórza Zameczek (fig. 1), powstało lokalne centrum wydobycia złota, wypłukiwanego z aluwii Bobru (Kaź-

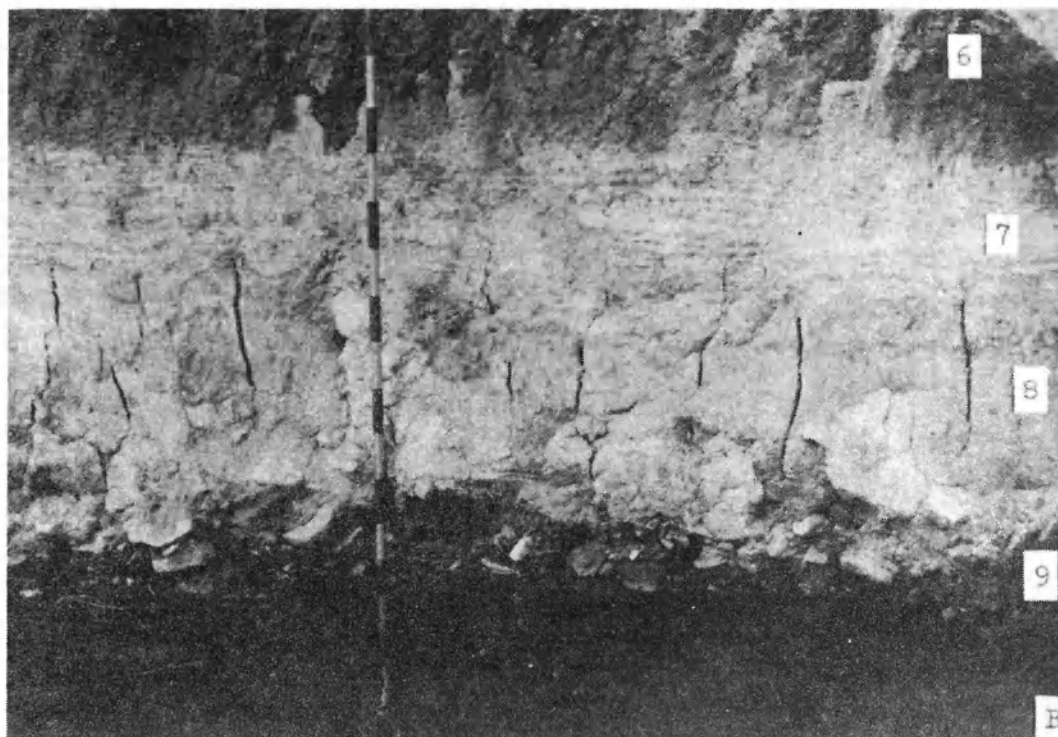
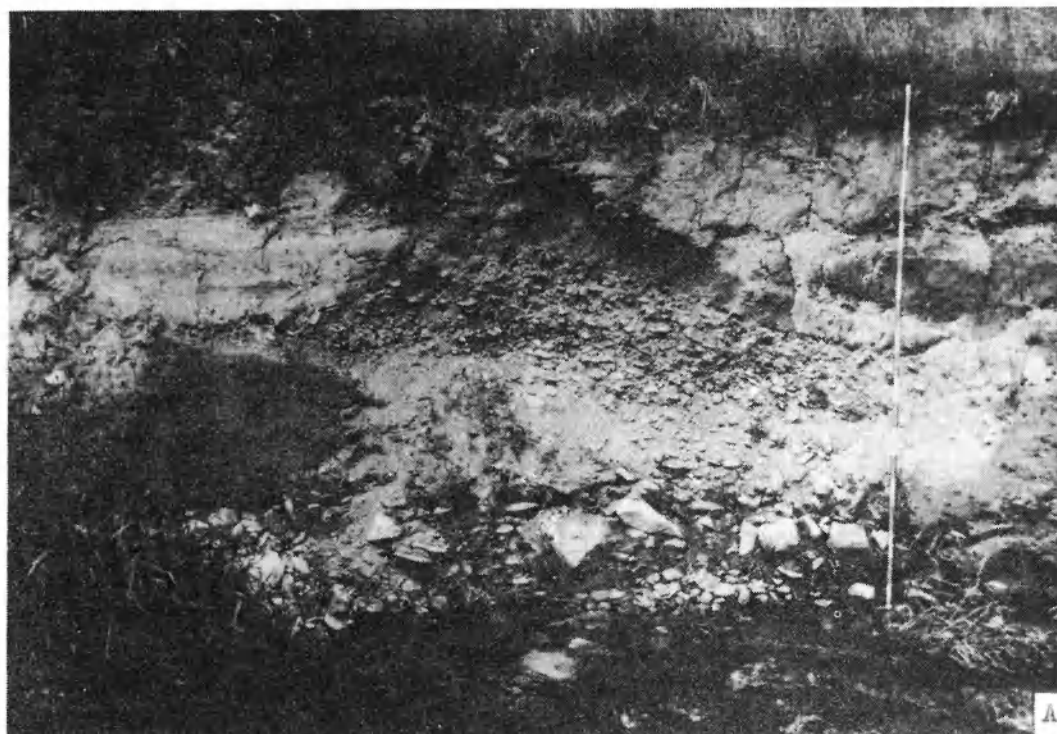


Fig. 15. *A* – żwirów odsypu przelewowego wśród mad warstwy 7. Lokalizacja profilu na figurze 13A. Na tyczce skala co 10 cm. *B* – dolna część profilu mad – warstwy 6, 7 i 8 – oraz stropowa część żwirów warstwy 9, odsłonięte w ścianie sztucznego koryta Złotnej, ok. 340 m na NE od punktu 10a. W warstwie 7 widoczne są liczne przewarstwienia piasku i mułu – subfosylny osad trawiastego wału brzegowego. Stan z lipca 1982 r.

A – gravels deposited as a chute bar, embedded in overbank deposits of layer No. 7. See figure 13A for location. 10-cm scale on the levelling rod. *B* – lower part of the overbank deposits showing layers Nos. 6, 7 and 8 and top part of gravels (layer No. 9). Cut bank of the artificial channel of the River Złotna, 340 m north-east of site 10a. Note numerous interbeddings of sand and mud in layer No. 7 interpreted as a subfossil deposit of a grassy natural levee. Situation in July 1982



Fig. 16. *A* – węgiel drzewny (czarny) w warstwach 7 i 8 odsłoniętych w podcięciu nowego koryta Złotnej, 160 m na NE od punktu 10a. W warstwie 8 widoczna jest bezładna mieszanina żwiru i gliny aluwialnej – prawdopodobnie utwór pochodzenia antropogenicznego, powstały przez przeoranie (?). Na tyczce skala co 10 cm. Stan z lipca 1982 r. *B* – fragment pnia wymytego ze żwiru warstwy 9. Łacha żwirowa przy brzegu koryta w punkcie 10a. Lipiec 1982 r.

A – charcoal (black) in cohesive overbank deposits of layers Nos. 7 and 8 seen in the cut bank of the new artificial channel of the River Złotna, 160 m north-east of site 10a. Note chaotic mixture of alluvial loam and gravels in layer No. 8. This is possibly an anthropogenic deposit originated due to ploughing (?). 10-cm scale on the levelling rod. July 1982. *B* – tree trunk washed out from gravels of layer No. 9. Gravelly lateral bar at site 10a. July 1982

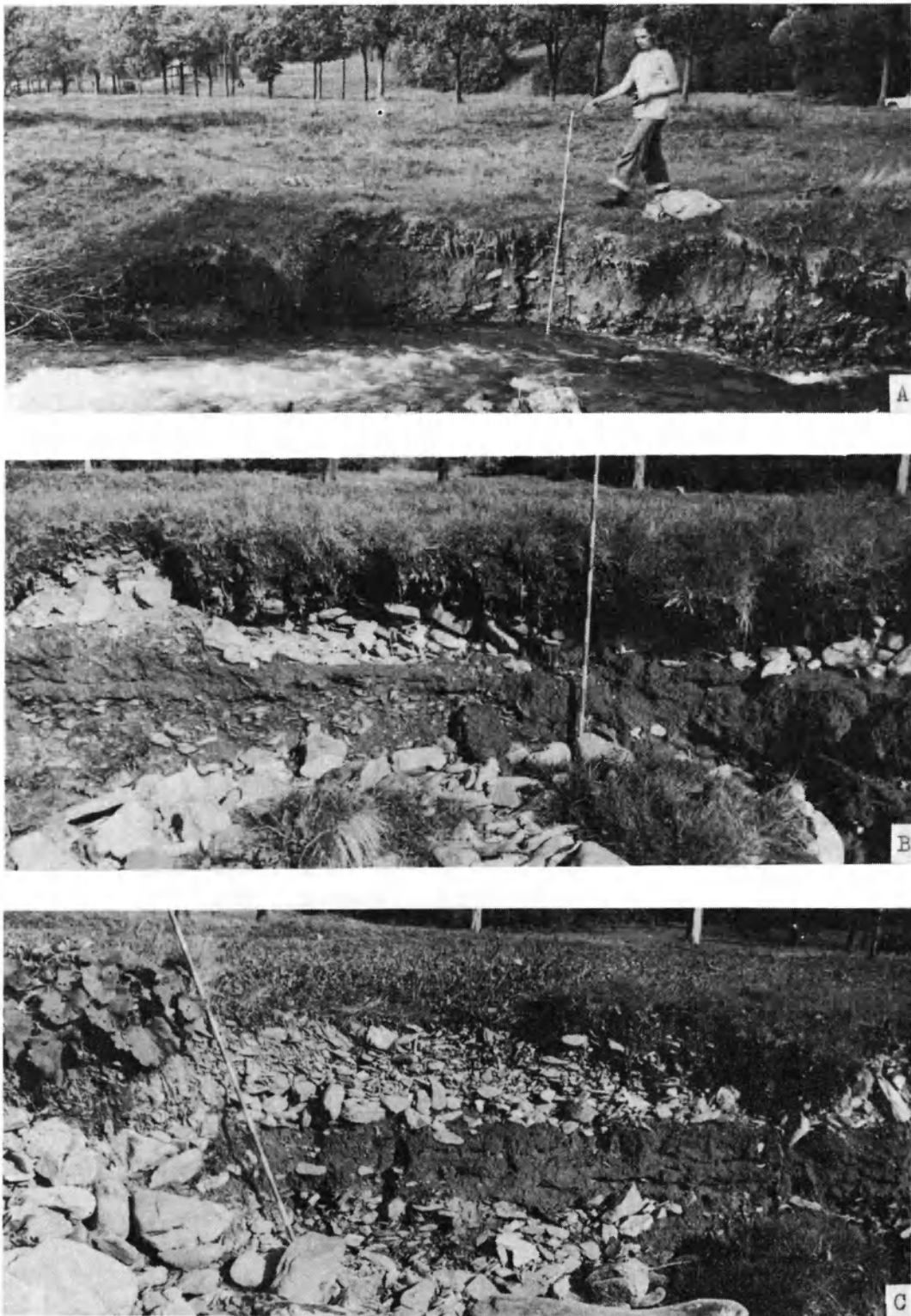


Fig. 17. A-C – utwory aluwialne górnej Złotnej odsłonięte w lewym podcinanym brzegu rzeki we wsi Klatka (ok. 640 m n.p.m.). Widoczne są żwiry i piaszczyste mady zabarwione pyłem węgla drzewnego na kolor ciemnoszary. Przykład przypuszczalnie średniowiecznych (?) mad przemysłowych. Na tyczce skala co 10 cm. Sierpień 1977 r.

A-C – alluvial deposits of the upper River Złotna seen in the left cut bank of the river in village Klatka (ca. 640 m a.s.l.). Note gravels and sandy muds (overbank deposits) coloured dark grey due to abundant charcoal dust. An example of medieval (?) “industrial muds” according to terminology proposed by Szczepankiewicz (1970). 10-cm scale on the levelling rod. August 1977



Fig. 18. *A* – Złotna w pobliżu dolnej, sztucznej granicy lasu, na wysokości ok. 700 m n.p.m., ok. 700 m na S od Rozdroża Kowarskiego. W piaszczysto-żwirowych madach podścielających łąkę występują okruchy i pył węgla drzewnego. Wrzesień 1977 r. *B* – górna Złotna, ok. 1200 m na ESE od źródeł. Las na lewym brzegu koryta rośnie na resztkach mielerzy – warstwy ziemi, kamieni i węgla drzewnego i grubości do kilku decymetrów. Widok w górę koryta. Na tyczce skala co 10 cm. Lipiec 1977 r.

A – the River Złotna near the lower artificial timberline, at altitude ca. 700 m a.s.l., some 700 m south of Rozdroże Kowarskie Gap. The sandy-gravelly overbank deposits underlying meadow contain numerous fragments and dust of charcoal. September 1977. *B* – the upper River Złotna 1200 m east-east-south of its sources. Forest seen on the left bank of the channel grows on relics of charcoal kiln dating from the Middle Ages (?), a layer of soil, stones, and charcoal up to several decimetres thick). View up channel. 10-cm scale on the levelling rod. July 1977

mierzcyk 1983, także informacje ustne). Z glin warstwy 8 pobrano próby Z-8/82 i Z-9/82.

Warstwa 9 (63 cm, do spągu nie przebita) – to szarozielone żwirzy zawierające jako frakcję podstawową otoczaki 32–256 mm średnicy. Żwir jest wypełniony szarozielonym zaglinionym piaskiem ze żwirkiem. Miejscami występują bloki skalne do 0,5 m średnicy i napławione pnie drzew o średnicy do 0,6 m (fig. 16B). W opisywanym wyrobisku wielkość ziarna żwiru stopniowo maleje ku górze. Miejscami w stropie pojawiają się szarozielone żwirki 2–32 mm średnicy, silnie zapiaszczone i zaglinione. Nie znaleziono w tej warstwie węgla drzewnego ani artefaktów (uwaga ta dotyczy całego stożka Miskowic). Klasty płaskie są zimbrykowane wskazując na paleoprądy ku północnemu wschodowi. Miejscami widoczne jest w żwirach warstwowanie skośne z zapadem warstw odprądowych ku SE lub NE. Są to niewątpliwie osady korytowe Żłotnej. Żwirzy te wykazują struktury właściwe osadom żwirowym rzek krętych lub meandrujących. Świadczą o tym m.in. stosunkowo liczne ślady głębokich, asymetrycznych koryt (por. Teisseyre 1975b), widoczne w niektórych głębokich wkopach, lokalnie występujące wypełnienia opuszczonych koryt krętych, rozwinięte w facjach mułowej i piaszczystej oraz dość liczne ławice żwirów o warstwowaniu skośnym z pseudoimbrykacją klastów płaskich (otoczaki płaskie leżą równolegle do powierzchni warstw skośnych). Jak wykazały badania autora, ławice żwirów o warstwowaniu skośnym powstają w rzekach Sudetów głównie w wyniku migracji układów bystrzyk/przegłębienie (Teisseyre 1984, fig. 8, 9B i 11). Podsumowując, autor uważa, że żwirzy warstwy 9 odpowiadają etapowi zmiany układu koryt rzecznych w stopniowo wylesianej dolinie Żłotnej z układu roztokowego na kręty lub meandrujący. Zgodnie z wcześniejszymi sugestiami, zmiana ta jest zapewne natury antropogenicznej i łączy się ze stopniowym wylesieniem i kolonizacją gór, co w przeważającej części Sudetów miało miejsce w XII–XIV w. (Teisseyre 1977b, 1985). Jest zatem prawdopodobne, że przynajmniej stropowa część opisanych żwirów reprezentuje już okres historyczny (tutaj od XII–XIII w.) i stanowi fazę korytową osadów rzecznych stożka Miskowic, odpowiadającą wiekowi najstarszym pokładom mad.

Pod ławicą opisanych żwirów, o miąższości do kilku metrów, występują brunatne lub czerwobrunatne, nie zaglinione i ogólnie bardziej gruboziarniste żwirzy o miąższości od kilku do 20 metrów, wzrastającej w kierunku w dół stożka.

Żwirzy te były dobrze odsłonięte we wkopie fundamentowym pod zaporę w Bukówce, sięgającym aż do litej skały. Nie zawierają one artefaktów ani żadnych szczątków roślinnych. Struktury tych żwirów są różne od wyżej opisanych. W głębokich wkopach obserwowano najczęściej ślady szerokich, płtykich, symetrycznych koryt, typowych dla osadów rzek roztokowych (Teisseyre 1975b). Przewarstwienia piasków występują tylko lokalnie i są nieciągłe, wkładek mułów brak. Najczęściej obserwowano warstwowania subhoryzontalne, sporadycznie zaś typu skośnego mikrodeltoowego. Zdaniem autora żwirzy te zostały zdeponowane przez dystrybutywny system kanałów rzecznych o układzie roztokowym, zapewne w klimacie chłodnym, na nie zadrzewionej powierzchni stożka Miskowic (plejstocen). Podobne żwirzy stanowią też dolną część czwartorzędowych wypełnień dolin górnego Bobru i jego dopływów (Teisseyre 1981).

Z opisanych wyżej warstw na całym stożku Miskowic występują warstwy 2, 3, 4, 6, 7, 8 i 9. Na całym stożku warstwę 8 podścielają zaglinione żwirzy z pniami drzew.

W prawym brzegu nowego, sztucznego koryta Żłotnej, 35 metrów na północny wschód od opisanego profilu, odsłonił się niemal identyczny profil utworów holocenijskich, zawierający w części spągowej cieką warstwę osadów litogenicznych. W profilu tym wyróżniono te same warstwy co wyżej, nie ma zatem potrzeby opisywania tych osadów. Nieco miejsca poświęcić należy natomiast żwirom warstwy 9, zawierającym w stropie cieką wkładkę torfu. Warstwę 9 (55 cm) budują tu zaglinione żwirzy złożone z otoczek frakcji 32–256 mm średnicy, barwy szarozielonej. W górnej części tej warstwy, w płtykim, asymetrycznym, kopalnym korycie, o szerokości $w = 4$ m, stwierdzono warstwę zamulonego i zapiaszczonego torfu drzewnego z licznymi fragmentami drewna, gałęzi oraz szyszkami świerka, o miąższości do 7 cm.

Wspomniana warstwa torfu drzewnego stanowi jedyny jak dotąd pokład osadu litogenicznego, stwierdzony w aluwiach dolnej Żłotnej. Z torfu pobrano próbę do badań palinologicznych, które wykonała dr Teresa Kuszell z Zakładu Paleobotaniki Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego. Niżej autor przytacza tekst ekspertyzy opracowanej przez dr T. Kuszell: „W próbie oznaczono 1143 ziarna pyłku drzew, krzewów i roślin zielnych oraz 271 zarodników paproci. Stwierdzono przewagę pyłku drzew szpilkowych nad liściastymi. Dominują tu rodzaje: *Picea*

(44,7⁰/o), *Pinus* (15⁰/o) i *Abies* (7,6⁰/o). Z drzew liściastych najwyższe wartości osiągają: *Alnus* i *Tilia*, niższe – *Ulmus*, *Quercus* i *Corylus*. Sporadycznie notowano *Fagus* i *Carpinus*. Udział roślin zielnych jest wyjątkowo mały i łącznie nie przekracza 3,3⁰/o. Nie stwierdzono obecności pyłków roślin synantropijnych i uprawnych.

Mimo ekspertyzowego charakteru wykonanej analizy wydaje się prawdopodobne, że stropowa część warstwy 9, zawierająca badane torfy, reprezentuje najmłodszy holocen – okres subatlantyki. W tym czasie dolną część zlewni Złotnej porastały lasy świerkowo-sosnowe z domieszką dębu oraz leszczyny w podszyciu. W dolinach rzek rozciągały się lasy i zarośla olszynowe. Wyższe piętra lasu mogły reprezentować lasy świerkowe z połączeniami lasów jodłowych z domieszką buka. Klimat panujący ówczesnie był umiarkowanie ciepły i wilgotny, o czym świadczą znalezione w omawianej próbie *Hedera* i *Viscum*. Wysokie wartości świerka w okresie subatlantycznym są charakterystyczną cechą diagramów pyłkowych z Sudetów i ich przedgórze.

Ekspertyza wykonana przez dr Teresę Kuszell potwierdza przypuszczenia autora o przedhistorycznym wieku większości żwirów z pniami drzew, stanowiących dolną część pokrywy holocenijskiej stożka Miszkowic (okres historyczny zaczyna się tutaj w XII–XIII w.). Były to osady typowe dla krajobrazu naturalnego, a więc leśnego (olszyny w dolinach i lasy regla dolnego na stokach). Akumulacja w dolinach żwirów z pniami drzew poprzedziła kolonizację omawianego obszaru i rozwój w tych okolicach osadnictwa (XIII w.). Zaznaczająca się wyraźnie w obu opisanych profilach zmiana facji z prawie wyłącznie żwirowej na żwirowo-madową z madami przemysłowymi i rolniczymi znamionuje bez wątpienia początki kolonizacji i osadnictwa, połączone z szybkim wylesianiem stoków i wzięciem ich pod uprawę (w XIV w. przeciętnie do wysokości 600 m n.p.m., *Historia Śląska* 1960). Ponieważ depozycja w dolinach rzecznych nie może być ograniczona wyłącznie do mad i innych utorów pozakorytowych, jest oczywiste, że część żwirów stropowej partii zaglinionych żwirów z pniami drzew musi reprezentować utwór zdeponowany w czasach historycznych jako korytowa faza ówczesnych rzek.

Wylesienie i rozwój rolnictwa w zlewniach górskich Sudetów, pociągające za sobą wzmożoną erozję gleb, musiało spowodować zmianę obciążenia rzek, zapewne w kierunku obciążenia zawiesinowego. Jest oczywiste, że owe ważne i daleko idące zmiany w pokryciu terenu i sposo-

bie użytkowania ziemi musiały spowodować odpowiednie i rzucające się w oczy skutki w dnach dolin rzek, obejmujące m.in. zmianę układu oraz typu koryt rzecznych, wywołaną pojawieniem się stopniowo grubiejącej pokrywy kohezyjnych mad, deponowanych na odlesionych, łąkowych obszarach dna. Mówiąc ściślej musiało to spowodować zwięźlenie i pogłębienie koryt rzecznych, zmianę układu roztokowego na meandrujący lub kręty i pewne zmniejszenie spadku koryta. Są to zjawiska powszechne i typowe dla wielu krajów Europy i Ameryki Północnej, gdzie zostały najlepiej zbadane (por. dla Anglii Crampton 1969, Gaunt 1975, Shotton 1978, Richards 1981, Lewin 1982, 1983, Gregory 1983; dla Szwecji Sundborg 1956; dla Polski Jahn 1960, Jahn, Szczepankiewicz 1967, Szczepankiewicz 1968, 1970, Klimek 1974, 1979, Gerlach 1976, Mycielska-Dowgiałło 1977, Froehlich *et al.*, 1977, Starkel 1982, J. Kozłowski, S. Kozłowski 1983, Maruszczak 1986; dla obszaru śródziemnomorskiego Vita-Finzi 1969, 1972, 1974, 1975, McLeod, Vita-Finzi 1982; dla Stanów Zjednoczonych A.P. Schumm i Lichty 1963, Burkham 1972, Trimble 1975, Schumm 1977, 1981, 1985, Nadler, Schumm 1981 i wielu innych).

Szczególnie sugestywne i pouczające przykłady wspomnianych zmian i efektów adaptacyjnych rzek przystosowujących się do zmian środowiskowych wywołanych przez człowieka, a imitujących przemiany, które w krajobrazie naturalnym wywołują przemiany klimatyczne, znajdujemy w pracach Schumma (1960, 1968, 1969, 1977, 1981, 1985), Schumma i współpracowników (Schumm, Lichty 1963; Nadler, Schumm 1981) oraz Hickina (1983). Zwłaszcza pouczające jest opracowanie Nadlera i Schumma (1981), dotyczące metamorfozy w czasach historycznych rzek i dolin South Platte i Arkansas we wschodnim Colorado. Mimo oczywistych różnic klimatycznych oraz różnic w poziomie i intensywności prac agrotechnicznych, wynikających częściowo z nieporównywalnych okresów historycznych, gdyż przykłady amerykańskie dotyczą ostatnich 150 lat, wiele wniosków i obserwacji przedstawionych przez cytowanych autorów pokrywa się z obserwacjami i wnioskami autora.

Wyniki badań uziarnienia omawianych osadów pozakorytowych przedstawiono także na diagramie Passegi (fig. 10). Z jednym wyjątkiem (próba Z-4/82) punkty projekcyjne układają się w dolnym polu osadów deponowanych z obciążenia zawiesinowego Złotnej. Przy podobnych wartościach parametru *C* osady subfosylne omawianego

stanowiska są bardziej drobnoziarniste niż osady współczesne, zawierają bowiem więcej drobnego mułu i iltu, co wywołuje mniejsze wartości mediany średnic ziarna i przesunięcie na diagramie punktów projekcyjnych na lewo (fig. 10). Może to być zarówno wynik wietrzenia chemicznego, jak i wmywania (iluwiacji). Nie można też wykluczyć, że w miarę usuwania ze stoków górskich stropowych warstw profilu glebowego oraz wprowadzania upraw szczególnie sprzyjających erozji gleby (ziemiaki – w Sudetach powszechnie od wielkiej klęski głodu w latach siedemdziesiątych XVIII w., *Historia Śląska* 1966), obciążenie zawiesinowe Złotnej stawało się z upływem czasu coraz bardziej gruboziarniste (por. Peart, Walling 1982).

Przedstawione wyżej dane wskazują, że w okresie historycznym stożek Miskowic był miejscem dość intensywnej agradacji, prowadzącej przede wszystkim do okrycia dawnej, subatlantycznej powierzchni żwirowej madami przemysłowymi i rolniczymi. Agradacja ta była związana głównie z gospodarczą działalnością człowieka, przede wszystkim z częściowym wylesieniem dolnej części zlewni i wprowadzeniem na stoki upraw, a może także z okresowym odlesieniem górnych jej partii w związku z przemysłową produkcją węgla drzewnego.

Zaproponowane wyżej datowanie utworów pozakorytowych dolnej Złotnej umożliwi wyliczenie średniego tempa pionowego przyrostu mad, wynoszącego dla omawianego profilu ok.

2,2 mm rok⁻¹. Jest to wartość mieszcząca się w przedziale wyliczonym przez autora uprzednio dla zlewni górnego Bobru (0,7–4,3 mm rok⁻¹, Teisseyre 1984). Podobne wartości natężenia pionowego przyrostu mad notowano w Stanach Zjednoczonych A. P., a mianowicie 0,22–1,15 mm rok⁻¹ dla doliny Delaware River (Ritter *et al.*, 1973), 2 mm/epizod powodziowy dla doliny Ohio River, 20–34 mm/epizod powodziowy dla Connecticut River oraz 30 mm/epizod powodziowy dla doliny Kansas River (dwie ostatnie wartości odpowiadają prawdopodobnie wielkościom maksymalnym, Wolman i Leopold 1957, dane według Jahnsa 1947). Centymetrowe miąższości osadów pozakorytowych, deponowanych przez duże powodzie, notowali także Wolman i Eiler (1958) oraz McPherson i Rannie (1970), podkreślając przy tym duże znaczenie dla depozycji w obszarze pozakorytowym roślinności oraz jej stanu, związanego z fenologicznymi porami roku (por. też Jahns 1947; Schumm, Lichty 1963).

Na przykładzie opisanego wyżej profilu można wykazać, że na podstawie kryteriów teoretycznych i wyników badań terenowych możliwe jest określenie genezy w zasadzie wszystkich kopalnych osadów pozakorytowych dolnej Złotnej. W połączeniu z datowaniem archeologicznym, paleobotanicznym i w przyszłości radiometrycznym umożliwi to dokładniejsze określenie genezy oraz wieku aluwialnych pokryw holocenijskich w Sudetach.

MODEL SEDYMENTACJI POZAKORYTOWEJ W DOLINIE RZEKI ŻWIRODENNEJ O DUŻYM SPADKU

Obserwacje i pomiary terenowe prowadzone przez autora w czasie kilku wysokich powodzi (zwłaszcza w latach 1958 i 1977) dają się połączyć na gruncie zasad mechaniki płynów (zasady ciągłości ruchu, problem zmiany warunków przepływu, teoria ruchu nieustalonego i nierównomiernego) w model sedymentacji pozakorytowej, przedstawiony niżej (fig. 19). Model ten stosuje się do wysokich powodzi, w czasie których płaskie dno doliny jest zalane warstwą płynącej wody o grubości co najmniej kilku decymetrów. Proponowany model może być stosowany do odlesionych dolin płaskodennych, pokrytych roślinnością zielną, a zwłaszcza do łąkowych den dolin typowych dla krajobrazu kulturalnego, odwadnianych przez rzeki żwirodenne o zawiesinowym lub mieszanym typie obciążenia, w klimacie wilgotnym umiarkowanym lub chłodnym.

Z obserwacji terenowych przedstawionych wyżej, a także opublikowanych przez autora wcześniej (Teisseyre 1985, 1988) wynika, że miąższość osadów pozakorytowych zdeponowanych w wyniku jakiegoś epizodu powodziowego oraz cechy teksturalne i strukturalne tych osadów zmieniają się zarówno w pionie (w czasie), jak i w poziomie (w przestrzeni; por. dodatki I i II). Jest to wynik nieustalonego przepływu wody i osadu w strefie pozakorytowej, przy czym nieustaloność ta jest spowodowana przez zmienność warunków przepływu tak w czasie, jak i w przestrzeni (Henderson 1966). Sytuację tę opisują dwa równania (Henderson 1966), a mianowicie równanie ciągłości ruchu nieustalonego:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + w \frac{\partial y}{\partial t} = 0, \quad \text{oraz}$$

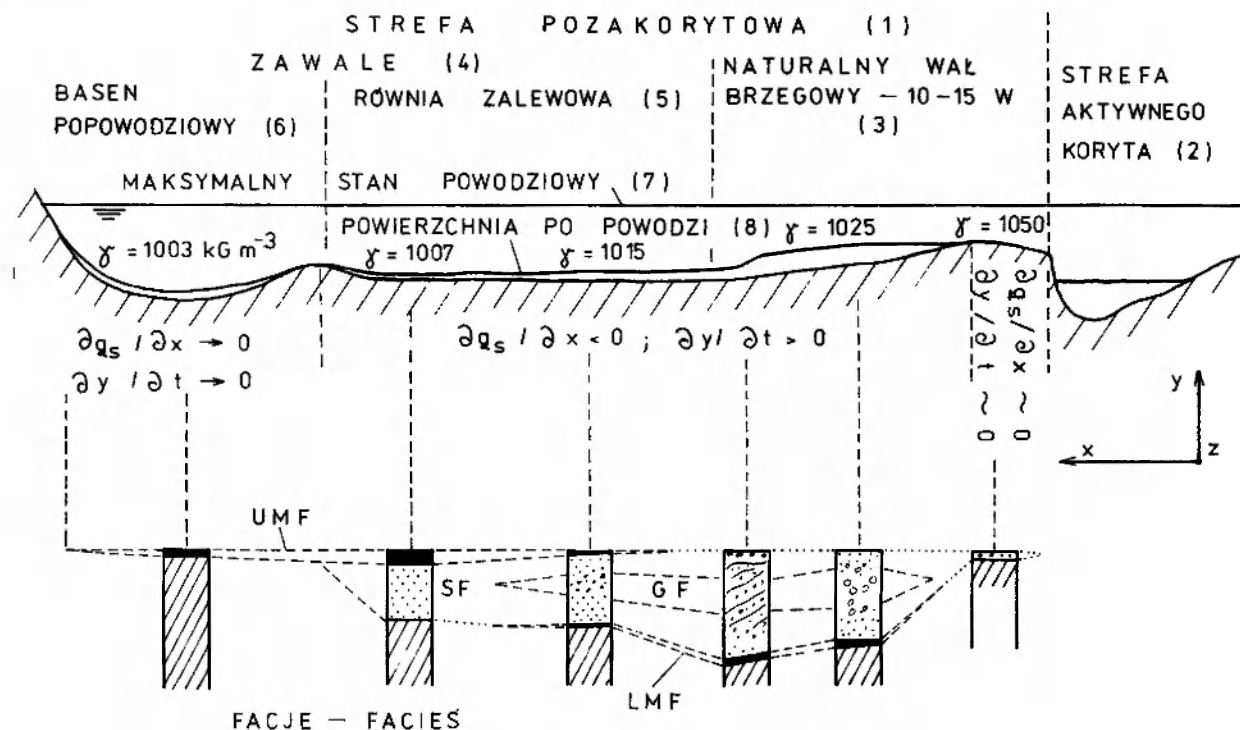


Fig. 19. Model sedimentacji pozakorytowej w dolinie rzeki żwirodennej o dużym spadku. Schemat ukazuje osady jednego epizodu depozycyjnego związanego z wysoką powodzią. Facje: LMF – mulów dolnych, SF – piasków, GF – żwirów, UMF – mulów górnych

Model for overbank sedimentation in a valley of the steep slope gravel-bed river. The diagram shows deposits of a single depositional episode, accumulated due to a high flood. 1 – extra-channel zone; 2 – zone of active channel; 3 – natural levee; 4 – backland; 5 – alluvial plain; 6 – flood basin; 7 – maximum flood stage; 8 – post-flood surface. Facies: LMF – lower mud facies, SF – sand facies, GF – gravel facies, UMF – upper mud facies

równanie ciągłości nieustalonego przepływu osadu:

$$\frac{\partial q_s}{\partial x} + \beta \frac{\partial z}{\partial t} = 0.$$

W zgodzie z powyższym oraz z obserwacjami terenowymi boczną i pionową zmienność osadów pozakorytowych rzeki żwirodennej o dużym spadku ukazuje schematycznie profil poprzeczny części doliny płaskodennej ukazany na figurze 19. W modelu tym istotna jest m.in. zmienność miąższości osadów pozakorytowych. W kierunku prostopadłym do osi koryta miąższość osadów pozakorytowych początkowo wzrasta osiągając maksimum poza grzbietem wału brzegowego, na jego stoku opadającym w stronę zawala. Na wewnętrznym odcinku wału brzegowego wielkość ziarna osadów deponowanych równocześnie zmienia się nieznacznie. W miarę oddalania się od grzbietu wału brzegowego miąższość osadów maleje, zmniejsza się też wielkość ich ziarna i to we wszystkich typach osadów pozakorytowych (por. Hughes, Lewin 1982). Najbardziej gruboziarniste osady pozakorytowe odkładane są w pewnym pasie terenu, przyległym do koryta rzeki

i obejmującym naturalne wały brzegowe, a niekiedy także przylegające do nich części zawala. W schemacie środowiskowym dna doliny rzecznej pas ten odpowiada w zasadzie grzbietowi aluwialnemu (4 na fig. 3, Teisseyre 1985, s. 123). Pensymetryczne uziarnienie gradacyjne z najgrubszym ziarnem wewnątrz ławic jest właściwe osadom wałów brzegowych, zdeponowanym między grzbietem wału a ich dolną, zewnętrzną częścią. Ten typ warstwowania może także zaznaczyć się w osadach przyległych do wałów brzegowych części zawala. Gradacja ta, będąca odzwierciedleniem stopniowych zmian przepływu zachodzących w ruchu nierównomiernym wolnozmiennym, staje się mało wyraźna i w końcu gubi się w miarę, jak zanikają frakcje żwirowe i piaskowe, a średnica ziarna maleje. W osadach wewnętrznych części wałów brzegowych najczęstszym typem warstwowania jest uziarnienie gradacyjne odwrócone.

Fakt, że piaszczysto-żwirowe osady wałów brzegowych osiągają największe miąższości na zewnątrz od grzbietu wału brzegowego wymaga osobnego wyjaśnienia, ponieważ zjawisko to nie wynika z zasad ciągłości ruchu. Jest to oczywisty

efekt dławienia strumienia wychodzącego z koryta rzeki, który nad wewnętrzną częścią wału zmienia geometrię ze strumienia zbliżonego do osiowosymetrycznego na strumień płaski. Dławieniu strumienia towarzyszą oczywiście zmiany obejmujące lokalny wzrost prędkości przepływu i efekty piętrzenia wody, wyraźnie widoczne na kilku zdjęciach opublikowanych przez autora wcześniej (np. Teisseyre 1988, pl. II). Wzrost prędkości przepływu nad wewnętrzną częścią wału brzegowego wyjaśnia niewielką miąższość deponowanych tu osadów, które na trawiastych wałach brzegowych są ograniczone do cienkiej laminy mułu i piasku, przechwyconej między źdźbłami traw. Fakt występowania w tych osadach uziarnienia gradacyjnego odwróconego wskazuje, że depozycja jest tu ograniczona do rosnącej części fali powodziowej, w czasie której nad wewnętrzną częścią wału brzegowego wytwarza się stan quasi-ustalonego przepływu osadu. Powyższa teoria tłumaczy równocześnie istnienie transportowych odcinków trawiastych wałów brzegowych, które pokrywają się w zasadzie z ich częściami wewnętrznymi.

Na figurze 19 zaznaczono dwie facje mułów pozakorytowych: dolną fację mułową i górną fację mułową, odpowiadające stanom rosnącym i opadającym dużej powodzi. Osady te wykazują różne rozprzestrzenienie i miąższość, a także różnią się pionowymi zmianami uziarnienia. Muły dolnej facji mułowej niejednokrotnie cienieją w miarę oddalania się od koryta rzeki, a wielkość ziarna szybko wzrasta ku górze, dając typowe uziarnienie gradacyjne odwrócone. Na wałach brzegowych i w przykorytowej części zawała muły te przechodzą ku stropowi w mulaste piaski drobnoziarniste, a następnie niejednokrotnie w piaski. Zmniejszanie się miąższości tych mułów oraz wielkości ich ziarna w miarę oddalania się od koryta rzeki świadczy o stopniowym wygaszaniu w tym kierunku turbulencji przepływów powodziowych (zwłaszcza w pierwszej fazie przepływu pozakorytowego). Wskazuje to także na stopniowe zmiany składu i koncentracji zawiesiny w miarę oddalania się od koryta rzeki. Muły górnej facji mułowej osiągają największe miąższości na równinach zalewowych i w basenach popowodziowych położonych w pobliżu wałów brzegowych. Na samych wałach muły te są często nieobecne. Muły górnej facji mułowej wykazują najczęściej uziarnienie gradacyjne normalne i w niektórych miejscach przechodzą w stropie w ility. Wymienione dwie facje mułowe są łatwe do wyróżnienia tylko wówczas, gdy przedzielają je piaski. W dystalnych

częściach równi zalewowych i w basenach popowodziowych muły górnej facji mułowej mogą łączyć wprost na mulach dolnej facji mułowej. W takich przypadkach zaznacza się czasami pensymetryczne uziarnienie gradacyjne podkreślone barwą osadu, znacznie ciemniejszą w spągu i w stropie, gdzie występują frakcje najdrobniejsze.

Interesujące jest, że w profilu poprzecznym doliny rzeki żwirodennej występują dwie strefy względnie powolnego pionowego przyrostu osadu. Są to: wewnętrzne części wałów brzegowych wraz z ich grzbietami oraz dystalne części zawała. Między nimi występują strefy maksymalnego pionowego przyrostu osadu, obejmujące przede wszystkim zewnętrzne stoki naturalnych wałów brzegowych. Z obserwacji autora wynika, jak się wydaje, że sytuacja taka jest typowa dla krajobrazu kulturalnego, w którym dna dolin płaskodennych są łąkowe. Wewnętrzna, przykorytowa strefa powolnego pionowego przyrostu osadu pozakorytowego łączy się genetycznie z wyjaśnionym wyżej zjawiskiem dławienia strumienia pozakorytowego i związanym z tym wzrostem prędkości przepływu. Zewnętrzne strefy wolnego pionowego przyrostu osadu są związane z dużą utratą przez przepływ pozakorytowy ładunku zawiesiny i przejściem do quasi-ustalonego przepływu osadu (warunek: $\partial q_s / \partial x \rightarrow 0$, czyli konsekwentnie $\partial z / \partial t \rightarrow 0$).

Powyższy model tłumaczy zatem inny znany fakt, a mianowicie, że w krajobrazie kulturalnym, przy łąkowych dnach dolin i przy zawieszinowym lub mieszanym obciążeniu rzek powstają wypukłe ku górze pokrywy aluwialne, z dobrze rozwiniętymi grzbietami aluwialnymi, obejmującymi szerokie, a płaskie wały brzegowe, jak to obserwujemy w wielu dolinach sudeckich, np. w dolinie Leska w Czarnym Borze (Teisseyre 1985, pl. IV, 1). W przytoczonym przypadku, wcale nie wyjątkowym, szerokość jednego wału brzegowego dochodzi do 40 szerokości koryta. Jeżeli uwzględnimy, że szerokość dojrzałego pasa meandrowego (ang. meander belt; przy krętości rzeki ok. 3,0) wynosi ok. 15 szerokości koryta, to okaże się, że wały brzegowe stanowią w takim przypadku ponad 80% grzbietu aluwialnego.

W krajobrazie naturalnym, w którym dna dolin są zalesione (olszyny, zarośla wierzbowe, łągi, las świerkowy) sytuacja jest zapewne odmienna. Z pojedynczych obserwacji przeprowadzonych przez autora wynika, jak się wydaje, że wały brzegowe powinny być w takim przypadku węższe i wyższe, a także zbudowane z grubszego materiału, z przewagą żwiru i piasku. Podsumo-

wując można z uzasadnieniem przypuszczać, że charakter i gęstość roślinności pokrywającej płaskie dna dolin powinny wyraźnie odzwierciedlać się w morfologii stref pozakorytowych i w charakterze deponowanych tam osadów rzecznych. Uwagę tę należy zaadresować przede wszystkim do tych geologów, którzy wykazują skłonność do naiwnego traktowania zasady aktualizmu geologicznego i transponowania wyników badań procesów w całej rozciągłości na niejednokrotnie bardzo stare utwory kopalne, np. staropaleozoiczne.

Przedstawiony wyżej model odnosi się do epizodów depozycyjnych wywołanych przez wysokie powodzie, trwające co najmniej kilka dni. Gdyby depozycja na naturalnych wałach brzegowych zachodziła w wyniku jedynie wysokich powodzi, należałoby spodziewać się względnie szybkiego odsuwania się grzbietów wałów od koryta rzeki, czego jednak nie stwierdzono. Przyczyną tej pozorniej sprzeczności jest fakt, że depozycja na wałach brzegowych, a zwłaszcza w ich części wewnętrznej, zachodzi najczęściej w związku z niskimi powodziami, które są krótkotrwałe, ale powtarzają się praktycznie co roku lub nawet kilka razy w ciągu roku (mowa o zlewni górnego Bobru, Teisseyre 1988). Należy tu też dodać, że w czasie niskich powodzi wały brzegowe mogą być okrywane wyłącznie mułami i piaskami drob-

noziarnistymi (na górnym Bobrze np. w latach: 1964, 1965, 1971, maj 1977, 1979, 1980, 1982, 1983, 1985, 1986, 1987). Wynika to z niewielkich prędkości przepływu i stosunkowo nieznacznej intensywności turbulencji panujących w wewnętrznej części wałów brzegowych w czasie niskich powodzi. Z powyższego wynika, że morfologia i budowa litologiczna wałów brzegowych odzwierciedla także reżim hydrologiczny rzeki, a zwłaszcza częstotliwość powodzi niskich i wysokich oraz koncentrację zawiesiny i wielkość ziarna materiału zawieszynowego niesionego przez te powodzie.

Poruszoną tu problematyką zajmuje się od lat m.in. Sundborg (1958, 1964, 1983 i 1986). Szczególnie interesująca jest ostatnia z cytowanych publikacji, przynosząca teoretyczne podstawy dającego się zastosować w geologii ogólnego modelu sedymentacji osadów pozakorytowych, określającego m.in. zmienność osadów pozakorytowych wzdłuż biegu rzek, a więc w basenach sedymentacji rzecznej o znacznym zasięgu podłużnym. Przedstawiony wyżej model może być traktowany jako pewne jakościowe uzupełnienie koncepcji Sundborga, ilustrujące zmienność facjalną osadów pozakorytowych w profilach poprzecznych do koryta rzecznej, a więc lokalną oboczną zmienność facjalną.

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

O tym, że przynajmniej część drobnoziarnistych osadów członu górnego sekwencji fluwialnych o ziarnie malejącym ku gorze może być pochodzenia jeziornego przypuszczano od dawna i koncepcja ta przewija się stale w literaturze geologicznej. Trzeba tu od razu wyjaśnić, że nie chodzi w tym wypadku o lokalnie występujące osady jeziorok starorzeczy, na ogół małych w skali dna doliny lub równiny aluwialnej, których rozpoznanie w stanie kopalnym nie nastęrcza zwykle większych trudności, lecz o osady ogromnych nieraz jezior przepływowych, zajmujących w czasie katastrofalnych powodzi całe kotliny śródgórskie lub długie odcinki dolin, a więc o zjawiska na miarę niemalże potopu. Drobnoziarnistość i bezstrukturalność większości współczesnych i kopalnych osadów pozakorytowych, brak szczątków roślinnych i zwierzęcych oraz megaskopowe podobieństwo do niektórych osadów jeziornych w pełni usprawiedliwiają sugestie co do jeziornego pochodzenia części utworów pozakorytowych.

Znajomość środowiska rzecznej z autopsji i literatury, a także opisy katastrofalnych powodzi wskazują, że istnienie krótkotrwałych, ale bardzo dużych jezior przepływowych, zajmujących na przeciąg kilku do kilkunastu dni całe kotliny śródgórskie, jest rzeczywiście możliwe, zwłaszcza w górach typu pasmowo-wyspowego z licznymi kotlinami śródgóorskimi, np. w Sudetach. W Sudetach krótkotrwałe jeziora przepływowe o dużym zasięgu tworzyły się w ostatnim stuleciu kilkakrotnie, np. w latach 1897, 1903, 1958 i 1977. W czasie pierwszej z wymienionych powodzi duże jezioro tego typu zajmowało Kotlinę Jeleniogórską, przełom Bobru między Janowicami a Ciechanowicami i wkraczało aż w Obniżenie Marciszowa (*Die Hochwasserkatastrophe... 1897*). Długość zalewu wynosiła ponad 40 km, a maksymalna głębokość dochodziła do 11 m. Przeszkodą powodującą tak znaczne, naturalne spiętrzenie wód była wąska gardziel Borowego Jaru, na północny zachód od Jeleniej Góry.

W celu zbadania procesów fluwialnych zwią-

zanych z wysokimi powodziami autor wybrał pole doświadczalne eksperymentu terenowego w taki sposób, że obejmowało ono odcinek doliny oraz czasę suchego normalnie zbiornika przeciwpowodziowego na rzekach Bobrze i Złotnej (zbiornik Bukówka na górnym Bobrze). Taka lokalizacja pola doświadczalnego umożliwiła równoczesne obserwowanie i badanie procesów związanych z katastrofalną powodzią w sierpniu 1977 r., przebiegających w dwóch różnych środowiskach tworzenia się osadów pozakorytowych: rzeczny — poza zasięgiem cofki (warunki subaeralne), i jeziornym — w obrębie zalanej części zbiornika zaporowego (warunki subakwalne). W toku badań terenowych stwierdzono, że prądy gęstościowe wywołane w jeziorze przez uchodzące do niego rzeki działały w dnie jeziora w szerokiej strefie obejmującej zalane koryta rzek, naturalne wały brzegowe i przyległe części zawala. Efekty erozyjne, transportowe i depozycyjne prądów gęstościowych w uderzający sposób przypominały działalność i skutki przepływów pozakorytowych w obszarze powyżej cofki, w normalnych dla doliny rzecznej warunkach subaeralnych. Równocześnie postulat przepływowego charakteru jeziora był spełniony dzięki temu, że w czasie powodzi sierpniowej upust denny zapory Bukówka był przez cały czas otwarty.

Badania procesów i osadów pozakorytowych powodzi sierpniowej wykonane przez autora w zlewni górnego Bobru prowadzą do kilku wniosków i uogólnień. Trzeba tu dodać, że większość niżej podsumowanych wyników badań odnosi się do krajobrazu kulturalnego, a więc do odlesionych (łąkowych) den dolin, odwadnianych przez rzeki żwirowe o zawieszinowym lub mieszanym typie obciążenia, w klimacie wilgotnym umiarkowanym lub chłodnym. W krajobrazie naturalnym podobne warunki mogą istnieć w klimatach wyraźnie suchszych niż obecny klimat Sudetów. Za istotne z geologicznego punktu widzenia autor uważa następujące fakty i stwierdzenia.

1° W suchym normalnie zbiorniku przeciwpowodziowym Bukówka na górnym Bobrze utworzyło się w czasie powodzi sierpniowej 1977 r. jezioro przepływowe o maksymalnej głębokości 6 m. Przy stale otwartym upuście dennym piętrzenie wody trwało kilka dni. W jeziorze stwierdzono działalność w czasie powodzi przydennych prądów gęstościowych, wywołanych przez uchodzące do zalewu wody rzek, silnie obciążone zawiesziną oraz niosące znaczny ładunek obciążenia dennego i saltacyjnego. Na dnie jeziora prądy te przemieszczały się w korytach rzek (Złotnej, Bo-

bru i Dębicy), a także przelewały się poza koryta na wały brzegowe i przyległe części zawala. Stwierdzono, że prądy gęstościowe działające w jeziorze wykonywały pracę erozyjną (erodowanie zewnętrznych brzegów rzek, inicjacja obrywów przewieszek darniowych, żłobienie kotłów eworsyjnych), transportową (przenoszenie dostarczanego z góry materiału detrytycznego w trakcji, saltacji i zawieszinie) oraz depozycyjną (depozycja żwiru i piasku na łachach i w dnie koryta oraz żwirów, piasków i mułów na wałach brzegowych) bardzo podobną do działalności przepływów powodziowych w dotkniętych powodzią dolinach Złotnej, Bobru i Dębicy, położonych poza zasięgiem cofki. Ustalono, że osady pozakorytowe deponowane subaeralnie (w dolinie rzecznej) i subakwalnie (w dnie jeziora) są reprezentowane przez te same facje (żwirową, piaskową i mułową), formy depozycyjne mają w obu przypadkach podobne rozmiary i zarys w planie, a także ujawniają podobne struktury wewnętrzne, wśród których przeważa uziarnienie gradacyjne pensymetryczne i odwrócone. W obu przypadkach w obszarach pozakorytowych deponowany był głównie materiał transportowany w korycie rzeczny w zawieszinie i w saltacji. W dnie jeziora, podobnie jak w dolinach rzek położonych poza zasięgiem cofki, żwiry obciążenia dennego były lokalnie wyprowadzane na wały brzegowe wylotowymi krewasami łagodnymi.

2° W obu wymienionych środowiskach facje żwirowe są ograniczone głównie do naturalnych wałów brzegowych. Wyprowadzaniu żwirów obciążenia dennego i saltacyjnego z koryta rzeki na wały brzegowe sprzyja mały kąt osi krewasy wylotowych względem osi koryta, obecność łagodnie nachylonej rampy (erozyjnej i akumulacyjnej) łączącej wał brzegowy z dnem rzeki (tzw. krewasy łagodne) oraz duże zakłócenia przepływu powodziowego w korycie rzeki (dławienie strumienia korytowego), wymuszające dzielenie się tego strumienia na części. Między żwirami wyścielającymi koryto rzeki a żwirami tworzącymi odsypy na wałach brzegowych z reguły nie ma ciągłości (chyba że koryto ulegnie zacopowaniu żwirem). Żwiry dna koryta i żwiry zdeponowane na wałach brzegowych przedziela transportowy odcinek wału brzegowego, wolny od żwiru i innych osadów, z wyjątkiem cienkiej warstewki mułu i piasku przechwyconego między źdźbłami traw. W transportowym odcinku wału brzegowego naprężenia ścinające mogą być większe niż w korycie rzeki.

3° Żwirowe formy depozycyjne wałów brze-

gowych o względnie dużym rozprzestrzenieniu, łączące się ze żwirami korytowymi, tworzą się w przypadku zaczopowania żwirem odcinka koryta rzeczno. Na dolnej Złotnej miało to miejsce między punktami 10 i 13, w środkowej, najstroniejszej części stożka Miskowic. W takich miejscach dochodzi do zmiany układu koryta z meandrującego lub krętego na roztokowy.

4° Facje piaskowe występują głównie w obrębie naturalnych wałów brzegowych. Ciągłe pokrywy piaszczyste ograniczone są zwykle do przykorytowej części wałów brzegowych: jezorami głifów krewasowych osady piaszczyste mogą wnikać w przyległe części zawała, na równie zalewowe i do basenów popowodziowych. Największe miąższości piaszczystych osadów pozakorytowych stwierdzono w strefie między grzbietem wału brzegowego a dolną częścią jego zewnętrznego stoku. Wielkość ziarna osadów piaszczystych maleje w miarę oddalania się od koryta rzeki.

5° Facje mułowe mają największy zasięg spośród wszystkich osadów pozakorytowych, w zasadzie pokrywający się z zasięgiem zalewu powodziowego. W miarę oddalania się od koryta rzeki miąższość mułów zdeponowanych przez wysokie powódzie początkowo wzrasta, osiąga maksimum w zewnętrznych częściach wałów brzegowych i przyległych partiach zawała, po czym znów maleje. Na trawiastych wałach brzegowych występuje zwykle pas terenu prawie wolny od osadów, ciągnący się między brzegiem koryta a grzbietem wału. W pasie tym wysokie powódzie odkładają jedynie cienkie warstewki mułów przechodzących ku górze w piaski, a nawet żwirki. Osady te są przechwytywane między źdźbłami wyłożonych traw. Mogą być one deponowane nawet w warunkach dużych prędkości przepływu pozakorytowego, dochodzących do $2-3 \text{ m s}^{-1}$. Jest to transportowa strefa wału brzegowego, związana genetycznie z dławieniem strumienia wypływającego z koryta rzeki. Tempo przyrostu osadów deponowanych przez wysokie powódzie jest tu stosunkowo niewielkie i porównywalne, jeżeli chodzi o rząd wielkości, z dystalnymi częściami zawała. W obrębie wałów brzegowych mogą występować dwie facje mułowe (facja mułów dolnych i facja mułów górnych), odpowiadające pierwszej fazie powodzi oraz fazie opadania wód. Zasięg mułów dolnej facji mułowej jest większy niż mułów górnej facji mułowej. Poza granicami zasięgu facji piaskowej i żwirowej obie facje mułowe łączą się ze sobą, co przejawia się niekiedy występowaniem w mułach uziarnienia gradacyjnego pensymetrycznego.

6° Istotny jest podział krewas na wylotowe i powrotne, a w obrębie krewas wylotowych podział na krewasy strome i łagodne. Jedynie łagodne krewasy wylotowe, których osie tworzą stosunkowo niewielki kąt z osią koryta, mogą wyprowadzać na wały brzegowe duże ilości żwiru transportowanego w korycie rzeki w saltacji i w formie obciążenia dennego. W przedłużeniu krewas żwiru te tworzą formy depozycyjne typu odsypów (odsypy przelewowe, mikrodelty).

7° Badania osadów pozakorytowych dolnej Złotnej i górnego Bobru, złożonych przez powódź w sierpniu 1977 r., wykazały, że do najpospolitszych struktur należy uziarnienie gradacyjne pensymetryczne i odwrócone. Stwierdzono, że w przypadku uziarnienia gradacyjnego pensymetrycznego warstwa osadu o najgrubszym ziarnie (zwykle pierwotnie nie wypełniony, luźno upakowany osad) odpowiada momentowi przechodzenia szczytu fali powodziowej i największym prędkościom przepływu pozakorytowego. Do rzadszych struktur należą laminacja subhoryzontalna oraz skośna riplemarkowa lub skośna typu mikrodelto. Stwierdzono, że osady deponowane subaeralnie i subakwalnie (w krótkotrwałych jeziorach przepływowych) są podobne pod względem strukturalnym. W osadach deponowanych subakwalnie częściej występuje laminacja skośna riplemarkowa i mikrodelto, częstsze są też ławice o złożonym typie warstwowania (zwłaszcza sekwencje: uziarnienie gradacyjne – laminacja skośna w stropie). Osady deponowane subakwalnie nie zawierają wewnątrz ławic napławionego detritusu roślinnego.

8° Na podstawie bezpośrednich obserwacji i pomiarów terenowych możliwe jest rozróżnienie osadów deponowanych z obciążenia zawiesinowego i saltacyjnego rzeki. Podziału takiego można też dokonać dla założonych warunków przepływu wychodząc z przesłanek teoretycznych. W przypadku powodzi sierpniowej, w zakresie przepływów zbliżonych do maksymalnych, granica wielkości ziarna między tymi dwoma rodzajami obciążenia wynosiła dla dolnej Złotnej ok. 8 mm. Podana wartość odnosi się do pewnej fazy powodzi, a w dodatku zależy od lokalnych warunków przepływu. Dlatego też podział osadów na typy genetyczne, określone rodzajem transportu i dokonane na podstawie parametrów wielkości ziarna (np. percentile 1% i 50%), nie jest uniwersalny, lecz ma znaczenie lokalne. W konsekwencji lokalne znaczenie będą miały genetyczne pola różnych osadów wykreślone na diagramie C–M Passegi, chyba że ograniczymy się do

środowisk o porównywalnej „energii”. Stwierdzono, że osady deponowane z obciążenia saltacyjnego (żwir i piaski) zawierają pierwotnie niewiele mułu i są nie wypełnione (typ 3a – unfilled underloose boundary). W wyniku procesów glebowych (łącznie z wietrzeniem chemicznym) oraz działalności człowieka (zwłaszcza rekultywacja zniszczonych przez powódź łąk z przeoraniem łącznie) pierwotnie nie wypełnione żwir i piaski mogą ulec wypełnieniu lub nawet przeobrażeniu we wtórne waki lub wtórne (antropogeniczne) diamiktyty. Wtórne diamiktyty powstają przez przeoranie łąk lub pól zaścienionych w czasie powodzi żwirami. Osady facji mułowej, deponowane z obciążenia zawieszinowego rzeki, mogą mieć cechy pierwotnych wak. Na ogół im drobniejsze ziarno osadów pozakorytowych tym większa zawartość mułu i tym gorsze wysortowanie osadu. Kryteriów umożliwiających odróżnienie kopalnych osadów pozakorytowych deponowanych subakwalnie od podobnych utworów złożonych subaerialnie należy szukać raczej w cechach teksturalnych osadów.

9° Wczesnopostdepozycyjne przeobrażenia osadów pozakorytowych są wynikiem działania procesów egzogenicznych wywołanych przez takie czynniki, jak: deszcz, insolacja, wiatr, infiltracja, mróz i działalność biosfery (rośliny, zwierzęta, człowiek). Najbardziej podatne na zniszczenie w wyniku tych procesów są osady facji mułowej, a zwłaszcza cienkie pokrywy mułowe zdeponowane w obrębie zawała i nie przykryte przez inne osady (piasek, żwir). Stwierdzono, że w większości przypadków muły takie ulegają zupełnej homogenizacji już w czasie pierwszej zimy po powodzi, a najaktywniejszym procesem powodującym utratę pierwotnego charakteru mułów jest geliacja (wietrzenie mrozowe łącznie z upłynnianiem tającego gruntu). Muły zdeponowane w strefie zawała ulegają też intensywnym procesom glebowym, w wyniku których w ciągu roku, a najdalej w ciągu dwóch lat po powodzi zupełnie zatracają pierwotne cechy strukturalne, a częściowo także teksturalne i są włączane w powierzchniowe warstwy profilu glebowego. Produktem wczesnopostdepozycyjnych przeobrażeń osadów zawała jest bezstrukturalna mada. Większe szanse zachowania się pierwotnych struktur depozycyjnych, a zwłaszcza warstwowej natury osadu i struktur wewnętrznych (warstwowań, laminacji), mają osady naturalnych wałów brzegowych, zbudowane z przewarstwianych się piasków, żwirów i mułów. W przeciwieństwie do mułów wietrzenie mrozowe nie niszczy struktury osadów piaszczystych i żywi-

rowych, a w każdym razie nie zacierają zupełnie pierwotnych struktur wewnętrznych. Procesy glebowe przeobrażają żwir i piaski tak wolno, że możliwe jest przykrycie ich przez kolejne warstwy osadu zanim dojdzie do homogenizacji pierwotnego materiału.

10° Holociński profil osadów rzecznych dolnej Złotnej, odsłonięty w stanowisku Miskowice 1, obejmuje powierzchnię pokrywą mad rolniczych i przemysłowych, o miąższości 0,25–3,5 m, datowaną na podstawie znalezisk archeologicznych na okres historyczny (ostatnie 700 lat), oraz stropową część żwirów z pniami drzew i cienkimi przewarstwieniami torfu, datowaną na podstawie badań palinologicznych na okres subatlantycki. W profilu tym mady przemysłowe występują w dolnej części utworów pozakorytowych. Mady te zawierają liczne okruchy oraz pył węgla drzewnego, fragmenty żużla hutniczego z węglem drzewnym oraz pojedyncze skorupy ceramiki czerwonej, wskazujące na średniowieczny wiek tej części mad. Stwierdzono, że geneza subfosalnych, holocińskich osadów rzecznych stożka Miskowic, zdeponowanych przez dolną Złotną, może być z powodzeniem zinterpretowana na podstawie kryteriów i przesłanek wypracowanych w toku badań procesów i osadów współczesnych. Przyjmując za prawdopodobny średniowieczny wiek spągowych warstw mad można określić średnie tempo ich rocznego przyrostu, wynoszące dla całego okresu historycznego ok. 2,2 mm rok⁻¹ (dla profilu Miskowice 1). Średnie tempo rocznego przyrostu mad w okresie eksploatacji zbiornika Bukówka było większe i wynosiło 3,6 mm rok⁻¹ (dla górnej części czaszy zbiornika). Wykazano, że większość wyróżnionych uprzednio mezośrodowisk strefy pozakorytovej da się wykartować na mapie topograficznej w skali 1:10 000.

11° Na podstawie wyników pomiarów i badań terenowych oraz przesłanek teoretycznych zaproponowano model sedymentacji pozakorytovej dla żwirodennej rzeki górskiej o zawieszinowym lub mieszanym typie obciążenia, odwadniającej odlesioną (łąkową) dolinę płaskodenną w klimacie wilgotnym umiarkowanym. Zgodnie z tym modelem facje żwirowa i piaszkowa są ograniczone do wałów brzegowych oraz przyległych części zawała. W tej części obszaru pozakorytovej osady piaszczyste i żwirowe mogą być podścielone i przykryte mułami, co daje podstawę do wyróżnienia dwóch facji mułowych: facji mułów dolnych i facji mułów górnych. Model ten tłumaczy występowanie w profilu poprzecznym

doliny rzecznej stref: stosunkowo wolnego przyrostu pionowego osadów pozakorytowych, obejmujących wewnętrzne części wałów brzegowych oraz dystalne części zawala. Między nimi ciągną się strefy maksymalnego przyrostu pionowego osadów pozakorytowych, obejmujące zewnętrzne stoki naturalnych wałów brzegowych i przyległe części zawala. W świetle przedstawionego modelu oczywista staje się przewaga w osadach pozakorytowych, deponowanych przez wysokie powo-

dzie, uziarnienia gradacyjnego pensymetrycznego i odwróconego. Zaproponowany model, opisujący boczną zmienność facjalną osadów pozakorytowych, może być traktowany jako jakościowe uzupełnienie teoretycznego modelu zaproponowanego przez Sundborga (1986), określającego zmiany facjalne osadów rzecznych ząchodzące wzdłuż biegu rzeki.

Wrocław, maj 1987

LITERATURA

- ALLEN J.R.L., 1964: Sedimentation in the modern delta of the River Niger, West Africa, [w:] *Deltaic and Shallow Marine Deposits*, L.M.J.U. Van Straaten (red.), s. 26–34. Elsevier, Amsterdam.
- 1965a: A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, vol. 5, s. 89–191.
- 1965b: Fining-upwards cycles in alluvial succession. *Geol. J.*, vol. 4, s. 229–246.
- 1970: *Physical Processes of Sedimentation – an Introduction*. George Allen and Unwin, London.
- 1982: *Sedimentary Structures – Their Character and Physical Basis*. Vol. I i II. *Developments in Sedimentology*, vol. 30 A, B. Elsevier Sci. Publ., Amsterdam.
- ANDERSON B., 1961: *The Rufiji Basin, Tanganyika. 7 – Soils of the Main Irrigable Areas*. Rept. Gov. Tanganyika, Prelim. Reconnaissance Surv., Rufiji Basin, s. 1–125.
- ANDERSON M.G., CALVER A., 1977: On the persistence of landscape features formed by a large flood. *Trans. Inst. British Geogr., New Ser.*, vol. 2, s. 243–254.
- BAKER V.R., 1984: *Flood sedimentation in bedrock fluvial systems*, [w:] *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. E.H. Koster, R.J. Steel (red.), s. 87–98. Canadian Soc. Petrol. Geol., Mem. 10.
- BATES C.C., 1953: Rational theory of delta formation. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 37, s. 2119–2162.
- BERG G., 1940: *Geologische Karte...*, Blatt Schmiedeberg und Tschöpsdorf. Berlin.
- BRYANT V.G., Jr., SHAFER H.J., 1977: Late Quaternary environment of Texas: A model for the archeologist. *Bull. Texas Arch. Soc.*, vol. 47, s. 1–25.
- BURKHAM D.E., 1972: Channel changes of the Gila River in Safford Valley, Arizona. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 655 G, s. 1–24.
- CARLING P.A., 1983: Threshold of coarse sediment transport in broad and narrow natural streams. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, vol. 8, s. 1–18.
- CARTER A.C., 1953: *Critical Tractive Forces on Channel Side Slopes*. U.S. Bureau of Reclamation, Hydr. Lab. Report Hyd-366.
- COLEMAN J.M., 1969: Brahmaputra River: Channel processes and sedimentation. *Sedim. Geol.*, vol. 3, s. 129–239.
- COSTA J.E., 1975: Effects of agriculture on erosion and sedimentation in the Piedmont province, Maryland. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 86, s. 1281–1286.
- CRAMPTON C.B., 1969: The chronology of certain terraced river deposits in the south-east Wales area. *Z. f. Geomorph.*, vol. 13, s. 245–259.
- DĄBKOWSKI L., SKIBIŃSKI J., ŻBIKOWSKI A., 1982: *Hydrauliczne podstawy projektów wodnomelioracyjnych*. PWRiL, Warszawa.
- Die Hochwasserkatastrophe in Riesengebirge am 29/30 Juli 1897*. 4. Auflag. s. 1–51. Jelenia Góra 1897.
- DOUGLAS J.F., GASIOREK J.M., SWAFFIELD J.A., 1979: *Fluid Mechanics*. Pitman, London.
- DUSSART B., 1966: *Limnologie. L'etude des eaux continentales*. Gauthier-Villars, Paris.
- ELFSTRÖM A., 1983: The Baldakaj boulder delta, Lapland, northern Sweden. *Geogr. Ann.*, vol. 65 A, s. 201–225.
- FISK H.N., 1944: *Geological Investigation of the Alluvial Valley of the Lower Mississippi River*. Mississippi River Commission, Vicksburg, Miss., s. 1–78.
- 1947: *Fine Grained Alluvial Deposits and Their Effects on Mississippi River Activity*. Mississippi River Commission, Vicksburg, Miss., s. 1–82.
- 1961: *Bar-finger Sands of Mississippi Delta*, [w:] *Geometry of Sandstone Bodies*, J.A. Peterson i J.C. Osmond (red.), Am. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, Okla., s. 29–52.
- FLOREK E., 1978: Wybrane metody badania współczesnych zmian koryta rzecznoego na przykładzie dolnego Bobru. Selected methods of investigations of present-day changes in the river channel exemplified by the lower Bóbr River. *Bad. Fizjograf. nad Polską Zachodnią*, vol. 31, Ser. A, s. 57–78.
- FOLK R.L., WARD W., 1957: Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. *J. Sedim. Petrol.*, vol. 27, s. 3–26.
- FOREL F.A., 1885: Les ravins sous-lacustres des fleuves glaciaires. *Comp. Rend.*, vol. 101, s. 725–728.
- 1887: Le ravin sous-lacustre du Rhône dans le lac Léman. *Bull. Soc. Vaudoise Sci. Nat.*, vol. 23, s. 85–107.
- 1892: *Le Léman: Monographie limnologique*. T. 1. F. Rouge. Lausanne.
- 1895: *Le Léman: Monographie limnologique*. T. 2. F. Rouge. Lausanne.
- FROELICH W., KASZOWSKI L., STARKEL L., 1977: Studies of present-day and past river activity in the Polish Carpathians, [w:] *River Channel Changes*, K.J. Gregory (red.), s. 411–428. Wiley and Sons. Chichester.
- GAUNT G.D., 1975: The artificial nature of the River Don north of Thorne, Yorkshire. *Yorkshire Archaeol. J.*, vol. 47, s. 15–21.
- GERLACH T., 1976: Współczesny rozwój stoków w polskich Karpatach fliszowych. Present-day slope development in the Polish flisch Carpathians. IGI PZ PAN, *Pr. Geogr.*, nr 122, s. 1–116.
- GILBERT C.M. 1955: *Sedimentary Rocks*, [w:] *Petrography*. H. Williams, F.J. Turner, C.M. Gilbert (red.), s. 251–384.

- W.H. Freeman, San Francisco, California.
- GOULD H.R., 1951: Some quantitative aspects of Lake Mead turbidity currents. *Soc. Econ. Pal. Min., Spec. Publ.* no. 2, s. 34–52.
- 1960: Turbidity currents. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 295, s. 201–207.
- GRADZIŃSKI R. 1970: Sedimentation of dinosaur-bearing Upper Cretaceous deposits of the Nemegt Basin, Gobi Desert. *Palaeont. Pol.*, vol. 21, s. 147–229.
- GREGORY K.J., 1983: *Human Activity and Palaeohydrology: A Review. Quaternary Studies in Poland*, 4, S. Z. Różycki (red.), s. 73–80. Polish Scientific Publishers. Warszawa-Poznań.
- GUY H.P., SIMONS D.B., RICHARDSON E.V., 1966: Summary of alluvial channel data from flume experiments, 1956–1961. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 462-I, s. 1–185.
- HAPP S.C., 1971: Genetic classification of valley sediment deposits. *ASCE, J. Hydr. Div.*, vol. 97, s. 43–53.
- HAPP S.C., RITTENHOUSE G., DOBSON G.C., 1940: Some aspects of accelerated stream and valley sedimentation *U.S. Dept. of Agr., Tech. Bull.* no. 695, s. 1–134.
- HARRIS D.R., VITA-FINZI C., 1968: Kokkinopilos – a Greek badland. *Geogr. J.*, vol. 134, s. 537–546.
- HENDERSON F.M., 1966: *Open Channel Flow*. MacMillan Publ., New York, Collier MacMillan Publishers, London.
- HEY R.D., BATHURST J.C., THORNE C.R. (red.), 1982: *Gravel-Bed Rivers – Fluvial Processes, Engineering and Management*. John Wiley and Sons, Chichester.
- HICKIN E.J., 1983: River channel changes: Retrospect and prospect. *Int. Assoc. Sedim. Spec. Publ.*, vol. 6, s. 61–83.
- Historia Śląska*, 1960: Tom I, część I (do połowy XIV w.) (red.) K. Maleczyński. Ossolineum, Wrocław.
- Historia Śląska*, 1966: Tom II, część I (1763–1806). (red.) W. Długoborski. Ossolineum, Wrocław.
- HUGHES D.A., LEWIN J., 1982: A small-scale flood plain. *Sedimentology*, vol. 29, s. 891–895.
- HUTCHINSON G.E., 1957: *A Treatise on Limnology*. Vol. 1. *Geography, Physics and Chemistry*. John Wiley and Sons, New York.
- JAHN A., 1960: *Czwartorzęd Sudetów*, [w:] *Regionalna geologia Polski*, t. III, z. 2. H. Teisseyre (red.), s. 358–418. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków.
- 1969: Niveo-eoliczne procesy w Sudetach i ich działanie na glebę. The niveo-eolian processes in the Sudetes and their action on the soil. *Probl. Zagospod. Ziem Górskich*, z. 5 (18), s. 53–92.
- JAHN A., SZCZEPANKIEWICZ S., 1967: *Osady i formy czwartorzędowe Sudetów i ich przedpola*. W: *Czwartorzęd Polski*, R. Galon, J. Dylik (red.), s. 397–430. PWN, Warszawa.
- JAHNS R.H., 1947: Geologic features of the Connecticut Valley, Massachusetts, as related to recent floods. *U.S. Geol. Surv. Water Supply Pap.* 995, s. 1–158.
- KALTERHERBERG J., 1956: Ueber Anglagerungsgefüge in grobklastischen Sedimenten. *Neues Jahrb. Geol. Palaeont.*, Abh. 104, s. 30–57.
- KAŹMIERCZYK J., 1983: *Śląskie złoto*, [w:] *Człowiek i środowisko w pradziejach*. J.K. Kozłowski i S.K. Kozłowski (red.), s. 169–176. PWN, Warszawa.
- KESEL R.H., DUNNE K.C., MCDONALD R.C., ALLISON K.R., SPICER B.E., 1974: Lateral erosion and overbank deposition on the Mississippi River in Louisiana caused by 1973 flooding. *Geology*, Sept. 1974, s. 461–464.
- KLIMASZEWSKI M., 1978: *Geomorfologia*. PWN, Warszawa.
- KLIMEK K., 1974: The structure and mode of sedimentation of the flood-plain deposits in the Wisłoka valley (south Poland). Struktura i warunki sedymentacji osadów tarasowych w dolinie Wisłoki (Polska południowa). *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcanica*, vol. 8, s. 135–151.
- 1979: Geomorfologiczne zróżnicowania koryt karpaccich dopływów Wisły. Morphodynamic channel types of the Carpathian tributaries to the Vistula. *Fol. Geogr., Ser. Geogr. Phys.*, vol. 12, s. 35–47.
- KOLB C.R., 1962: Distribution of soils bordering the Mississippi River from Donaldsonville to Head of Passes. *U.S. Army Waterways Expt. Sta., Tech. Rep.* 3/601. s. 1–61.
- KOZŁOWSKI J.K., KOZŁOWSKI S.K. (red.), 1983: *Człowiek i środowisko w pradziejach*. PWN, Warszawa.
- LAMBOR J., 1971: *Hydrologia inżynierska*. Arkady, Warszawa.
- LARA J.M., SANDERS J.I., 1970: *The 1963–64 Lake Mead Survey*. U.S. Dept. Interior Bur. Reclam. Rept. RECOLE-70-21.
- LEOPOLD L.B., WOLMAN M.G., MILLER J.P., 1964: *Fluvial Processes in Geomorphology*. Freeman, San Francisco, London.
- LERMAN A., red., 1978: *Lakes – Chemistry, Geology, Physics*. Springer, New York.
- LEWIN J., 1982: *British Floodplains*, [w:] *Papers in Earth Studies*, B.H. Adlam, C.R. Fenn, L. Morris (red.), s. 21–37. Geobooks. Norwich.
- 1983: *Changes of channel patterns and floodplains*, [w:] *Background to Palaeohydrology*, K.J. Gregory, red., s. 303–319. Wiley and Sons, Chichester.
- MACLEOD D.A., VITA-FINZI C., 1982: Environment and provenance in the development of Recent alluvial deposits in Epirus, NW Greece. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, vol. 7, s. 29–43.
- MARUSZCZAK H., 1986: Tendencje sekularne i zjawiska ekstremalne w rozwoju rzeźby małopolskich wyżyn lessowych w czasach historycznych. Secular tendencies and extreme phenomena in the development of the loess upland relief of Little Poland in historical times. *Czas. Geogr.*, vol. 57, s. 271–282.
- MCKEE E.D., 1939: Some types of bedding in the Colorado River delta. *J. Geol.*, vol. 47, s. 64–81.
- MCKEE E.D., CROSBY E.J., BERRYHILL H.L., Jr., 1967: Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965. *J. Sedim. Petrol.*, vol. 37, s. 829–851.
- MCPHERSON H.J., RANNIE W.F., 1970: Geomorphic effects of the May 1967 flood in Graburn watershed, Cypress Hills, Alberta, Canada. *J. Hydrol.*, vol. 9, s. 307–321.
- MOODY-STUART M., 1966: High- and low sinuosity stream deposits, with examples from the Devonian of Spitsbergen. *J. Sedim. Petrol.*, vol. 36, s. 1102–1117.
- MOORE D., 1966: Deltaic sedimentation. *Earth Sci. Rev.*, vol. 1, s. 87–104.
- MOORE P.D., 1983: *Palynological Evidence of Human Involvement in Certain Palaeohydrological Events. Quaternary Studies in Poland*, 4, S.Z. Różycki (red.), s. 97–105. Polish Scientific Publishers. Warszawa-Poznań.
- MORISAWA M., 1985: *Rivers – Form and Process*. Geomorphology texts 7, K.M. Clayton (red.), Longman, London, New York.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E., 1977: Channel pattern

- changes during the last glaciation and Holocene, in the northern part of the Sandomierz basin and the middle part of the Vistula valley, Poland, [w:] *River Channel Changes*, K.J. Gregory (red.), s. 75–87. Wiley and Sons, Chichester.
- NADLER C.T., SCHUMM S.A., 1981: Metamorphosis of South Platte and Arkansas Rivers, eastern Colorado. *Phys. Geogr.*, vol. 2, s. 95–115.
- NEMEC W., 1984: Warstwy wałbrzyskie (dolny namur) w Zagłębiu Wałbrzyskim: analiza aluwialnej sedymentacji w basenie węglowym. Wałbrzych Beds (Lower Namurian, Wałbrzych Coal Measures): analysis of alluvial sedimentation in a coal basin. *Geol. Sudetica*, vol. 19, nr 2, s. 7–73.
- PASSEGA R., 1957: Texture as characteristic of clastic deposition. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 41, s. 1952–1984.
- 1964: Grain size representation by CM patterns as a geological tool. *J. Sedim. Petrol.*, vol. 34, s. 830–847.
- 1972: Sediment sorting related to basin mobility and environment. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 56, s. 2440–2450.
- 1977: Significance of CM diagrams of sediments deposited by suspensions. *Sedimentology*, vol. 24, s. 723–733.
- PASSEGA R., BYRAMJEE R., 1969: Grain-size image of clastic deposits. *Sedimentology*, vol. 13, s. 233–252.
- PATTON P.C., DIBBLE D.S., 1982: Archeologic and geomorphic evidence for the paleohydrologic record of the Pecos River in west Texas. *Am. J. Sci.*, vol. 282, s. 97–121.
- PEART M.R., WALLING D.E., 1982: Particle size characteristics of fluvial suspended sediment. Proc. of the Exeter Symposium: “Recent developments in the explanation and prediction of erosion and sediment yield”, *IAHS Publ.* no. 137, s. 397–407.
- PETTIJOHN F.J., 1957: *Sedimentary Rocks*. Harper and Brothers, New York.
- RICHARDS K.S., 1981: Evidence of Flandrian valley alluviation in Staindale, North York Moors. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, vol. 6, s. 183–186.
- 1982: *Rivers: Form and Process in Alluvial Channels*. Methuen, London, New York.
- RITTER D.F., KINSEY W.F., KAUFMAN M., 1973: Overbank sedimentation in the Delaware River valley during the last 6000 years. *Science*, vol. 179, s. 374–375.
- SCHIRMER W., 1983: *Criteria for the Differentiation of Late Quaternary River Terrace*. *Quaternary Studies in Poland*, 4, S.Z. Różycki (red.), s. 199–205. Polish Scientific Publishers. Warszawa-Poznań.
- SCHMUDDE T.H., 1963: Some aspects of landforms of the lower Missouri River floodplain. *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, vol. 53, s. 60–73.
- SCHUMM S.A., 1960: The effect of sediment type on the shape and stratification of some modern fluvial deposits. *Am. J. Sci.*, vol. 258, s. 177–184.
- 1968: Speculations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 79, s. 1573–1588.
- 1969: River metamorphosis. *J. Hdr. Div., ASCE*, no. 95, s. 255–273.
- 1977: *The Fluvial System*. Wiley and Sons, New York.
- 1981: Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. *SEPM Spec. Publ.* no. 31, s. 19–29.
- 1985: Patterns of alluvial rivers. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, vol. 13, s. 5–27.
- SCHUMM S.A., LICHTY R.W., 1963: Channel widening and flood-plain construction along Cimarron River in southwestern Kansas. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 352-D, s. 71–88.
- SHIELDS A., 1936: Anwendung der Akulichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebewegung. *Mitt. Preuss. Vers. Wasserb.*, Bd. 26, s. 98–109.
- SHOTTON F.W., 1978: *Archeological Inferences from the Study of Alluvium in the Lower Severn-Avon Valleys*, [w:] *The Effects of Man on the Landscape: The Lowland Zone*. S. Limbrey, I.G. Evans (red.), s. 27–32. C.B.A. Research Report 21. London.
- SIGAFOOS R.S., 1964: Botanical evidence of floods and floodplain deposition. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 485 A, s. 1–35.
- SIMONS D.B., RICHARDSON E.V., 1961: Forms of bed roughness in alluvial channels. *Proc. Am. Soc. Civil Engrs., J. Hydr. Div.*, vol. 87, HY 3, s. 87–105.
- STARKEL L. (red.), 1982: Evolution of the Vistula River valley during the last 15,000 years. Part I. Ewolucja doliny Wisły podczas ostatnich 15000 lat. *Geogr. Stud., Spec. Issue* no. 1.
- SUNDBORG A., 1956: The River Klarälven: A study of fluvial processes. *Geogr. Ann.*, vol. 38, s. 125–316.
- 1958: A method for estimating the sedimentation of suspended material. *Comp. Rend. et Rapports, Ass. Gen., Toronto*, vol. 1, s. 249–259.
- 1964: The importance of the sediment problem in the technical and economic development of river basins. *Ann. Acad. Regiae Scient. Uppsalensis*, vol. 8, s. 33–52.
- 1983: Sedimentation problems in river basins. *Nat. and Resour.*, vol. 19, no. 2, s. 10–21. UNESCO.
- 1986: *Sedimentation Processes*, [w:] *International Symposium on Erosion and Sedimentation in Arab Countries*, Baghdad, Iraq, s. 1–27.
- SZCZEPANKIEWICZ S. 1968: *Rzeźba doliny Odry na Opolszczyźnie*. *Studia geograficzno-fizyczne z obszaru Opolszczyzny*. Tom 1. S. Szczepankiewicz (red.), s. 54–86. Instytut Śląski w Opolu, Opole.
- 1970: Cechy niektórych pokryw późnoczwartorzędowych. Characters of some late Quaternary covers. *Acta Univ. Wratisl., no. 124, Stud. Geogr.*, 13, s. 3–15. Wrocław.
- TEISSEYRE A.K., 1968: Charakterystyka sedymentologiczna najniższego kulmu ładowego w północnej części niecki śródsudeckiej. The Lower Carboniferous of the Intra-Sudetic Basin: A study in sedimentary petrology and basin analysis. *Geol. Sudetica*, vol. 4, s. 221–298.
- 1971: Charakterystyka sedymentologiczna kulmu z Ciechanowie i paleogeografia najniższego kulmu niecki śródsudeckiej. Sedimentology of the Kulm of Ciechanowie and paleogeography of the lowest Kulm of the Intrasudetic Basin. *Ibidem*, vol. 5, s. 237–280.
- 1975a: Sedymentologia i paleogeografia kulmu starszego w zachodniej części niecki śródsudeckiej. Sedimentology and paleogeography of the Kulm alluvial fans in the western Intrasudetic Basin (Central Sudetes, SW Poland). *Ibidem*, vol. 9, nr 2, s. 1–135.
- 1975b: Pebble fabric in braided stream deposits, with examples from Recent and “frozen” Carboniferous channels (Intrasudetic Basin, Central Sudetes). Ułożenie otoczków w osadach roztek. *Ibidem*, vol. 10, nr 1, s. 7–56.
- 1977a: Meander degeneration in bed-load proximal

- streams: Repeated chute cut-off due to bar-head gravel accretion – a hypothesis. Degeneracja meandrów rzek górskich w wyniku przerostu żwirów górnych części łach meandrowych. *Ibidem*, vol. 12, nr 1, s. 103–120.
- 1977b: Współczesne procesy rzeczne w dorzeczu górnego Bobru i Strzegomki (Sudety Środkowe). Recent fluvial processes in drainage basins of the upper Bóbr and Strzegomka Rivers in the Central Sudetes. *Ibidem*, vol. 12, nr 2, s. 93–109.
 - 1977c: Pebble clusters as a directional structure in fluvial gravels: Modern and ancient examples. Skupienia otoczków jako struktura kierunkowa we współczesnych i kopalnych żwirach rzecznych. *Geol. Sudetica*, vol. 12, nr 2, s. 81–90.
 - 1978a: Physiography of bed-load meandering streams: Imbricated gravels in fine-grained overbank deposits. Fizjografia żwironośnych rzek meandrujących: zimbrykowane żwiry w drobnociarnistych osadach pozakorytowych. *Ibidem*, vol. 13, nr 1, s. 87–93.
 - 1978b: Physiography of bed-load meandering streams 2: Deposition of channel-phase sands and the dispersion of ripple- and dune-generated cross-lamination. Fizjografia żwironośnych rzek meandrujących 2: depozycja piasku w korytach i rozrzut kierunków zapadu laminacji skośnej. *Ibidem*, vol. 13, nr 2, s. 7–20.
 - 1979a: Przebieg zjawisk erozji i sedymentacji w środowisku małych rzek górskich. PAN, Oddz. we Wrocławiu, Komisja Nauk o Ziemi. Sesja naukowa: "Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku". s. 59–67. Wrocław.
 - 1979b: Przebieg zjawisk fluwialnych w zimie na przykładzie małych rzek sudeckich. Fluvial processes in winter, with examples from small Sudetic rivers. *Geol. Sudetica*, vol. 14, nr 1, s. 125–157.
 - 1980: Fluvial processes on the wet Miskowice Fan. Part I: Erosion and erosional landforms. Procesy fluwialne na "mokrym" stożku Miskowic. Część I. Erozja i formy erozyjne. *Ibidem*, vol. 15, nr 1, s. 67–121.
 - 1981: Czwartorzęd, [w:] *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów, arkusz Lubawka*. J. Don (red.), s. 55–63. Wyd. Geol., Warszawa.
 - 1984: Procesy fluwialne i rozwój koryta górnego Bobru na odcinku badawczym w Błażkowej (1967–1982). The River Bóbr in the Błażkowa study reach (Central Sudetes): A study in fluvial processes and fluvial sedimentology. *Geol. Sudetica*, vol. 19, nr 1, s. 7–71.
 - 1985: Mady dolin sudeckich. Część I: Ogólna charakterystyka środowiskowa (na przykładzie zlewni górnego Bobru). Recent overbank deposits in the Sudetic valleys, SW Poland. Part II: General environmental characteristics (with examples from the upper River Bóbr drainage basin). *Ibidem*, vol. 20, nr 1, s. 113–195.
 - 1986: Fluvial processes on the wet Miskowice Fan. Part II: Sediment transport, with special reference to the August 1977 flood. Procesy fluwialne na "mokrym" stożku Miskowic. Część II: Transport osadu ze szczególnym uwzględnieniem powodzi w sierpniu 1977 roku. *Ibidem*, vol. 21, nr 2, s. 1–45.
 - 1988: Mady dolin sudeckich. Część II: Wybrane zagadnienia metodologiczne. Recent overbank deposits of the Sudetic valleys, SW Poland. Part II: Selected methodological problems. *Ibidem*, vol. 23, nr 1, s. 65–101.
- TRIMBLE S.W., 1975: Denudation studies: Can we assume stream steady state? *Science*, vol. 188, s. 1207–1208.
- VANONI V.A., 1946: Transportation of suspended sediment by water. *Trans. Am. Soc. Civ. Engrs.*, vol. 111, s. 67–133.
- VITA-FINZI C., 1969: *The Mediterranean Valleys*. Cambridge University Press, Cambridge.
- 1972: Supply of fluvial sediment to the Mediterranean during the last 20,000 years, [w:] *The Mediterranean Sea*, D.J. Stanley (red.), s. 43–46. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pa.
 - 1974: Age of valley deposits in Périgord. *Nature*, vol. 250, no. 5467, s. 568–570.
 - 1975: Chronology and implications of Holocene alluvial history of the Mediterranean Basin. *Biul. Geol.*, vol. 19, s. 137–147.
- WELCH P.S., 1952: *Limnology*. Wyd. 2. McGraw-Hill, New York.
- WOLMAN M.G., EILER J.P., 1958: Reconnaissance study of erosion and deposition produced by the flood of August 1955 in Connecticut. *Trans. Am. Geophys. Union*, vol. 39, s. 1–14.
- WOLMAN M.G., LEOPOLD L.B., 1957: River floodplains: Some observations on their formation. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 282-C. s. 87–107.

DODATEK (APPENDIX) I

Profile litologiczne osadów pozakorytowych dolnej Złotnej zdeponowanych subaerialnie w górnej części stożka Miskowice przez powódź w sierpniu 1977 r. (przykłady)

Lithological profiles of the extra-channel deposits of the lower River Złotna accumulated subaerially on the upper part of the Miskowice Fan by the August 1977 flood (examples)

	Mięszczość Thickness [m]	Odległość Distance from channel [m]	Mezośrodowisko Mesoenvironment	Warstwowanie Bedding	Charakterystyka litologiczna* Lithological characteristics	
1	0,005	3	Trawiasty wał brzegowy, część wewnętrzna Grassy natural levee, inner part	Gr	S - FS - VCS	
2	0,007	4		Gr	S - VFS - MS - (VCS+G)	
3	0,009	5		Gr	FS - CS - (VCS+G)	
4	0,012	4		Gr	FS - MS - CS - (VCS+G)	
5	0,076	8		Gr	S - FS - (MS+VCS)	
6	0,12	5		H	CS - (VCS+G)	
7	0,19	4		Gr	VCS - G - (P+G+CS)	
8	0,43	7		L x-s	MS - CS - (CS+G)	
9	0,28	9		L x-s	CS - (VCS+G)	
10	0,42	14		Stok wału brzegowego (zewewnętrzny)	Gp	S - MS - (VCS+G) - (P+G) - (G+VCS)
11	0,31	21	Natural levee, outer slope	Gr	FS - CS - (VCS+G) - (P+G)	
12	0,45	17		Gn	(G+P) - VCS - CS	
13	0,13	28		Gp	S - FS - CS - (VCS+G) - MS	
14	0,29	26		Gp	FS - MS - VCS - (P+G) - VCS - MS	
15	0,19	19		H	(P+G+VCS)	
16	0,12	29		Gp	S - FS - (CS+G) - (G+P) - VCS	
17	0,06	15		Gp	S - FS - CS - (G+P) - VCS	
18	0,12	34		Gn	(P+G) - (VCS+G) - MS	
19	0,28	13		Gp	FS - CS - (VCS+G) - P - VCS - MS	
20	0,31	18	Równia zalewowa, teren płaski Flood plain, flat surface	Gp	S - FS - CS - (VCS+G) - CS - MS	
21	0,065	45		Gp	S - FS - VCS - MS - FS	
22	0,09	68		Gp	S - FS - (VCS+G) - MS - FS - S	
23	0,16	39		Gr+L x-s	S - FS - MS	
24	0,11	85		Gp	S - FS - MS - CS - MS - S	
25	0,035	240		Gn	CS - MS - S	
26	0,055	280		Gp	S - FS - MS - FS - S	
27	0,11	340		Równia zalewowa, opuszczone koryto	L x-s	CS - (VCS+G)
28	0,09	290		Flood plain, abandoned channel	LH ?	MS
29	0,045	305			H	FS - MS
30	0,018	330	Basen powodziowy	Gr ?	(S+VFS)	
31	0,004	360	Flood basin	H ?	(S+C)	

* Uziarnienie osadu od spągu ku stropowi. C - il; S - pył, muł; VFS - piasek bardzo drobnoziarnisty; FS - piasek drobnoziarnisty; MS - piasek średnioziarnisty; CS - piasek gruboziarnisty; VCS - piasek bardzo gruboziarnisty; G - żwirek, 2-4 mm; P - żwir 4-64 mm; (VCS+G) - piasek bardzo gruboziarnisty ze żwirkiem itp. Warstwowania: Gn - normalne uziarnienie gradacyjne; Gr - odwrócone uziarnienie gradacyjne; Gp - pensymetryczne uziarnienie gradacyjne; L x-s - laminacja skośna (riplemarkowa, mikrodeltowa, laminacja skośna cieni sedimentacyjnych); Lh - laminacja subhoryzontalna; H - brak struktury - osad względnie jednorodny.

Changes in grain-size from bottom to top. C - clay; S - silt, mud; VFS - very-fine sand; FS - fine sand; MS - medium sand; CS - coarse sand; VCS - very coarse sand; G - granules; P - pebbles; (VCS+G) - very-coarse sand mixed with granules and so on. Bedding: Gn - normal graded bedding; Gr - reversed graded bedding; Gp - pensymmetrical graded bedding; L x-s - cross-lamination (ripple-, microdelta- or sediment shadow type); Lh - subhorizontal lamination; H - lack of structure - relatively homogeneous deposit.

DODATEK (APPENDIX) II

Profile litologiczne osadów pozakorytowych dolnej Złotnej zdeponowanych subakwalnie w dolnej części stożka Miskowice (zbiornik Bukówka zalany w czasie powodzi w sierpniu 1977 r., przykłady)

Lithological profiles of the extra-channel deposits of the lower River Złotna accumulated subaqueously on the lower submerged part of the Miskowice Fan (Bukówka Reservoir, half-full during the August 1977 flood, examples)

	Mięszość Thickness [m]	Odległość od koryta Distance from channel [m]	Mezoośroowisko Mesoenvironment	Warstwowanie Bedding	Charakterystyka litologiczna * Lithological characteristics
1	0,14	6	Trawiasty wał brzegowy, część wewnętrzną Grassy natural levee, inner part	Gr	MS - CS - (VCS+G) - (P+G)
2	0,006	4		Gr	FS - MS - (CS+G)
3	0,015	5		Gr	FS - CS - (VCS+G)
4	0,08	7		Gp	S - FS - CS - (VCS+G) - CS
5	0,09	2		Gp	S - FS - CS - (VCS+G) - MS
6	0,11	1		Gr	S - FS - MS - CS
7	0,26	5		Wał brzegowy porośnięty wikliną Natural levee, osier beds	Gp
8	0,31	7	Zewnętrzny stok wału brzegowego Outer slope of natural levee	Gr	MS - CS - VCS - (G+P)
9	0,14	9		Gn	G - (VCS+G) - MS
10	0,08	10		Gp	MS - CS - (VCS+G) - MS
11	0,36	5		Gp	CS - (VCS+G) - (P+G) - (CS+G)
12	0,45	4		Gr+L x-s	S - MS - (VCS+G) - P
13	0,12	8		Gp	MS - CS - (VCS+G) - CS
14	0,09	16		L x-s	CS - (VCS+G)
15	0,28	26		Gr+L x-s	S - MS - CS - (VCS+G)
16	0,06	21		Lh	CS
17	0,175	31		Gr+L x-s	S - MS - CS - (VCS+G)
18	0,05	37	Gn	CS - FS - S	
19	0,03	41	Gp	S - MS - CS - (FS+S)	
20	0,05	61	Gp	S - FS - MS - FS - S	
21	0,02	86	Równia zalewowa Flood plain	Gn	FS - S - (S+C)
22	0,015	116		H	(FS+S)
23	0,025	71		Lh	(S+FS)
24	0,009	140		Gn?	S - C
25	0,004	265		H	(S+C)

* Objaśnienia symboli jak w dodatku I.

Explanations to symbols as in appendix I.

RECENT OVERBANK DEPOSITS OF THE SUDETIC VALLEYS, SW POLAND. PART III: SUBAERIALY AND SUBAQUEOUSLY DEPOSITED OVERBANK SEDIMENTS IN THE LIGHT OF FIELD EXPERIMENT (1977-1979)

Andrzej Karol TEISSEYRE

Institute of Geological Sciences, the University of Wrocław,
ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław

Summary

ABSTRACT. A catastrophic flood in the Sudetes, SW Poland, in August 1977, afford a good opportunity to realize a project concerning field investigations into extra-channel processes and deposits characteristic of gravel-bed rivers draining flat-floored valleys. The investigations have been carried out at several localities in the watershed of the upper River Bóbr and, particularly, on the Miskowice Fan, at the mouth of the River Złotna, a tributary to the upper Bóbr. The experimental plot was situated partly within the pool of a dry flood-detention reservoir (the Bukówka Reservoir on the upper River Bóbr). During the August 1977 flood, the reservoir was half-full and a shallow lake (maximum depth ca. 6 m) developed within the pool for several days. Thanks to this it was possible to investigate simultaneously processes occasioned by flood-generated flows in two distinct environments: under typically fluvial i.e., subaerial conditions (beyond the backwater limit) and in the shallow lake – under subaqueous conditions.

During the flood, density currents were operating within the lake running along river channels (including the Rivers Złotna, Dębica, and Bóbr) towards the bottom sluice in the Bukówka Dam, which was open throughout the flood. Their activity was by no means restricted to the river channels, because density currents overtopped the channel banks running across the submerged natural levees and in part also penetrated adjacent flood plains. The currents were induced in the lake by flood flows heavily laden with sediment. It has been found that morphological results of the activity of density currents were indeed similar to those of "normal" flood flows working subaerially (i.e., outside the lake).

The paper deals with gravelly, sandy, and muddy deposits laid down subaerially by the lower River Złotna. The deposits are compared with analogous sediments accumulated subaqueously on the lake's bottom due to the activity of density currents. The origin of the majority of landforms and deposits described in the paper was monitored in the field during the flood. It has been found that subaerially and subaqueously deposited extra-channel sediments are represented by the same facies (gravels, sands, and muds). In both the cases depositional landforms have similar sizes and planforms. Also, they reveal the same internal structures with pensymmetrical graded bedding and/or reversed graded bedding as the most common ones. In both the environments the extra-channel deposits were composed of detrital materials that were transported within the channel as the suspended and/or saltation load. Locally, the coarsest gravels of the river's load were brought out from the channel bed, through gentle outflow crevasses, onto the natural levees.

The results of granulometric analyses are presented, among others, on the C-M Passega diagram. Two genetic classes of the extra-channel sediments, namely suspended and saltation load deposits have been distinguished on the basis of

direct field observations. A 2-year field experiment (1977-1979) has been also realized in order to investigate early post-depositional changes of the extra-channel deposits occasioned by exogenic agents including rain, infiltration, insolation, frost, wind, and the mechanical activity of organisms (plants, animals, man). In relatively a short time span of several months the agents lead to an advanced homogenization of the majority of fine-grained extra-channel deposits (excluding thicker accumulations of coarse sand and gravel). As a result these are progressively incorporated with the upper part of a soil profile. Good chances to be preserved in a fossil record have landforms (and deposits) composed of gravel and coarse sand: the coarser and thicker the deposits the better the chances. Depositional forms composed of mud have practically no chance to be preserved as individual units unless covered by sand and/or gravel.

Despite of the difficulty that the early post-depositional modifications make the overbank deposits homogeneous and that subaqueously deposited sediments are structurally similar to those accreted subaerially, it is possible to interpret the origin of the majority of Holocene deposits exposed within the Sudetic valleys. The actualistic application of the results of field experiment to (sub)fossil deposits has been tested with the profile of the Holocene fluvial deposits in Miskowice as an example. The profile involves a top horizon of cohesive overbank deposits containing so-called "agricultural muds" and "industrial muds" dated from the Middle Ages, and a bottom horizon of Subatlantic gravels with tree trunks. The overbank deposits reveal features indicative of having been accumulated on the natural levees, flood plains, flood basins, and abandoned channels that existed on a deforested (grassy) surface of the Miskowice Fan. It has been also found that at least major mesoenvironments of the extra-channel zone as well as their deposits can be mapped on a topographic map at a scale 1:10 000.

Field data gathered during the August 1977 flood, summarized on the ground of principles of fluid mechanics, have enabled the author to elaborate a model for deposition of the extra-channel sediments accumulated by a gravel-bed river in its flat-floored valley. According to the model two mud facies (i.e., upper and lower mud facies) may develop within the extra-channel areas owing to high floods. In the zone of the natural levees, the two mud facies are commonly separated by sands and gravels. The extra-channel deposits attain a maximum thickness between the crest of the natural levee and its outer margin. This is true particularly of sands and gravels. The model may be applied to present-day or (sub) fossil overbank deposits accumulated by gravel-bed rivers of suspended- or mixed-load type, draining deforested (mostly grassy) flat-floored valleys under a wet temperate or cold (paleo)climate.

INTRODUCTION

The catastrophic flood of August 1977 in south-western Poland offered a good opportunity to realize a project for field experiment into the extra-channel fluvial processes. The project was limited to gravel-bed rivers of the upper River Bóbr watershed in the Central and Western Sudetes, south-western Poland (Fig. 1). Rivers investigated may be character-

ized as suspended-load sinuous or meandering gravel-bed streams. Within the area of deforested or cultural landscape (generally below ca. 600 m a.s.l.), the rivers drain flat-floored valleys underlain by well-developed fining-upwards sequences dating from Holocene. The cohesive topstratum deposits of the sequences occur as a continuous bed 0.25 to 3.5 m thick.

The field experiment was carried out in a small study plot (ca. 1 km²) situated within the valley of the upper River Bóbr immediately upstream from the Bukówka Dam (including parts of the valleys of the Rivers Złotna and Dębica, Fig. 1). Part of the study plot was located within the pool of the Bukówka Reservoir, which prior to 1978 was a dry flood-detention reservoir (Fig. 1, 6). The bottom sluice of the dam was situated at the ground level. The reservoir was partly filled only during high floods; during the August 1977 flood it was half-full working with its bottom sluice open.

The location of the study plot partly within the backwater limit of the reservoir and partly above it enabled the author to investigate simultaneously the processes of flood flows operating in a "normal" fluvial environment (i.e., subaerially in the flooded valleys) and in a shallow lake, in which flood-generated density currents acted subaqueously. It is well known since the pioneer work by Forel (1885, 1887, 1892, 1895) that flood-generated density currents may operate subaqueously on submerged slopes of deltas growing into mountain lakes. In fact, the currents are working in a manner similar to that typical of "normal" flood flows acting subaerially on the natural levees and flood plains (channel processes are not considered here). In other words, questions to be answered are: May the extra-channel deposits be accumulated subaqueously in a shallow short-lived lake or not? And, if so, are

they similar to or distinct from "normal" overbank deposits originated subaerially? Is it possible to identify the subaqueously accumulated sediments in fossil deposits?

These are important questions because it is evident that in mountains like the Sudetes high floods generate short-lived shallow lakes that may occupy part or even the whole intramontane basins, sometimes tens of kilometres long. Such lakes have been observed by the author during the catastrophic floods of 1958 and 1977 and other examples are known from the literature (e.g., *Die Hochwasserkatastrophe... 1897*). During the 1897 flood, such a lake was formed in the Kottlina Jeleniogórska Basin (Western Sudetes, Jelenia Góra vicinity). The lake was some 40 km long and up to 11 m deep (*Die Hochwasserkatastrophe... 1897*). It is evident that during high floods water is dammed up naturally by relatively narrow gorges merging the successive intramontane basins. During the catastrophic flood of 1897, water was dammed up by the Borowy Jar Gorge, north-west of Jelenia Góra. Although in the author's own field experiment flood water was dammed up artificially by the Bukówka Dam, the processes and their results were similar to and comparable with those characteristic of the naturally formed shallow lakes. And, to some degree at least, it is warranted by the fact that the bottom sluice of the dam was open throughout the flood.

GENERAL CHARACTERISTICS OF STUDY REACHES MISZKOWICE 1 AND 2 AND BUKÓWKA 1

The sites considered were located in the lower part of the River Złotna valley, east of Miskowice, and within the valley of the upper River Bóbr, immediately upstream of the Bukówka Dam (Fig. 1). During the August 1977 flood, the Bukówka Reservoir was half-full and the backwater limit attained a maximum altitude of 520.5 m a.s.l. (Fig. 1, 6; the altitude of the bottom sluice was 514.0 m a.s.l.). Despite of the fact that the bottom sluice was open throughout the flood a shallow lake originated within the pool, because inflow exceeded many times outflow; the lake existed over a 3-day period.

The backwater limit divided the experimental plot into two parts: an upper part in which the flood waves operated subaerially (site Miskowice 1, Fig. 1, 6) and a lower part, which was occupied by the lake. During the flood, heavily laden flood waters entering the lake gave rise to the formation of density currents that passed on the lake's bottom running along submerged river channels (of the Rivers: Złotna, Bóbr, and Dębica) as well as on their natural levees and some adjacent parts of flood plain (sites Miskowice 2 and Bukówka 1, Fig. 1, 6).

The lower River Złotna is a small gravel-bed river with a mean annual discharge \bar{Q} ca. 0.5 m³ s⁻¹ (Teisseyre 1980, 1986). Mean slope of the channel of the lower Złotna was $S = 0.011822$ (mean slope ranged from $S = 0.008333$ in the upper part of the study stretch to $S = 0.041667$ in the steepest mid-fan portion of the study area, Fig. 6). Sinuosity of the quasi-natural channel of the lower Złotna was $P = 1.25$ (range 1.1 to 2.0). The lower River Złotna is a suspended-load stream (Teisseyre 1986). Even in an extremely wet water year 1976/77 the river was a bed-load stream only for 3 days and a mixed-load stream for 6 days. The suspended load was transported

ported by the river during ca. 6 months (Teisseyre 1986).

The upper River Bóbr is a small gravel-bed river (mean annual discharge above the Złotna mouth is ca. $Q = 0.4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). It occupies a wider and gentler valley the slope of which varies from $S = 0.006048$ to $S = 0.007692$ (within the experimental plot, Fig. 6). The quasi-natural channel of the river is meandering with $P = 1.5$ to 2.5.

In June and July 1977, shortly before the flood, the river channels were examined in detail (within the limit of the experimental plot). The investigations included plans of selected study reaches, levelled cross-sections through the channels, bars, banks, and levees, bank profiles, descriptions, photographs, and drawings. Samples were also collected from the channel, bar, and bank deposits.

During the flood, bankfull discharge was exceeded on July 31, 1977 (late afternoon; Q_b is here ca. 12–15 m³ s⁻¹; cf. Teisseyre 1979a, 1980, 1985, 1986). A discharge higher-than-bankfull occurred more than 2 days.

The most important modification occasioned by the flood was plugging of the original sinuous Złotna channel with gravel (between sites 10 and 13, Fig. 1; cf. also Teisseyre 1980, Fig. 5). The plug was over 130 m long and its volume exceeded 2000 m³ of gravel. It developed on the steepest central portion of the Miskowice Fan immediately downstream from the point of intersection. As a consequence the central part of the fan was covered with a sheet of gravel and coarse sand and an active braided pattern of shallow channels developed (Pl. II, 2, 4; cf. Teisseyre 1985, Fig. 12b). The system of shallow braids existed till June 1978 when a new artificial channel was made by bulldozer.

EXTRA-CHANNEL FLUVIAL PROCESSES AND DEPOSITS - THE MISZKOWICE 1 STUDY REACH (SUBAERIAL CONDITIONS)

Description of sites. Natural levee, site 4 (see Fig. 1 for location). During the August 1977 flood, deposition occurred here in the channel as well as on the right natural levee including an abandoned mill-race running almost parallel to the river (Fig. 2, 3; Pl. I). Throughout the flood, the flood flow was strongly disturbed by willows growing on the right bank of the channel (*I* in Fig. 2). Part of the flood flow was diverted by the willows from the channel onto its right natural levee (Fig. 2, 3; Pl. I).

The reach has been re-investigated after the flood and the following modifications have been found (as compared with a pre-flood topography): 1° A mid-channel bar originated within the channel (Fig. 2; Pl. I, 1). The bar extended upchannel from the point of flow bifurcation, as a direct consequence of the deformation of flow; 2° A gentle outflow crevasse seen in the right bank of the channel was flooded with a layer of coarse gravel (large cobbles, boulders); flat fragments were imbricated (Pl. I, 2, 3). As a result a gentle crevasse ramp developed leading directly from the channel bed onto the natural levee; 3° Part of the natural levee situated between the right bank and the mill-race was not covered by gravel (Fig. 2, 3). During the flood, only a thin layer of mud passing upwards into sand was accumulated here (reversed graded bedding). The deposit was trapped between grass blades laid low by the flood flow; 4° Despite of the fact that the inner part of the natural levee is gravel-free, part of the coarsest bed-load gravel escaped the channel during the flood. The gravel was transported in saltation over what is called here a transportation stretch of the natural levee and then deposited at the margin of the mill-race, under much more calm conditions (Fig. 2, 3; Pl. I, 4). The immersed weight of the largest clast deposited here was 3.5 kG.

It is interesting to compare bed shear stresses computed for the section illustrated in Figure 3. The results obtained for the peak discharge (on August 1, 1977) are the following: for the bed of the river channel $\tau_0 = 13.3 \text{ kG m}^{-2}$, for the bed of the mill-race $\tau_0 = 7.5 \text{ kG m}^{-2}$, and for the transportation part of the natural levee $\tau_0 \approx 27.4\text{--}32.3 \text{ kG m}^{-2}$ (for the marginal part of the mill-race shear stress could not exceeded the value of $\tau_{0\text{stab}} \approx 3.2 \text{ kG m}^{-2}$). The parameter $z = V_s / (V^* D)$ (V^* for the channel bed and mean size of the bed-load gravel ($D = 0.172 \text{ m}$) is $z = 9.44$, while that for the transportation part of the natural levee is $z = 6.59$. It is, therefore, both direct and indirect evidence that over the transportation stretch of the natural levee the gravel was indeed transported as the saltation load (for suspended load $z < 5$; Vanoni 1946).

The observations may be summarized as follows: 1° In a steep-slope gravel-bed river (here: $S = 0.010504$) flood flow may be competent enough to bring out from the channel even the coarsest bed-load gravel. The gravel may be transported in saltation over the inner or transportation part of the natural levee and deposited at some distance from the channel under more calm conditions (here: at the margin of the mill-race). A circumstance favouring the process is presence in the channel bank of a gentle outflow crevasse with a crevasse ramp linking the channel bed and the surface of the natural levee.

2° Both direct and indirect data seem to suggest that bed shear stresses for the transportation stretch of the natural levee are substantially greater than those for the channel itself. This is obviously a direct result of choking of the flood

flow by the river bank (in this zone the flood flow changes in character from axially-symmetric one in the channel to planar or two-dimensional one on the natural levee).

3° On the transportation stretch of the natural levee thin layers of mud and sand may be trapped by grass blades laid low by the flood. Such layers are as a rule inversely graded. The role of grass as a natural sediment trap is here evident. Moreover, deposition between grass blades may take place even under relatively large flow velocities of $2\text{--}3 \text{ m s}^{-1}$ as it has been found in many places along the River Złotna and the River Bóbr.

Natural levee, site 11. During 4 days of the August 1977 flood, relatively a widespread cover of sand and gravel was deposited between sites 10 and 13 (Fig. 1; Pl. II). The deposits have been monitored at site 11 over 3 days. During the first phase of the flood (July 31, late afternoon), a layer of mud passing upwards into sandy mud and sand was deposited between grass blades (layers 1 and 2 in Fig. 4). The following layer of sand passing up into fine gravel originated during the rising stage (till August 1, 1977; layer 3 in Fig. 4). The fine gravel was not filled with sand or mud ("openwork" deposit - unfilled underloose boundary). It has been found that the gravel was deposited by the peak discharge when flow velocity attained its maximum. The top layer (4 in Fig. 4) reveals a normal graded bedding and is composed of gravelly sand passing upwards into medium sand. The layer originated due to the falling stage and discharge (August 2-3, 1977). A micro-pavement seen at the top of the bed is the result of the last phase of the flood flow. The structure of the whole bed is thus characteristically pensymmetric graded - a typical product of an unsteady extra-channel flood flow. Recorded in such beds are successive changes in depth and velocity of the extra-channel flow and, consequently, changes in its local capacity and load. Other circumstances important for the deposition of such beds are: presence of grass cover, which favours deposition of mud during the first stage of the flood, and sudden emergence with falling stages, which accounts for the lack of the top mud layer. The deposit described may be thought as typical for grassy natural levees.

The character of the top surface of extra-channel deposits depends to a large extent on a local topography. Places, which are higher in relief, emerge suddenly, before the extra-channel flow is ceasing. Sands and gravels deposited previously in such places may become paved at the surface and as a rule are free from top mud drapes. Ripples - if formed during an earlier phase of the falling stage - are usually washed out and replaced by flat bed owing to diminution in depth combined with rather a large flow velocity (Froude number increases to the range typical of transitional flow with $Fr = 0.6\text{--}0.9$).

Natural levee, site 12. A bird-foot gravelly crevasse-splay deposit was formed here during the falling stage of the August 1977 flood (Fig. 5; Pl. II, 2-4, III, 3). The gravel was deposited directly on silted grass, after plugging of the adjacent Złotna channel. Maximum thickness of the deposit was 0.35 m and the total volume of gravel exceeded 30 m^3 .

Outer slope of the natural levee and the northern flood plain. The extra-channel deposits of the August 1977 flood were represented here by fine gravels and sands, sometimes mud-covered (outer slopes of the natural levees) and by fine-to-medium sands and muds on the flood plain

(Fig. 1). During the rising stage and discharge, a continuous thin layer of mud was deposited between grass blades. The deposit reveals reversed graded bedding and in many places passes upwards into fine sand. Laterally, the layer diminishes slowly in thickness. On the other hand, sand was deposited rather as local landforms including various types of crevasse splays and sediment shadows (Pl. III, 4). Among the first type one may distinguish micro-fans, microdelta-type embankments, and bird-foot accumulations.

During the falling stage and discharge another layer of mud was deposited covering the previously formed deposits with a discontinuous mud drape. Within the limits of outer slopes of the natural levee, the accumulation of the top mud is rather patchy and local in character. Maximum thickness of the top muds was found in local depressions situated near the river channel (thickness up to 7–8 cm after drying). Generally, the deposits reveal reversed graded bedding.

The observations gathered during the August 1977 flood seem to suggest that the presence of grass or other herbaceous plants is a prerequisite for deposition of mud on steep-slope extra-channel surfaces (here: S ca. 0.011). Indeed, grass blades laid low by a flood flow act as a very effective sediment trap even under relatively large flow velocities (here: $2\text{--}3\text{ m s}^{-1}$). Moreover, grass serves as a good protective cover sheltering very effectively the soil from erosion (Pl. III, 1, V, 2; Teisseyre 1985, Fig. 11, Pl. VII, 1; 1986, Pl. IV; 1988, Pl. I, 4, II, 3).

Characteristic of all the extra-channel deposits accumulated subaerially is the content of plant matter (plant fragments, wood pieces, leaves, cones, and other fragments of transported plant matter).

Structural characteristics of the extra-channel deposits of the August 1977 flood. After the flood, structure of the extra-channel deposits accumulated within the experimental plot (beyond the backwater limit) has been examined in 138 shallow trenches (see appendix I for examples). The deposits range in thickness from several millimetres in some inner parts of the natural levees and the distal flood plain to several decimetres in local depressions on the grassy natural levees. In osier beds overgrowing some natural levees several decimetres of gravel and/or sand have been also found. The deposits vary in grain-size from pebble-to-cobble gravel on the natural levees, through fine gravel and sand on the outer levee slopes, to fine sand and mud on the flood plain. The frequency of sedimentary structures observed is the following: pensymmetrical graded bedding with the coarsest deposit within the bed, 69 per cent; reversed graded bedding, 15.9 per cent; normal graded bedding, 8.0 per cent; structureless deposit (mud, sand), 5.1 per cent. A set of ripple cross-lamination has been found only in one place, at the top part of a gravelly sand revealing pensymmetrical graded bedding. In deposits showing pensymmetrical graded bedding the layer composed of the coarsest material lies within the bed, not uncommonly above the bed centre. A type of form-concordant chevron-like cross lamination is characteristic of sediment shadows originated on natural levees overgrown with willows or alder (2 cases combined with reversed graded bedding or pensymmetrical graded bedding).

The floating load and its deposition. The transportation of the floating load (mostly plant matter) is particularly characteristic of first phases of the rising stage. Peak discharge of the floating load is usually attained before the peak discharge of water (Teisseyre 1986). Low floods favour deposition of the floating load within the channel including

inner parts of the natural levees. Plant jams may be formed within the channel and plant ridges may develop along river banks or crests of the natural levees. During high floods, on the other hand, the floating load may be deposited rather within extra-channel areas including part of the natural levees and even the flood plain (Teisseyre 1984, Pl. II, 3, 4).

General remarks on the extra channel deposits accumulated subaerially. The subaerial deposition within the extra-channel zone is not always and not everywhere continuous. This is the result of local conditions of flow which, in turn, depend on such factors as: height and duration of the flood flow, kind and density of vegetation, local valley-floor topography, longitudinal slope of the valley and transverse slopes of the natural levees, distance from the channel, position of the channel within the flat valley floor and so on. It may be noted that the continuity or discontinuity of deposition during a flood event seems to be recorded by structural features of the deposit itself. Data gathered during the August 1977 flood in watersheds of the upper River Bóbr and the River Strzegomka appear to indicate that continuous deposition manifests itself primarily by pensymmetrical graded bedding with the coarsest material within the bed. Similarly, reversed graded bedding is characteristic of deposits accumulated with rising stages, while normal graded bedding is typical of deposits laid down with falling stages. Local disturbances in character of the extra-channel flow and/or oscillations in stage and discharge may be recorded by compound bedding (i.e., multiple pensymmetrical graded bedding or multiple normal graded bedding, pensymmetrical graded bedding with the finest deposit within the bed and so on). However, a combination of pensymmetrical graded bedding with ripple cross-lamination at the top of the bed is a rare case in the valleys flooded subaerially. This may be accounted for by the fact that flat moving bed may (and do) follow ripples if only depth of flow drops enough for stream power to exceed values typical of the upper limit of ripples' stability.

Deposits similar to those described from the Miskowice 1 study reach have been observed by the author in other Sudetic valleys of the upper River Bóbr and Strzegomka watersheds. The deposits may be thought to be typical of deforested (grassy) flat-floored valleys drained by suspended- or mixed-load gravel-bed rivers under a wet temperate or cold climate. The chief conclusions resulted of the field work may be listed as follows: 1° Grain-size of the extra-channel deposits seems to correlate with the flood hydrograph, particularly in sands and gravels. The coarsest materials are as a rule accumulated during the peak stage and discharge; the fact may be thought to be indicative of such (paleo)flow conditions. It applies particularly to beds of sand and gravel showing pensymmetrical graded bedding with the coarsest material within the bed; 2° Grain-size and thickness of the extra-channel deposits increase at first laterally from the channel margin to some point situated at or behind the levee crest and then decrease as the distance from the channel increases. The relationship is typical of high floods; 3° Deposits of the natural levees distinguish themselves by the richest assemblage of sedimentary structures; 4° The original content of mud in sands and gravels deposited on natural levees is low (with the exception of thin layers of sediment deposited during the first phase of the rising stage); 5° The character of surface of the extra-channel deposits depends on manner in which they are emerging with the falling stage. For example, ripples were commonly seen on rapidly emerging surfaces underlain by medium- or fine-grained sand (Pl. III, 1, 2, V, 1).

On slowly emerging sandy surfaces current lineation and current crescents prevail as a consequence of flat moving bed replacing ripples during the falling stage; 6° Erosional effects

of the extra-channel flows are limited mostly to crevasses and crevasse-channels and some local areas not protected by plants (e.g., on ploughed fields).

EXTRA-CHANNEL PROCESSES AND DEPOSITS FROM THE SHALLOW LAKE - THE MISZKOWICE 2 AND BUKÓWKA 1 STUDY REACHES

During the August 1977 flood, a shallow lake originated within the pool of the Bukówka Reservoir (Fig. 1, 6; Pl. IV, 1, 2). Maximum recorded depth of the lake was 6 m. At the peak discharge, the backwater limit ran along a contour of 520.5 m a.s.l. (Fig. 6). The bottom sluice of the dam was open throughout the flood. Despite of the fact the lake existed here for several days, because inflow exceeded several times outflow. Over a 3-day period (August 1-3, 1977), density currents generated by the flood flow were active within the lake travelling along submerged channels of the Rivers Złotna, Bóbr, and Dębica, towards the open sluice. Part of density current overtopped the natural levees and penetrated some adjacent flood plains as well. Along the channel of the River Złotna, density current was observed by the author on a distance of some 400 m from the backwater limit to a depth ca. 3 m. Specific weight for surface water from the lake was $\gamma_0 = 1001-1007 \text{ kG m}^{-3}$ and that from the lower River Złotna was $\gamma_0 = 1025-1050 \text{ kG m}^{-3}$.

At the backwater limit (site 25, Fig. 1, 6), no tendency to delta formation was observed. On the contrary, all detrital materials supplied to this site from above were carried further downstream by density current and transported along the submerged channel. In the lake, the material was deposited partly within the submerged channel (on point bars, lateral bars, and on the channel bed) and in part on the natural levees and the adjacent flood plain (Pl. V-VIII). The reservoir pool was re-investigated after emergence and it has been found that density currents worked in the submerged channels in a manner similar to that characteristic of flood flows under subaerial conditions. Part of the river's load was transported through the bottom sluice of the dam and carried out of the reservoir (suspended-, saltation-, and part of the bed-load including pebble gravel). Specific weight of water sampled behind the sluice was $\gamma_0 = 1003-1015 \text{ kG m}^{-3}$.

Description of sites. After the flood, no delta was found at site 25 and between sites 25 and 28, where the lower River Złotna crossed the backwater limit (Fig. 6). On the contrary, at site 26 the channel was substantially deepened due to erosional activity of density current concentrated in relatively a narrow channel with banks protected by trees. Further downchannel a slight aggradation has been found with a mean bed elevation ca. 0.1 to 0.3 m above that preceding the flood. At site 27 deposition occurred also on natural levees with the resultant bedforms very similar to those originated subaerially (Teisseyre 1980; Pl. VII, 3, 4).

Natural levee, site 30. The natural levees flanking the channel were covered by sandy and/or gravelly deposits some of them up to several decimetres thick. Of particular interest is, however, a microdelta-type bar accumulated subaqueously on the right natural levee (Fig. 6, 7; Pl. VI). The bar was composed of pebble gravel, paved at the surface (Pl. VI, 3, 4). Maximum thickness of the deposit was ca. 0.4 m (near the crest of the slip face). In the upcurrent part of the bar, the deposit was subhorizontally bedded, while a microdelta-type cross bedding prevailed within the central and the downcurrent part of it. Dip directions of foreset beds reveal large

dispersion with a typical bimodal distribution. The two modal classes are 10-30° and 120-140°.

The bar was composed of gravel, which within the channel was transported as the bed- and the saltation load. The gravel was carried out of the channel through a gentle crevasse seen in the right bank (Fig. 7; Pl. VI, 2). In a belt some 4-5 m wide, lying between the channel margin and the bar, a grassy surface of the natural levee was free from gravel (with the exception of a thin layer of mud and sand trapped between grass blades). This was simply a transportation stretch of the natural levee - a situation resembling closely that described from site 4 (subaerial conditions). The bar originated subaqueously at depth of ca. 2.0 m between August 1 and 2, 1977. The gravelly bar encroached in part upon an earlier sandy bar originated here during the first phase of the flood (July 31, 1977; Fig. 7).

Depositional landforms from the natural levees between sites 32 and 36, and B-1 to B-5 (Fig. 6). Similar depositional landforms including sheets of sand and gravel, sediment shadows, and bars have been also observed along the lower River Złotna (sites 32 to 36) and the River Bóbr (sites B-1 to B-5; Fig. 1, 6; Pl. VIII). Sheets of sand and fine gravel (granules) showing pensymmetrical graded bedding, some 7-12 cm thick, have been found even on the right bank of the River Bóbr at site B-1 (200 m upstream from the Bukówka Dam; the deposits have been accumulated at depth ca. 5-6 m).

It is clear from direct field observations that density currents that travelled along the channels of the River Złotna and the Bóbr worked in a manner resembling closely that known from subaerial conditions. Along outer cutbanks of sites 32-33, 36, B-5, and B-1, lateral erosion occurred as the result of the activity of density currents (Pl. VIII, 4). Some overhanging turf sheets were detached from the bank, and in some places pothole erosion resulted in deep holes in the channel bed and the lower part of the outer cutbank. Locally, density current escaping the channel was strong enough to erode the bank giving rise to the formation of subaqueously formed crevasses (Pl. VIII, 4). Such crevasses have been observed on banks which prior to the flood were not crevasse and relatively even. At the inner banks (sites 32, 33, 36, B-5, B-3, B-1), deposition of gravel and sand occurred on point- and lateral bars. The deposits were very similar in shape, grain-size, and internal structure to analogous deposits accumulated subaerially.

Structural characteristics of the subaqueously accumulated extra-channel deposits. After emergence, structure of the deposits has been investigated in 111 shallow trenches (see appendix II for examples). The frequency of structures noted is the following: pensymmetrical graded bedding with the coarsest material within the bed, 37 per cent; reversed graded bedding, 17.1 per cent; normal graded bedding, 10.8 per cent; pensymmetrical or reversed graded bedding combined with a set of cross laminae at the top, 18 per cent; microdelta-type cross lamination, 9.9 per cent; subhorizontal lamination, 3.6 per cent; structureless deposit, 3.6 per cent (see Pl. VII for microdelta-type cross lamination). The

subaqueously accumulated deposits do not contain floating materials (mostly plant matter) within the beds.

Directional structures. After emergence, orientation of directional structures has been measured on the extra-channel areas situated between the dam and the backwater limit. The results are shown in Figure 8. The dispersion of directions is large but symmetrical with respect to the mean downfan direction (D in Fig. 8) and the mean downchannel direction (K in Fig. 8). It has been also found that the fan-like distribution in dip directions of cross-laminae indicates deflection of density currents occasioned by transverse slope of the natural levees. The transverse slope of the natural levees was much greater than the mean downvalley slope. As a result density currents were deflected to the left (north) on the left natural levees and to the right (south) on the right natural levees.

Conclusions. The subaqueously accumulated extra-channel deposits are represented by the same facies as those laid down subaerially (i.e., gravels, sands, and muds). In both the cases depositional landforms are comparable in size and shape. Also sedimentary structures are similar with the exception that ripple- and/or microdelta-type cross lamination is

more frequent in the subaqueously accumulated deposits. Thus the identification of subaqueously formed sediments in fossil deposits is not an easy job. In fact, such deposits have been not reported from Holocene profiles known from the Sudetic valleys, a situation standing in a marked contrast with the well-known fact that large lakes do (and did) develop here during each high flood.

During high floods, water is dammed up by relative narrow gorges situated between successive intramontane basins. This results in submergence of part or the whole intramontane basins, which for several days at least may be transformed into shallow lakes. For example, during the catastrophic flood in July–August 1897, a lake originated within the Kotlina Jeleniogórska Basin (*Die Hochwasserkatastrophe... 1897*). The lake was up to 40 km long and its maximum depth was 11 m. It is obvious that deposits of such shallow lakes may be (and are) preserved in the geologic record; they are not identified, however. In this work, a normally dry flood-detention reservoir has been used as a model simulating processes that may be expected to occur in the naturally formed shallow lakes.

GRAIN-SIZE DISTRIBUTION OF THE EXTRA-CHANNEL DEPOSITS OF THE LOWER RIVER ZŁOTNA

Of several tens of samples collected from the deposits originated during the August 1977 flood, 19 have been selected for laboratory investigations including granulometric analyses. The samples represent all textural varieties that have been identified in the course of field and laboratory investigations. The results of granulometric analyses are shown in Figures 9 and 10 and in Table 1.

Direct field observations and measurements have enabled the author to divide the deposits into two categories including those deposited from the saltation load of the river, and those derived from the suspended load of the river. During peak stages and discharges, the two types of the river's load were separated by the grain-size of ca. 8 mm (Teisseyre 1986). The value is of local importance only as it depends on local conditions of flow (particularly a local intensity of turbulence). If so, genetic fields that may be distinguished on the Passega $C-M$ diagram (Fig. 10) are also of local importance and their position will vary with changes in stream power.

The extra-channel deposits originated from the saltation load of the river are usually moderately well sorted, tightly packed, and originally not filled with fine material or matrix (Table 1). The original content of mud in the deposits investigated does not exceed 2 per cent (by weight).

Deposits accumulated from the coarsest suspended load ($D > 0.50$ mm) contain originally less than 2 per cent mud (by weight) and are badly sorted. Deposits of the coarse suspended load (0.10 mm $< D < 0.50$ mm) contain 2–10 per cent mud and are badly sorted. Deposits originated from the fine suspended load (0.04 mm $< D < 0.10$ mm) contain 40–60 per

cent mud and are badly to very badly sorted. Deposits laid down from uniform suspensions ($D < 0.04$ mm) contain more than 90 per cent mud and are very badly sorted. The finer the grain-size the greater the content of mud and the worse the sorting (Tab. 1, Fig. 9).

At two sites, 10 and 13 (Fig. 1), sands accumulated by the August 1977 flood were re-sampled 5 years after the flood (in 1982). Granulometric analyses of the samples have revealed increase in mud content from an original value between 0.5 and 1.0 per cent to 2.5 and 7.0 per cent by weight, respectively. The deposits were observed throughout the 5-year period and after the August 1977 flood were not inundated. Consequently, the increase in mud content is here interpreted as the result of chemical weathering of highly unstable detrital materials (the sands are lithic arenites rich in rock fragments, mica, chlorite, amphibole, feldspar, and poor in quartz).

Both field and laboratory investigations presented in this work seem to suggest that the natural levee deposits accumulated by a steep-slope gravel-bed river are mostly arenites and orthogravels, which originally are poor in matrix or even matrix-free. However, the character of the deposits may be strongly altered due to soil-forming processes (including chemical decomposition) and the activity of man (including ploughing). The processes may convert the original "ortho" deposits into secondary wackes or diamictites. The only exception to this rule are fine-grained muddy sands (mud facies), which may have the character of a primary wacke.

EXTRA-CHANNEL DEPOSITS FROM OTHER LOCALITIES

After the August 1977 flood, the extra-channel deposits have been investigated in a number of study reaches situated along the Rivers Bóbr and Strzegomka and their tributaries (cf. Teisseyre 1985; Fig. 1). Generally, the deposits were

similar to those described above with the exception of gravelly ridges that seem to be characteristic of the natural levees overgrown with trees (Fig. 11).

EARLY POST-DEPOSITIONAL MODIFICATIONS OF THE EXTRA-CHANNEL DEPOSITS

After emergence the extra-channel deposits are subjected to the activity of exogenic processes which may be genetically unrelated to the flood flow. The processes include raindrop activity, infiltration, drying, winnowing, freezing-up and thawing, and the activity of biosphere (plants, animals, man). Raindrop activity combined with winnowing may destroy delicate mud curls very quickly. Millimetre-thick mud layers are also very effectively destroyed by the processes and within a period of several weeks may disappear from the surface owing to splash and infiltration. Thicker but cracked mud layers are disturbed by soil-living animals, roots of plants and so on. However, a particularly effective process of destruction of the original mud is repeated freezing-up and thawing.

During late autumn and early winter, freezing of a wet mud produces ice crystals in the surface layer of the deposit and in some places needle ice is also growing. In winter, however, a wet mud freezes up throughout and a network of ice veins originates with veins running generally parallel to the surface. Also, irregular aggregates of ice crystals may develop being scattered throughout the deposit. On thawing the ice-penetrated cohesive deposit becomes converted into a sloppy mixture of soil and water. The process of freezing/thawing of muddy deposits destroys the original structures that might have been inherited from a flood event. In spring, the structureless mixture of soil and water becomes soon incorporated with the upper part of the soil profile. In the experimental field, the majority of mud deposits left by the August 1977 flood lost their original character during the first winter after the flood (1977/78) and after two successive winters no mud layers could have been identified (unless covered by sand or gravel).

On the other hand, depositional forms composed of sand and/or gravel have good chances to be preserved in a fossil record. Thin accumulations of sand or gravel (up to several centimetres thick) may easily be overgrown with grass, which prevents them from destruction. Thicker accumulations may

remain bare even for several months (if not destroyed by animals or man). A technique commonly applied by farmers in reclamation of meadows covered by thicker accumulations of sand or gravel is ploughing. Ploughing produces an artificial soil or mixture of mud with sand, pebbles, and rock fragments. Such artificial diamictites have nothing in common with the original flood deposits and in profiles of fossil deposits may be indicative of the activity of man. Similar deposits have been frequently observed by the author in numerous profiles of the Sudetic Holocene fluvial deposits (see, for example, Figure 16A — from the site at Miskowice, showing a subfossil man-made diamictite).

Plant fragments and transported tree trunks are commonly observed after each flood both on grassy and tree-overgrown extra-channel areas. Their chances to be preserved in fossil deposits are rather poor in the mountains (permeable soils, water table 1–3 m below the surface) and, in fact, tree trunks have been rarely observed in exposures showing fine-grained, cohesive Holocene alluvia. On the other hand, tree trunks, plant fragments as well as thin layers of peat are commonly encountered in Holocene gravels, which underlie the extra-channel deposits. As a rule the gravels lie below the groundwater table.

The processes lead to rather a rapid modification of the majority of the extra-channel deposits, particularly those composed of mud and fine sand. As a result a homogeneous soil develops which may have little in common with the original fluvial deposit, particularly from structural and partly also from textural point of view. The soil-forming processes involve chemical decomposition and illuviation — a combination of which produces the so-called alluvial loam. According to preliminary investigations by the author the process of transformation of an original muddy deposit, through an alluvial mud and soil, to an alluvial loam may be completed rather quickly — in several hundred years at most (Teisseyre 1977a, 1981, 1984, 1985).

APPLICATION OF THE RESULTS TO GEOLOGICAL MAPPING AND STUDIES ON HOLOCENE FLUVIAL DEPOSITS

It may be easily demonstrated that at least main mesoenvironments (and their deposits) of the extra-channel zone listed by the author earlier (Teisseyre 1985) can be mapped on a topographic map at a scale 1:10000 (Fig. 12). Only such small mesoforms as crevasses or crevasse channels for instance cannot be drawn at this scale; however, their position may be indicated using simple symbols.

The results of the field experiment have been also applied to investigations into Holocene fluvial deposits. Here only cohesive overbank deposits will be considered (the deposits constitute the upper or topstratum member of the Holocene fining-upwards succession). A section analyzed in some detail is from a cutbank of a new artificial channel of the lower River Zlotna situated on the upper Miskowice Fan, site 10a (some 10 m north of site 10, Fig. 1). The profile is illustrated in Figure 13A–C. The following layers have been distinguished in the descending stratigraphic order.

Layer No. 1 (8 cm; Fig. 14) — light-brown very fine-grained sand showing reversed graded bedding (sample Z-1/82). The deposit was accumulated on a grassy natural levee during the August 1977 flood.

Layer No. 2 (1 cm) — dark-brown mud containing rotten grass blades. The deposit was accreted during the first

phase of the August 1977 flood. The total thickness of the deposit accumulated here during 3 days of the August 1977 flood was 9 cm.

Layer No. 3 (29 cm) — brown structureless soil passing downwards into sandy loam (samples: Z-2/82 from the top part and Z-3/82 from the bottom part of the layer). The deposit accumulated during last eighty years (1897–1977) at a mean rate of 0.0036 m yr^{-1} .

Layer No. 4 (7–10 cm) — brown sandy gravel composed of pebbles and small cobbles, in places rusty (sample Z-4/82). Imbricated flat pebbles indicate a north-easterly paleoflow. The deposit is interpreted as a gravelly sheet accumulated on a grassy natural levee. The gravel dates from the July–August 1897 flood (on the basis of artefacts and the published description of the flood, *Die Hochwasserkatastrophe...* 1897).

Layer No. 5 (11–15 cm) — brown alluvial loam (sample Z-5/82) containing 3 laminae of sand each 1–2 cm thick. Sands reveal reversed graded bedding. The deposit is thought to be accumulated on a grassy natural levee and may be hypothetically dated from the 18th and 19th century.

Layer No. 6 (32 cm) — brown structureless alluvial loam (sample Z-6/82). Interpreted as a flood-plain deposit.

Layer No. 7 (34 cm) — brown alluvial loam (sample Z-

7/82). Contains 8–10 laminae of sand, 3–50 mm thick. Sands display reversed graded bedding. The layer has been observed in several other places (see Fig. 15B and 16A). Some 5 m to the south-west from the section described, a gravelly bar has been found embedded in the loam (Fig. 15A). The deposits are thought to be accumulated on a grassy natural levee. The bar might have been originated as chute bar at a crevasse mouth. The layer dates from the 15th to 17th century (pottery fragments).

Layer No. 8 (36 cm) — alluvial loam, brown at the top, dark-grey in the middle, and greyish-green at the bottom (samples: Z-8/82 and Z-9/82). The deposits are rich in clay fraction (Fig. 14, Table 2). A layer of transported charcoal fragments has been found 6 centimetres below the top. The middle dark-grey part of the loam is coloured by charcoal dust and numerous small charcoal fragments. In places transported tree trunks have been found within the loam as well as small plant fragments. Some 25 m to the north-east several stumps of young alder (up to 15 cm in diameter) have been observed in the lower part of the loam (these were rooted in the underlying gravel). Fragments of slag containing charcoal have been also found from other sections of the deposit. Dust and fragments of charcoal is characteristic of the majority of the fine-grained extra-channel deposits observed along the whole Zlotna valley. Charcoal was brought mostly from the source areas of the river (Fig. 17), where it was produced on a large scale during the Middle Ages (for iron- and copper-works in Kowary, some 5 km west from the source area of the River Zlotna; the smelting works are reported for the first time from the 12th century). The deposits are thus a good example of the so-called “industrial muds” according to terminology by Szczepankiewicz (1968, 1970). A mean rate of vertical accretion of the overbank deposits is 2.2 mm yr^{-1} (for the profile investigated).

Layer No. 9 (63 cm, bottom unknown) — greyish-green pebble-cobble gravel with tree trunks (Fig. 16B). This is interpreted as a deposit of the meandering gravel-bed Zlotna.

The results of granulometric analyses are shown in Figure 14 and Table 2 (see also Passega *C–M* diagram in Fig. 10).

At a distance of 35 m to the north-east, the top part of the gravels (layer No. 9) contains a well-developed channel-fill deposit accumulated in a channel some 4 m wide. At the bottom of the paleochannel, a 7-cm layer of peat was preserved lying below fine gravel and sand. A sample collected from the

peat has been investigated palynologically by dr Teresa Kuszell from Laboratory of Paleobotany, Institute of Geological Sciences, the University of Wrocław. The pollen assemblage is dominated by conifers with *Picea* (44.7 per cent), *Pinus* (15 per cent), and *Abies* (7.6 per cent) as the most frequent species. From deciduous trees the most abundant are *Alnus* and *Tilia*. Occurring in small amounts are *Ulmus*, *Quercus*, and *Corylus*. *Fagus* and *Carpinus* have been noted sporadically. The frequency of herbs does not exceed 3.3 per cent. Synanthropic and cultivated plants have not been found. According to dr T. Kuszell there is evidence for the Subatlantic age of the peat investigated.

Field evidence suggests that during deposition of the gravels (layer No. 9) an important palaeogeographic modification occurred within the lower Zlotna valley. This is manifested by a drastic facial change from the tree-bearing gravels, characteristic of the earlier Subatlanticum, to gravels and muds in the younger Subatlanticum or the historic period (here last 700 years). The muds constitute a well-developed horizon of cohesive overbank deposits involving both “agricultural” and “industrial” muds (terminology according to Szczepankiewicz 1968, 1970). Archaeological data seem to suggest that the modifications may be dated from the Middle Ages and are the result of the activity of man: deforestation of slopes and initiation of agriculture (here not before 12th century, *Historia Śląska* 1960). It may be also added that settlement of the area was completed practically as early as in 14th century and, at that time, a lower artificial timber line attained an altitude of ca. 600 m a.s.l. (which generally did not change till present).

It is suggested that these drastic modifications in land use must have been manifested by substantial changes in the character of river's load, which altered from the original mixed- or bed-load to the suspended-load type (cf. Teisseyre 1986). Deforested flat valley floors have been subjected to alluviation and the present-day situation, characteristic by the occurrence of the cohesive topstratum deposits, has been developed. The modification, in turn, resulted in river channel metamorphosis with relatively narrow sinuous or meandering streams replacing previous shallow, bed- or mixed-load rivers. These modifications, of unquestionable anthropogenic origin, are typical of the historical and present-day cultural environment that has replaced the original natural (forested) landscape of the Sudetes, developed during the Holocene.

A MODEL OF THE EXTRA-CHANNEL DEPOSITION FOR A GRAVEL-BED RIVER

Field investigations gathered by the author during several floods may be generalized on the grounds of fluid mechanics (principles of continuity, the transition problem, mechanics of sediment transport) into a model of the extra-channel deposition applicable to a flat-floored valley drained by a sinuous or meandering gravel-bed river (Fig. 19). The model may be applied to situations limited by the following restrictions: valley slope rather large but not so steep to prevent channel meandering, river's charge of the suspended- or mixed-load type, single-thread, sinuous or meandering channel type and pattern, deforested (grassy) extra-channel areas, wet temperate or cold (paleo)climate. The model explains lateral facial changes of the extra-channel deposits originated during high floods, which result rather in deep inundation of flat valley floors (depth of the extra-channel flow up to several decimetres at least). It is thus a qualitative model supplementary to the theoretical model of longitudinal facial changes,

which may be deduced from the work by Sundborg (1986).

According to the model, gravel and sand facies are restricted mostly to the natural levees (Fig. 19). Generally, grain-size and thickness of the deposits diminish as the distance from the channel increases. However, places of maximum thickness of the natural levee deposits do not accompany channel margins — they occur at some distance from it, near the levee crest or even on the outer levee slope. This is the effect of choking of the flood flow, which changes in geometry and character when escaping the channel and encroaching onto the natural levee. Due to the choking effect the extra-channel flow accelerates between the channel margin and the levee crest and this is why only a thin lamina of mud or sand may be accumulated here being trapped by grass blades (if present).

Within the zone of the alluvial ridge (including the two natural levees and the zone of active channel), two mud facies

may develop called here a lower and an upper mud facies. These correspond to the rising and the falling stage, respectively. The two mud facies are as a rule separated from one another by sands or gravels. This accounts well for the predominance within the extra-channel deposits of pendsymmetrical graded bedding, which seems to be characteristic at least of deposits of the natural levees and inner parts of the flood plain.

Additional data gathered in the field since the August 1977 flood seem to indicate that low and high floods may differ substantially in their morphological effects. In general, high floods result in vertical accretion and some lateral expansion of outer slopes of the natural levees, i.e., in widening and steepening of the landforms. Low floods, on the other hand, favour deposition on inner parts of the natural levees as well as on the river banks. A geomorphic consequence of the fact is a tendency to narrowing of the zone of the active channel and for the levee crests to migrate channelwards. The deposits are predominantly sandy or gravelly in the first case and muddy in the second one. Thus both morphology and lithology of the natural levees may reflect hydrologic regime of a river, the frequency of high- and low floods as well as type of the river's load.

The model accounts well for observed morphology of deforested Sudetic valleys. Characteristic of the Sudetic grassy valley floors are wide convex-up alluvial ridges including

relatively broad natural levees. Each natural levee may be up to 40 channel widths wide – a value much greater than the width of a meander belt (10–15 channel widths for a mature meandering pattern). Thus the natural levees may constitute up to 80 per cent of the total width of the alluvial ridge (*cf.* Teisseyre 1985, Pl. IV, 1).

The model may be applied to other fluvial (paleo)systems provided that satisfied are the restrictions listed above. Under natural conditions, similar effects may be expected with slightly a drier (paleo)climate or other conditions that prevent the development of thick forests (e.g., thick loess cover). With other external controls being constant, climate and vegetation appear to be decisive in determining the type and character of the fluvial system in general and the extra-channel areas in particular. Also, man-made modifications to the fluvial system may mimic those resulted naturally from climatic changes.

Acknowledgments. The author would like to thank Professor Józef Kazmierczyk from the Department of Archaeology, University of Wrocław, for identification of pottery fragments found in the Holocene deposits from Miskowice and for many helpful suggestions. Special thanks are due to Dr. Teresa Kuszell from Laboratory of Paleobotany, Institute of Geological Sciences, University of Wrocław, for palynologic analysis of peat from the site in Miskowice. The author is also indebted to Professor Alfred Jahn, who critically read the manuscript and made helpful suggestions.

Translated by A. K. Teisseyre

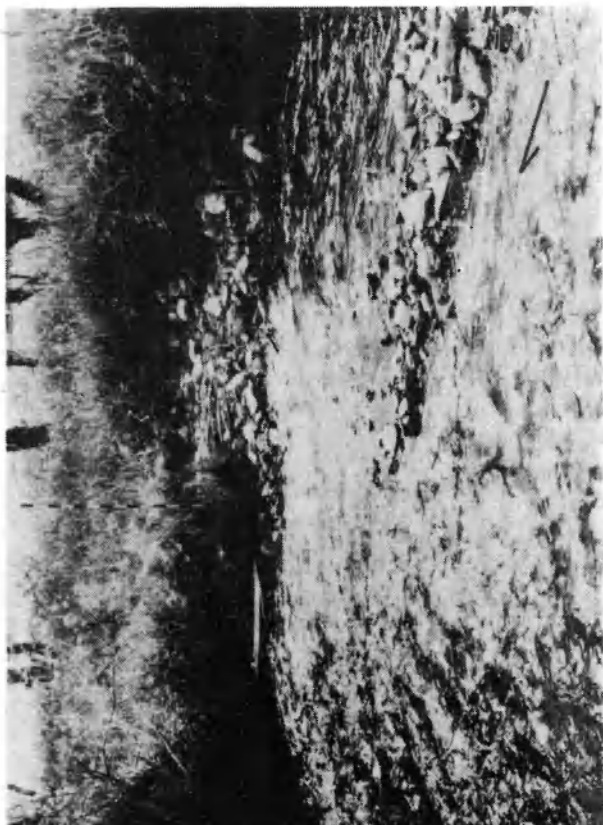
PLANSZE I OBJAŚNIENIA

PLANSZA I - PLATE I

Depozycja powodziowa w warunkach subaeralnych – górna część stożka Miskowic
Deposition occasioned by the August 1977 flood under subaerial conditions - upper part of the
Miskowice Fan

1-4. Dolna Złotna, punkt 4. Widoczne jest koryto Złotnej ze żwirową łachą boczną, łachą śródkorytową i krewasą łagodną w brzegu prawym (fot. 1), zbliżenie wlotu do krewasy (fot. 2) oraz wyścielająca krewasę warstwa zimbrykowanego żwiru (fot. 3). Na zdjęciu 4 pokazano grube żwiry zdeponowane na brzegu młynówki. Bliższe objaśnienia w tekście (por. zwłaszcza figury 2 i 3). Na tyczce skala co 10 cm. Zdjęcia z maja 1978 r.

The River Złotna, site 4 (location in Figure 1 in the text). Note the river channel with lateral bar and mid-channel bar and gentle crevasse in the right bank of the channel (photo 1). The crevasse ramp was floored with coarse gravel (cobbles, boulders, photo 2), partly imbricated (photo 3). Photo 4 shows coarse gravel deposited by the flood at a margin of the mill-race (see Figures 2 and 3 in the text). 10-cm scale on the levelling rod. Photos taken in May 1978



2



4



1



3

Andrzej Karol TEISSEYRE – Mady dolin sudeckich. Część III. Subaerialnie i subakwalnie deponowane osady pozakorytowe w świetle eksperymentu terenowego (1977–1979)

Recent overbank deposits of the Sudetic valleys, SW Poland. Part III. Subaerially and subaqueously deposited overbank sediments in the light of field experiment (1977–1979)

PLANSZA II - PLATE II

Depozycja powodziowa w warunkach subaeralnych – górna część stożka Miskowic
Deposition occasioned by the August 1977 flood under subaerial conditions - upper part of the
Miskowice Fan

1. Dolna Złotna, punkt 12. Warunki przepływu na wale brzegowym zarośniętym wierzbami. Stan opadający 2 sierpnia 1977 r. Widok w dół koryta. Na tyczce skala co 10 cm

The River Złotna, site 12. Conditions of flow on a natural levee overgrown with willows. Falling stage on August 2, 1977. View is downchannel. 10-cm scale on the levelling rod

2. To samo miejsce po powodzi (stan z maja 1978 r.). Widoczna jest żwirowa pokrywa wału brzegowego oraz fragment żwirowego glifu krewasowego. Widok w górę rzeki

The same place after the flood (photo taken in May 1978). Note gravelly sheet on the natural levee and part of the gravelly crevasse-splay deposit. View is upchannel

3. Fragment zakończenia żwirowego glifu krewasowego na styku naturalnego wału brzegowego, 15 m od koryta rzeki. Maj 1978 r.

Margin of the gravelly crevasse-splay deposit seen on a slope of the natural levee, some 15 m from the channel. May 1978

4. Żwirowa pokrywa prawego wału brzegowego Złotnej, punkt 11. Koryto Złotnej, wypełnione w czasie powodzi żwirem, biegło na lewo od płotu. Widok w dół rzeki. Maj 1978 r.

Gravelly sheet deposited on the right natural levee of the River Złotna, site 11. The river channel, filled up with gravel during the flood, ran to the left of the fence. View is downchannel. May 1978



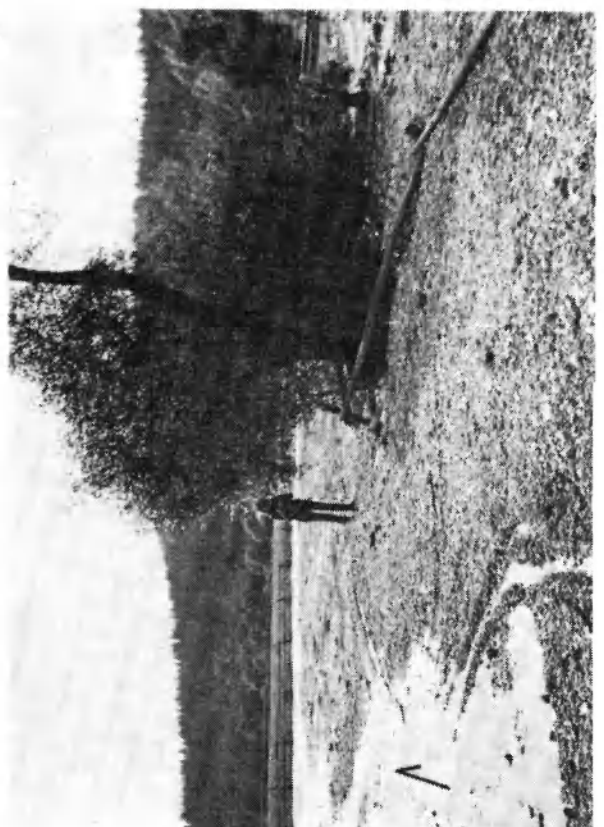
2



4



1



3

Andrzej Karol TEISSEYRE – Mady dolin sudeckich. Część III. Subaeralnie i subakwalnie deponowane osady pozakorytowe w świetle eksperymentu terenowego (1977–1979)
 Recent overbank deposits of the Sudetic valleys, SW Poland. Part III. Subaerially and subaqueously deposited overbank sediments in the light of field experiment (1977–1979)

PLANSZA III - PLATE III

Depozycja powodziowa w warunkach subaeralnych – górna część stożka Miskowic
Deposition occasioned by the August 1977 flood under subaerial conditions – upper part of the
Miskowice Fan

1. Dolna Złotna, punkt 22. Widoczna jest pokrywa piaszczysta zdeponowana na lewym wale brzegowym oraz wałek roślinny na brzegu rzeki (prawy górny róg). W warunkach szybkiego opadania wód na powierzchni piaszczystej pokrywy zachowały się riplemarki, utworzone w fazie opadania wód. Pokrywa piaszczysta, przekopana po powodzi, ujawniła uziarnienie gradacyjne pensymetryczne (muł – piasek drobnoziarnisty – piasek gruboziarnisty ze żwirkiem – piasek średnioziarnisty, miąższość pokrywy 1–16 cm). W korycie rzeki przepływ był prawie krytyczny, w krewasie – spokojny ($Fr = 0,41$). Na tyczce skala co 10 cm. Stan opadający 2 sierpnia 1977 r.

The River Złotna, site 22. Note sand sheet deposited on the left natural levee and ridge of plant fragments on the channel bank (top right-hand corner). Sudden emergence resulted in preservation of ripples seen on the sand; the ripples originated immediately before the abrupt drop in stage. The sandy sheet, examined after the flood, revealed pensymmetrical graded bedding (silt – fine sand – coarse sand with granules – medium sand, total thickness 1–16 cm). The flow in the channel was nearly critical and that in the crevasse was subcritical ($Fr = 0.41$). 10-cm scale on the levelling rod. Falling stage, August 2, 1977

2. Dolna Złotna, punkt 16. Widoczny jest trawiasty naturalny wał brzegowy tuż po nagłym opadnięciu stanu powodziowego w dniu 2 sierpnia 1977 r. Na powierzchni cienkiej pokrywy piasku (o uziarnieniu gradacyjnym odwróconym) widoczne są riplemarki

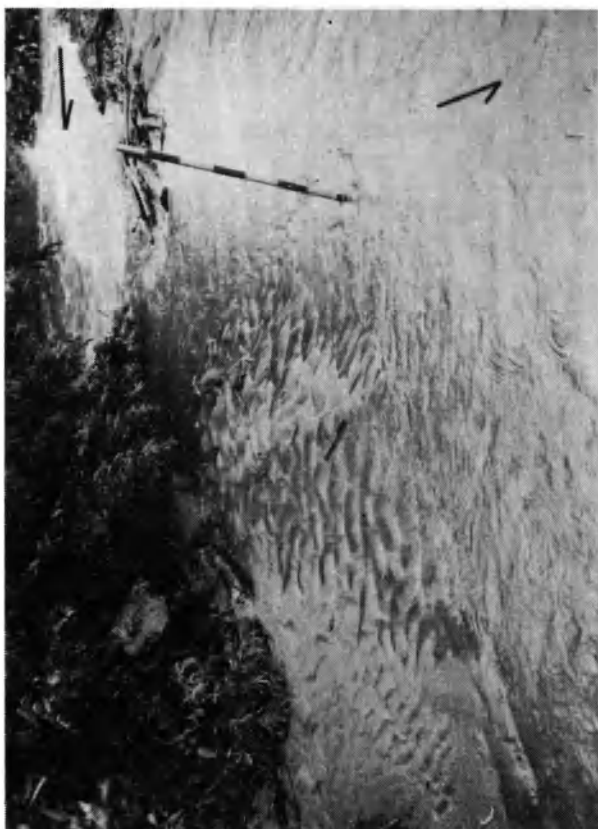
The River Złotna, site 16. Photo shows appearance of grassy natural levee just after the sudden drop in stage on August 2, 1977. Note ripples on the sand sheet with reversed graded bedding within the deposit

3. Dolna Złotna, punkt 13. Żwiry pokrywy złożonej na wale brzegowym, w odległości 9 metrów od koryta. Widoczny fragment płyta darni. Skala co 2 cm

The River Złotna, site 13. Gravelly sheet of the natural levee, distance from the channel 9 m. Note fragment of sod. 2-cm scale on the ruler

4. Stożek Miskowic, równia zalewowa, ok. 100 m na N od punktu 12. Widoczny jest piaszczysto-mułowy cień sedymentacyjny. Piasek jest biały, nie spękany, muł szary, ze szczelinami z wysychania. Strzałka pokazuje kierunek przepływu powodziowego. Kreska ma 10 cm

The Miskowice Fan, flood plain, some 100 m north of site 12. Note sand (white) and mud (grey, cracked) deposited as a sediment shadow. Arrow indicates direction of flow. Bar is 10-cm long



Andrzej Karol TEISSEYRE — Mady dolin sudeckich. Część III. Subaeralnie i subakwalnie deponowane osady pozakorytowe w świetle eksperymentu terenowego (1977-1979)
 Recent overbank deposits of the Sudetic valleys, SW Poland. Part III. Subaerially and subaqueously deposited overbank sediments in the light of field experiment (1977-1979)

PLANSZA IV - PLATE IV

Dolna, zalana w czasie powodzi część stożka Miskowic

Lower, submerged part of the Miskowice Fan

1. Widok jeziora powstałego w wyniku spiętrzenia wód powodziowych przez zaporę w Bukówce. Upust denny był przez cały czas otwarty. Koryto Złotnej wyznacza rząd wierzb (z prawej). Na horyzoncie – Zadzierna (723,7 m n.p.m.). 2 sierpnia 1977 r.

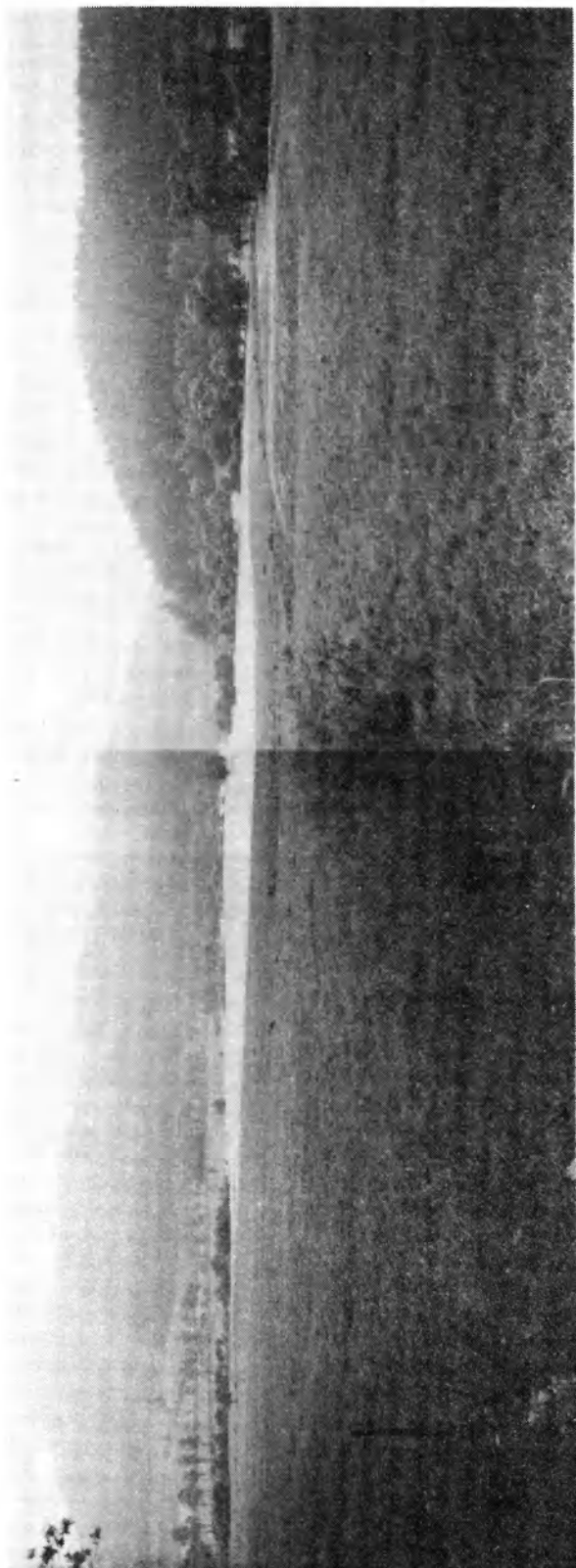
A lake originated in the Bukówka Reservoir (normally dry flood-detention reservoir) due to the August 1977 flood. The bottom sluice was open throughout the flood. The channel of the River Złotna is marked by willows (right photo). View to the east from the road Bukówka-Miskowice. Zadzierna Mt (723.7 m a.s.l.) at the sky line. August 2, 1977

2. Górna część jeziora, głębokość 0,5-1 m. Nad zalanymi wałami brzegowymi nadal utrzymuje się silny przepływ (strzałka), ułatwiony przez duży spadek poprzeczny wałów. Koryto Złotnej wyznacza linia wierzb. Widok ku wschodowi. 2 sierpnia 1977 r.

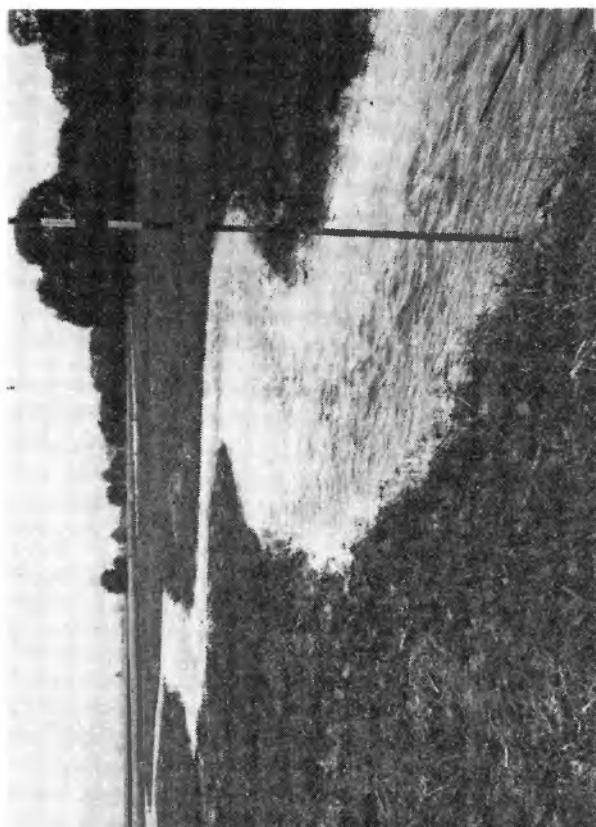
Upper part of the lake, depth 0.5-1 m. Note fast flow over submerged natural levees (arrow), facilitated by large transverse slope of the levee. The channel of the River Złotna is marked by willows. View to the east. August 2, 1977

3. Prawa część dolnej partii stożka Miskowic po wynurzeniu. Widoczny jest przepływ w opuszczonym, meandrującym korycie Złotnej, z okresu przed regulacją rzeki. Na tyczce skala co 10 cm. Sierpień 1977 r.

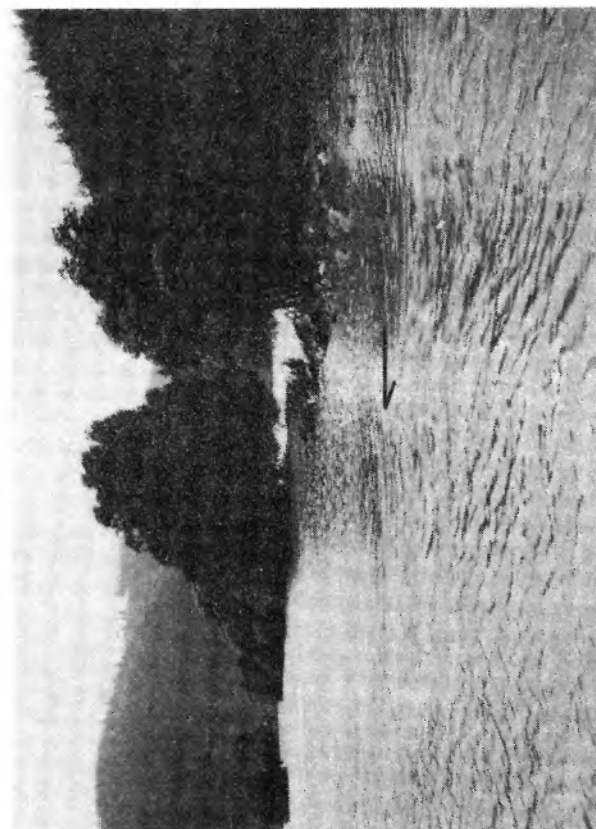
Right tail portion of the Miskowice Fan after emergence. Note post-flood flow in an abandoned, meandering channel of the lower River Złotna. 10-cm scale on the levelling rod. August 1977



1



3



2

Andrzej Karol TEISSEYRE — Mady dolin sudeckich. Część III. Subaeralnie i subakwalnie deponowane osady pozakorytowe w świetle eksperymentu terenowego (1977–1979)
 Recent overbank deposits of the Sudetic valleys, SW Poland. Part III. Subaerially and subaqueously deposited overbank sediments in the light of field experiment (1977–1979)

PLANSZA V - PLATE V

Osady deponowane z prądów gęstościowych w warunkach subakwalnych
– dolna, zalana część stożka Miskowic

Sediments deposited from density currents under subaqueous conditions
– lower, submerged part of the Miskowice Fan

1. Pokrywa żwirokowo-piaszczysta o płaskiej powierzchni stropowej powstała na równi zalewowej na głębokości ok. 0,5–0,7 m. Pokrywa miała miąższość 1–9 cm i wykazywała uziarnienie gradacyjne odwrócone. Około 60 m na N od punktu 27. Stan bezpośrednio po wynurzeniu 2 sierpnia 1977 r. Sheet of gravelly sand with flat top surface originated on the flood plain at depth ca. 0.5–0.7 m. The deposit was 1–9 cm thick and revealed reversed graded bedding. Some 60 m north of site 27. Situation shortly after emergence on August 2, 1977

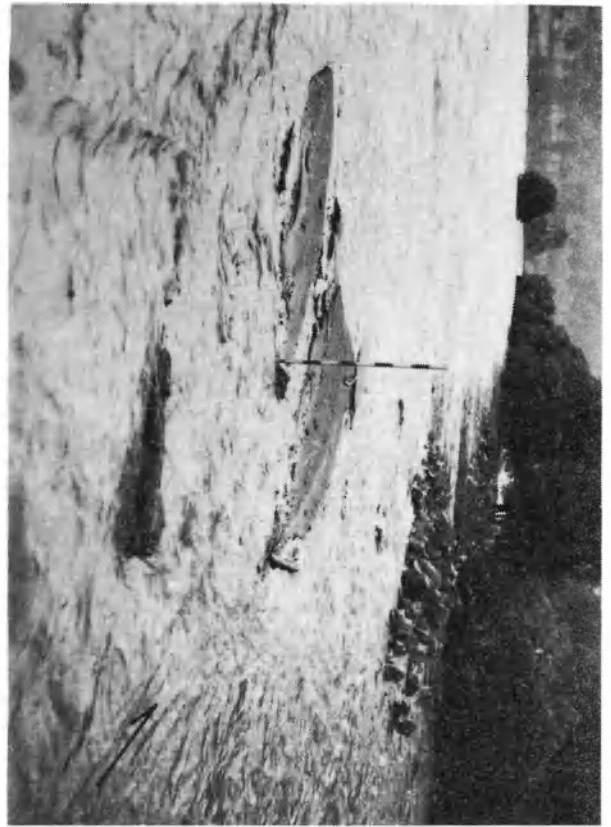
2. Lokalne nagromadzenie piasku w formie płaskich cieni sedymentacyjnych. Lewy wał brzegowy Złotnej, 7 m na N od koryta rzeki, punkt 28. Stan z 2 sierpnia 1977 r., tuż po wynurzeniu Local accumulation of sand deposited as flat-topped sediment shadow. Left natural levee of the River Zlotna, 7 m north of the channel, site 28. Situation on August 2, 1977, shortly after emergence

3 i 4. Zarośnięty wiklinami lewy wał brzegowy dolnej Złotnej, punkty 32–33. Głównymi formami depozycyjnymi piasku i żwirku były cienie sedymentacyjne. Jedną z takich form ukazuje w przekroju poprzecznym fotografia 4. Najczęściej notowaną strukturą tych osadów było uziarnienie gradacyjne pensymetryczne lub odwrócone. Na powierzchni osadu brak powłok mułowych. W czasie stanów maksymalnych (1–2 sierpnia 1977 r.) osady te tworzyły się na głębokości 2,7–3,2 m. Na tyczce skala co 10 cm, na całówce – co 2 cm

Left natural levee of the River Zlotna overgrown with willows, sites 32–33. The main depositional forms of sand and fine gravel laid down here were sediment shadows. A section through one of them is shown in photo 4. The most common structure of the deposits was pensymmetrical or reversed graded bedding. Top mud drapes were lacking. During peak discharges and stages (August 1–2, 1977) the deposits were accumulated at depths 2.7–3.2 m. 10-cm scale on the levelling rod and 2-cm – on the ruler. Situation in late August 1977



2



4



1



3

Andrzej Karol TEISSEYRE — Mady dolin sudeckich. Część III. Subaerialnie i subakwalnie deponowane osady pozakorytowe w świetle eksperymentu terenowego (1977–1979)
 Recent overbank deposits of the Sudetic valleys, SW Poland. Part III. Subaerially and subaqueously deposited overbank sediments in the light of field experiment (1977–1979)

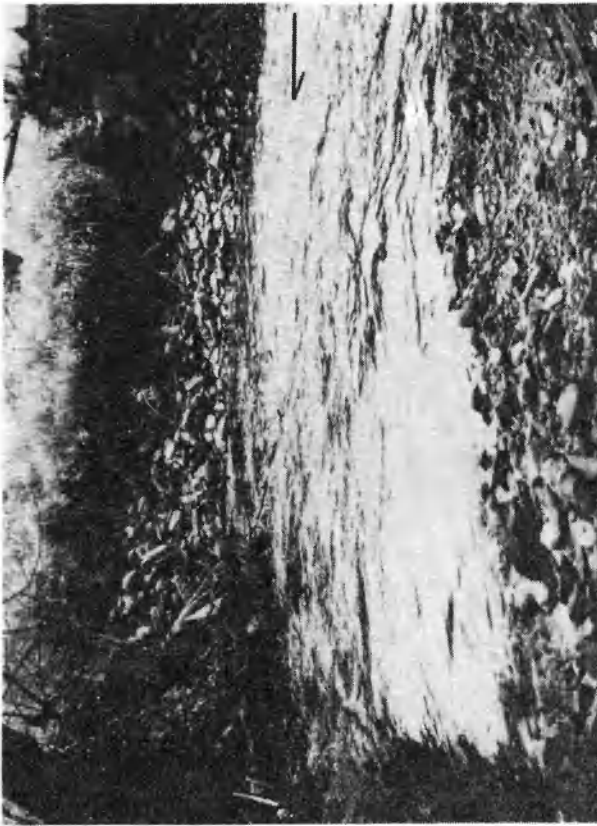
PLANSZA VI – PLATE VI

Osady deponowane z prądów gęstościowych w warunkach subakwalnych
– dolna, zalana część stożka Miskowic

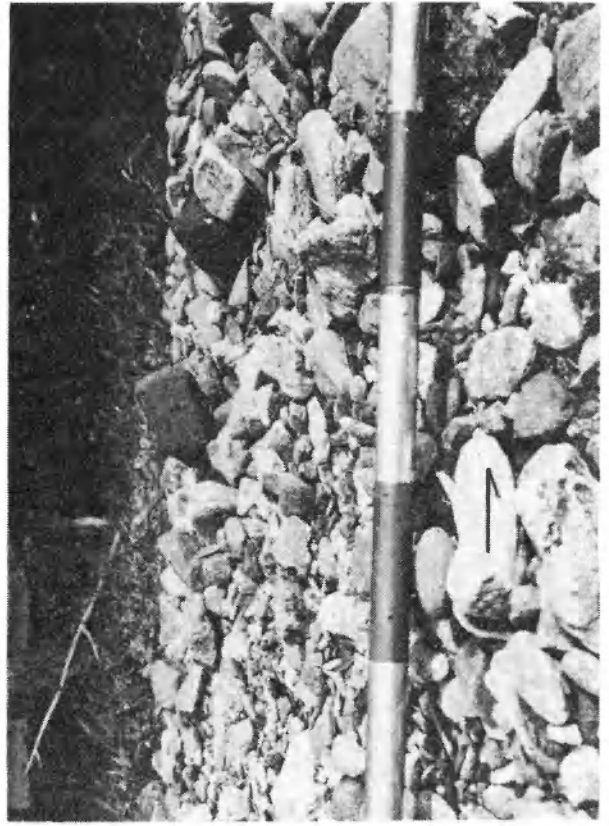
Sediments deposited from density currents under subaqueous conditions
– lower, submerged part of the Miskowice Fan

1–4. Prawy wał brzegowy dolnej Złotnej, punkt 30. Widoczny jest odsyp żwirowy opisany szczegółowo w tekście (por. fig. 7). Fotografia 1 ukazuje prawy brzeg koryta z krewasą wylotową wyścieloną żwirem, transportowy odcinek wału brzegowego (trawiasty) i odsyp żwirowy widziany w kierunku z prądem. Wlot do krewasy ukazuje fotografia 2. Na zdjęciu 3 widać odsyp żwirowy ukazany w kierunku pod prąd – widoczne są ściany zsypu. Fotografia 4 pokazuje bruk na stropowej powierzchni odsypu. Widoczne są zimbrykowane żwiry płaskie, miejscami nagromadzone w skupieniach (ang. clusters). Ciemne żwiry to fragmenty cegieł. W czasie przepływów i stanów maksymalnych (1–2 sierpnia 1977 r.) odsyp tworzył się na głębokości ok. 2 m. Na tyczce skala co 10 cm. Stan z końca sierpnia 1977 r.

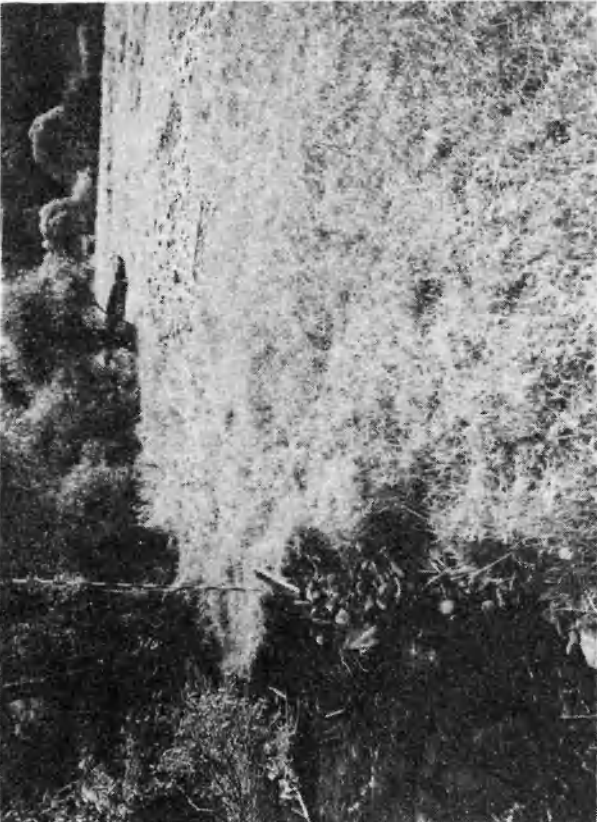
Right natural levee of the River Złotna, site 30. Note gravelly bar described in the text (see also Fig. 7). Photo 1 shows the right bank of the river with an outflow crevasse floored with gravel, the transportation segment of the levee (grassy) and the bar seen in the downchannel direction. The crevasse ramp is shown in photo 2. Photo 3 shows the bar seen in the upcurrent direction – note slip faces. Photo 4 illustrates top surface of the bar with pavement of imbricated pebbles and cobbles, in places clustered. Dark cobbles are brick fragments. During peak discharge and stage (August 1–2, 1977) the bar was originating at depth ca. 2 m. 10-cm scale on the levelling rod. Situation in late August 1977



2



4



1



3

Andrzej Karol TEISSEYRE — Mady dolin sudeckich. Część III. Subaerialnie i subakwalnie deponowane osady pozakorytowe w świetle eksperymentu terenowego (1977–1979)
 Recent overbank deposits of the Sudetic valleys, SW Poland. Part III. Subaerially and subaqueously deposited overbank sediments in the light of field experiment (1977–1979)

PLANSZA VII - PLATE VII

Osady deponowane z prądów gęstościowych w warunkach subakwalnych
– dolna, zalana część stożka Miskowic

Sediments deposited from density currents under subaqueous conditions
– lower, submerged part of the Miskowice Fan

1-3. Osady stoku wału brzegowego i równi zalewowej położonej na północ od koryta Złotnej, w odległości 30-100 m od koryta rzeki (punkty 33-35). Widoczne są nasypy typu mikrodelty, zbudowane z piasku i żwirku. Laminacja skośna mikrodeltoowa jest wyraźnie widoczna z wyjątkiem formy pokazanej na fotografii 2, gdzie była trudno dostrzegalna ze względu na dobre wysortowanie osadu. W czasie przepływów i stanów maksymalnych (1-2 sierpnia 1977 r.) osady te tworzyły się na głębokości 3-4,5 m. Na tyczce skala co 10 cm, na calówce – co 2 cm. Stan z końca sierpnia 1977 r. Deposits of the levee slope and the flood plain situated north of the Złotna channel, 30-100 m from the river (sites 33-35). Note microdelta-type embankments composed of sand and fine gravel. Cross-lamination is evident except photo 2 where it was indistinct because of good sorting of the deposit. During peak discharge and stage (August 1-2, 1977) the deposits were forming at depths 3-4.5 m. 10-cm scale on the levelling rod and 2-cm – on the ruler

4. Lokalizacja jak wyżej. Fragment rozległej pokrywy żwirkowo-piaszczystej. Widoczne jest uziarnienie gradacyjne pensymetryczne z czarną laminą mułu w spągu i najbardziej gruboziarnistym osadem (żwirek) w środku ławicy. Deformacje widoczne w osadzie powstały w wyniku chodzenia po świeżym piasku

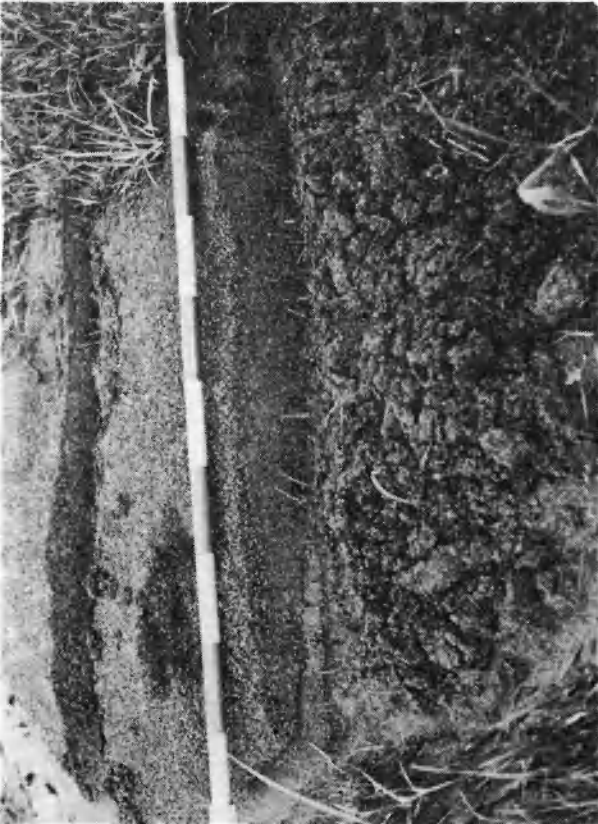
Location as above. Section through a widespread sheet of gravelly sand. Note pensymmetrical graded bedding with a lamina of mud (black) at the bottom and the coarsest deposit (granules) in the middle of the bed. Deformations seen in the deposit originated partly as a result of lumbering along a fresh sand



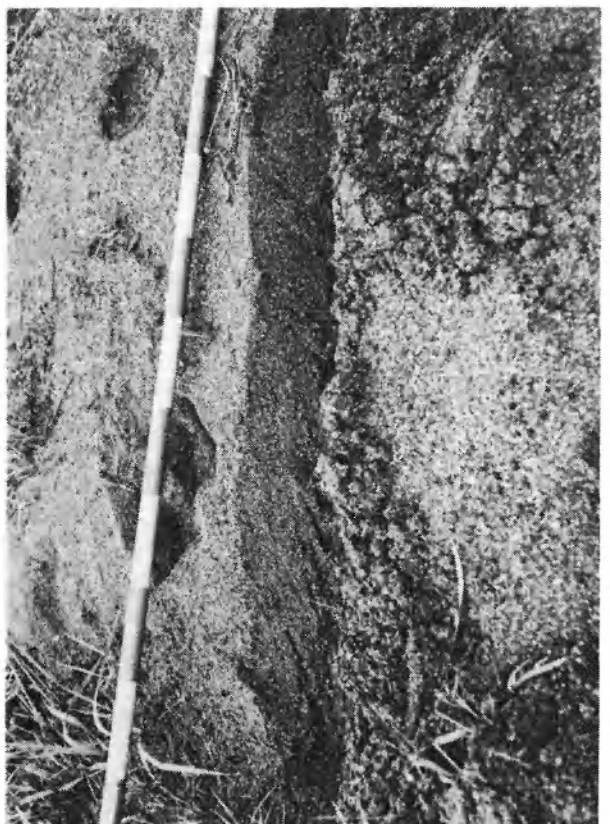
2



4



1



3

Andrzej Karol TEISSEYRE – Mady dolin sudeckich. Część III. Subaerialnie i subakwalnie deponowane osady pozakorytowe w świetle eksperymentu terenowego (1977–1979)
Recent overbank deposits of the Sudetic valleys, SW Poland. Part III. Subaerially and subaqueously deposited overbank sediments in the light of field experiment (1977–1979)

PLANSZA VIII – PLATE VIII

Osady deponowane z prądów gęstościowych w warunkach subakwalnych

– dolna, zalana część stożka Miskowic

Sediments deposited from density currents under subaqueous conditions

– lower, submerged part of the Miskowice Fan

1–2. Dolna Złotna, punkt 32, widok w dół doliny. Widoczne jest meandrujące koryto rzeki, żwirowa łacha meandrowa na brzegu lewym i naturalny wał brzegowy na brzegu prawym (pierwszy plan). W czasie powodzi sierpniowej na łasze meandrowej została odłożona nowa warstwa żwiru, erozja w brzegu zewnętrznym spowodowała oberwanie się części przewieszek darniowych, a naturalny wał brzegowy został okryty pokrywą mułu i piasku o uziarnieniu pensymetrycznym gradacyjnym i grubości do 10 cm (na fot. 2 – pokrywa spękana w wyniku powolnego osuwania się brzegu). Opisane zmiany były wynikiem prądu gęstościowego działającego na głębokości ok. 2,7 m (wał brzegowy) i 3,7–4,3 m (koryto rzeki). Białe plamy to śnieg. Kreska na zdjęciu 1 ma 2 m wysokości. Stan z marca 1978 r.

The River Złotna, site 32, view downvalley. Note the meandering channel, the gravelly point bar at the left bank, and the natural levee on the right bank (foreground). During the August 1977 flood, a new layer of gravel was accreted on the point bar, local bank failures occurred on the right outer cut bank, and the natural levee was mantled with a bed of mud and sand (showing pensymmetrical graded bedding, up to 10 cm in thickness). The natural levee deposit is also shown in photo 2 (cracks are due to creeping of the soil towards the channel). The modifications described above were the result of density current acting at depth 2.7 m over the natural levee and 3.7–4.3 m in the channel. Bar in photo 1 is 2 m high. Situation in March 1978

3. Pokrywa piaszczysto-żwirowa o uziarnieniu gradacyjnym odwróconym, zdeponowana na lewym wale brzegowym dolnej Złotnej, w odległości 30–40 m od koryta rzeki (punkt 27, widok w górę doliny). Osad ten został wyprowadzony z koryta rzeki krewasą łagodną widoczną na dalszym planie (krewasę zilustrowano poprzednio, Teisseyre 1988, pl. III, 4). Między krewasą a pokrywą piaszczysto-żwirową widoczny jest pas terenu pozbawiony osadu (z wyjątkiem cienkiej laminy mułu i piasku zdeponowanej między źdźbłami traw – transportowy odcinek grzbietu wału). W czasie przepływów i stanów maksymalnych (1–2 sierpnia 1977 r.) osady te tworzyły się na głębokości ok. 1 m, a ich narastanie było obserwowane. Stan z końca sierpnia 1977 r.

Sheet of sand and gravel (reversed graded bedding) deposited on the left natural levee of the River Złotna, some 30–40 m from the channel (site 27, view is upvalley). The deposit was brought out of the channel through a gentle crevasse seen in the background (the crevasse is also illustrated in the preceding paper, Teisseyre 1988, Pl. III, 4). Note transportation segment of the natural levee between the crevasse and the sand-gravel sheet. The segment is free from the deposit except a thin lamina of sand and mud deposited between grass blades. During peak discharge and stage (August 1–2, 1977) the deposits were forming at depth ca. 1 m; their deposition was monitored. Situation in late August 1977

4. Bóbr, punkt B-5. Krewasa w prawym, podcinanym brzegu koryta, powstała w czasie powodzi sierpniowej w wyniku działania prądu gęstościowego, na głębokości 4,5–5,5 m. Kreska ma 2 m wysokości. Stan z grudnia 1977 r.

The River Bóbr, site B-5. Crevasse seen in the right bank of the channel originated during the August 1977 flood as a result of density current, acting at depths 4.5–5.5 m. Bar is 2 m high. Situation in December 1977

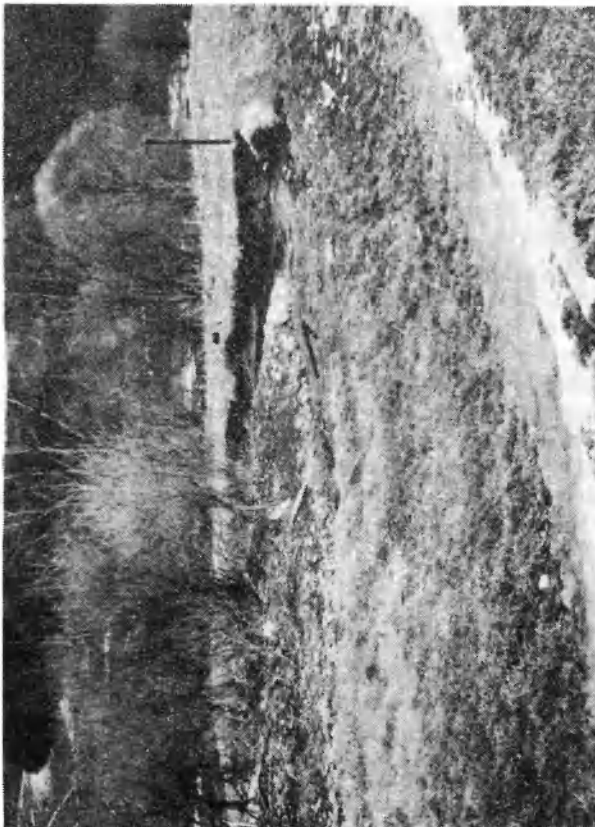
Wszystkie zdjęcia wykonane przez autora
All photographs by the author



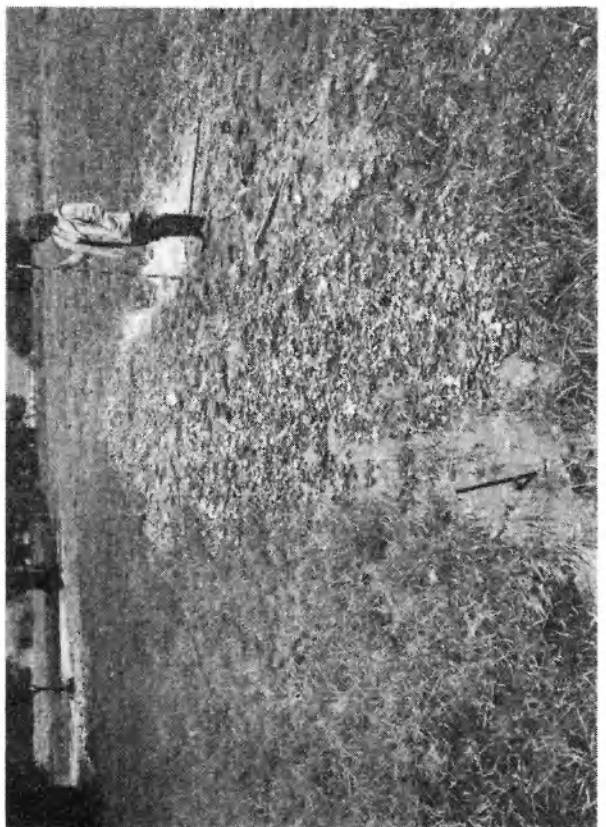
2



4



1



3

Andrzej Karol TEISSEYRE — Mady dolin sudeckich. Część III. Subaeralnie i subakwalnie deponowane osady pozakorytowe w świetle eksperymentu terenowego (1977–1979)

Recent overbank deposits of the Sudetic valleys, SW Poland. Part III. Subaerially and subaqueously deposited overbank sediments in the light of field experiment (1977–1979)